Evolution Néogène de l'arc alpin sud-occidental: Approches sismotectonique et thermochronologique

Romain Beucher

▶ **To cite this version:**

Romain Beucher. Evolution Néogène de l'arc alpin sud-occidental: Approches sismotectonique et thermochronologique. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2009. Français. NNT : . tel-00444816

HAL Id: tel-00444816

https://theses.hal.science/tel-00444816

Submitted on 7 Jan 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université Joseph Fourier
Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines

Évolution Néogène de l'Arc Alpin sud-occidental

Approches sismotectonique et thermochronologique

Romain Beucher

Thèse de Doctorat

Soutenue publiquement le 04 Décembre 2009
devant le Jury composé de:

Jean Braun	Examinateur
Laurent Jolivet	Rapporteur
Eduard Kissling	Rapporteur
Marco Malusa	Examinateur
Christian Sue	Invité
Pierre Tricart	Directeur de thèse
Peter van der Beek	Directeur de thèse

N° d'ordre: XXXX

THÈSE

Présentée afin d'obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR DE
L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

par

Romain BEUCHER

Évolution Néogène de l'arc alpin sud-occidental: Approches sismotectonique et thermochronologique

Soutenue le 04 Décembre 2009 devant le jury composé de:

Pr.	Laurent	JOLIVET	(Rapporteur)
Pr.	Eduard	KISSLING	(Rapporteur)
Pr.	Jean	BRAUN	(Examinateur)
M.	Marco	MALUSÀ	(Examinateur)
Pr.	Christian	SUE	(Invité)
Pr.	Pierre	TRICART	(Directeur de thèse)
Pr.	Peter	VAN DER BEEK	(Directeur de Thèse)

Thèse préparée au
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines
Université Grenoble I,
Maison des Géosciences,
38 430 Grenoble CEDEX 9

Cette thèse a fait l'objet d'un soutien financier du
Ministère de la recherche et de l'enseignement supérieur
via l'attribution d'une allocation de recherche (2006-2009)

Rédaction et mise en page sous LaTeX 2_εopensource.
©Copyright 2009, Romain Beucher

Image de couverture: Vue vers l'est sur le versant alpin italien. Photo prise depuis le col de Feuillas ou d'Échelette sur la frontière franco-italienne, Romain Beucher, 2007.

À mon grand-père

«Aucun géologue digne de ce nom ne reste enchaîné vingt-quatre heures sur vingt-quatre à son bureau ou à son laboratoire, mais quant à l'idée séduisante que la vraie science ne serait fondée que sur une observation objective de la nature à l'état brut, elle relève de la mythologie. Le travail créatif, en géologie comme ailleurs, est affaire d'interaction et de synthèse ; d'idées ruminées dans les cafés, de roches observées sur le terrain, de spéculations nées de promenades solitaire, de chiffres provenant de l'analyse des roches en laboratoire, de chiffres calculés par un homme rivé à son bureau, d'équipements sophistiqués au fonctionnement généralement défectueux et installés à bord de couteux navires, d'équipement bon marché à l'intérieur du crâne humain, de discussions tenues devant une saignée. »

(Stephen Jay Gould / 1988 / Un Hérisson dans la tempête)

*W*assily Kandinsky "White line", oil on canvas, 1920.

Résumé

Cette thèse cible l'évolution Néogène de la branche sud de l'arc alpin occidental. Une approche multi-méthodes associant études de terrain, sismotectonique et thermochronologie basse température y met en évidence un régime tectonique complexe ainsi qu'une évolution morphologique et structurale originale au sein de l'arc.

La fracturation s'organise autour d'un faisceau d'accidents NW-SE, à jeu principalement dextre, accompagnant la courbure de l'arc et commandant structure et morphologie. Par ailleurs, à l'échelle des massifs, une structuration en failles normales conjuguées NE-SW traduit une extension parallèle à la chaîne. D'autres failles normales traduisent une extension perpendiculaire à la chaîne. L'inversion des données microtectoniques a permis de caractériser des régimes de paléocontraintes décrochant et extensif. L'absence d'une chronologie cohérente à l'échelle régionale suggère que ces régimes ont coexisté. Je propose que ces régimes constituent deux extrêmes d'un régime de contrainte unique variable, résultant de l'interférence entre un champ de contraintes extensif, à tendance multidirectionnelle et propre à la partie interne, surépaissie de la chaîne, et un champ de contraintes décrochant à transpressif commandé aux limites de la chaîne.

L'analyse sismologique montre que l'arc interne subit actuellement un régime transtensif en zone Briançonnaise et un régime purement extensif en Zone Piémontaise, plus interne. La direction d'extension reste proche d'E-W, comme plus au nord à la latitude du Pelvoux, et indépendante de la courbure de l'arc. La caractérisation du régime extensif actuel en termes de directions tangentes ou radiales à l'arc est donc ici inadaptée. La Zone Externe présente un régime globalement transpressif à nuancer puisqu'elle est également affectée par de l'extension dans sa partie la plus interne. Je propose une corrélation entre la zone subissant l'extension et la zone d'épaisseur crustale maximum. Ce modèle s'inspire et étend celui proposé par [Delacou et al., 2004]. Il favorise un processus d'extension lié à un effondrement gravitaire de la chaîne. La structure arquée concerne surtout la croûte supérieure, les structures plus profondes étant plus linéaires. Ce découplage vertical des structures est probablement hérité du poinçonnement syncollision oligocène, responsable de la formation de l'arc interne. Il peut expliquer qu'au Néogène le découplage tectonique entre arc interne en extension et zone externe en transpression ne réactive pas, près de la surface, l'ancien front chevauchant de l'arc interne, comme c'est le cas plus au nord au sein de l'arc.

Quelques nouvelles données thermochronologiques (traces de fission dans l'apatite), replacées dans une synthèse des données existantes, confirment que les Alpes sud-occidentales ont connu une évolution structurale et morphologique originale au Néogène. Les zones internes présentent un refroidissement final homogène et rapide dès la fin de l'Oligocène. Le saut d'âge entre zone externe et zones internes, récemment mis en évidence à la latitude du Pelvoux, est confirmé dans l'ensemble de la branche sud de l'arc. Il témoigne de l'inversion du front chevauchant des zones internes peu de temps après le paroxysme de la collision. Je relie l'exhumation rapide des zones internes de la branche sud à la forte érosion d'une cordillère alpine axée sur les zones internes au front du poinçon apulien.

La quantification de l'évolution du relief à partir du système traces de fission sur Apatite a été testée sur la base de deux transects échantillonnés dans les massifs du Pelvoux et Dora-Maira. Les relations âges-altitudes à différentes longueurs d'onde permettent d'estimer un taux d'exhumation moyen de 0.4km/Ma pour le Pelvoux au cours des 7 derniers Ma, et de 0.1Km/Ma pour Dora-Maira au cours des 20 derniers Ma. Pour ces deux massifs, aucune évolution probante du relief n'est mise en évidence. On souligne dès lors le manque de résolution du système apatite pour quantifier l'évolution du relief.

Une synthèse des résultats permet de proposer que la déformation soit le résultat d'un équilibre instable entre l'étalement de la chaîne sous l'effet des forces de volume et la cinématique complexe de l'Apulie qui intègre à la fois une composante en translation et une composante rotationnelle.

Mots-clefs : Alpes, Tectonique, Sismotectonique, Thermochronologie, Traces de fission, Arc orogénique, Exhumation, Extension post-orogénique, paléo-contraintes, Géodynamique Alpine.

Neogene Evolution of the south-Western Alps (French-Italian border): An integrated sismotectonic and thermochronological approach

Abstract

This thesis focuses on the Neogene evolution of the south-Western Alps. An integrated approach coupling in-field analysis, seismotectonics and low-temperature thermochronology was adopted and highlights a complex tectonic pattern as an original tecto-morphic evolution within the Alpine belt.

The faulting analysis shows a strong original pattern of NW-SE dextral fault drawing orogen-parallel valleys and accompanying the Alpine curvature. These faults coexist with a second order network of steep normal faults accommodating orogen-parallel extension. Paleostress inversions reveal a complex history of stress/strain in the South-Western Alps, involving an extensional and a transcurrent regime. Chronological discrepancies suggest that these regimes have coexisted. I propose that they are end members of a fluctuating stress state that results from interference between a regional extensional field and a more general transpressional field. In our view, the more local field would be induced by gravity while the general field is likely induced by indentation of Apulia.

The seismotectonic analysis shows that the south-Western Alps are undergoing extensional to transcurrent deformation in the Briançonnais zone and almost pure extension in the more internal Piemont zone. Extension is oriented E-W, as it is farther north in the arc, in apparent independence with the surface structural curvature. Discussing extension in terms of orogen-perpendicular vs. orogen-parallel is consequently no longer pertinent in the western Alpine arc. The area undergoing extension overspreads onto the inner fringe of the external zone, and is no longer strictly confined to the internal zones as it is further north in the rest of the arc. I propose that the area affected by extension correlates with high crustal thickness. This would promote buoyancy forces as the main factor governing extension. The arc of the Western Alps mainly reflects the upper-crustal structure and contrasts with more linear structures at depth. This implies a vertical uncoupling probably acquired during the Oligocene climax of the indentation-collision that could explain why the major thrust at the front of the internal arc was not reactivated as an extensional detachment like further to the north.

The synthesis of new and previously published Apatite Fission Tracks data confirms that the south-Western Alps have undergone an original tectono-morphic evolution during Neogene times. Thermochronology reveals a rapid exhumation in the Internal zones just after the Oligocene collision climax and confirms a strong jump in age (around 20 Ma) with respect to the External Zone. The latter testifies for reactivation of the front of the internal arc as an extensional detachment soon after the collision climax. I relate the rapid exhumation of the south-Western Alps to the strong erosion of an elevated cordillera taking place in the internal zones.

Quantification of relief evolution is tested by using the Apatite Fission track thermochronological system along two transects sampled in the Pelvoux and Dora-Maira massifs. Age-elevation relationships at several topographic wavelengths allow estimating a mean exhumation rate of 0.4km/Myr for the last 7Myr in the Pelvoux massif and of 0.1Km/Myr for the last 20Myr in the Dora-Maira massif. No clear evolution of relief through time is evidenced. We underline a general lake of resolution of the AFT system to quantify relief evolution.

Synthesis of results allow proposing that the Neogene deformation results from a weak equilibrium between inner-to-the belt processes, related to a gravitational spreading of an overthickenned alpine crust, and outer processes related to the complex indentation/rotation of Apulia.

Keywords : Alps, Tectonics, Seismotectonics, Thermochronology, Fission tracks, orocline, Exhumation, Extensional post-orogenic collapse, paleostresses, Alpine geodynamics.

Remerciements

Au terme de ces trois années, force est de constater que ma vision de la géologie alpine s'est grandement élargie : j'ai appris à apprécier les différentes variétés de Genepy, tant françaises qu'italiennes devant des paysages sauvages magnifiques ; découvert des auberges de pays tenues par des gastronomes passionnés ; ai étonné nombre de vénérables vieillards italiens osant à peine déranger le drôle de français et sa vieille voiture pleine de cailloux ; et souvent savouré les longs instants de solitude que seule la montagne peut apporter. Étrange région que ces Alpes entre Ubaye et Val de Stura, isolée entre les grands domaines touristiques alpins au nord et la Provence Côte d'Azur au sud, où les habitants, ni totalement français ni tout à fait italiens, profitent de leurs vallées hors du temps. La frontière s'est malgré tout plus d'une fois rappelée à mon esprit de jeune européen naïf au travers des nombreuses taches laissées par une sombre époque pas si ancienne. Souhaitons que les mêmes processus à l'étude dans cette thèse réduisent blockhaus et vieux obus à ce qu'ils doivent être : une anomalie dans la passionnante histoire géologique des Alpes, et que les futures disputes ne soient que des débats scientifiques entre géologues amoureux des Alpes.

Ils sont heureusement nombreux. À commencer par mon directeur de thèse Pierre Tricart qui classe et reclasse, retourne et creuse les pièces du casse-tête depuis maintenant quelques années et qui ne cache jamais son plaisir d'arpenter les affleurements. Je le remercie de m'avoir fait confiance durant ces trois années, d'avoir gardé patience lors de mes nombreuses relectures et de m'accompagner maintenant dans l'aventure de l'après thèse. Je présente également ma gratitude à Peter van der Beek qui a bien voulu partager l'encadrement de mon travail : sa porte est toujours ouverte et son emploi du temps toujours prêt à dégager cinq minutes pour vous débrouiller d'un problème ou d'une question. Malgré son statut d'invité dans le jury, Christian Sue figure pour moi à part entière en tant que codirecteur de cette thèse : les conseils téléphoniques prodigués depuis son bureau de la côte bretonne m'ont été de la plus grande utilité. Je n'ai également pas manqué de lui faire partager les plaisirs du terrain dans les Alpes.

Je tiens à remercier les membres du jury de me faire l'honneur de juger mon travail. Merci à Jean Braun, Marco Malusà, Eduard Kissling et Laurent Jolivet d'avoir consacré du temps à ma lecture. Merci à Mathias Bernet, Xavier Robert, Bardhyl Muceku et Jérémie van Melle de m'avoir accompagné dans la fastidieuse méthode des traces de fission. Ils ont su partager leur temps de recherche et leur patience pour aider à ma formation. Il m'a souvent fallu faire des choix et confronter les différents avis, cela m'a été bénéfique dans la compréhension de la méthode et le chapitre 3 de cette thèse ne serait pas grand-chose sans leur aide. Merci également à Christophe Glotzbach pour son assistance avec le modèle Pecube lors des dernières semaines, il a toujours étonnamment réussi à comprendre mon charabia d'anglais.

Ma gratitude va aux techniciens et administratifs du LGCA qui ne ménagent pas leurs efforts pour nous faciliter les choses. Je remercie plus particulièrement Francis Coeur pour son aide au broyage des échantillons ainsi que François Senebier pour la rapidité et le soin qu'il met quotidiennement dans son travail. Claudine et Claudie, les deux plus célèbres agents administratifs de la maison des géosciences m'ont réconcilié avec les lourdes formalités, sans doute parce qu'elles m'ont très largement épargné et que je n'ai vu qu'une toute petite partie de l'iceberg.

Je remercie d'une manière générale tous les personnels du LGCA, permanents, doctorants et non-permanents. La liste est trop longue pour ne pas risquer d'en oublier, soyez tous remerciés pour votre participation à l'animation du laboratoire. Je salue le travail des différents responsables de l'école doctorale Terre Univers Environnement que j'ai pu côtoyer lors de ces trois années. Anne Marie Bouiller et Catherine Chauvel, deux chercheures remarquables et soucieuses de la vie des doctorants ; Étienne Jaillard qui a repris les rênes depuis quelque temps déjà et avec qui j'ai apprécié de découvrir la géologie de l'île d'Elbe lors du plus que bénéfique stage de l'ED. J'en profite également pour remercier ici Jean-Pierre Bouillin pour son accompagnement dans ce stage : la retraite n'est pas près de le tenir éloigné de la géologie méditerranéenne.

La thèse est parfois difficile à porter, les quelques moments de détentes sont alors bienvenus. Je remercie pour cela Xavier Robert, Clément Ganino et Fabien Deschamps ainsi que mon regretté cobureau Matthieu Dubille, parti à la recherche de champignons dans la campagne parisienne, pour les séances de défoulement culturel devant QPUC. Le traditionnel café du bureau 344 aura largement tenu la comparaison avec les machines de la maison des géosciences au moins jusqu'à cette dernière année de thèse. Il est maintenant nettement moins bon, mais je n'ose en reporter la faute sur mon nouveau compagnon de galère, Thibault Simon-Labric que je remercie en passant...

Je souhaite faire une place à mes vieux amis, tous plus ou moins familiers avec la géologie : France Albero, Wissenschaftliche Mitarbeiterin au BGR à Göttingen ; Xavier Gardiès, Pilote D'essai Grosse cylindrée chez International Bike Motors, Paris ; Marion Delorme, Ministre de l'Education Nationale 20XX ? ; Adeline Baloche, Ingénieure-peintre-décoratrice en géologie à Dijon ; Julien Chabreyrou, spécialiste regretté de la Dent de Crolles et enfin Olivier-Zitoune Cabaret sourcier dans le sud-ouest. Vous êtes tous pris par vos vies professionnelles très chargées, mais je suis toujours content d'avoir de vos nouvelles et de partager un repas avec vous.

Ma famille a été pour moi un soutien indéfectible tant d'un point de vue matériel que moral. Je remercie ici ma mère et mon père ainsi que mes chers grands-parents.

Enfin, la dernière et non des moindres, la seule à avoir partagé chaque journée de galère et de joie lors de ces trois années, ma chère et tendre Marjorie. J'espère pouvoir te soutenir dans ton travail de thèse comme tu as su le faire pour moi et concrétiser de grands projets à venir avec toi.

Grenoble, le 26 octobre 2009.

Table des matières

Les Alpes sud-occidentales: cible privilégiée pour la compréhension de l'évolution tardive de la chaîne. **23**

I Le Contexte Alpin 27

1 Cadre général **28**

2 Histoire géodynamique alpine **29**

2.1 La subduction et le métamorphisme alpin 32

2.2 Collision : développement du prisme orogénique 34

3 Dynamique récente de l'arc alpin : un régime extensif postcollision **36**

3.1 Évolution Néogène 36

4 Courbure de l'arc alpin : état des connaissances **43**

II Analyse de la Fracturation des Alpes Sud-Occidentales 47

1 Approche régionale **48**

2 Travail de terrain **49**

3 Inversion des populations de plans striés **50**

3.1 Conventions 50

3.2 Principe des méthodes d'inversion 51

3.3 Conditions d'application 52

3.4 Procédure utilisée 53

3.5 Discussion sur l'utilisation de l'inversion tectonique 56

Publication à soumettre à Tectonics
Unstable stress field in the southern branch of the Western Alpine arc during late faulting: field constraints and paleostress inversion **57**

III Champ de Contraintes actuel des Alpes Sud-Occidentales: une approche sismotectonique 89

1 Instrumentation sismique de l'arc alpin **90**

1.1 SISMALP 90

1.2 RSNI 91

2 Définition de la zone d'étude et réduction de la base de données **92**

3 Traitement des traces sismiques et calcul des mécanismes aux foyers des séismes **92**

3.1 Base de données finale 94

4 Détermination du régime de contrainte – Inversions des mécanismes **95**

4.1 Interpolation des types de déformation associée aux séismes 97

Publication en révision pour Geophysical Journal International
Complex arc dynamics in the South-Western Alps inferred from earthquake analysis **100**

IV Exhumation des Alpes sud-occidentales: l'apport de la Thermochronologie Basse-Température **131**

1 Principe de la thermochronologie **132**

2 La méthode Traces de fission sur apatite **132**

2.1 Le minéral Apatite 132

2.2 Principe de la méthode 133

2.3 Protocole analytique utilisé au LGCA, Grenoble 140

2.4 Précision et représentation d'un âge traces de fission 141

2.5 Représentation de l'âge traces de fission 141

3 Echantillonnage et datation **142**

Publication
Topographic and exhumational evolution of the south-western Alps (France, Italy): A synthesis and geodynamic implications **145**

V Quantification de l'évolution du relief à partir du système traces de fission sur apatite **175**

1 Principe de l'approche: topographie et perturbation des isothermes 176

1.1 Évolution du relief par analyse spectrale des relations âges/altitudes . . . 177

2 Inversion des données thermochronologiques à partir de Pecube et du NA 182

2.1 Pecube 183

2.2 Le Neighbourhood Algorithm 185

Publication
Assessing exhumation and relief development in the Pelvoux and Dora-Maira massifs (western Alps) from spectral analysis and inversion of thermochronological age transects 187

VI Évolution tectonique et exhumation des Alpes sud-occidentales : synthèse et conclusions 217

1 Synthèse du travail présenté 218

2 Géodynamique Nèogène de l'arc alpin 221

2.1 La branche sud de l'arc alpin : un découplage vertical ? 227

3 Refroidissement et exhumation régionale des Alpes sud-occidentales 229

4 Conclusions 232

Références Complètes 233

Liste des Figures 246

Liste des Tableaux 255

Annexes 257

A Résultats complets des inversions selon méthodes 261

A.1 Paramètres complets des tenseurs selon méthodes 261

A.2 Répartition statistique des couples strie/faille mesurés 265

A.3 Projection des axes $\sigma 3$ selon méthodes 271

B Procédure de localisation de l'algorithme HYPO71 **273**

C Traces de Fission **274**

C.1 Échantillonnage complet 274

C.2 Diagrammes radiaux des comptages traces de fission 275

D Présentations réalisées lors de congrès **283**

D.1 Réunion des Sciences de la Terre, Nancy 2008 283

D.2 European Geosciences Union, Vienna 2009 285

Les Alpes sud-occidentales : cible privilégiée pour la compréhension de l'évolution tardive de la chaîne.

Par Alpes sud-occidentales, on entend la branche méridionale de l'arc alpin occidental, au Sud de l'Ubaye (SE du Pelvoux). L'analyse multidisciplinaire proposée focalise sur les zones internes dans le but de caractériser l'évolution du régime tectonique du Néogène à l'Actuel, ainsi que la réponse structurale et morphologique à cette évolution.

La dernière décennie a vu progresser la connaissance dans l'évolution tectonique « tardive » de l'arc Alpin occidental. Ces progrès ont cependant surtout concerné la branche nord de l'arc, où une extension cassante a dominé en zones internes depuis le Néogène, avec des caractéristiques variables dans le temps et dans l'espace. Une image consensuelle est celle d'une chaîne modérément active, dans un contexte de convergence ralentie voire quasi nulle. Au-delà de ce consensus, les approches sismotectoniques et géodésiques ont conduit à identifier des régimes actuels de déformation/contrainte contrastés, que les analyses tectoniques reconstituent aussi dans le passé. Aucun modèle ne rend encore compte parfaitement de tels contrastes.

Un acquis récent concerne le coeur de la chaîne, sujet à une déformation en extension, postérieure à toutes les phases de plissement-chevauchement synschisteux, alors que dans le même temps, un raccourcissement en compression se poursuit en zone externe, illustré par le soulèvement des massifs cristallins ou la propagation des fronts chevauchants de couverture. Parmi les difficultés, la façon dont cette extension de coeur d'arc est accommodée par la réactivation de structures héritées de la collision n'a été documenté que très localement. Autre difficulté : les indices de tectonique active sur le terrain (« néotectonique ») restent rares et discutés.

La complexité de la chaîne est de longue date reliée à son cadre géodynamique. La cinématique régionale est ainsi compliquée par l'individualisation, à une époque encore mal déterminée, de la microplaque apulienne (socle de l' Italie septentrionale) et par la proximité de domaines successivement en expansion, en fermeture, et en collision (bassin ligure, Apennins...) auxquels s'ajoute une évolution structurale profonde encore mal maîtrisée malgré des données géophysiques disponibles en nombre croissant.

Cette somme de facteurs extérieurs et intérieurs à la chaîne explique que l'on ait parlé de « noeud tectonique » à la jonction de deux arc prononcés, celui des Alpes occidentales, et celui de l'Apennin septentrional.

Dans ce contexte, les Alpes sud-occidentales, à la courbure structurale et montagneuse accentuée, constituent une cible de choix. Pourtant, les zones internes y sont largement restées à l'écart des études de fracturation tardi-alpine si développées plus

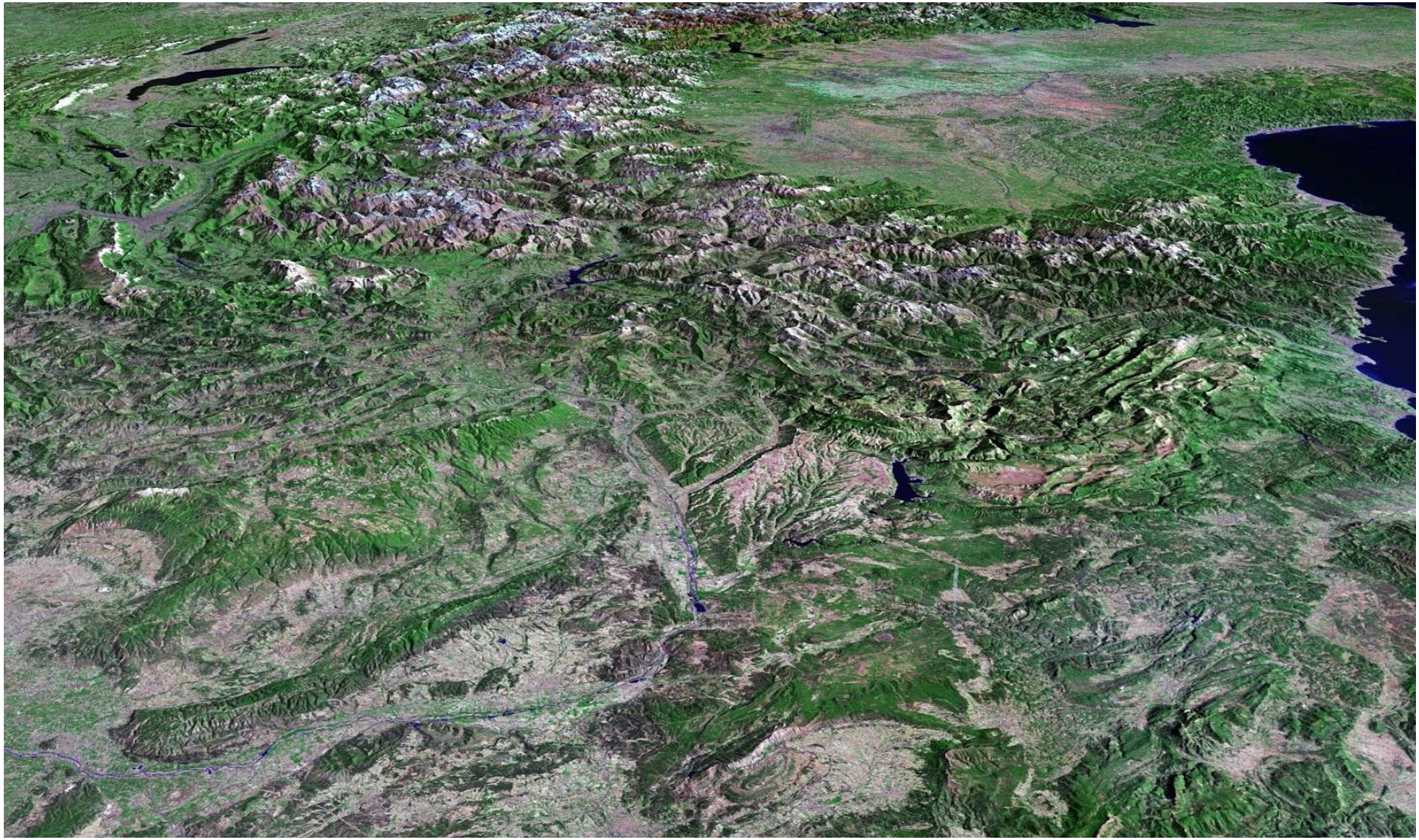


FIGURE 0.1 – Vue de l'arc alpin vers le NE depuis Aix-en-Provence. Image Landsat drappée sur un modèle numérique de terrain. (Dr William Bowen, California Geological Survey, 2007. http ://geogdata.csun.edu)

au nord. De même les modalités de leur exhumation finale restaient à mieux documenter. Le présent mémoire vise à pallier ces manques par la mise en oeuvre d'approches analytiques variées et complémentaires : Tectonique sur le terrain, Sismotectonique, Thermochronologique.

Après une introduction du contexte géodynamique alpin, je présenterai mon travail selon un plan correspondant aux différentes approches opérées. Chaque partie est structurée autour d'une publication soumise ou à soumettre et dans laquelle je replace mes résultats dans un cadre alpin et/ou nord-méditerranéen sans attendre les conclusions finales de cette thèse.

La partie II est dévolue aux données structurales et microstructurales obtenues lors des campagnes de terrain des étés 2007 et 2008. Le traitement des données par inversions des mesures de plans striés aboutit à préciser le(s) régime(s) de contraintes au cours de la période Miocène à Actuel.

La partie III exploite le catalogue de sismicité disponible sur la zone d'étude et s'emploie à caractériser le régime sismotectonique régional.

La partie IV tente de synthétiser toutes les données - apportées ici comme déjà disponibles par ailleurs - concernant l'exhumation de la " branche sud " de l'arc alpin occidental. Ces données sont celles enregistrées *in* situ mais aussi celles provenant de l'analyse des bassins molassiques périphériques.

Parce que la région se prête à une telle recherche plus thématique, la partie V aborde la question générale de l'évolution du relief telle qu'on peut la reconstituer grâce à la thermochronologie basse température. C'est l'occasion d'une réflexion sur les relations tectogenèse-morphogenèse.

Enfin, il est proposé un bilan des travaux réalisés ainsi que quelques perspectives de recherche. Dans cette dernière partie, on synthétise comment le régime de contraintes/déformations des Alpes occidentales a pu évoluer au cours du Miocène et on discute les mécanismes moteurs possibles, à l'intérieur du prisme orogénique et aux limites de la chaîne.

Première partie

Le Contexte Alpin

Sommaire

1 Cadre général **28**

2 Histoire géodynamique alpine **29**

2.1 La subduction et le métamorphisme alpin 32

2.2 Collision : développement du prisme orogénique 34

3 Dynamique récente de l'arc alpin : un régime extensif postcollision **36**

3.1 Évolution Néogène 36

3.1.1 Exhumation récente des unités alpines : apport de la Thermochronologie basse température. 37

3.1.2 Déformations actuelles 39

3.1.3 Sismicité et tectonique alpine 39

3.1.4 Apport de la géodésie : cinématique actuelle 42

4 Courbure de l'arc alpin : état des connaissances **43**

L'étude présentée dans cette thèse se place dans un cadre récent vis-à-vis de l'orogénèse alpine et ne concerne que la partie occidentale de la chaîne. Il apparaît néanmoins que les événements géologiques précédant cette histoire ont défini un cadre tectonique complexe ayant contraint les régimes de déformation tout au long de l'histoire de la chaîne. L'étude et la compréhension de l'histoire Néogène sont donc indissociables du contexte antérieur qui doit être pris en compte dans les discussions.

Dans cette partie introductive, je présenterai les grandes étapes de la structuration alpine connues grâce aux nombreuses publications produites depuis plus d'un siècle : celles des pionniers notamment (Argand, 1911, 1916; Bertrand, 1908; Lugeon, 1901; Schardt, 1884), abondamment relayées et renouvelées depuis les années 60 et l'énoncé de la théorie de la tectonique des plaques (Barféty et al.*, 1968; Dewey* et al.*, 1973; Goguel, 1963; Trumpy, 1960). La complexité de la chaîne est en partie due à cette importante quantité d'informations dont la synthèse dépasse le cadre de ce travail. Je renvoie donc le lecteur à ces publications ou aux ouvrages généraux (Choukroune* et al.*, 1986; Coward et Dietrich, 1989; Esher* et al.*, 1997; Lemoine* et al.*, 2000; Schmid et Kissling, 2000; Tricart, 1984) pour une étude approfondie de la question.*

1 Cadre général

Les Alpes s'étendent sur près de 1000 km depuis Gènes, en passant par la basse vallée du Rhône, à l'ouest, jusqu'à la longitude de Vienne, en Autriche, à l'est (Figure 1.1). Leur largeur varie de 200 à 500 km entre les plateaux bavarois et suisse au nord et les plaines du Pô et de Vénétie au sud. La chaîne des Alpes proprement dite ne constitue qu'un segment d'un ensemble plus vaste que composent les chaînes alpines téthysiennes et qui s'étend depuis le détroit de Gibraltar jusqu'à l'archipel indonésien. Parmi ces chaînes téthysiennes, on regroupe les chaînes entourant le bassin méditerranéen sous le terme de « chaînes péri-méditerranéennes » (Figure 1.2).

À l'origine, on trouve donc un océan disparu, la Téthys mésozoïque et les marges continentales qui lui sont associées. Cet océan est lui-même issu du démantèlement de la Pangée à partir du Trias (200 Ma BP). Les chaînes de montagnes observées aujourd'hui sont liées à la fermeture des bassins océaniques du système téthysien dont le moteur est la convergence entre les plaques européenne et africaine (Stampfli *et al.*, 2002). Le processus aboutit à de nombreuses complexités locales liées à la présence de blocs continentaux plus ou moins solidaires des plaques principales. Ainsi, au niveau des Alpes, la convergence puis la collision se fait-elle entre la plaque européenne et l'Apulie (ou Adria), un microcontinent satellite ou éperon de la plaque africaine correspondant aujourd'hui au socle de l'Adriatique, de la plaine du Pô et d'une partie de la péninsule

FIGURE 1.1 – Vue de l'arc alpin enneigé depuis l'espace. (Image prise par l'instrument Meris (*Medium Resolution Imaging Spectrometer*) du satellite européen Envisat le 8 décembre 2008).

italienne.

On subdivise classiquement l'arc alpin en deux ensembles selon l'importance du métamorphisme subi : les zones externes (ou arc externe) correspondent aux unités peu déformées et peu métamorphisées lors de l'histoire alpine, alors que les zones internes (ou arc interne) ont connu un raccourcissement et un métamorphisme plus important (Figure 1.4).

Je retrace dans les sections suivantes les différentes étapes de l'histoire géodynamique alpine.

2 Histoire géodynamique alpine

Le rifting débute au Trias et se poursuit jusqu'à la fin du Dogger inférieur (Figure 1.3). La zone d'amincissement crustal se place alors au niveau de la pénéplaine triasique issue de l'arasement des reliefs de l'orogénèse hercynienne. La fracturation héritée

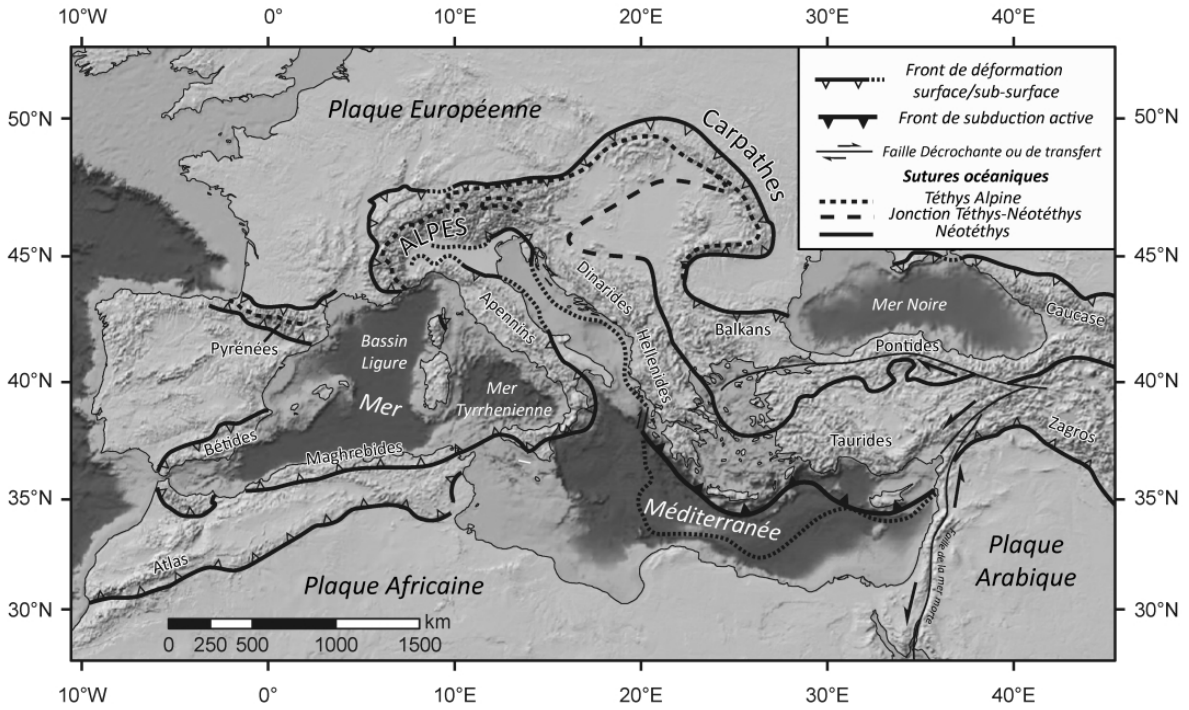


FIGURE 1.2 – Modèle Numérique de Terrain soulignant la position des chaînes alpines péri-méditerranéennes.

de l'histoire hercynienne, caractérisée par les directions NE-SW et NW-SE est encore aujourd'hui bien exprimée dans les massifs cristallins externes et la foliation métamorphique alpine (NE-SW) (von Raumer *et al.*, 1999). Cette structuration a joué un rôle important dans la localisation de l'extension jurassique au cours du rifting puis lors de la compression alpine (Lemoine *et al.*, 1986, 1981).

La mer envahit progressivement des bassins en demi-graben de dimensions déca-kilométriques (Barféty *et al.*, 1979; Lemoine *et al.*, 1986, 1981) où se met en place, dans un contexte tectonique peu actif, une sédimentation épicontinentale de très faible profondeur. C'est dans cet environnement que se déposent les premières séries de carbonates de plateforme qui composent les falaises des massifs subalpins (ex. : Vercors, Chartreuse...) ainsi que des grès et les évaporites du Trias qui joueront, par la suite, un rôle fondamental de niveau de décollement dans la tectonique alpine.

Le rifting prend fin avec la mise en place d'une croûte océanique. Deux domaines océaniques sont à distinguer au niveau des Alpes : la Téthys alpine ou océan ligure-piémontais constitue une incursion avortée de l'océan Atlantique au Dogger supérieur (170-165Ma) ; une seconde incursion au niveau du golfe de Gascogne se serait étendue vers l'est jusqu'au domaine alpin, donnant naissance à l'océan valaisan au cours du Crétacé inférieur et moyen (135-100Ma). La juxtaposition de ces deux ensembles aboutit à l'isolement d'un bloc continental, le microcontinent briançonnais. On estime que la largeur totale de l'océan n'a jamais atteint plus de quelques centaines de kilomètres,

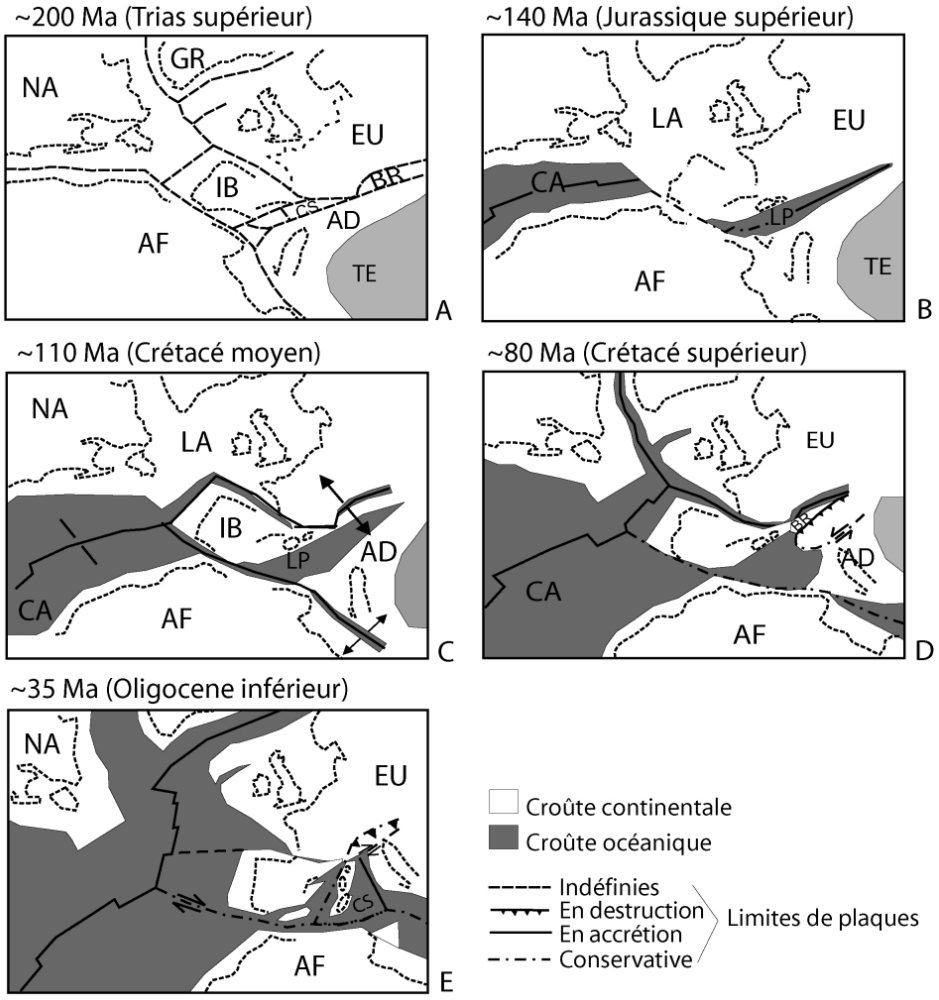


FIGURE 1.3 – Reconstitution paléogéographique de la Méditerranée occidentale et de l'Atlantique nord depuis le Trias supérieur jusqu'à l'Oligocène inférieur (D'après (Frisch, 1981)). LA= Laurasia, AF= Afrique, NA= Amérique du Nord, GR= Groenland, IB= Ibérie, BR=Briançonnais, AD= Adria, SA= bloc Corso-Sarde, Océans : CA (Atlantique central), SP (Océan Pénnique Sud).

entre une marge nord-ouest européenne et ibérique, et une marge sud apulo-africaine.

Cette histoire a abouti à une différentiation de la marge européenne en grands domaines paléogéographiques reconnaissables aujourd'hui et servant à la classification des grands ensembles structuraux (Dercourt *et al.*, 1986; Dewey *et al.*, 1973; Froitzheim et Manatschal, 1996; Lemoine *et al.*, 1986, 2000; Marthaler, 2001; Stampfi et Borel, 2004; Stampfli *et al.*, 2002; Tricart, 1984). On distingue ainsi de la partie la plus externe vers le coeur de la chaîne (Figure 1.4) :

Le domaine dauphinois ou helvétique , constitué de séries calcaro-marneuses jurassiques et crétacées déposées dans des structures de type bloc basculé affectant le socle paléozoïque des Massifs Cristallins Externes (MCE : Argentera, Pelvoux, Belledonne, Mont Blanc, Aiguilles-Rouges). La sédimentation est d'abord constituée de récifs coralliens puis de plateformes carbonatées qui laissent place à une sédimentation de plus en

plus pélagique lors de l'approfondissement accompagnant l'ouverture du bassin.

Les domaines ultradauphinois (ou ultrahelvétiques) et valaisan sont essentiellement constitués de flyschs paléocènes à éocènes produits par l'émersion de la chaîne éoalpine.

Le domaine briançonnais est le domaine le plus proximal de la zone interne. Suite à l'océanisation, il constituait un ensemble continental en position haute dans la marge européenne (Mega-Horst) séparant les domaines océaniques valaisan et liguro-piémontais. Le socle paléozoïque affleure aujourd'hui dans les massifs cristallins internes (MCI : Dora-Maira, Grand Paradis). Les sédiments triasiques sont constitués de conglomérats, quartzites et carbonates auxquels succèdent des dépôts pélagiques au Jurassique inférieur et au Crétacé supérieur. On sait qu'en alternance avec les périodes de dépôts profonds, le domaine briançonnais fut partiellement émergé lors du Jurassique inférieur, moyen et au Crétacé inférieur soulignant une importante instabilité de ce domaine paléogéographique lors du rifting.

Le domaine piémontais se situe dans la partie la plus interne de l'arc alpin. Dans le détail, on distingue l'unité piémontaise stricte, à substratum continental, de l'unité liguro-piémontaise, à substratum océanique (ophiolites). Ces unités correspondent au domaine océanique proprement dit et se caractérisent par des dépôts profonds jurassiques et crétacés dont dérivera par la suite le complexe métasédimentaire des schistes lustrés.

2.1 La subduction et le métamorphisme alpin

L'océan téthysien amorce sa fermeture à la fin du Crétacé supérieur en réponse à l'ouverture vers le nord de l'océan Atlantique qui amorce la rotation antihoraire de la plaque africaine et la mise en place d'un contexte de convergence entre les marges apulo-africaine et européenne. La subduction des domaines océaniques liguro-piémontais puis Valaisan se met en place avec une vergence sud-est. Par endroits, l'obduction permet la conservation de croûte océanique qui sera préservée dans le prisme orogénique. De manière continue, une partie de la marge continentale entre en subduction au cours du Crétacé supérieur et de l'Éocène aboutissant à l'enfouissement des unités sédimentaires qui subissent alors un métamorphisme de hautes pressions voire d'ultrahautes pressions (Droop *et al.*, 1990; Duchêne *et al.*, 1997; Goffé et Choppin, 1986; Pognante, 1991; Spalla *et al.*, 1996). L'édifice se structure selon une tectonique en nappes de charriage à métamorphisme prograde d'ouest en est, depuis un faciès schiste vert à un faciès schiste bleu, voire éclogitique. La reconnaissance de minéral de très haute pression comme la Coésite, dans le massif interne de Dora-Maira, indique que certaines unités ont atteint

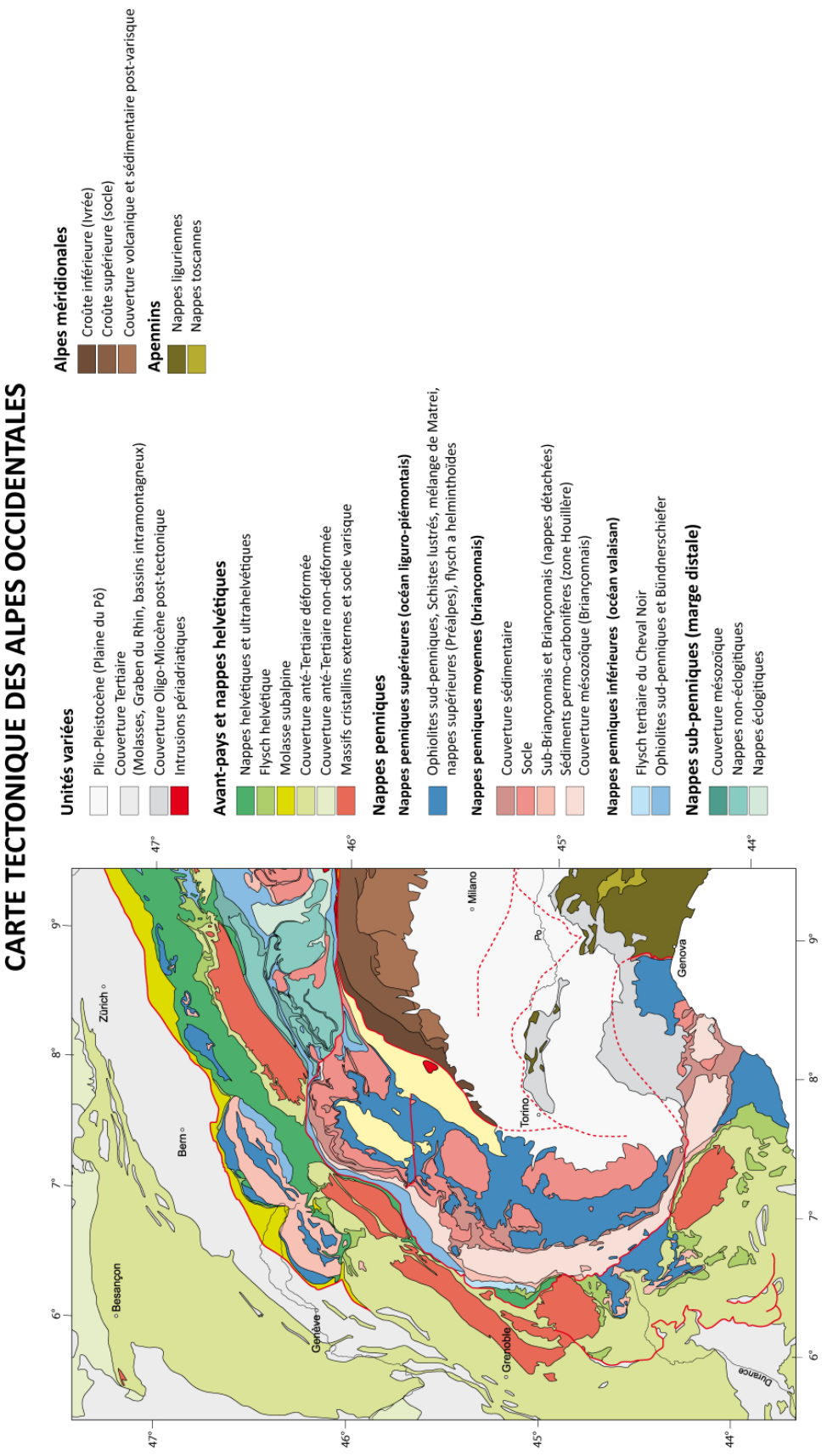


FIGURE 1.4 – Carte tectonique des Alpes occidentales d'après (Schmid *et al.*, 2004). Les tracés des coupes de la figure suivante sont également reportés.

une profondeur d'enfouissement supérieur à 100 km (Compagnoni, 2003; Compagnoni et Hirajima, 2001; Gillet *et al.*, 1984). L'ensemble de ces unités fortement métamorphisées définit le domaine des zones internes.

En dehors du métamorphisme des unités alpines, la subduction a probablement joué un rôle dans la cinématique des plaques en surface. L'éclogitisation de la croûte subductée a ainsi pu augmenter l'effet de traction du panneau lithosphérique plongeant et un rapprochement des plaques en surface. La traction excessive associée au déséquilibre thermique a également pu entrainer la rupture de ce même panneau lithosphérique. Les conséquences d'un tel scénario sur la tectonique de surface sont encore mal évaluées, mais les réajustements isostatiques à l'échelle de la lithosphère ont probablement influencé l'ensemble de la tectonique régionale.

2.2 Collision : développement du prisme orogénique

De manière progressive et continue, la convergence aboutiT au contact des plaques européenne et apulo-africaine qui entrent alors en collision. Celle-ci se traduit par un épaississement du prisme orogénique qui continue à se développer vers les zones externes selon un équilibre dynamique entre les forces de convergence et les forces de gravité internes au prisme.

À partir de l'Oligocène, la chaîne acquiert sa structure actuelle (Figure 1.5). La tectonique en nappes de charriage affecte les zones internes et les zones externes par décollement des nappes dauphinoises et helvétiques sur les niveaux évaporitiques du Trias (Butler, 1992; Choukroune *et al.*, 1986; Dietrich, 1989; Fry, 1989; Ménard, 1988; Mosar *et al.*, 1996; Mugnier et Ménard, 1986; Schmid et Kissling, 2000; Wissing et Pfiffner, 2002). L'activation du chevauchement pennique frontal amène les zones internes à chevaucher les zones externes (Tricart, 1984).

Aux alentours de la transition Oligocène-Miocène, le front compressif atteint les zones externes dans une tectonique de socle qui entraîne le plissement de la couverture et le soulèvement des massifs cristallins externes (Burkhard, 1986, 1988; Butler, 1992; Gratier *et al.*, 1989; Schmid et Kissling, 2000; Seward et Mancktelow, 1994).

Au Miocène moyen puis au Pliocène, le front compressif atteint le Jura et la nappe de Digne provoquant le décollement de la couverture dans les évaporites du Trias (Aubourg *et al.*, 1999; Becker, 2000; Burkhard et Sommaruga, 1998; Champion *et al.*, 2000; Fry, 1989; Schmid et Kissling, 2000; Siddans, 1983; Sommaruga, 1999). Dans les zones internes, la compétition entre forces compressives et forces gravitaires internes au prisme orogénique aboutit à la formation de structures en dômes (Ex. massifs de Dora-Maira, de La Vanoise et du Mont Rose ou encore du Dôme Lépontin) mettant en jeu une com-

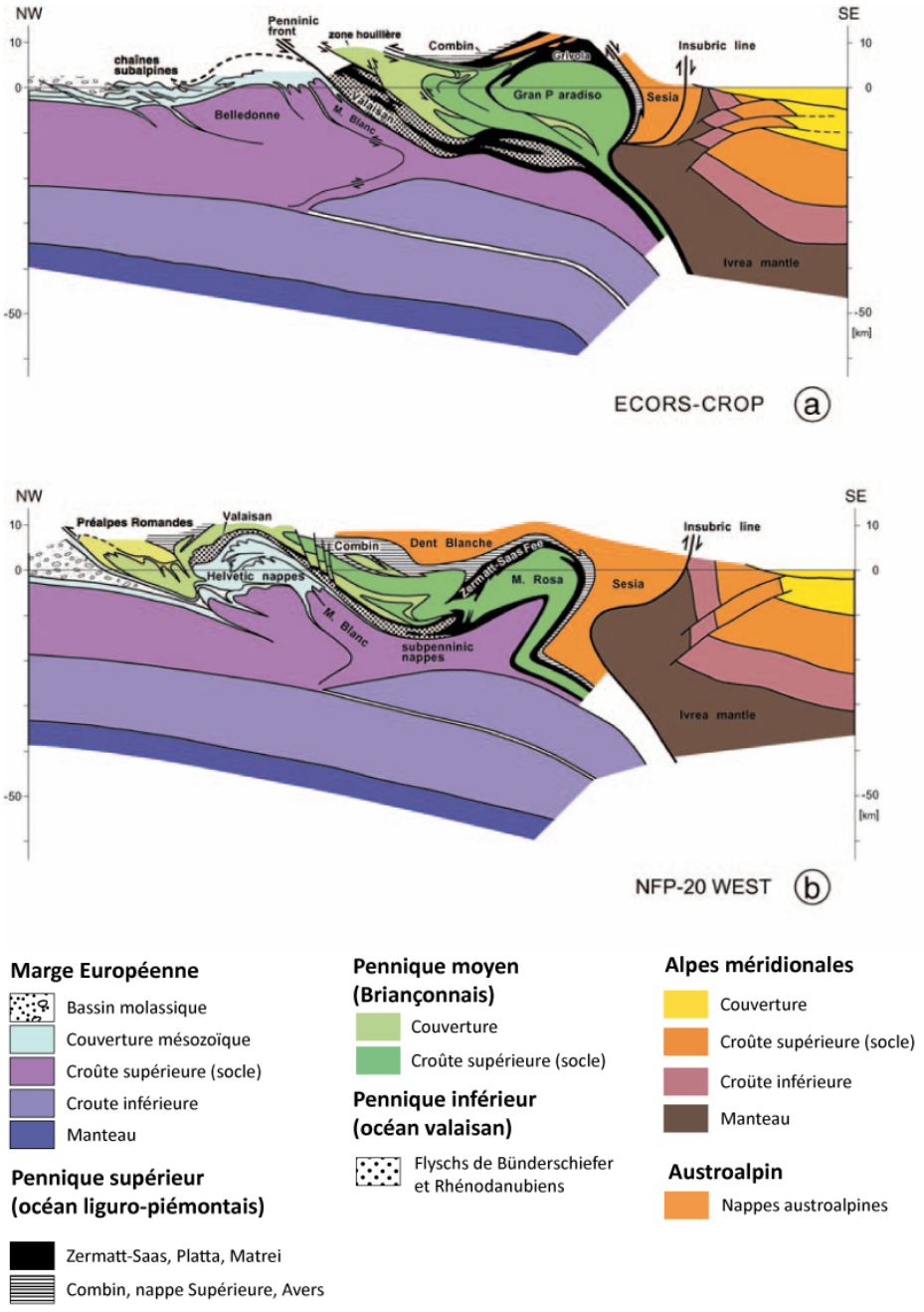


FIGURE 1.5 – Coupe des Alpes occidentales d'après (Schmid *et al.*, 2004)

pression profonde et une extension superficielle qui permet leur exhumation (Ballevre *et al.*, 1990; Mancktelow, 1992; Rolland *et al.*, 2000).

Au cours de la subduction et de la collision, il se dépose au front de la chaîne des flyschs (Crétacé-Eocène) puis des molasses (Oligo-Miocène) dans des bassins successifs formés par la flexure de la lithosphère européenne sous le poids des unités alpines en épaississement (Burkhard, 1990; Burkhard et Sommaruga, 1998; Mugnier et Ménard, 1986; Sinclair, 1997; Sissingh, 2001). Ces bassins d'avant-chaîne sont localement cannibalisés et intégrés au prisme orogénique à mesure que les déformations se propagent vers les zones externes. Ainsi, les grès d'Annot ou du Champsaur constituent-ils des reliques du bassin d'avant chaîne éocène tandis que les bassins molassiques sont présents tout autour de l'arc alpin.

3 Dynamique récente de l'arc alpin : un régime extensif postcollision

3.1 Évolution Néogène

Au cours des années 90, la recherche en domaine convergent a développé un intérêt croissant dans l'étude des stades tardifs des orogènes. Dans les Alpes, cet intérêt s'est porté sur la fracturation tardive auparavant négligée, car considérée comme mineure. De nombreuses études locales ont rapidement montré que l'arc alpin, pour sa partie interne du moins, était affecté par un ensemble de failles normales postérieures aux nappes de charriage et aux schistosités alpines (Baroux *et al.*, 2001; Champagnac *et al.*, 2003, 2004; Eva *et al.*, 1998; Sue, 1998; Sue *et al.*, 2002; Sue et Tricart, 1999, 2003; Tricart *et al.*, 1996).

L'évolution Néogène des Alpes occidentales se caractérise ainsi par le passage d'une dynamique orogénique en compression à un régime postcollisionnel en extension (Champagnac *et al.*, 2006, 2004; Selverstone, 2005; Sue et Tricart, 2002, 2003). En zone piémontaise, l'extension ductile est décrite dès l'Oligocène (Ballevre *et al.*, 1990; Rolland *et al.*, 2000) et évolue rapidement en domaine cassant. En zone briançonnaise, elle est probablement plus tardive et se fait essentiellement en domaine cassant (Bistacchi et Massironi, 2000; Grosjean *et al.*, 2004; Malusa, 2004; Sue et Tricart, 1999, 2002).

Au cours du Néogène, l'extension cassante domine dans l'arc interne alors que des plissements et des chevauchements affectent l'arc externe (Figure 1.6). Il existe ainsi un découplage entre les deux arcs, effectif au niveau du chevauchement pennique, où des indices clairs d'inversion tectonique ont été mis en évidence (Sue et Tricart, 2002).

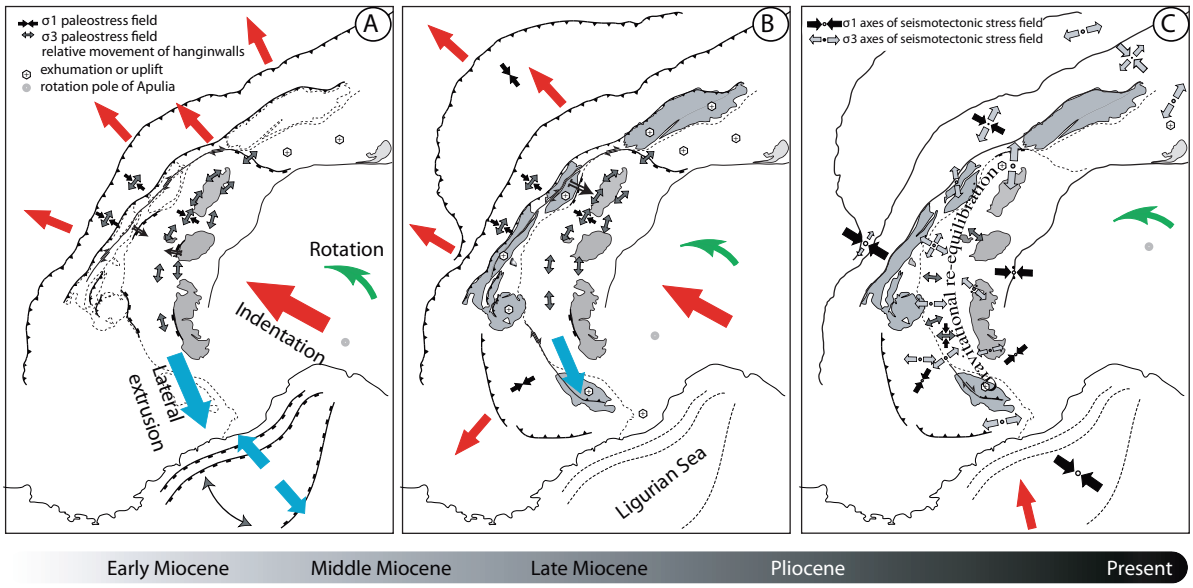


FIGURE 1.6 – Trois instantanés de l'histoire alpine au cours du Néogène d'après l'évolution proposée par (Champagnac *et al.*, 2006; Sue *et al.*, 2007).(a) Extension parallèle à l'axe orogénique, directement liée à l'extrusion latérale vers le bassin ligure et à la dynamique d'indentation/rotation de la microplaque apulienne. Les zones externes subissent encore la compression. (b) Régime tectonique après la fin de l'ouverture ligure, caractérisé par la propagation du front alpin vers le nord-ouest (Jura) et le sud-ouest (nappe de Digne), activation de décrochements dextres tout autour de la chaîne et soulèvement des massifs cristallins externes. L'extension parallèle est toujours active dans les Alpes internes mais semble décroitre vers le sud.(c) Extension perpendiculaire à l'axe orogénique déduite de l'étude des solutions focales des séismes. L'orientation des directions d'extension est perpendiculaire à l'axe de la chaîne alors que les zones externes ne subissent que peu de compression. Cette structure en éventail est également à relier au faible taux de raccourcissement actuel dans les Alpes.

3.1.1 Exhumation récente des unités alpines : apport de la Thermochronologie basse température.

La base de données alpine des âges thermochronologiques basse température (traces de fission et U,Th/He sur apatites et zircons) est particulièrement dense et couvre globalement l'ensemble de l'orogène. Son analyse révèle des taux d'exhumation relativement faibles entre 0.0 et 1.2 mm/an en moyenne et selon les zones. Toutefois, au cours du Néogène, il apparait que les taux d'exhumation ont connu une importante accélération en zone externe et une décélération dans les zones plus internes (Vernon *et al.*, 2008) (Figure 1.7). Ces taux présentent de fortes similarités avec les taux de dénudation estimés à partir du flux sédimentaire qui montre une forte augmentation à la limite Miocène-Pliocène (Kuhlemann, 2000; Vernon *et al.*, 2008). Ces éléments suggèrent une augmentation de l'exhumation et du soulèvement isostatique accélérés depuis cette période sans que le moteur à l'origine de celle-ci soit clairement identifié à l'heure actuelle.

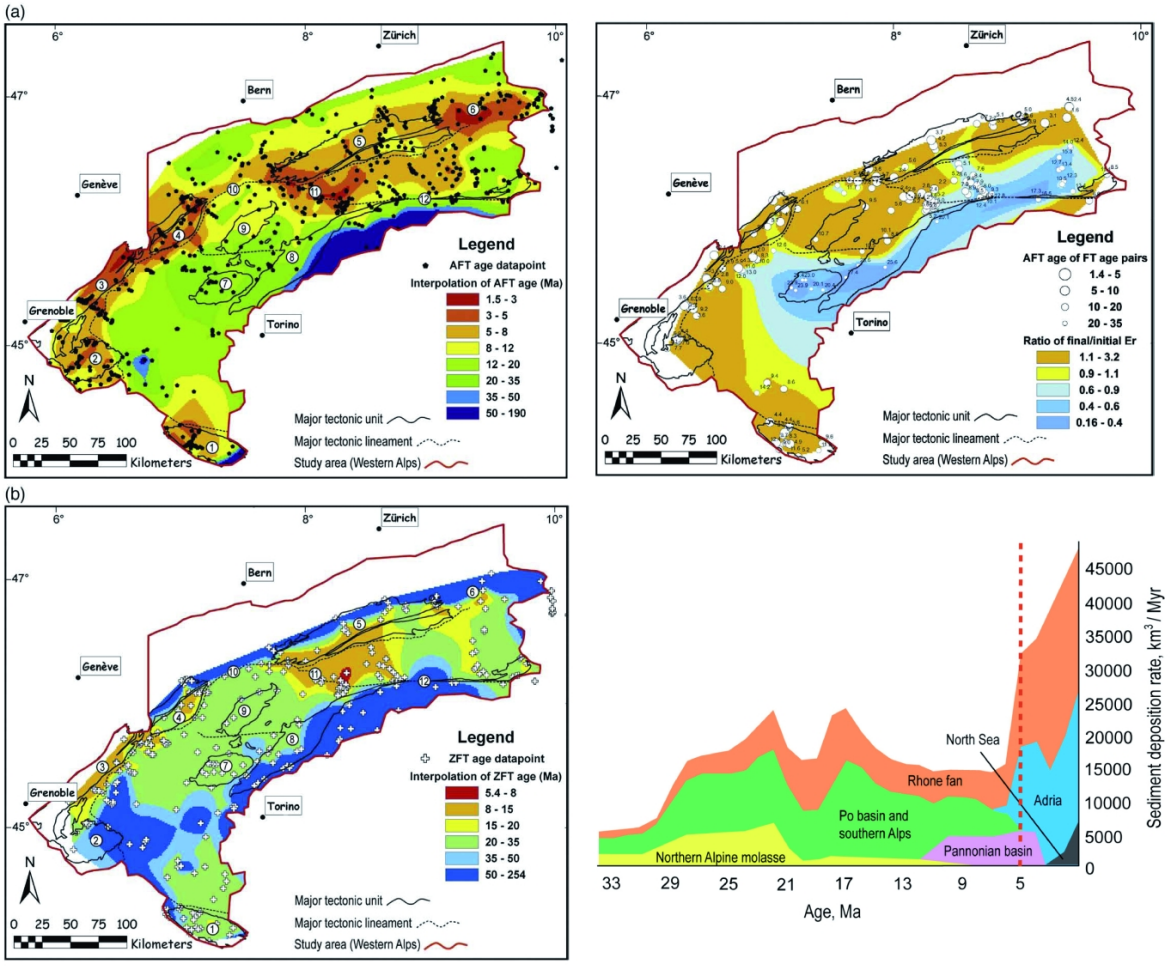


FIGURE 1.7 – Analyse de la base de données thermochronologiques disponible dans les Alpes occidentales et centrales (Vernon *et al.*, 2008). a) Interpolation des âges traces de fission sur apatites (isotherme de fermeture ≈110°C ; b) Interpolation des âges traces de fission sur zircons (isotherme de fermeture ≈200°C ; c) Variation du taux d'exhumation (Er) au cours du temps, calculé à partir des échantillons ayant permis une double datation (Apatites+Zircons). Les échantillons sont utilisés pour calculer un taux initial correspondant à la période entre la fermeture du système zircon et celui du système apatite. Le taux final correspond à la période suivant la fermeture Du système apatite. L'échelle de couleurs représente le rapport entre le taux d'exhumation initial et final et permet de distinguer les zones où les taux d'exhumation moyens ont accéléré (Er>1), sont restés stables (Er=1), ou ont décéléré (Er>1) après la fermeture du système apatite. d) Évolution des taux de sédimentation au cours du temps déterminés à partir des volumes sédimentaires préservés dans les bassins d'avant et d'arrière pays et reconnus comme provenant de l'érosion des Alpes occidentales et centrales. Les auteurs relient accélération des taux d'exhumation et augmentation de l'apport sédimentaire probablement en réponse à un facteur d'ordre climatique.

3.1.2 Déformations actuelles

Nous changeons ici de repères temporels pour traiter d'une activité tectonique qui, si lente soit-elle à l'échelle humaine, se déroule sur des périodes de temps courtes à l'échelle géologique (quelques millions d'années). L'approche analytique et instrumentale est différente : on a dès lors accès à la mesure directe des phénomènes par les outils géophysiques et l'étude morphologique.

Dans un tel contexte, des phénomènes considérés auparavant comme secondaires, du fait de leur forte variabilité au cours du temps, peuvent devenir prépondérants. L'étude des stades les plus récents implique alors la prise en compte des interactions entre tectonique, relief et climat. Ainsi doit-on considérer l'influence de l'érosion, l'évolution du relief et les transferts de masses qui lui sont associés, et tous les réajustements isostatiques pouvant en découler.

3.1.3 Sismicité et tectonique alpine

La sismicité alpine est considérée comme modérée (Giardini *et al.*, 1999) (Figure 1.8). Elle ne doit cependant pas faire oublier l'occurrence de séismes historiques dévastateurs, d'intensités MSK supérieures à IX et de magnitudes estimées dépassant la magnitude 6 (Séismes de Basel, 1356 ; St Niklaus 1855 ; Lambesc 1909). Ainsi, la synthèse des données historiques montre que l'ensemble de la chaîne est soumis à une sismicité potentiellement destructrice (Fah *et al.*, 2003; Thouvenot *et al.*, 1990) (Figure 1.9) avec des zones de relativement forte activité (ex. Valais et Grisons en Suisse, Briançonnais et Provence en France) tandis que d'autres sont quasiment asismiques (ex. Vercors) (Figure 1.8).

Les premières études sismotectoniques ont mis en évidence une disposition radiale et horizontale des axes compressifs (axes P) en domaine externe (Ahorner *et al.*, 1972; Fréchet, 1978; Ménard, 1988; Pavoni, 1980a,b). Dans les zones internes, le développement de la sismicité instrumentale a rapidement permis d'identifier deux arcs sismiques, reconnus comme des traits majeurs de la sismicité des Alpes occidentales : les arcs sismiques Briançonnais et Piémontais (Rothe, 1941) (Figure 1.8). La sismicité alpine apparaît ainsi intimement liée à la courbure de l'arc.

La chaîne est aujourd'hui bien instrumentée (Réseau SISMALP en France, RSNI en Italie, SED en Suisse) permettant la détection de séismes de faible magnitude (Ml<0) et l'analyse précise des mécanismes aux foyers (ou solutions focales). L'étude des catalogues sismiques a permis d'améliorer notre connaissance de la tectonique actuelle de manière significative en mettant en évidence un régime extensif actif s'exprimant au niveau des arcs sismiques Briançonnais et Piémontais en domaine interne tandis que le domaine externe subi un régime décrochant à transpressif (Delacou *et al.*, 2004; Kastrup *et al.*,

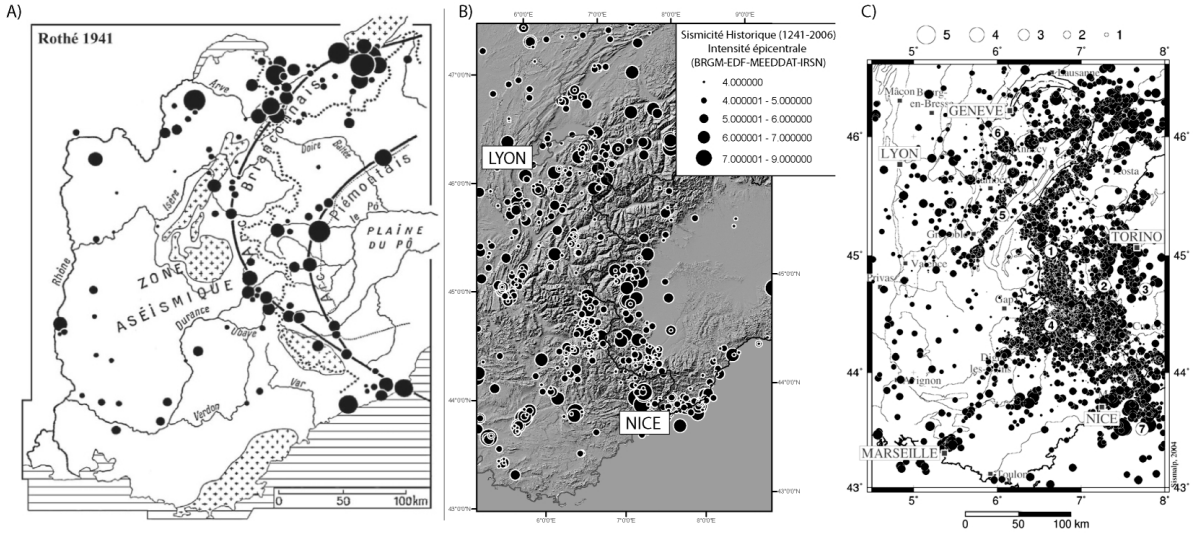


FIGURE 1.8 – Sismicité alpine. A) Analyse de (Rothe, 1941) définissant les arcs sismiques Briançonnais et Piémontais. B) Carte de sismicité historique établie à partir de la base de données SisFrance sur la période 1241-2006 (Intensité des séismes). C) Sismicité instrumentale 1989-2002 (SISMALP) (Thouvenot *et al.*, 2007).

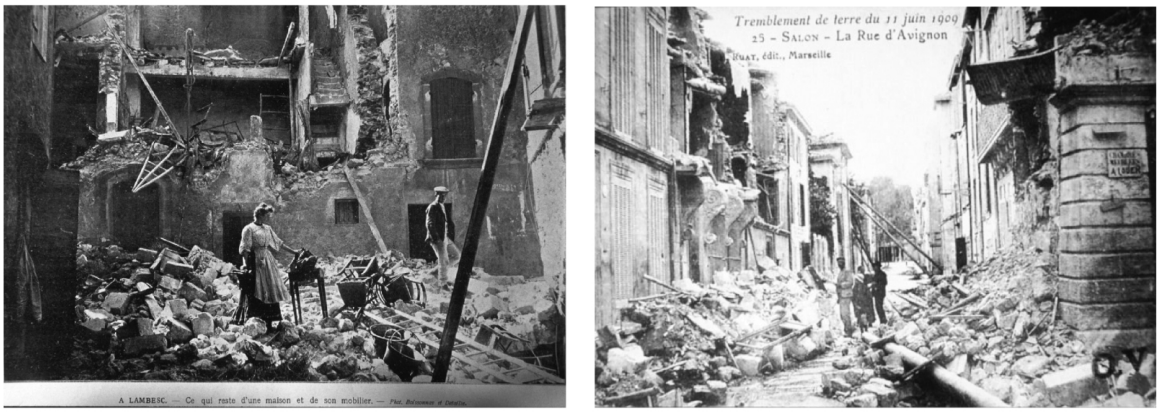


FIGURE 1.9 – Exemple de séisme destructeur ayant affecté les Alpes occidentales au cours du siècle dernier : le séisme de Lambesc (Bouches-du-Rhône) survenu le 11 juin 1909 et dont la magnitude proche de 6 a entrainé la mort de 46 personnes et de nombreuses destructions matérielles.

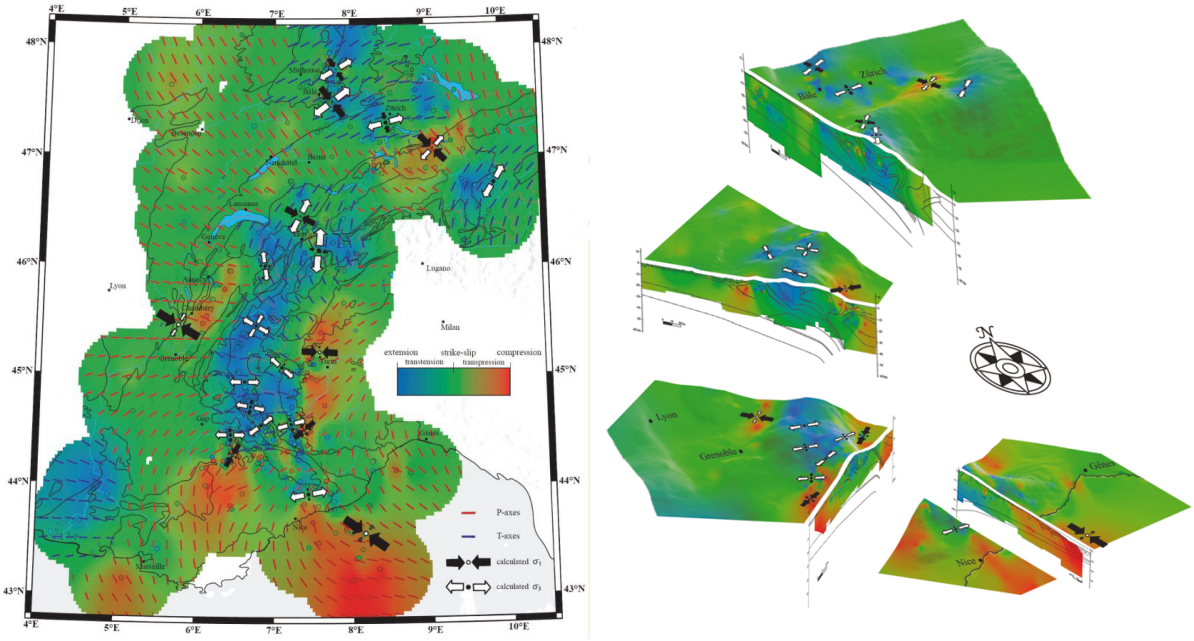


FIGURE 1.10 – Vision générale de l'arc des Alpes occidentales à partir de l'analyse sismotectonique (Delacou *et al.*, 2004). À gauche : Champ de déformations et contraintes. Les couleurs de fond représentent le type de déformation ; les tirets colorés représentent les directions interpolées des axes P (rouge) et T (bleu) des séismes ; les flèches correspondent aux directions de contraintes maximale (noir) et minimale (blanc). À droite : représentation des champs de déformations et des contraintes vus en 3 dimensions. Le contraste tectonique entre Zones internes et Zone externe, ainsi que les rôles de la topographie et des structures profondes sont soulignés.

2004; Sue et Tricart, 1999). En interne, la sismicité est essentiellement limitée à la croûte supérieure avec des hypocentres en moyenne plus profonds au niveau de l'arc Piémontais. En externe, les hypocentres sont globalement superficiels (Sue et Tricart, 1999).

D'une manière générale, les mécanismes aux foyers des séismes sont compatibles avec la fracturation de surface caractérisée en interne par des failles normales ou décrochantes recoupant l'ensemble des structures antérieures (Plis, schistosités, etc.) tandis qu'en externe la fracturation est à dominante décrochante. Les décrochements sont ainsi très répandus dans la chaîne (Interne et Externe) et fonctionnent majoritairement en dextres en réponse à la rotation de l'Apulie. Ces décrochements sont considérés comme des acteurs importants de la tectonique alpine (Choukroune *et al.*, 1986; Collombet *et al.*, 2002; Gidon, 1974; Goguel, 1963; Ménard, 1988; Ricou *et al.*, 1986; Thomas *et al.*, 1999; Vialon *et al.*, 1989).

Les accidents reconnus comme actifs d'un point de vue sismique regroupent, en zones internes : la faille de haute Durance, la faille de Serenne-Bersezio et la faille est-briançonnaise ; en zone externe : la faille de Belledonne. Le front pennique joue à nouveau un rôle de limite majeure, la majeure partie de la sismicité alpine se localisant dans le compartiment supérieur (Sue *et al.*, 2007, 1999).

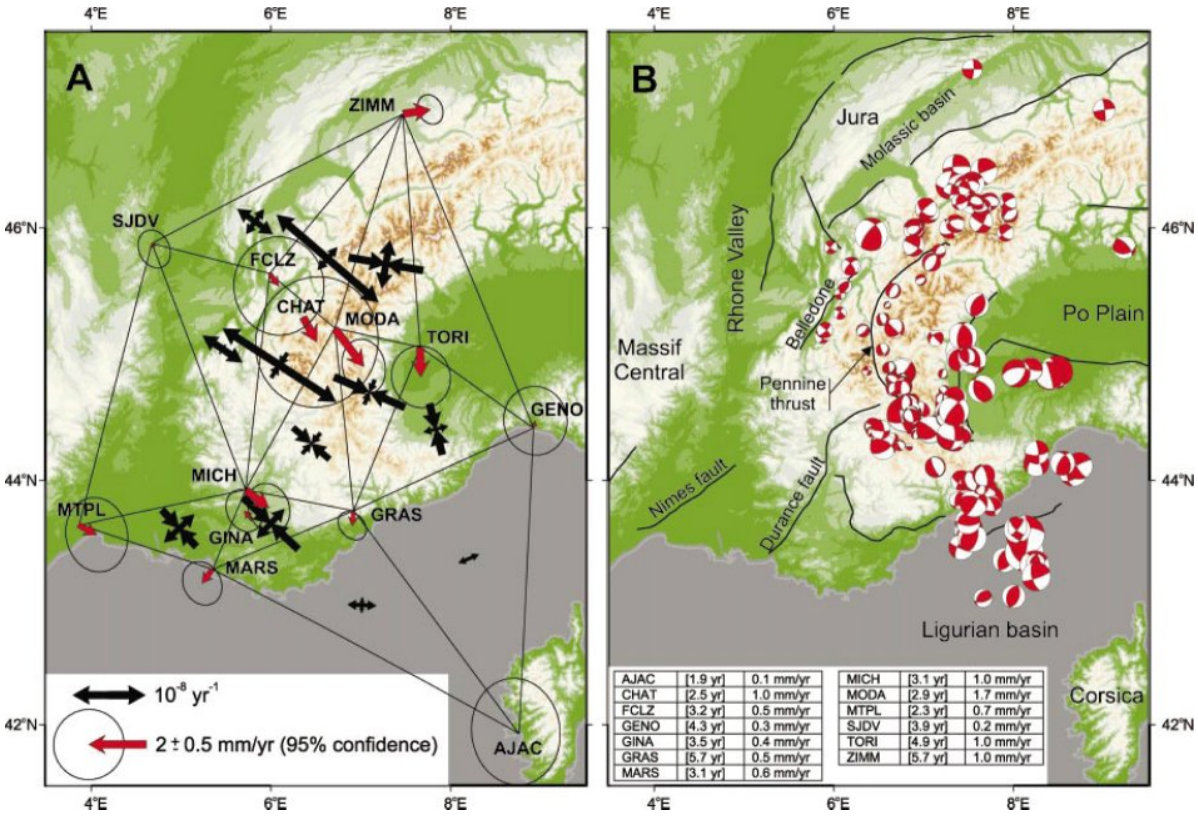


FIGURE 1.11 – A : Vitesses relatives à l'Europe stable et taux de déformations déduits de triangulation Delaunay sur le réseau de station GPS (d'après (Calais *et al.*, 2002)). B. Principales failles actives des Alpes occidentales et mécanismes aux foyers des séismes (d'après (Eva *et al.*, 1998; Sue et Tricart, 1999).

3.1.4 Apport de la géodésie : cinématique actuelle

Le développement des techniques géophysiques de mesure des mouvements de surface (horizontaux et verticaux) a permis d'importantes avancées dans la compréhension de la cinématique alpine. Il est aujourd'hui possible de mettre en évidence les mouvements affectant la chaîne sur une échelle de temps très courte, de l'ordre de la dizaine d'années.

La convergence actuelle entre l'Europe et l'Afrique se poursuit selon une direction NNW-SSE au rythme de 3 à 8 mm/an (DeMets *et al.*, 1990; Nocquet et Calais, 2003). Toutefois, les mesures géodésiques et GPS révèlent que les mouvements relatifs entre le nord de l'Italie et le sud-est de la France sont extrêmement faibles (de l'ordre du mm/an) ce qui suggère que les Alpes n'accommodent plus la convergence Europe-Afrique (Calais, 1999; Calais *et al.*, 2000, 2002; Nocquet, 2002; Nocquet et Calais, 2003, 2004; Vigny *et al.*, 2002). Par ailleurs, l'étude de la transversale Lyon-Turin a montré un allongement des lignes de base GPS en domaine interne, suggérant un régime extensif, en bon accord avec les analyses sismotectoniques (Calais *et al.*, 2002).

À plus grande échelle, l'analyse des mesures GPS (Figure 1.11) met en évidence des conditions aux limites de type rotationnel : la plaque apulienne décrivant un mouvement

antihoraire autour d'un pôle situé près de Milan à une vitesse de 0.52°/Ma (Calais *et al.*, 2002).

Les données de soulèvements issus de relevés de nivellement sont abondantes en Suisse et beaucoup plus limitées en France. Au premier ordre, il existe une corrélation des taux de soulèvement avec la topographie, le soulèvement atteignant une valeur maximum de 1.5mm/an en zones internes au niveau du sud Valais et des Grisons (Gubler *et al.*, 1981).

4 Courbure de l'arc alpin : état des connaissances

Depuis les travaux précurseurs d'Argand (1916), l'origine de la courbure alpine a été très débattue. Plusieurs questions se posent concernant les paramètres contrôlant le développement d'une telle structure et la manière dont les processus de déformation ou encore de déplacement de matière accommodent son évolution.

Les données cinématiques obtenues à partir de l'analyse des mouvements tectoniques relatifs révèlent que la courbure de l'arc occidental a été acquise progressivement à partir de l'Éocène tardif jusqu'au Miocène au moins (Bürgisser, 1998; Butler, 1992; Lickorish et Ford, 1998; Meckel *et al.*, 1996; Platt *et al.*, 1989a,b).

En fait, l'évolution de l'arc structural ne peut être simplement déterminée par l'analyse cartographique ou cinématique, mais doit prendre en compte les taux de déformation/raccourcissement tout autour de l'arc (Lickorish *et al.*, 2002). On estime au maximum à 105 km le raccourcissement à vergence nord-ouest subi en Suisse occidentale (Jura exclu). Les estimations de raccourcissement décroissent à mesure que l'on va vers le sud pour atteindre environ 10 km au niveau du massif de la Chartreuse où la direction de raccourcissement passe alors à une vergence ouest pour disparaître aux alentours du bassin diois.

Dans les massifs subalpins méridionaux, la direction de raccourcissement est orientée sud-ouest à sud-sud-ouest et semble avoir atteint un maximum de seulement 21 à 26 km (Lickorish et Ford, 1998; Ritz, 1991) au niveau de Digne. Contrairement au domaine subalpin helvétique, le sud-est de la France a été affecté par la compression pyrénéo-provençale avant la mise en place des déformations alpines. Cet évènement a également provoqué l'exhumation et la déformation du massif cristallin externe du Pelvoux (Ford, 1996). La présence de structures obliques héritées de la compression pyrénéo-provençale ainsi que de relief de socle compose alors un cadre complexe pour la mise en place des déformations alpines (Dumont *et al.*, 2008).

Les différents modèles publiés pour les Alpes occidentales varient principalement

selon la cinématique des plaques considérée et la nature du promontoire apulien (Figure 1.12). Le premier modèle proposait que la forme courbe de l'arc alpin soit directement liée à la géométrie des plaques entrant en collision (Argand, 1916), mais se heurta plus tard au fait que la paléogéographie de la plaque européenne était globalement linéaire (Goguel, 1963). Les modèles de tectonique des plaques de la fin des années 80 considérent l'arc alpin comme le résultat de la collision d'une marge européenne linéaire avec une microplaque Adriatique solidaire ou indépendante de la plaque africaine selon les cas.

Le modèle de poinçon Adriatique (ou Apulien) est aujourd'hui admis bien que les relations entre l'Apulie et la plaque africaine demeurent incertaines. Quatre modèles ont été proposés (Figure 1.12) :

1. Indentation par un poinçon à extrémité courbe dans un contexte cinématique linéaire à vergence nord-ouest (Platt *et al.*, 1989a).
2. Indentation et rotation antihoraire du poinçon apulien (Vialon *et al.*, 1989).
3. Effondrement latéral d'un ensemble chevauchant aboutissant à deux systèmes chevauchants orthogonaux (vers le nord-ouest et le sud-ouest) (Butler *et al.*, 1986).
4. Évolution cinématique en deux stades du poinçonnement Apulien, selon une vergence nord puis ouest (Ricou *et al.*, 1986).

Les expériences de laboratoire montrent que les observations sont le mieux réalisées pour une indentation linéaire de l'Apulie à vergence nord-ouest au cours de la période Éocène à Miocène, suivie d'une rotation antihoraire de 10 à 15° durant le Miocène moyen (Lickorish *et al.*, 2002). Ce régime de rotation était postulé depuis les années 70 à partir d'observations cartographiques (Anderson et Jackson, 1987; Gidon, 1974; Ménard, 1988; Vialon *et al.*, 1989).

La rotation de l'Apulie est aujourd'hui confirmée par les données GPS (Calais *et al.*, 2002) ainsi que par les mesures de paléomagnétisme (Aubourg *et al.*, 1999; Collombet, 2001; Collombet *et al.*, 2002; Thomas *et al.*, 1999). Sur la base de profil sismique profond, (Schmid et Kissling, 2000) proposent que l'arc alpin se soit accentué après 35Ma. selon une translation à vergence ouest-nord-ouest et une rotation antihoraire d'une microplaque apulienne découplée des Alpes orientales le long de la zone de cisaillement Tonale-Simplon.

La complexité des déformations alpines aboutit à un modèle d'évolution orogénique très éloigné d'une simple collision frontale.

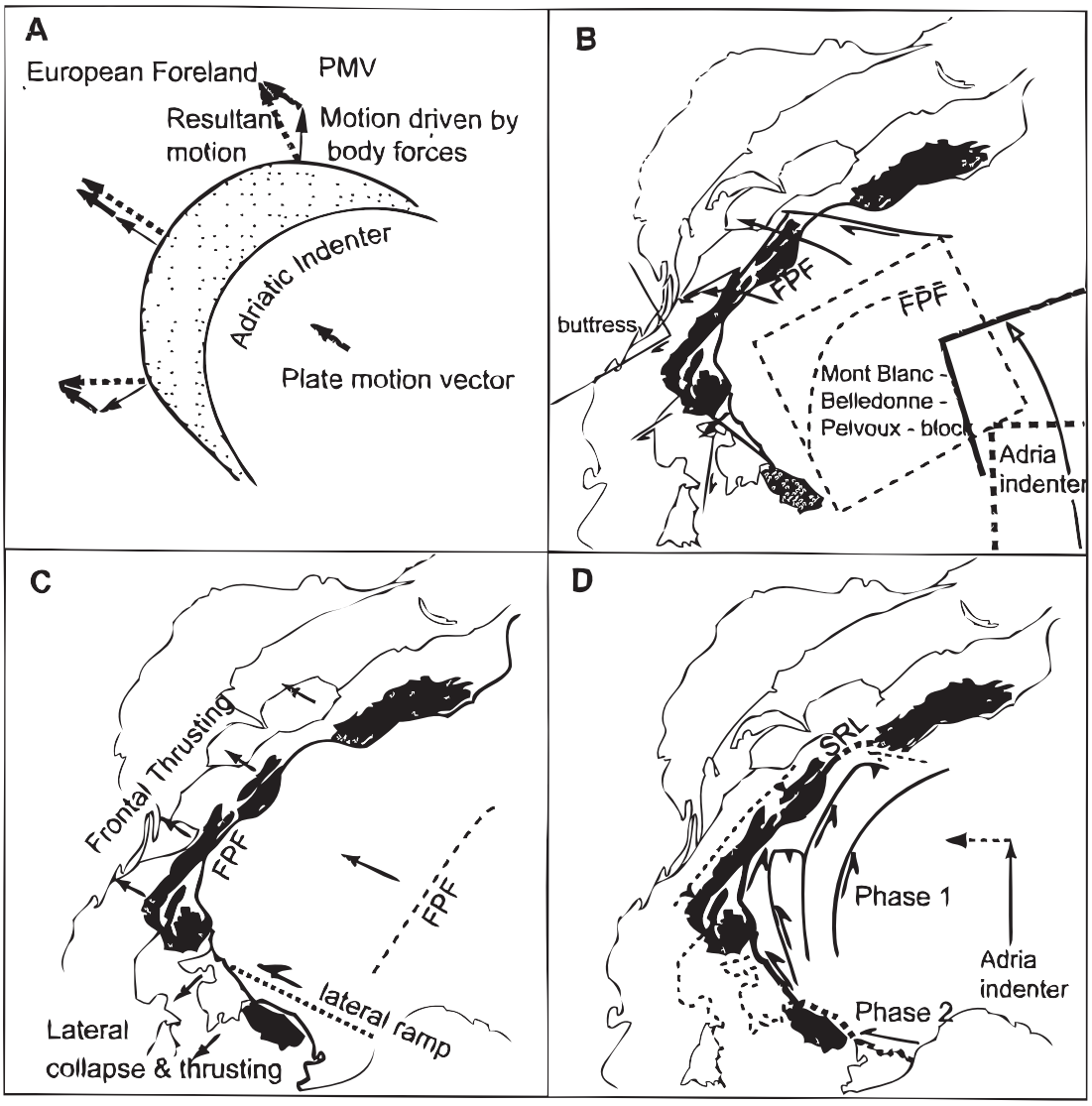


FIGURE 1.12 – Quatre principaux modèles proposés pour expliquer les directions des chevauchements autour de l'Arc alpin. A : Vecteur convergence linéaire combiné à un étalement gravitaire d'un prisme préalablement courbe (Platt *et al.*, 1989a). B : Rotation de l'Apulie entraînant un système de chevauchements radiaux à l'arc (Vialon *et al.*, 1989). C : Vecteur convergence linéaire combiné à un éffondrement tardif sur une rampe entrainant la formation de deux systèmes chevauchants orthogonaux (Butler *et al.*, 1986). D : Mouvement vers le nord de l'Apulie suivi d'un poinçonnement à vergence ouest générant des systèmes chevauchants successifs et orthogonaux ainsi qu'un ensemble de systèmes décrochants (Ricou *et al.*, 1986). SRL : Simplon-Rhone-Line. Les Massifs Cristallins Externes sont représentés en noir.

Deuxième partie

Analyse de la Fracturation des Alpes Sud-Occidentales

Sommaire

1 Approche régionale **48**

2 Travail de terrain **49**

3 Inversion des populations de plans striés **50**

3.1 Conventions 50

3.2 Principe des méthodes d'inversion 51

3.3 Conditions d'application 52

3.4 Procédure utilisée 53

3.5 Discussion sur l'utilisation de l'inversion tectonique 56

Publication à soumettre à Tectonics
Unstable stress field in the southern branch of the Western Alpine arc during late faulting: field constraints and paleostress inversion **57**

Dans cette partie, je présente une analyse multi-échelle de la fracturation de la branche sud de l'arc alpin.

Cette étude s'articule autour de trois axes : 1) une analyse régionale des linéaments à partir des cartes et des outils de télédétection ; 2) Une étude de terrain des relations structurales et chronologiques des différents réseaux de failles ainsi que de leurs cinématiques (échelle hectométrique à centimétrique) et de leurs relations chronologiques ; 3) L'inversion des données microtectoniques selon les différentes populations de failles afin de caractériser les champs de contraintes associées. Ces trois approches sont complémentaires et une analyse rigoureuse implique des allers-retours constants entre les différentes échelles d'observation.

Dans la partie 3.3, je précise les hypothèses et conditions d'application des inversions. L'inversion du tenseur des contraintes à partir de mesures microstructurales fait l'objet de discussions dans la communauté des tectoniciens. De nombreux questionnements ce sont présentés lors de l'utilisation des différentes méthodes. Je développe dans la partie 3.5 quelques éléments de mes réflexions personnelles.

1 Approche régionale

La configuration des paysages, notamment en domaine orogénique, est largement contrôlée par la structure tandis que le modelé morpho-climatique, bien que ne non négligeable, est généralement subordonné au relief structural (Tricart, 1968). Les régimes tectoniques régionaux contribuent dans tous les cas à l'évolution morphologique par fragilisation mécanique de l'encaissant (favorisant ensuite l'altération chimique) faisant de l'étude morpho-tectonique un préalable utile aux études de fracturation.

Mon travail a consisté essentiellement en l'analyse de l'imagerie disponible, qu'il s'agisse d'images LANDSAT 7 (Résolution panchromatique 15m), de couple stéréographique de photos aériennes (Échelle 1/20000) ou de modèles numériques de terrain (SRTM résolution : 90m, IGN résolution : 50m)(Figure 2.1). Cette approche permet l'identification de linéaments représentant des alignements de nature variables (escarpement de failles, axes de plis, etc.). Leur interprétation implique donc de multiples confrontations avec la carte géologique qui demeure un outil fondamental. Il est apparût néanmoins que les outils de télédétection, de par leur échelle d'observation, permettent un recul et une précision autorisant l'identification d'escarpements de faille difficiles d'accès sur le terrain, comblant ainsi certaines lacunes de la cartographie. L'utilisation de données de diverses provenances permet également de conforter ou non les observations, les conditions d'acquisition étant propres à chaque capteur.

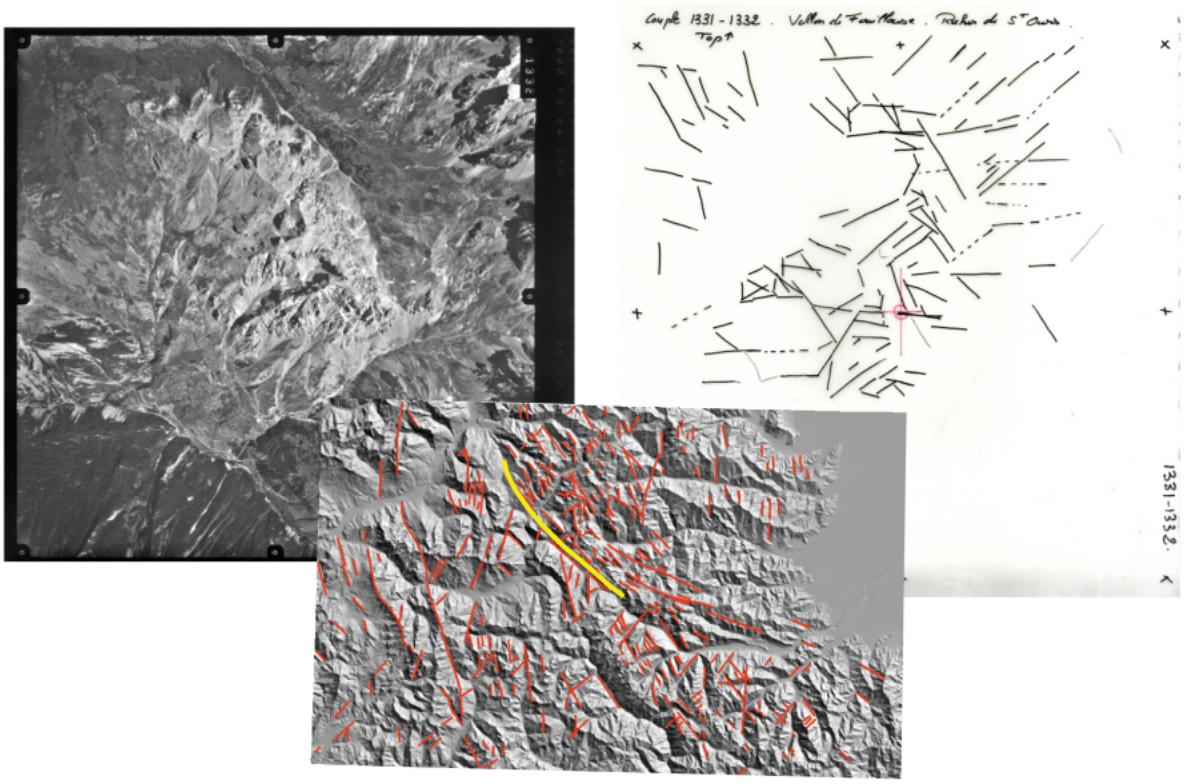


FIGURE 2.1 – Photo aérienne de l'Institut Géographique National et Modèle Numérique de Terrain (IGN+SRTM). Le pointé des failles est indiqué en rouge sur le MNT. Un scan du calque utilisé pour les pointés sur couple de photos aériennes est également représentés.

Les linéaments obtenus regroupent l'ensemble des alignements identifiés à partir de l'imagerie et sont à distinguer des failles proprement dites qui désignent plus précisément des discontinuités ayant accommodé un mouvement entre deux volumes rocheux. Différents critères tels que des décalages de structures, alignement de cols, variations de pentes voire même des contre-pentes ont été utilisés et permettent de limiter les confusions avec d'autres éléments.

2 Travail de terrain

L'observation de terrain a permis d'importants changements d'échelle depuis l'expression de la fracturation dans la morphologie à l'analyse microtectonique des plans striés. Trois étés ont ainsi été consacrés à préciser la géométrie du réseau de fracturation ainsi que l'histoire cinématique des différentes familles de failles (Figure 2.2). L'étude a porté sur les failles et sur les indices structuraux alentour tels que les décalages de structures, crochons de failles (drag-folds), toupies...qui permettent de caractériser la déformation-finie résultant d'une phase tectonique (Ramsay et Huber, 1983). L'observation détaillée des plans striés (Figure 2.3) a ensuite amené à déterminer les directions et parfois les sens de mouvements via l'analyse de différents marqueurs tels que des

FIGURE 2.2 – Plan de faille cannelé près du vallon de Fouillouse, Alpes de Haute Provence.

stries, fibres, figures d'arrachement/entrainement, micro fractures, etc. Dans le cas d'une histoire polyphasée, l'analyse des relations entre critères (recoupement, transitions...), lorsqu'elle a été possible, a permis de dégager une chronologie des déformations successives. L'aspect des plans de faille a également permis de préciser les conditions de la fracturation et de quantifier qualitativement l'importance des mouvements et des déformations (Présence de gouge de failles, cataclasites, minéralisation ou stries mécaniques, etc.).

Dans l'analyse qui suit, j'ai privilégié une approche multi-échelle visant à démêler les régimes de déformations successifs s'étant exprimés dans les Alpes du Sud. La mesure et l'analyse systématique des plans striés ont abouti à une base de données d'environ 1700 couples strie/faille (voir papier à soumettre).

3 Inversion des populations de plans striés

3.1 Conventions

Dans l'analyse qui suit, j'ai utilisé la notation anglo-saxonne pour l'orientation des plans de faille et des axes de stries (Direction et valeur du plongement). Son choix a été principalement dicté par la rapidité de traitement qu'elle autorise même si elle apparaît moins intuitive sur le terrain. Les notations des axes de contraintes sont celles classiquement employées ($\sigma 1 > \sigma 2 > \sigma 3$) et rapport de forme de l'ellipsoïde, φ est celui défini par (Angelier, 1979) [$\varphi = (\sigma 2 - \sigma 3)/(\sigma 1 - \sigma 3)$]. Les tenseurs seront représentés sous

FIGURE 2.3 – Exemples de plan de failles avec stries/fibres resneignat sur la cinématique.

la forme de stéréogrammes de Wulff, en projection de l'hémisphère inférieur, avec les trois axes de paléocontraintes et les couples faille/strie utilisés. Chaque stéréogramme sera associé à l'histogramme des angles différentiels.

3.2 Principe des méthodes d'inversion

De nombreuses méthodes ont été proposées pour déterminer l'orientation des paléocontraintes à partir d'un ensemble de mesures de plans striés.

Les méthodes graphiques d'une part (Anderson, 1951; Angelier et Mechler, 1977; Arthaud, 1969; Arthaud et Choukroune, 1972; Vergely *et al.*, 1987). Ces méthodes ont l'avantage d'être peu affectées par la présence de failles étrangères. J'ai principalement utilisé la méthode des dièdres droits (Angelier et Mechler, 1977) qui aboutit à des domaines d'orientations possibles des axes de contraintes maximum et minimum. Elle apporte une première estimation du régime de contrainte, mais ne donne aucune indication sur leurs intensités relatives.

Les méthodes d'inversion numériques s'appuient sur le principe de (Wallace, 1951) et (Bott, 1959) qui considère que la direction de la contrainte tangentielle résolue sur un plan de faille donné est parallèle à la direction de glissement soulignée par la strie. Ce principe est applicable aux failles héritées et néoformées. Je renvoie aux nombreuses publications disponibles pour une discussion approfondie du développement de ces méthodes (Angelier, 1975, 1979, 1990; Angelier et Goguel, 1979; Etchecopar *et al.*, 1981; Gephart, 1990a; Yamaji, 2000, 2003; Yamaji *et al.*, 2006).

Le calcul de la solution consiste en général à minimiser la fonction des angles différentiels (angle entre strie mesurée et strie théorique liée à une solution). Le résultat est

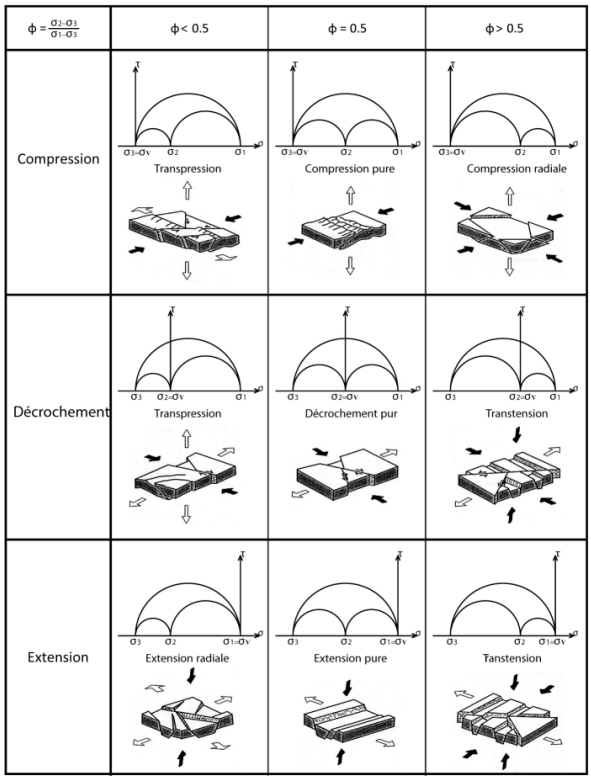


FIGURE 2.4 – Tableau récapitulatif des états de contraintes en fonction du rapport $\phi = [\sigma 2 - \sigma 3]/[\sigma 1 - \sigma 3]$ et du cercle de Mohr correspondant, pour des régimes compressifs, décrochants et extensifs (Ritz et Taboada, 1993).

un tenseur réduit correspondant à la partie anisotrope du tenseur des paléocontraintes. Il est défini par l'orientation des trois contraintes principales ($\sigma 1 > \sigma 2 > \sigma 3$) et par le rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes [$\varphi = (\sigma 2\text{-}\sigma 3)/(\sigma 1\text{-}\ \sigma 3)$]. Le rapport φ permet de déterminer les intensités relatives des contraintes principales permettant de préciser le régime des contraintes (Delvaux, 1993; Delvaux *et al.*, 1995; Ritz et Taboada, 1993)(Figure 2.4). Les valeurs absolues ne sont pas directement accessibles à partir de ces méthodes.

3.3 Conditions d'application

Plusieurs hypothèses sont avancées par les méthodes d'inversions :

1. Le milieu est homogène, isotrope dans le site de mesure et non déformé plastiquement.
2. Le champ de contrainte est uniforme dans le volume rocheux (Notion d' « État de contrainte moyen »)
3. Le champ de contrainte est constant au cours de la même phase tectonique.
4. Les glissements entre les blocs se font de manière libre, sans interférences (Glisse-

ment parallèle à la contrainte tangentielle).

5. Les mouvements sont faibles et les rotations de bloc négligeables.

Ces éléments sont difficilement réalisés en milieu naturel. L'État de contrainte moyen varie en fonction des hétérogénéités et des discontinuités du matériau, (Guéguen et Palciauskas, 1992) mais est justifié a posteriori par la cohérence des résultats (Angelier et Mechler, 1977).

3.4 Procédure utilisée

Une utilisation raisonnable des méthodes d'inversion implique un choix prudent des sites de mesures. Ces derniers doivent être spatialement restreints (quelques centaines de mètres tout au plus), peu déformés, ce qui implique d'éviter le passage de grands accidents, et limités à une même lithologie. Dans tous les cas, l'expertise structurale est un préalable indispensable à toute tentative d'inversion. D'un point de vu mathématique, l'inversion nécessite un ensemble d'au moins 4 couples faille/strie. Toutefois, il est évident que la solution sera d'autant mieux contrainte que le nombre de données et leur répartition dans l'espace seront larges. J'ai donc choisi de conserver les inversions réalisées à partir d'un minimum de 6 failles aux orientations différentes.

La nature des mouvements affectant les plans de faille s'est faîte à partir des indices cinématiques classiques (Stries, fibres, etc.) après analyse structurale de chaque affleurement (Choukroune, 1995; Ramsay et Huber, 1983). L'analyse de terrain a permis de comparer les indices identifiés sur les différents plans d'une même famille de faille, les critères de bonne qualité étant utilisés pour lever les ambigüités. Dans le cas d'une histoire polyphasée (généralement deux phases), la séparation des différentes populations de failles s'est faite directement sur le terrain. Aucune procédure de séparation automatique n'a été utilisée. Dans tous les cas, l'expertise de terrain a été privilégiée pour limiter l'effet du traitement.

Pour l'inversion des données proprement dites, j'ai utilisé le programme de traitement TectonicsFP (Ortner *et al.*, 2002) qui permet d'inverser un ensemble de données à partir de quatre méthodes différentes (Dièdres droits, Inversion directe, Analyse Numérique Dynamique et méthode PBT). Les quatre méthodes ont été utilisées afin de bénéficier des avantages de chacune.

Les méthodes des dièdres droits et des axes PBT ont été utilisées comme références, la solution étant considérée comme « stable » lorsque les quatre méthodes aboutissaient à un résultat cohérent (Figure 2.5). Ce type de traitement implique d'éliminer certaines failles perturbant la solution, tout le travail d'expertise consiste alors à maintenir un équilibre entre le nombre de failles éliminées et la convergence des méthodes vers une

solution. Les différentes représentations fournies par TectonicsFP permettent de juger de la qualité d'une solution :

La représentation sous forme d'histogramme permet d'évaluer la cohérence d'un ensemble de failles par rapport à la solution proposée (Figure 2.5). Le cas idéal est une répartition unimodale centrée sur l'origine, les angles différentiels étant inférieurs à une vingtaine de degrés. Dans le cas d'une répartition bimodale, la recherche d'éléments perturbateurs de l'inversion tels que des failles proches de la verticale ou étrangères à la phase tectonique permettent dans la plupart des cas d'éclaircir la situation. On procède alors par ajout/retrait d'élément jusqu'à obtenir un résultat satisfaisant.

L'utilisation du cercle de Mohr pour un état de contraintes triaxial permet un contrôle visuel rapide de la qualité de la détermination du rapport de forme de l'ellipsoïde (φ)(Figure 2.5). TectonicsFP représente chaque donnée définissant l'enveloppe de Mohr permettant d'identifier des éléments isolés influençant fortement le résultat. Un autre avantage de ce type de représentation est le contrôle sur les solutions particulières que représentent les ellipsoïdes de révolution obtenus lorsque deux des contraintes principales sont équivalentes. (Ritz et Taboada, 1993) ont en effet montré que l'importance de ses solutions particulières était en général surestimée dans les analyses statistiques de tenseurs en raison d'un effet de focalisation intrinsèque au processus d'inversion. Ces mêmes auteurs ont montré que dans la représentation du cercle de Mohr, les failles susceptibles d'entraîner ce type de focalisation se plaçaient en général sur l'axe des abscisses. Dans de pareils cas, l'analyse critique impose de se reporter à des éléments d'observations annexes tels que des fentes de tension ou des figures de pression-dissolution (stylolites) qui permettent de contraindre la direction de compression maximale et/ou minimale.

À chaque inversion de données provenant de site polyphasé, j'ai testé la cohérence des populations de failles en utilisant la méthode des inversions multiples (Figure 2.5). Cette méthode s'est avérée utile lorsque les données étaient suffisantes et que les phases tectoniques correspondaient à des états de contrainte relativement éloignés les uns des autres. Dans la plupart des cas les mesures recueillies sur un site sont peu nombreuses et insuffisamment réparties dans les trois directions de l'espace pour que le résultat de la méthode soit utilisé.

Cette procédure de traitement peut apparaître complexe et fastidieuse, elle a selon moi permis de limiter les erreurs résultant d'une analyse automatique des données. À chaque étape du traitement, le retour aux données de base issues des observations de terrain s'est révélé indispensable soulignant encore une fois l'importance de la qualité du travail de terrain dans les études analytiques. Dans la section suivante, je propose une discussion critique sur l'utilisation des inversions dans les études tectoniques.

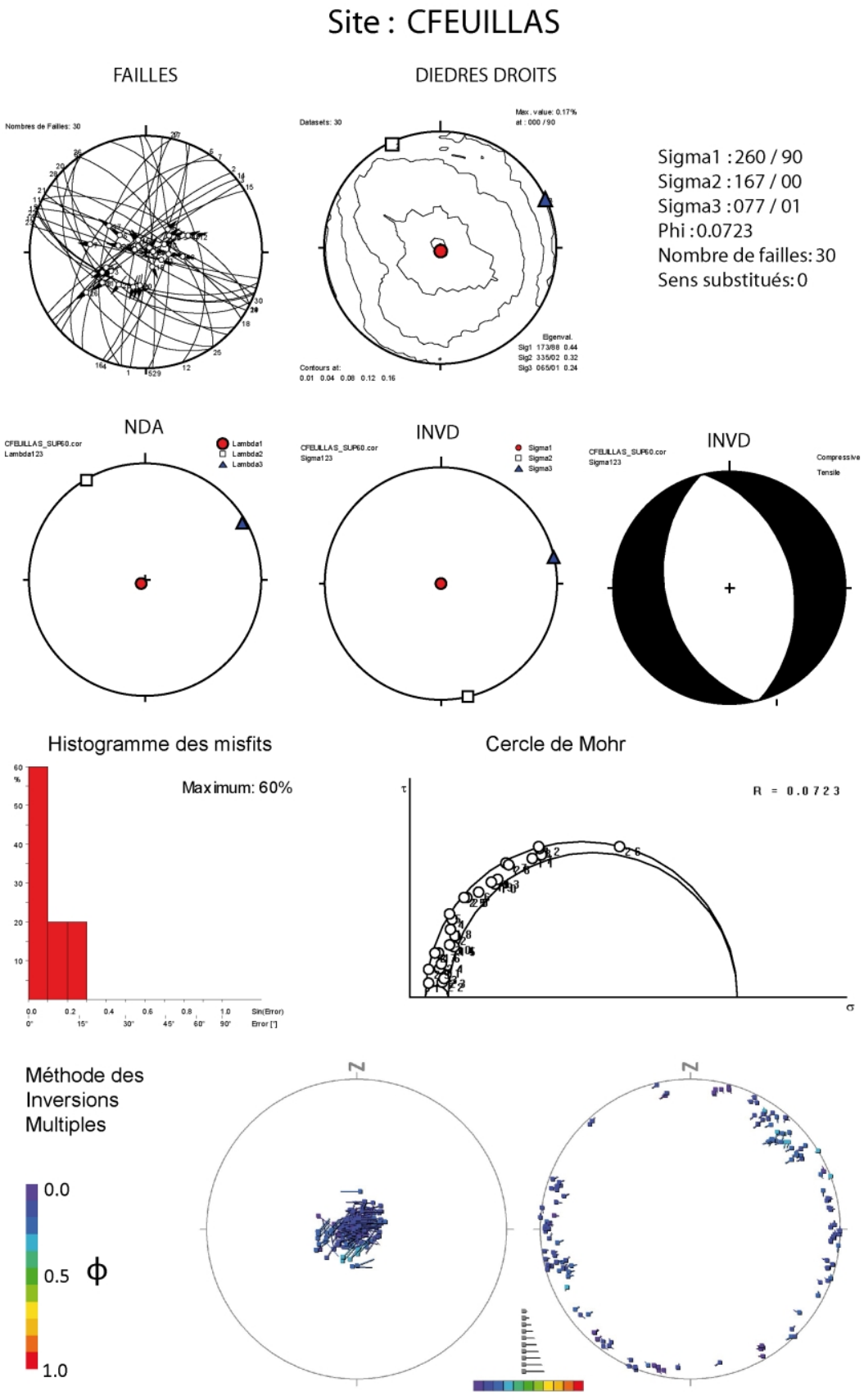


FIGURE 2.5 – Exemple d'analyse d'une population de failles.

3.5 Discussion sur l'utilisation de l'inversion tectonique

Le domaine et les limites d'utilisation des inversions de population de faille ont fait l'objet de nombreuses interrogations portant sur la validité du rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes et d'une manière générale sur la signification des tenseurs obtenus en termes de contraintes ou de déformation (Fry, 1999; Marret et Peacock, 1999; Pollard *et al.*, 1993; Sassi et Carey-Gaillhardis, 1987; Shan *et al.*, 2004; Twiss et Unruh, 1998; Yamaji, 2003). Loin d'apporter des éléments supplémentaires à cette discussion, les différentes interrogations qui se sont présentées à moi m'ont néanmoins permis de me forger un avis d'utilisateur.

Les techniques d'inversion sont parfois ambigües quant à leurs applications en termes de contraintes ou de déformations et la cohérence a posteriori des résultats entre les méthodes est le plus souvent avancée pour se convaincre de leur validité. Toutefois, quelle que soit la robustesse ou la complexité de l'algorithme utilisé, leur utilisation ne doit pas faire oublier le caractère naturel des objets étudiés.

Si les concepts avancés lors du développement des méthodes sont valides d'un point de vue théorique, les hypothèses qu'ils impliquent ne sont que rarement (jamais ?) toutes réalisées sur le terrain. Ainsi, quel que soit l'affleurement considéré, son histoire de déformation et de refroidissement a sans nul doute altéré une hypothétique homogénéité. Dans le même ordre, l'hypothèse d'un régime de contrainte constant pose la question des transitions entre les phases tectoniques. Celles-ci ne sont probablement pas brutales, mais progressives et entraînent d'inévitables réajustements, comme en témoigne la présence de marqueurs courbes sur les plans de faille. Tous ces éléments soulignent selon moi des problèmes liés aux nombreux changements d'échelles spatiales et temporelles lors des analyses géologiques qui associés au caractère complexe des objets amènent à des confusions inévitables.

Du point de vue de l'interprétation tectonique, ce type de méthode n'est applicable que dans l'optique d'une analyse statistique régionale, aucune valeur ne pouvant être raisonnablement attribuée à une inversion en dehors des analyses alentours et du contexte considéré. Elles impliquent de bien considérer l'échelle d'analyse que ce soit d'un point de vue spatial ou temporel pour éviter au maximum les ambigüités. De plus, j'insiste sur l'importance fondamentale de l'expertise de terrain, l'analyse cinématique étant indissociable de l'étude structurale qui permet souvent de débrouiller une problématique.

Unstable stress field in the southern branch of the Western Alpine arc during late faulting: field constraints and paleostress inversion

Beucher, R., Tricart, P., Sue, C.

à soumettre à

Tectonics

Unstable stress field in the southern branch of the Western Alpine arc during late faulting: field constraints and paleostress inversion

R.Beucher[1*], P.Tricart[1], C.Sue[2]

1 Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université Joseph Fourier, BP 53, 38041 Grenoble Cedex, France, Romain.Beucher@ujf-grenoble.fr

2 Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM-UEB), Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France, Christian.Sue@univ-brest.fr

* Corresponding Author

Romain Beucher
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA)
Université Joseph Fourier BP 53
38041 Grenoble Cedex,
FRANCE

ABSTRACT

We focus on the late Alpine brittle tectonics evolution in the southern branch of the Western Alpine arc. Fieldwork and remote sensing fault mapping confirm a strong original pattern of NW-SE fault drawing orogen-parallel valleys and accompanying the Alpine curvature. These faults are associated to a second order network of steep normal faults accommodating orogen-parallel extension. We present new microtectonic data from 60 sites mainly in the internal stack of metamorphic nappes, with a total of about 1700 faults/striae couples. One half of the paleostress tensors are extensional whereas the others are strike-slip but all tensors share the same orientation for the minimum stress axis $\sigma 3$. The ellipsoid shape-ratios of extensional tensors (φ) show mainly low values pointing out tendency to radial (= multitrend) extension whereas strike-slip tensors show intermediate values. This, associated with numerous chronological discrepancies, reveals a complex history of stress/strain in the South-Western Alps, involving an extensional and a transcurrent regime. By replacing these results in the entire Western Alpine arc realm, we explore how these regimes could represent end members for a fluctuating stress field that results from interference between a local extensional alpine field and a regional transpressional field. The local field could be induced by gravity while the regional field is likely induced by indentation of Apulia. In a context of low alpine convergence, the south-Western Alps stress-field would highlight a weak equilibrium between outer and inner-to-the belt processes.

Keywords: south-western Alps, Brittle extension, palaeostress analysis, late fracturation.

1 Introduction

The Western Alps are a widely studied orogen whose main evolution steps are classically explained by divergence followed by convergence between Eurasian and African plates (e.g. Le Pichon *et al.*, 1988). From the Eocene onwards, the tectonic and orogenic evolution of this arcuate belt is dominated by indentation of the European margin by the Apulia-Adria African promontory or microplate (e.g. Schmid et Kissling, 2000). Within the arc, highly deformed and metamorphic internal zones contrast with less shortened and low-grade metamorphic external zones (e.g. Bousquet *et al.*, 2008). In the southern part of the arc, which is we study here (Figure 2.6), the internal metamorphic zones comprise the lower Briançonnais zone, a stack of margin-derived nappes, and the overriding Piémont zone, a more complex stack of nappes derived from the distal margin and the ocean (e.g. Tricart, 1984). These nappes were stacked during Paleocene to Eocene times, as the oceanic accretionary wedge evolved into an incipient collision wedge, in HP-LT metamorphic conditions (Frey *et al.*, 1999). This internal nappe pile was severely and repeatedly refolded during the Oligocene, as it was thrust over the external zones (Crustal Penninic Front : CPF (Sue et Tricart, 2003)) and a collision wedge was built at the scale of the present day Alpine realm (e.g. Tricart *et al.*, 2001). The curved geometry of the belt was also acquired at that time, partly resulting from the paleogeography of the Adria indenter and from complex rotation and shearing (Collombet *et al.*, 2002; Tapponier, 1977; Vialon *et al.*, 1989).

While collisional structures have been investigated since the beginning of the twentieth century, the importance of the late Alpine brittle deformation has been largely underestimated until the last decade, when interest turned to post-collisional deformation stages affecting the mountain belt. In the Alps, previous studies have revealed that all compressional structures observed in the internal metamorphic zones are overprinted by late Alpine faults linked to complex extensional and transtensional deformation (Champagnac *et al.*, 2003, 2004; Sue *et al.*, 2007, 2002, 1999; Sue et Tricart, 2003). This large scale, dominantly extensional pattern remains undated but is assumed to begin during the Early Neogene, while compressive deformation is active at the boundaries and lead in the external zone to the accentuation of folds and thrusts and the uplift of the external crystalline massifs (Bistacchi et Massironi, 2000; Sue et Tricart, 2002; Tricart *et al.*, 2001). The analysis of the present deformation field derived from geodetic and seismotectonic data reveals that this pattern is still ongoing (Beucher *et al.*, tted; Delacou *et al.*, 2004; Sue et Tricart, 1999).

The southern tip of the arc has not been studied in detail during these recent investigations. It nevertheless stands out as an essential element to understand the genesis of the Alpine bend in its latest evolution stages, including the transition to the currently active structure. Here we document late brittle deformation of the internal metamor-

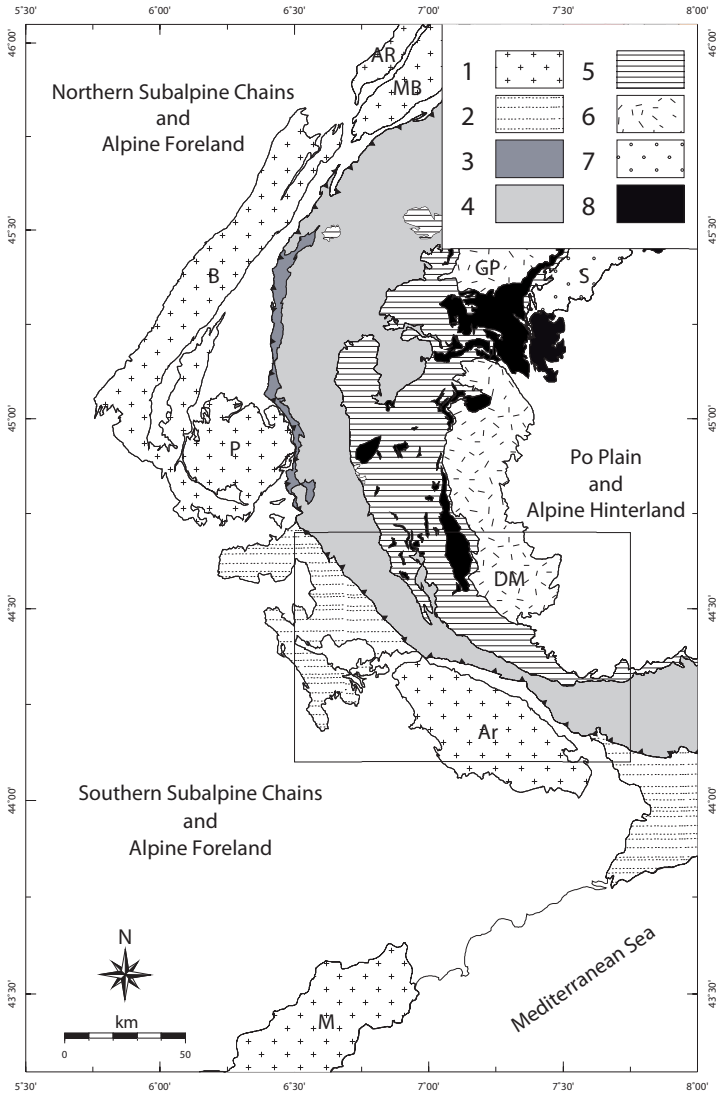


Figure 2.6: Location map with the main Alpine tectonic zones. In white, the foreland and the hinterland of the Western Alpine arc are not differentiated. (1) External Crystalline Massifs (ECM): AR, Aiguilles Rouges; MB, Mont Blanc; B, Belledonne; P, Pelvoux; AM, Argentera-Mercantour. (2) Exotic Flysch. (3) to (8) : Internal Zones: (3) Sub-briançonnais zone; (4) Briançonnais zone; (5) Piemont " Schistes lustrés " zone; (6) Internal Crystalline Massifs: GP, Gran Paradiso; DM, Dora-Maira; (7) S, Sesia Austro-alpine Zone; (8) Ophiolites in the Piemont Zone. The thick line between external and internal zones corresponds to the Crustal Penninic Front (sensu (Sue et Tricart, 2003)). The rectangle locates (Figure 2.7).

phic zones at the back of the Argentera external crystalline massif (Figures 2.6 and 2.7). Our contribution focuses on the geometry of the fault array at local to regional scales, and on the corresponding paleostress fields derived from the inversion of fault/striae measurements. Special attention was paid to field observations bearing witness of a multistage evolution.

2 Geological and tectonic setting

The study area straddles the CPF between the internal and external zones as well as the main drainage divide between Rhone and Po catchments, which is roughly overlain

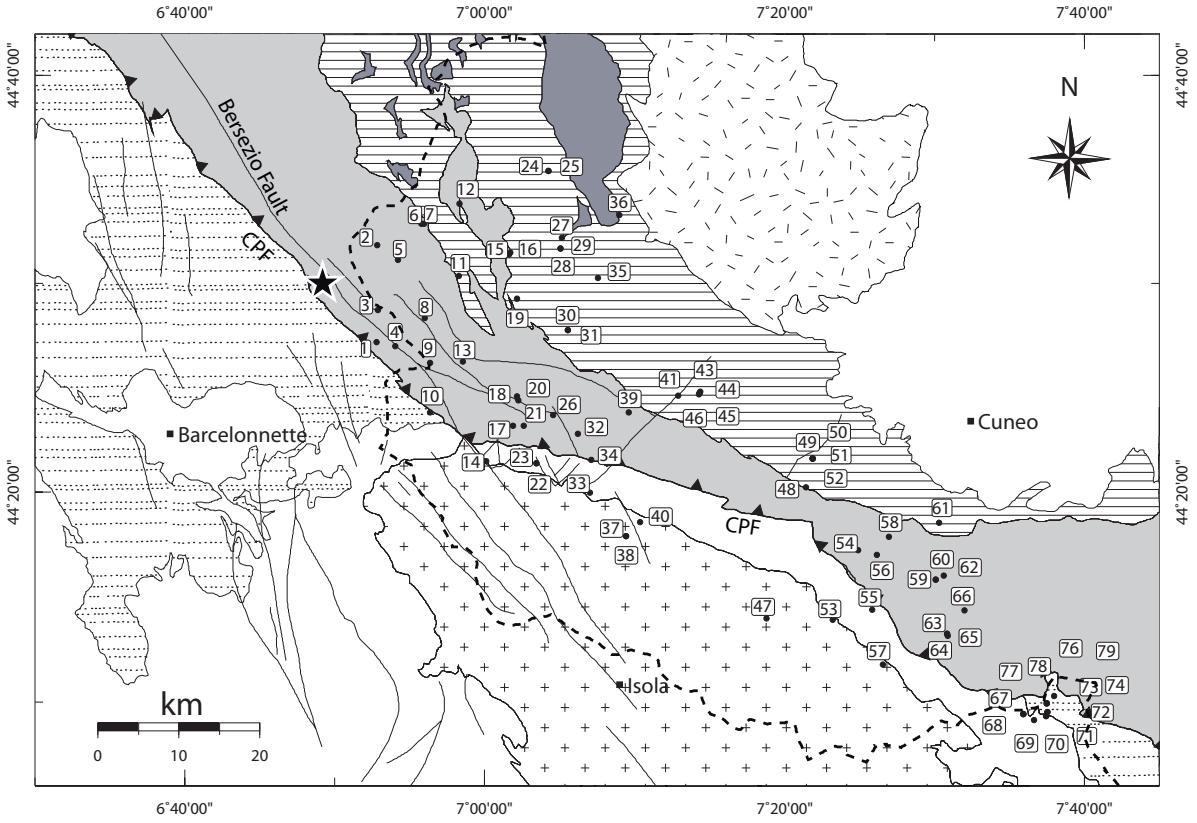


Figure 2.7: Map of the study area presenting the locations of structural and micro-structural sites of observation, numbering refers to table 1 and Figure 2.13. The textures used are the same as on (Figure 2.6). The major faults appearing on the BRGM geological map (Bureau de Recherche Géologique et Minière, 1/250000 Gap geological map) are reported; among them are the CPF and the Bersezio Fault (See Text). The dashed line underlines the French-Italian border.

by the French-Italian border. Both the CPF and the drainage divide draw out the mountain belt curvature, trending a NW-SE to the NW of the Argentera massif and a W-E to the ESE of this massif (Figure 2.7). The area displays a corridor of NW-SE trending brittle fault zones that comprise the Bersezio fault, which is described as a major dextral fault (Sturani, 1962) that extends the Upper Durance fault to the SE (Tricart, 2004).

Internal units

In the hangingwall of the CPF, the internal zones display a metamorphic imprint ranging from HP-Greenschist facies at the arc exterior, to Blueschist facies grading up to Eclogite facies toward the interior of the arc. In the core of the arc, coesite-bearing units in Dora-Maira massif bear witness to Ultra HP metamorphic conditions (Avigad, 1992; Chopin, 1984; Schwartz *et al.*, 2000). A striking aspect is the geographic extent of the internal zones, which are remarkably narrow in the corridor between the Dora-Maira internal massif and the Argentera external massif (Figure 2.7).

External units

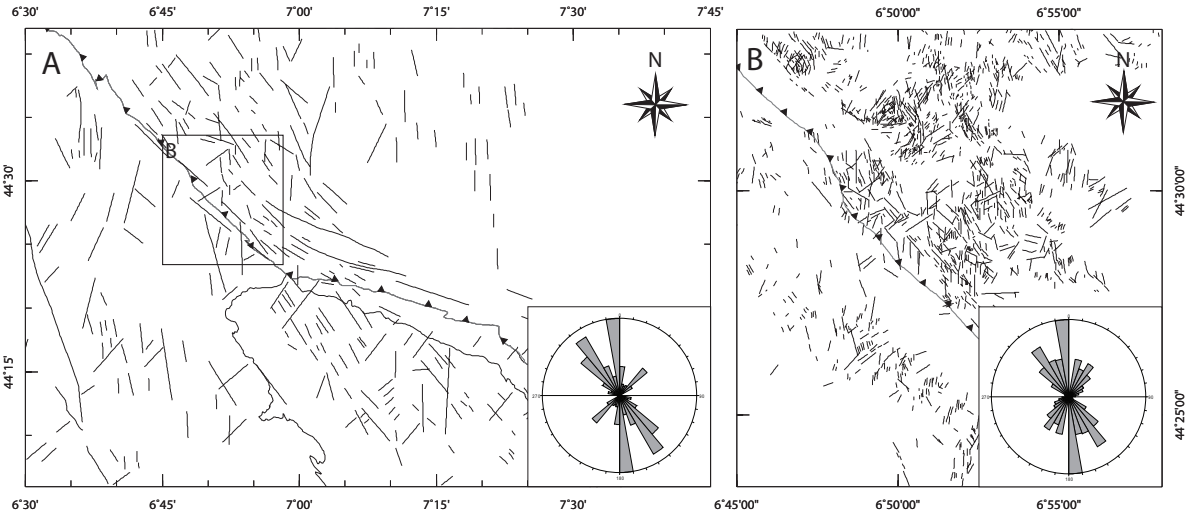


Figure 2.8: Lineaments of the South-western Alps deduced from Shaded SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, (Farr *et al.*, 2007)) Digital Elevation Model (A) and IGN (Institut Géographique National) aerial photographs (B). The rose diagrams represent trends of the faulting pattern. They allow distinction between N-S, N130-140 and N30-N40 subsets of faults. The CPF and contours of the Argentera massif are plotted for reference.

The Argentera massif results from uplift of the Variscan basement in association with reverse and strike-slip faulting along NW-SE lineaments (Bigot-Cormier, 2002; Bigot-Cormier *et al.*, 2006; Bogdanoff *et al.*, 2000). The compression direction is assumed to have turned from SW to N during the late Miocene-Pliocene (Campredon *et al.*, 1977; Labaume *et al.*, 1989; Ritz, 1992) explaining evolution of SW-verging reverse faults into dextral transpressive faults (Horrenberger *et al.*, 1978; Labaume *et al.*, 1989). The Cretaceous to Tertiary sedimentary cover around the massif has undergone recent normal faulting (Labaume *et al.*, 1989).

To the NW of the studied area, Exotic Flych nappes ("Embrunais-Ubaye nappes") override the internal fringe of the external zone, represented here by the sedimentary cover of the Pelvoux and Argentera crystalline basement. These non-metamorphic nappes of very internal origin were thrust in superficial conditions just before crustal-scale thrusting along the CPF (Tricart, 1984).

3 Late-alpine brittle deformation

3.1 Analysis of the lineaments at regional scale

The regional lineaments were investigated through analysis of a shaded DEM derived from SRTM (Shuttle Radar Topography Mission (Farr *et al.*, 2007)) data together with aerial photographs and geological maps. This approach remains qualitative and is suitable to identify the main direction characterizing the faulting network. It has been validated through repeated field observations.

Azimuth distributions derived from aerial photograph and DEM analysis are well

correlated and allow identification of three main directions (Figure 2.8): (1) A NW-SE (N140-150E) set of faults determines the regional tectonic pattern and underlines the arcuate shape of the belt. Note that the transition to more E-W strikes in the eastern part of the study area is not well defined on azimuth diagrams because of a lower density of identified lineaments. The lineaments were identified in the field as dextral second-order faults associated with the major NW-SE Bersezio fault. Extended cataclastic outcrops suggest important mouvement along these faults, of the order of several kilometres. These faults govern the morphology of the area, which is characterized by striking alignments of NW-SE dry glacial valleys (Figure 2.9); (2) a N-S subset, identified in the field as mainly normal faults, defines steep conjugate fault or tilted blocks that can accommodate orogen-parallel extension (Figure 2.9); (3) a NE-SW (N30-40E) set is correlated with sinistral or normal faults.

These three main directions of faults are consistent with those identified by (Sue, 1998) in the Durance valley more to the north, and show only a slight rotation with respect to the structures further north, which can be related to the general curvature of the structure.

3.2 Structural micro analysis

3.2.1 Examples of characteristic outcrops

Before analysing the entire dataset, we present the structural analysis of demonstrative outcrops to investigate the kinematics recorded by the different fault families and identify their chronological relations.

Mount Arpet site

The Mount Arpet site (Figure 2.10) shows numerous pairs of close to N-S trending steep faults with opposite dips, likely to represent conjugate normal faults (Anderson, 1951). Their extensional character is confirmed by the normal slip sense indicated by striae, slickenfibbers and en-echelon tension gashes associated with most faults. Slip directions everywhere display high pitch values so that E-W horizontal extension was easy to identify.

The fault/stria measurements along the outcrop allowed computation of a paleostress tensor that is consistent with a E-W extension (N93E horizontal minimum stress axis $\sigma 3$). The slightly southward dipping maximum stress axis $\sigma 1$ is probably due to late northward tilting of the system as supported by the intersection directions of conjugated faults.

Normal faults have been subsequently reactivated as strike-slip fault, as evidenced by nearly horizontal late dry striae (Figure 2.10). The fault zone shows additional clues of horizontal movement as spinning tops: these are underlined by striae surrounding the

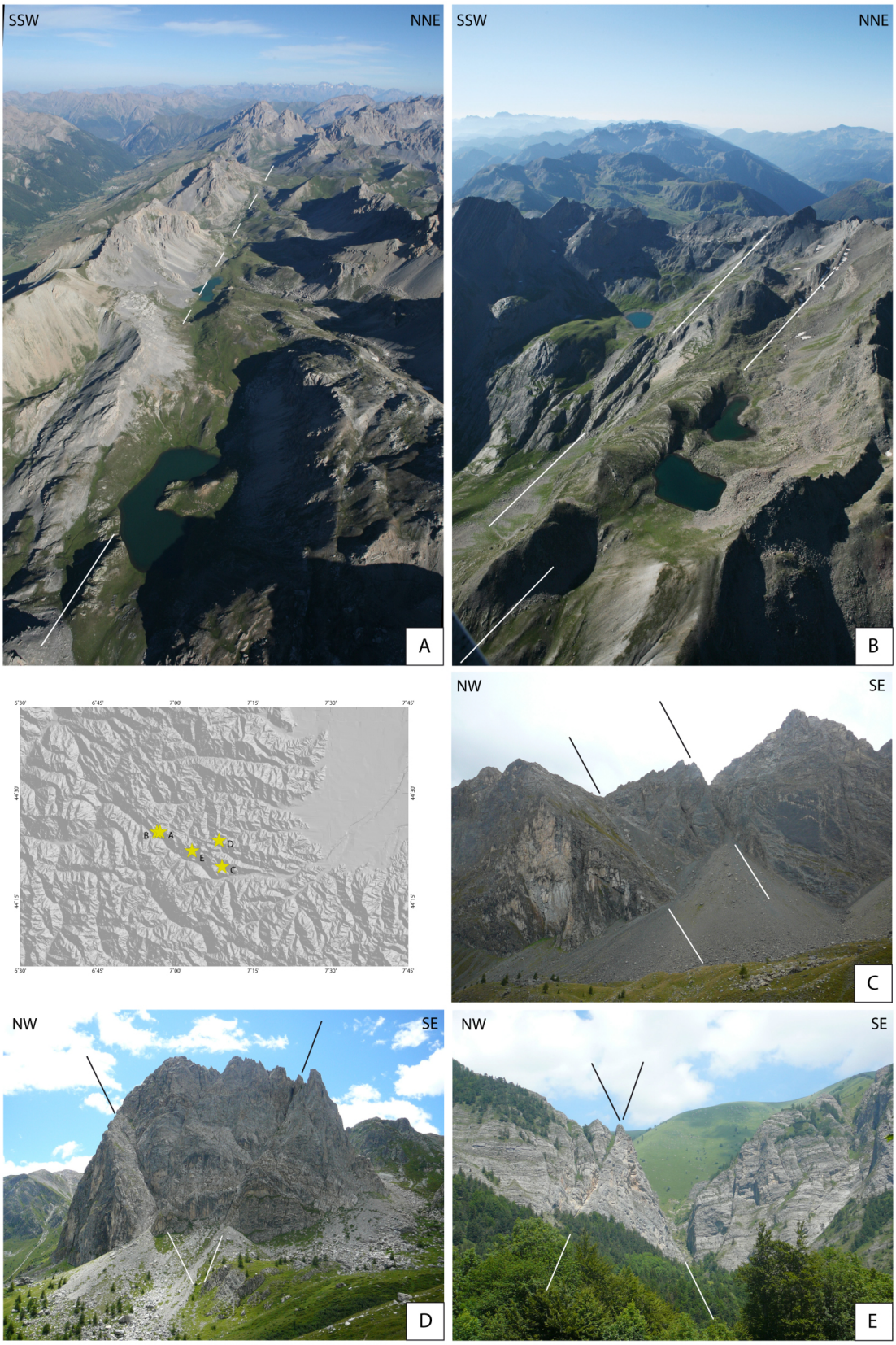


Figure 2.9: Morphological expression of faulting systems: A, B: Examples of brittle strike-slip structures observed along the NW-SE lineaments parallel to the Bersezio fault (from (Huet, 2009) with permission); C, D, E: Examples of brittle extensional structures trending N-S or N30-40. Locations of photographs are show in the insert.

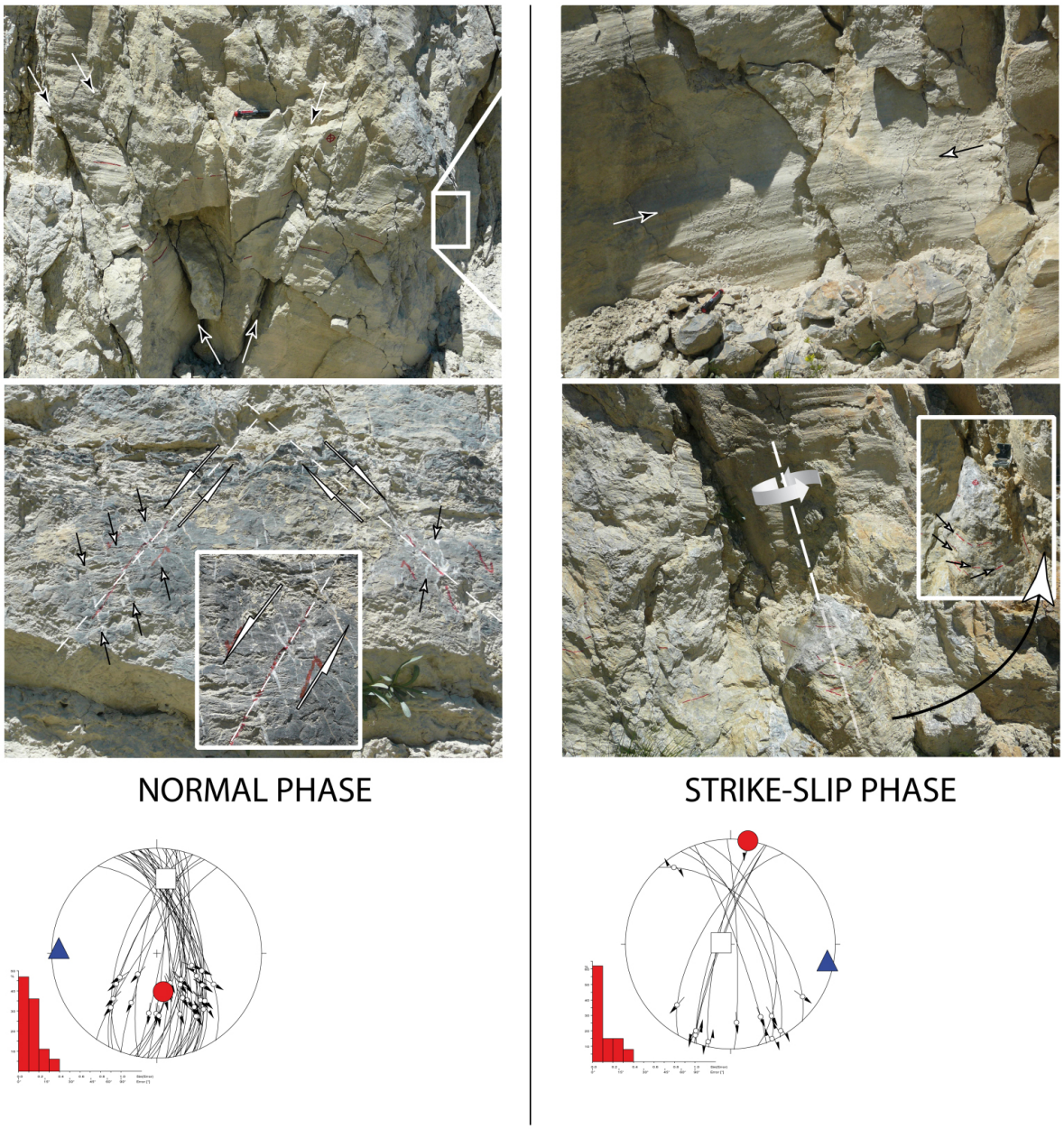


Figure 2.10: Mount Arpet site showing example of two-stage site where extensional deformation is followed by strike-slip deformation. Left: conjugated normal faults and en-echelon tension gashes indicating extensional movements related to a first tectonic stage. Fault/striae pairs measurements along the outcrop lead to an extensional tensor solution represented here together with histogram of misfits. Right: Almost horizontal slickensides and spinning top highlight a second tectonic stage with dominant strike-slip deformation. A second tensor has been calculated and shows N-S compression axis.

vertical axis. The second population of fault/stria measurements lead to a paleostress tensor that displays horizontal N-S $\sigma 1$ and E-W $\sigma 3$ (Respectively N10 and N100) axis.

The structural analysis of the Mount Arpet site leads to the identification of two subsequent deformations that are E-W extension followed by strike slip regime with N-S compression axis.

Fouillouse valley site / Les Chargours

The second example comes from the Fouillouse valley, a southern tributary to the Ubaye. The NW-SE oriented Fouillouse valley follows the Serenne-Ruburent fault zone that links the Upper Durance fault zone to the north and the Bersezio fault zone to the SE (see Tricart, 2004, for details). In the SE part of the valley, a N130-140E° fault surface is beautifully exposed along a surface of several tens of square meters (Figure 2.11). The nearly vertical surface shows meter-scale tectonic grooves that are close to horizontal. They characterize major (dextral ?) transcurrent faulting, which is consistent with the regional context. These grooves of first generation are overprinted by a second generation of grooves characterized by lower wavelengths and that moderately plunge towards the SE, in response to an evolving tectonic regime. Locally, final movement along the fault is testified by subvertical striae, associated with solution features ("stylostriae") on the blocking flank of the horizontal grooves (Figure 2.11). This third movement is confirmed by dragfolds that affect the pre-existing cataclastic zone. Our analysis clearly concludes to down-throw to the NE along the fault in a tectonic regime that is likely to have become extensional.

As inversion of fault/striae pairs is not applicable to multiple measurements along a single fault surface, we did not invert the data. However, measurements allow a graphical estimation of the pressure and tensional axis as proposed by (Angelier et Mechler, 1977). This procedure led to propose a continuous evolution of slip along the fault surface, from pure strike-slip through an increasing oblique movement, ending by the collapse of the northern compartment, in a likely extensional regime.

In conclusion, this major NW-SE trending fault seems to display a complex multistage history from strike-slip to extensional faulting. The chronological discrepancy implied by the analysis of the two outcrops presented above illustrates the difficulties to determine a regional chronology between extensional and strike-slip deformation in the field. Although the statistical approach presented below reveals a dominant extension-to-strike-slip chronology, some counter arguments lead us to envisage potential instability of the stress/strain field.

3.2.2 Global Data set

For this study, 1700 fault-slip couples have been measured at 60 sites throughout the study area. Senses of slip were determined in the field from offset markers, striae and/or fibers, high confidence slip sense indicators being used to validate lower confidence indicators for the same fault orientations. Several sites presented superimposed brittle deformation structures whose relative chronology has been determined from various structural criteria like slickenside crosscutting relationships. This allowed preliminary in-field separation of populations, no a-posteriori automated sorting of data was

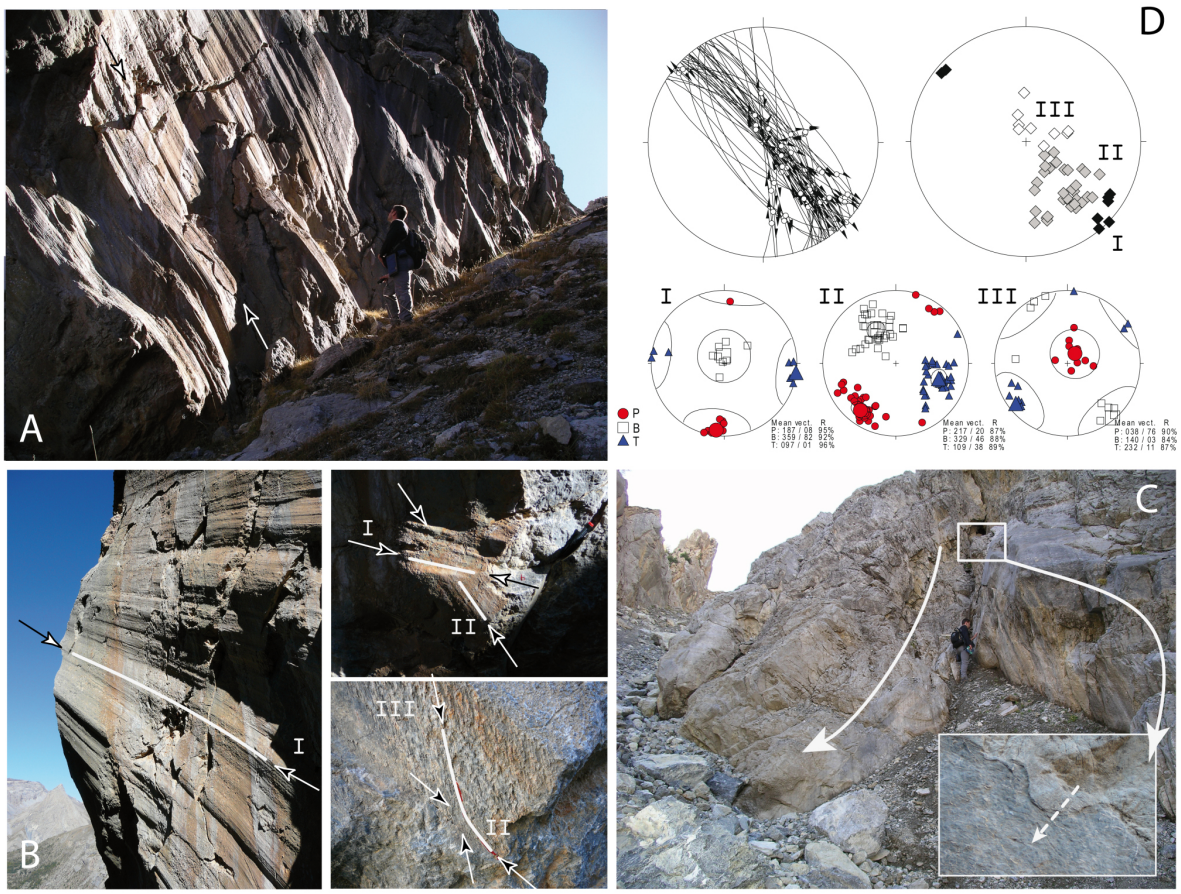


Figure 2.11: Fouillouse / Les Chargours site illustrating a three-stage evolution along NW-SE fault. (A) General view of the NW-SE fault plane; (B) Photographs showing details with chronology from (I) horizontal meter-scale tectonic grooves overprinted by (II) a second generation of lower wavelength grooves that moderately plunge toward the SE. Final movement (III) is locally testified by subvertical ("stylostriae") affecting the blocking flank of horizontal grooves; (C) The third movement is confirmed by dragfolds; (D) Fault orientations and direction of slip are plotted on stereonets. Graphical estimations of the pressure (P) and tensional (T) are also reported.

performed.

The general fault distribution shows NW-SE to NE-SW oriented faults with a preponderant NS orientation (Figure 2.12). The data set is globally comparable to the lineament analysis and is consequently considered as representative of the regional fracturation. The faults are generally steep, with about one third of the data set showing dips greater than 80 degrees whereas the two others thirds have dips greater than 60 degrees.

The striae show a wide distribution in direction, even if they appear somewhat clustered in the two southern quadrants (Figure 2.12). Plunges range between 0 to 70 degrees and reflect the field observations with faults presenting strike-slip to dip-slip movements and a wide range of oblique movements. The NW-SE direction related to the Bersezio-like lineament is better resolved than for the fault orientation diagram: extensional movements associated with steep plunges are dispersed around the vertical

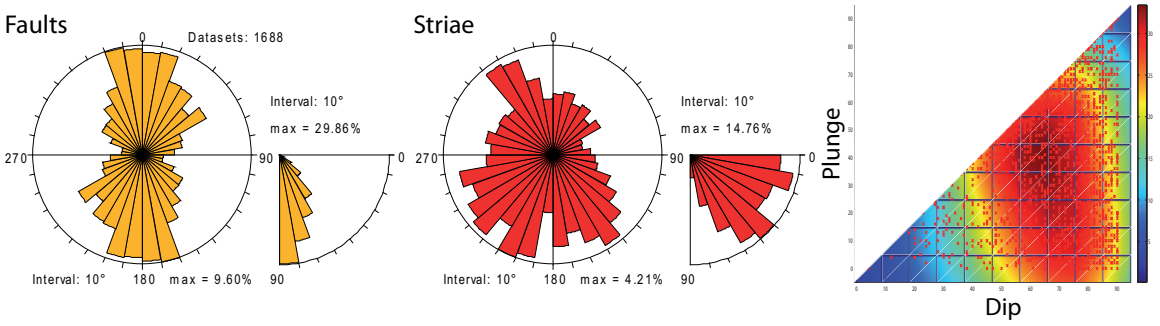


Figure 2.12: Statistical repartition of azimuth, dip and plunge of fault and striae measurements used in this study.

axis while low-plunge striae related to strike-slip movements cluster in a direction NW-SE.

4 Inversion of field data and palaeostress tensors

A microtectonic analysis of striated fault planes has been performed to compute the stress tensor responsible for the regional faulting.

The determination of regional stresses from populations of fault-slip data is based on the Wallace and Bott hypothesis (Bott, 1959; Wallace, 1951) that considers several assumptions: (1) the shear stress vector applied to a given fault is parallel to the slip vector along the fault surface; (2) the fault surfaces are planar; (3) the blocks are rigid; (4) no stress perturbation exists *i.e.* movements of faulted blocks are free; and (5) a steady stress state prevails during a given tectonic event. The inversion of fault-slip data is consequently not a trivial problem and has to be carefully carried out and systematically associated with a structural field analysis. Several methods have been developed in previous publications to which we refer for a complete discussion (Angelier, 1984, 1990; Etchecopar *et al.*, 1981; Yamaji, 2000, 2003).

In this work, the inversions of fault-slip data have been carried out using the direct inversion method (Angelier, 1990) implemented in the TectonicsFP software (Ortner *et al.*, 2002). Each inversion of a subset of data resulted in a best fitting reduced stress tensor (Angelier, 1984) defined by the orientation of the three principal stress axes, $\sigma 1$, $\sigma 2$ and $\sigma 3$ (with $\sigma 1 > \sigma 2 > \sigma 3$), the φ ratio ($\varphi = (\sigma 2 - \sigma 3)/(\sigma 1 - \sigma 3)$) representing the shape of the stress ellipsoid and the average misfit angle α, which is the angle between the measured stria and the computed shear stress vector. The φ value, which ranges from 0 to 1, indicates the relative magnitudes of the principal stresses and consequently the susceptibility of paleostress axes to permutations. The misfit angle represents an estimate of the coherency of the fault-slip population: individual faults with misfit angle higher than 30° have been considered as unrelated to the stress tensor and discarded. In demonstrably polyphased sites, palaeostress tensors related to the subsequent stages

were computed independently without using automatic separation of data.

The result of the direct inversion was subsequently compared to results obtained with other inversion methods: the right dihedral solution (RD) (Angelier et Mechler, 1977), the pressure-tension method (PBT)(Turner, 1953), and the numerical dynamic analysis (NDA) (Spang, 1972) for a 30° theta angle according to the Anderson's theory of fracturation (Anderson, 1951). The parameters obtained for each of the four methods are provided in the Appendix. Only tensors showing coherency between methods have been conserved, tensors with less than 6 faults were systematically discarded. Using these criteria, 85 percent of fault-slip measurements have been used.

4.1 Statistical analysis of the stress axis distributions

The database compiles 79 new palaeostress tensors presented in (Figure 2.13) with parameters reported in (Table 1). Half of the calculated tensors are extensional ($\sigma 1$ steeper) whereas the other half are strike-slip ($\sigma 2$ steeper) as illustrated by the distribution in direction and dip of the principal stress axis (Figures 2.14 and 2.15). A striking aspect is the constant E-W direction of the $\sigma 3$ axis for both extensional and strike-slip tensors. Strike-slip tensors present mainly N-S orientations of the maximum stress axis ($\sigma 1$).

Furthermore information can be drawn from the analysis of the φ ratio as reviewed by (Ritz et Taboada, 1993) . A low φ ratio implies similar magnitudes between $\sigma 3$ and $\sigma 2$ whereas a high φ ratio implies similar $\sigma 2$ and $\sigma 1$. Accordingly, when $\sigma 1$ is the steeper stress axis, radial extension is expected for low φ ratios and transtension for high φ ratios, whereas intermediate values indicate pure extension. When the steeper axis is $\sigma 2$, strike-slip deformation varies between transpression, pure strike-slip and transtension for an increasing value of the φ ratio. We divided φ values into three classes ($\varphi < 0.25$; $0.25 < \varphi < 0.75$; $\varphi > 0.75$) to analyse extensional and strike-slip tensors. About one half of the extensional tensors present a tendency to radial extension whereas others show mainly pure-extension (Figure 2.16). The φ ratio values of the strike slip tensors are more dispersed but 26 of 39 tensors have φ ratio less than 0.5, associated with pure strike-slip and transpression.

Our paleostress tensor database reveals two kinds of paleo stress regimes: one extensional and one strike-slip. Analysis of the stress ellipsoid shapes reveals a similar $\sigma 2$ and $\sigma 3$ magnitude, which indicates a dominant radial extension affecting the area. This is in apparent discrepancy with the remarkable stability of the $\sigma 3$ axis direction that seems to indicate dominant orogen-parallel extension and will be discussed further.

4.1.2 Paleostress field maps

Additional information can be drawn from analysis of projected stress axis and fault-

N°	Site	Lon.	Lat.	Alt.	σ1	σ2	σ3	φ	SD	Type
1	TEDURE	6,8798	44,4529	2540	322 / 88	67 / 0	157 / 2	0,0	0,9	N
2	CINFER	6,8805	44,5305	2707	194 / 76	3 / 14	93 / 3	0,4	5,2	N
3	CSAUTR	6,8812	44,4789	2682	352 / 9	16 / 68	258 / 20	0,0	2,7	D
4	ORONNA	6,9007	44,4497	2473	202 / 61	336 / 21	74 / 19	0,0	4,7	N
5	CFOSSA	6,9037	44,5186	1950	179 / 24	63 / 45	287 / 35	0,2	6,1	D
6	CBEC_N	6,9299	44,5479	2788	210 / 63	29 / 27	119 / 0	0,3	2,2	N
7	CBEL_N	6,9327	44,5478	2782	9 / 83	235 / 5	144 / 5	0,2	5,1	N
8	VGRA5N	6,9337	44,4725	1702	215 / 56	346 / 24	86 / 23	0,5	8,8	N
9	CFEUILL	6,9395	44,4367	2724	260 / 90	167 / 0	77 / 1	0,1	4,9	N
10	ARGENT	6,9397	44,3968	1763	220 / 9	321 / 51	123 / 38	0,5	3,9	D
11	BALM_D	6,9713	44,5062	2243	13 / 24	174 / 65	279 / 7	0,5	6,6	D
12	RCERIN	6,9719	44,5638	2158	157 / 81	262 / 2	353 / 8	0,1	6,5	N
13	MOZZEG	6,9757	44,4378	2097	155 / 82	274 / 4	4 / 7	0,2	5,1	N
14	TBERNA	7,0016	44,3583	1443	5 / 5	217 / 84	95 / 3	0,4	6,1	D
15	CHERSD	7,0275	44,5232	2259	329 / 11	116 / 77	237 / 7	0,9	7,9	D
16	CHERSN	7,0286	44,5249	2259	112 / 81	304 / 9	213 / 2	0,3	7,6	N
17	VARMA3	7,0316	44,3863	2387	200 / 10	38 / 79	290 / 3	0,8	1,4	D
18	SERVI1	7,0358	44,4097	1943	326 / 71	196 / 12	103 / 14	0,5	5,2	N
19	PLAUSA	7,0359	44,4876	1582	329 / 86	232 / 0	141 / 3	0,3	4,0	N
20	SERVI2	7,0374	44,4065	2076	301 / 81	32 / 0	122 / 9	0,0	1,6	N
21	VARMA1	7,0434	44,3866	2445	4 / 8	192 / 82	94 / 1	0,2	8,3	D
22	ARPET1	7,0576	44,3562	1913	10 / 0	277 / 83	100 / 7	0,5	6,3	D
23	ARPET2	7,0576	44,3562	1913	171 / 60	7 / 29	273 / 7	0,3	5,4	N
24	BELLI_D	7,0711	44,5901	1304	189 / 2	290 / 82	99 / 8	0,2	6,8	D
25	BELLI_N	7,0711	44,5901	1304	92 / 49	343 / 16	241 / 37	0,9	4,6	N
26	MARGHE	7,0762	44,3951	2517	206 / 65	11 / 25	104 / 6	0,3	5,3	N
27	RELVA4	7,0844	44,5281	1283	279 / 6	133 / 83	9 / 4	0,9	5,8	D
28	RELVAB	7,0844	44,5281	1283	168 / 33	2 / 56	262 / 6	0,2	2,9	D
29	MADONA	7,0857	44,5363	1369	279 / 79	37 / 5	128 / 10	0,1	14,3	N
30	RMARM1	7,0929	44,4626	1156	340 / 74	206 / 11	114 / 11	0,7	4,8	N
31	RMARM2	7,0929	44,4626	1156	228 / 63	13 / 23	109 / 14	0,0	4,4	N
32	CVAL_D	7,1035	44,3798	2402	8 / 13	149 / 73	275 / 10	0,1	7,9	D
33	NERA_N	7,1169	44,3331	2053	202 / 80	87 / 4	356 / 9	0,0	5,5	N
34	SALE_N	7,1187	44,3589	2483	180 / 42	44 / 38	294 / 24	0,3	4,8	N
35	STROPO	7,1258	44,5042	1012	157 / 66	3 / 22	269 / 10	0,1	4,1	N
36	ACSAMP	7,1498	44,5547	2012	210 / 81	32 / 9	302 / 0	0,1	6,6	N
37	PLUNG1	7,1570	44,2984	940	9 / 14	165 / 75	278 / 6	0,3	7,6	D
38	PLUNG2	7,1570	44,2984	900	8 / 2	268 / 81	98 / 9	0,1	6,6	D
39	CHIAPPI	7,1604	44,3972	1836	306 / 71	187 / 9	95 / 16	0,1	4,2	N
40	VINADI	7,1732	44,3096	928	201 / 36	16 / 54	109 / 2	0,9	3,8	D
41	COLET1	7,2151	44,4103	1129	217 / 71	13 / 18	105 / 8	0,1	2,0	N
42	COLET2	7,2151	44,4103	1129	330 / 7	235 / 34	71 / 55	0,1	4,9	C
43	VGRA4D	7,2380	44,4112	927	185 / 2	280 / 73	94 / 17	0,3	3,2	D
44	VGRA2D	7,2389	44,4125	938	5 / 9	218 / 79	96 / 6	0,3	5,1	D
45	VGRA2N	7,2389	44,4125	938	142 / 82	314 / 8	44 / 1	0,1	3,5	N
46	VGRA3D	7,2399	44,4136	919	350 / 6	90 / 57	256 / 32	0,0	6,3	D
47	TGAINA	7,3135	44,2327	764	2 / 17	178 / 73	272 / 1	0,3	4,1	D
48	VALLOR	7,3573	44,3372	859	29 / 12	143 / 61	293 / 25	1,0	3,5	D
49	RITTA1	7,3646	44,3601	944	103 / 25	267 / 64	10 / 6	0,2	2,3	D
50	RITTA2	7,3646	44,3601	944	131 / 74	319 / 16	228 / 2	0,1	2,4	N
51	RITTB1	7,3646	44,3601	944	159 / 75	23 / 11	291 / 10	0,4	3,5	N
52	RITTB2	7,3646	44,3601	944	268 / 88	170 / 0	80 / 2	0,1	2,0	N
53	RSARAY	7,3870	44,2319	1254	0 / 38	225 / 42	111 / 24	0,8	6,2	D
54	VALDIE	7,4153	44,2874	801	9 / 24	226 / 61	106 / 15	0,5	7,4	D
55	PIAFIN	7,4309	44,2396	1418	279 / 83	103 / 7	12 / 0	0,4	2,9	N
56	ROASHI	7,4364	44,2836	717	359 / 36	222 / 45	107 / 23	0,5	2,0	D
57	PSUFIT	7,4427	44,1964	1160	352 / 12	222 / 72	85 / 13	0,2	6,6	D
58	MDCROS	7,4497	44,2978	700	205 / 9	9 / 80	115 / 3	0,3	1,5	D
59	AROBIL2	7,5016	44,2638	892	205 / 44	16 / 45	111 / 5	0,0	1,3	D
60	AROBIL1	7,5016	44,2638	892	175 / 0	84 / 73	265 / 17	0,2	1,8	D
61	GIULIA	7,5054	44,3091	687	303 / 71	55 / 8	148 / 17	0,1	3,0	N
62	AROBIL3	7,5103	44,2668	1033	233 / 1	335 / 85	143 / 5	0,1	1,6	D
63	TFOLO1	7,5145	44,2208	943	99 / 27	337 / 46	207 / 31	1,0	1,4	D
64	TFOLO2	7,5145	44,2208	943	242 / 58	8 / 20	107 / 24	0,1	2,0	N
65	POLSHI	7,5150	44,2193	943	172 / 61	349 / 29	79 / 2	0,1	2,9	N
66	VERNAN	7,5335	44,2395	890	148 / 56	356 / 31	258 / 13	0,8	8,0	N
67	BCAMP2	7,5988	44,1567	2134	5 / 2	273 / 53	97 / 37	0,3	2,0	D
68	BCAMP1	7,5988	44,1567	2134	258 / 69	358 / 4	89 / 21	0,1	1,2	N
69	BCAMPC	7,5988	44,1567	2134	175 / 57	352 / 33	83 / 1	0,0	1,0	N
70	CTENDE	7,6109	44,1523	216	156 / 2	248 / 54	64 / 36	0,5	1,7	D
71	CPERLA	7,6240	44,1552	2085	205 / 41	349 / 43	98 / 19	0,7	5,9	D
72	CHEVOL	7,6240	44,1552	2154	262 / 5	7 / 70	170 / 19	0,9	5,3	D
73	BOARC1	7,6250	44,1653	2104	236 / 40	67 / 50	331 / 6	0,9	6,4	D
74	BOARC2	7,6250	44,1653	2104	129 / 80	259 / 6	350 / 7	0,1	3,5	N
75	CBOAR1	7,6250	44,1653	2104	230 / 1	321 / 41	139 / 49	0,8	1,7	C
76	CBOAR2	7,6250	44,1653	2104	100 / 73	3 / 2	272 / 17	0,1	3,7	N
77	CPERL1	7,6261	44,1582	2117	108 / 83	199 / 0	289 / 7	0,1	6,5	N
78	CPERL2	7,6261	44,1582	2117	206 / 8	97 / 67	299 / 21	0,4	7,6	D
79	TCHAUD	7,6331	44,1711	2116	272 / 88	15 / 0	105 / 2	0,1	4,7	N

Table 1: Parameters of the new paleostress tensors, with the location (DDEC LAT/LON WGS84, Z the altitude in meters), the $\sigma 1$, $\sigma 2$ and $\sigma 3$ azimuths and plunges, the φ ratio, N is the number of fault used in the inversion.

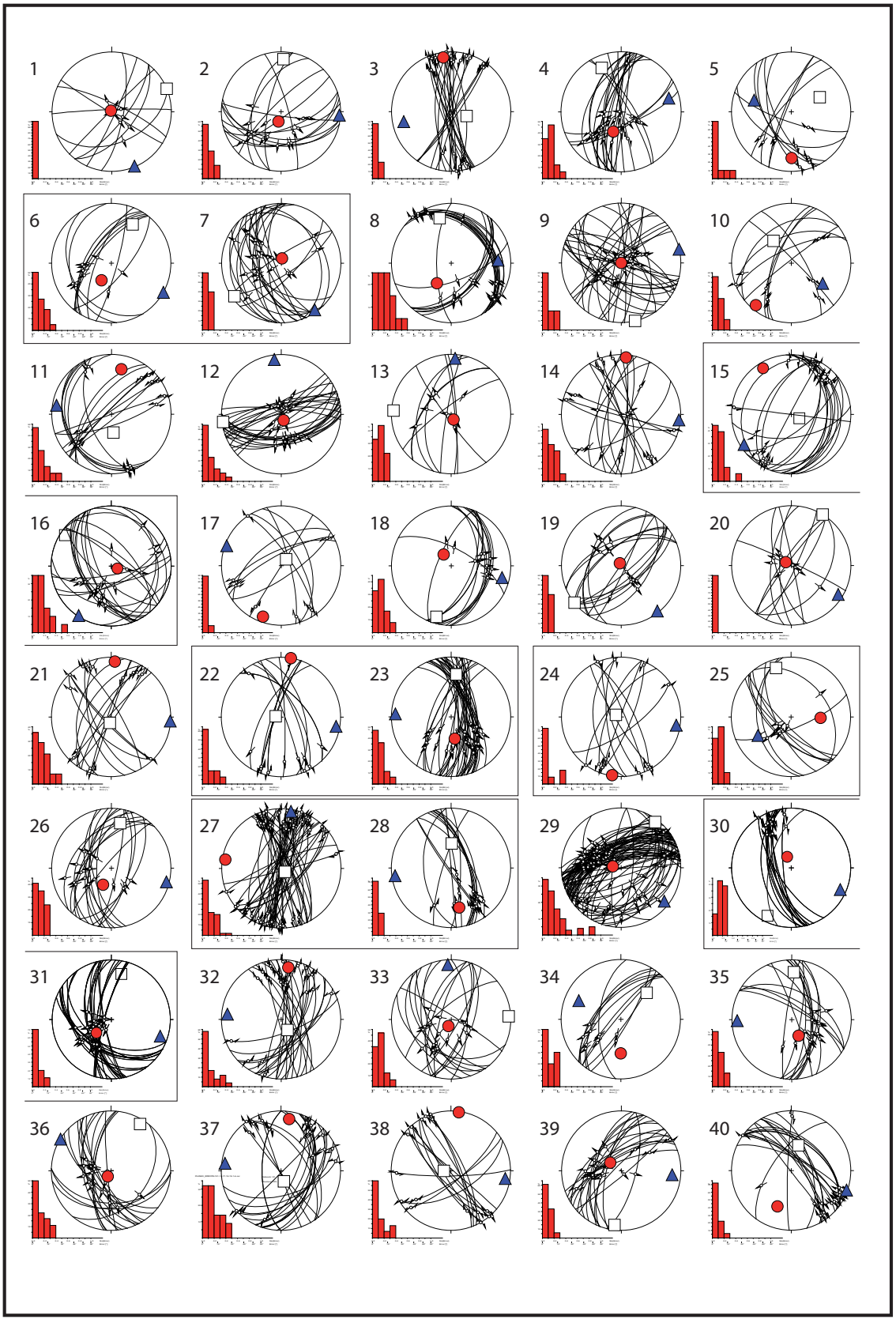
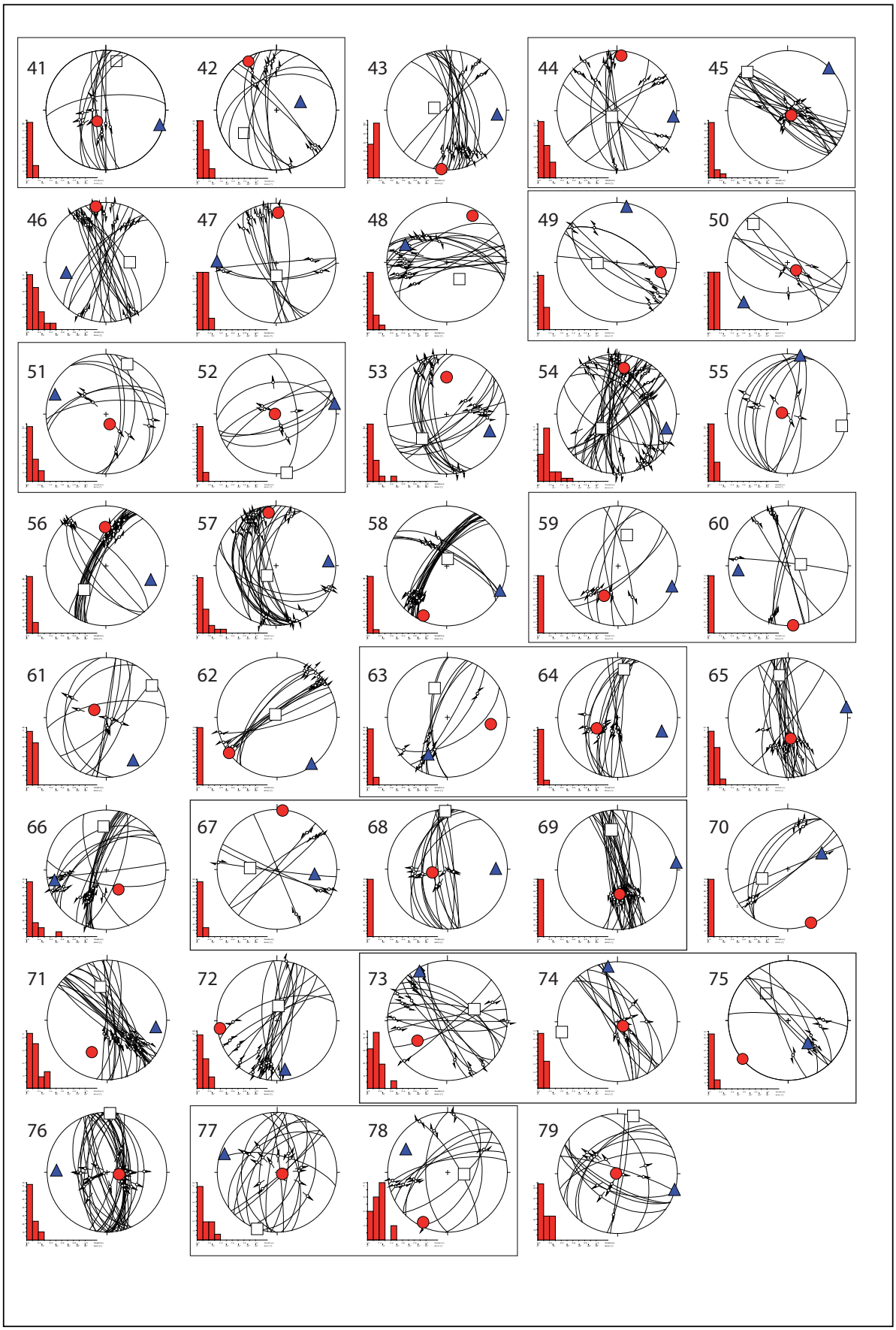


Figure 2.13: Stereonets of the 79 new tensors computed in this study (Wulff nets, lower hemisphere). Circles represents $\sigma 1$ axis, squares represents $\sigma 2$ axis and triangles represents $\sigma 3$ axis. Faults and striae used for the calculation are also plotted. Numberings refer to the Figure 2.7 and Table 1. Boxed stereonets are from the same site.


41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79

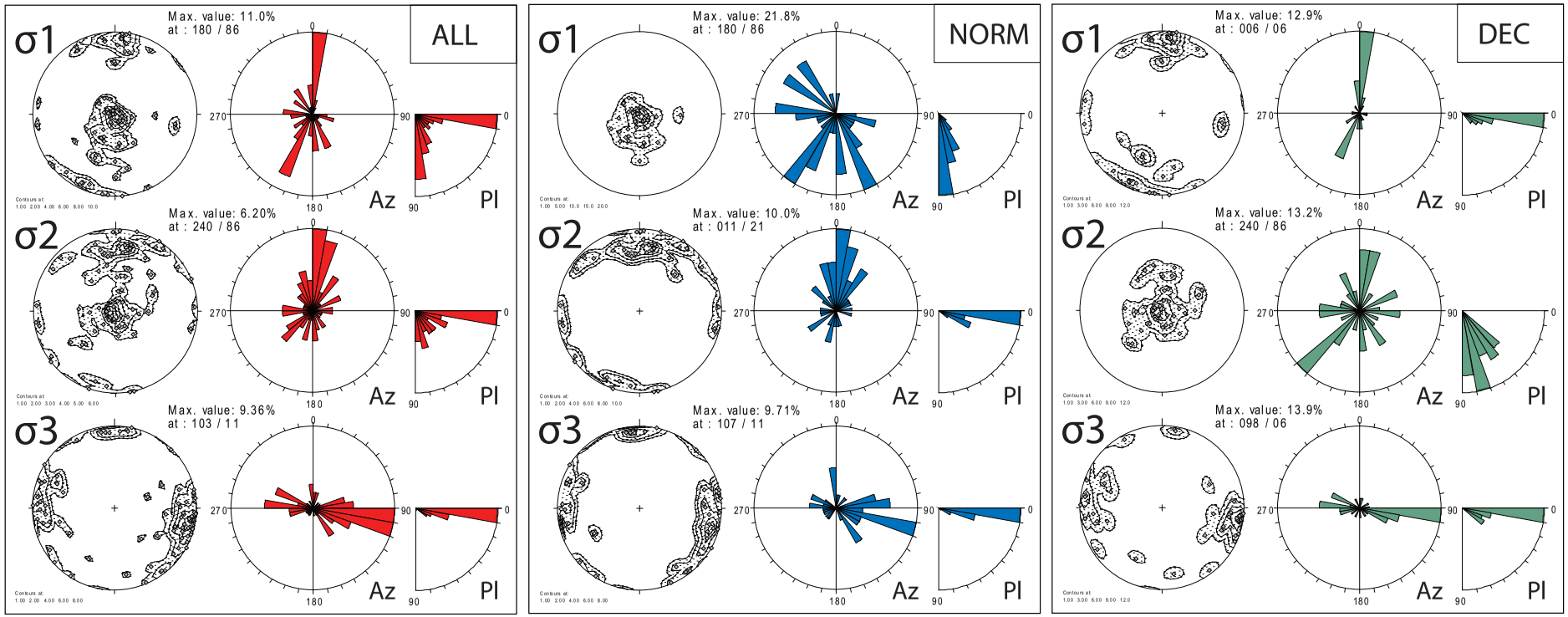


Figure 2.14: Statistical distribution of the stress axes $\sigma 1$, $\sigma 2$ and $\sigma 3$ with the corresponding density contour diagrams computed for the all data base then for only extensional and strike-slip tensors (lower hemisphere equal area projection.). Az : Azimuth ; Pl : Plunge.

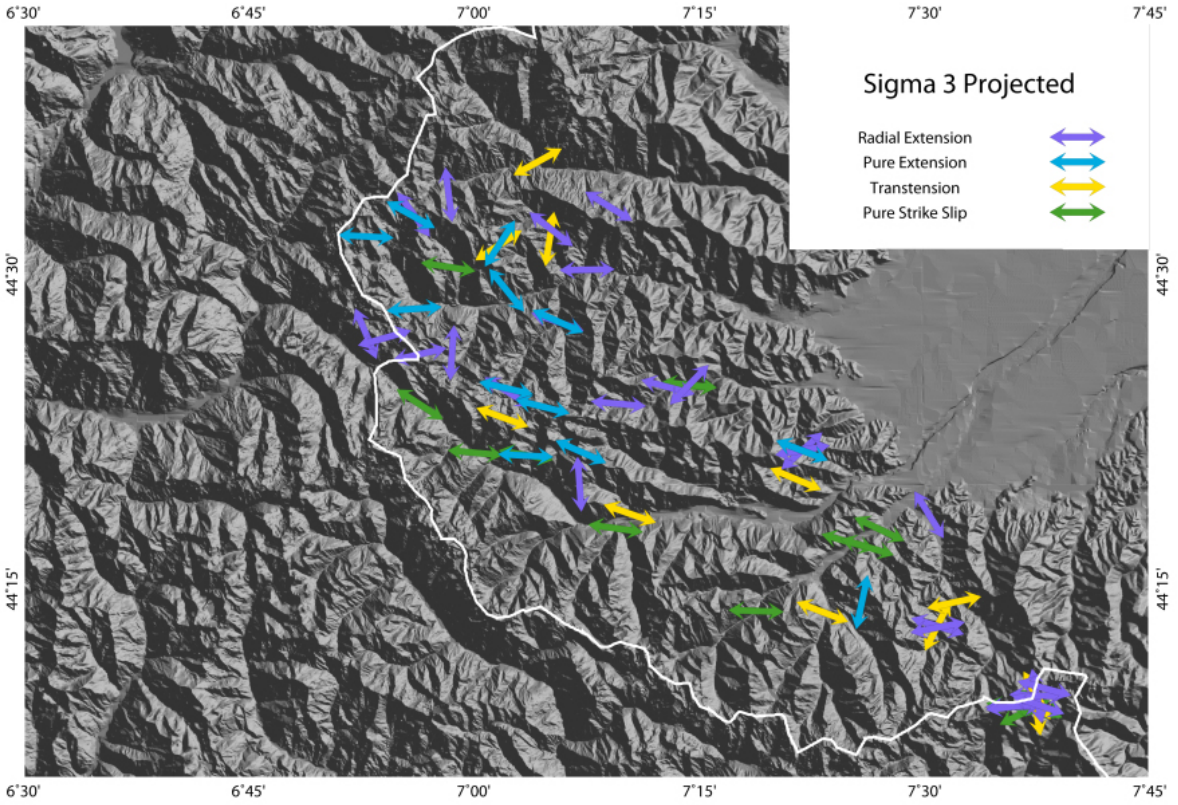


Figure 2.15: Paleostress direction map with sigma 3 axis projected

ing pattern observed on the regional map. To perform this analysis, the horizontal minimum stress axis $\sigma 3$ was projected for each location according to the φ ratio, resulting in three maps that show trajectories of $\sigma 3$ for pure extension, radial extension and strike-slip deformation (Figure 2.17).

The stability of the $\sigma 3$ axis direction is confirmed by analysis of pure-extension and strike-slip maps and reveals a high coherency between the two strain patterns. The E-W to NE-SW $\sigma 3$ direction appears parallel to the major faults underlining the alpine arc and therefore, suggests a relation with the regional structure. The local obliquity between faulting directions and stress axis, if significant, may explain oblique movements observed in the field.

The resulting state of stress determined in this study is close to the analysis performed further north by (Sue *et al.*, 2002, 1999; Sue et Tricart, 2003), which highlighted radial extension affecting the internal zone east of the Pelvoux massif and successive strike-slip deformation. Our study reveals a southward continuity but points out the importance of strike-slip deformation in this NW-SE oriented part of the Alpine arc.

5 Discussion

The multi-scale analysis of the southwestern Alpine faulting system leads to dis-

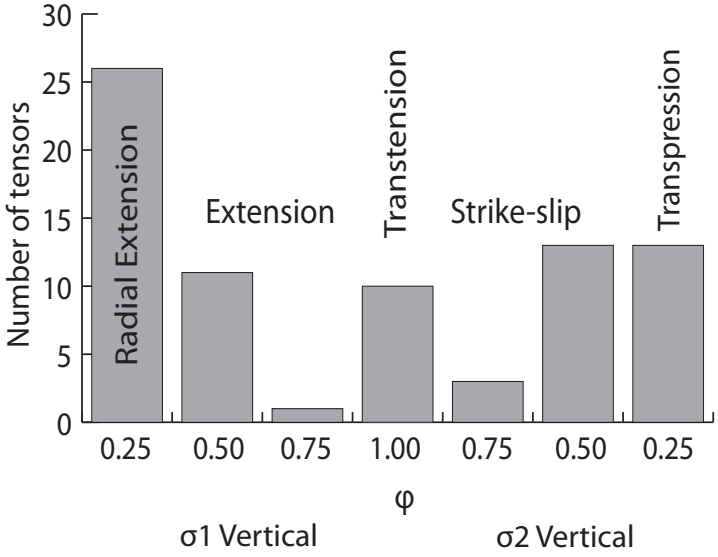


Figure 2.16: Histogram showing the frequency of paleostress tensors versus φ ratio. The tensors are separated into two categories: from $\varphi = 0$ to $\varphi = 1$ for extensional tensor and $\varphi = 1$ to $\varphi = 0$ for strike-slip tensors. The frequence repartition shows mainly extensional tensors with low φ ratio while stress regime is difficult to precise for strike-slip tensors. The tensor database displays a wide range of φ ratio.

tinguish an extensional and a strike-slip stress regime with a statistically dominant extension-to-strike-slip chronology. However, local discrepancies and counter evidences revealed possible variations in the stress field and lead us to envisage instability of the stress/strain regime even if the large scale context show an extensional-to-strike-slip chronology (Tricart, 2004). This possibility has already been proposed by (Sue, 1998) to explain the difficulties to determine a clear chronology between extensional and strike-slip brittle faulting affecting the internal zone east of the Pelvoux massif together with the very stable orientation of the $\sigma 3$ axis between extensional and strike-slip tensors.

Several processes have been invoked to explain both geographical and chronological variations in a local stress field: among them are permutation between the principal stress axes and interference of a local and a regional stress fields.

Permutations between the principal stress axis

The statistical distribution of the stress ratio analysed above displays a major signal with a very low φ-ratio for both extensional and strike-slip tensors. This implies similar magnitudes and consequently possible permutation between the $\sigma 2$ and $\sigma 3$ axes, but cannot be invoked to explain permutation between the $\sigma 1$ and $\sigma 2$ axes.

Interference between Extensional and Transpressive stress fields

Another possibility is that the two stress patterns identified above represent the two end members of a resultant stress field due to the interference between a regional and a local stress field.

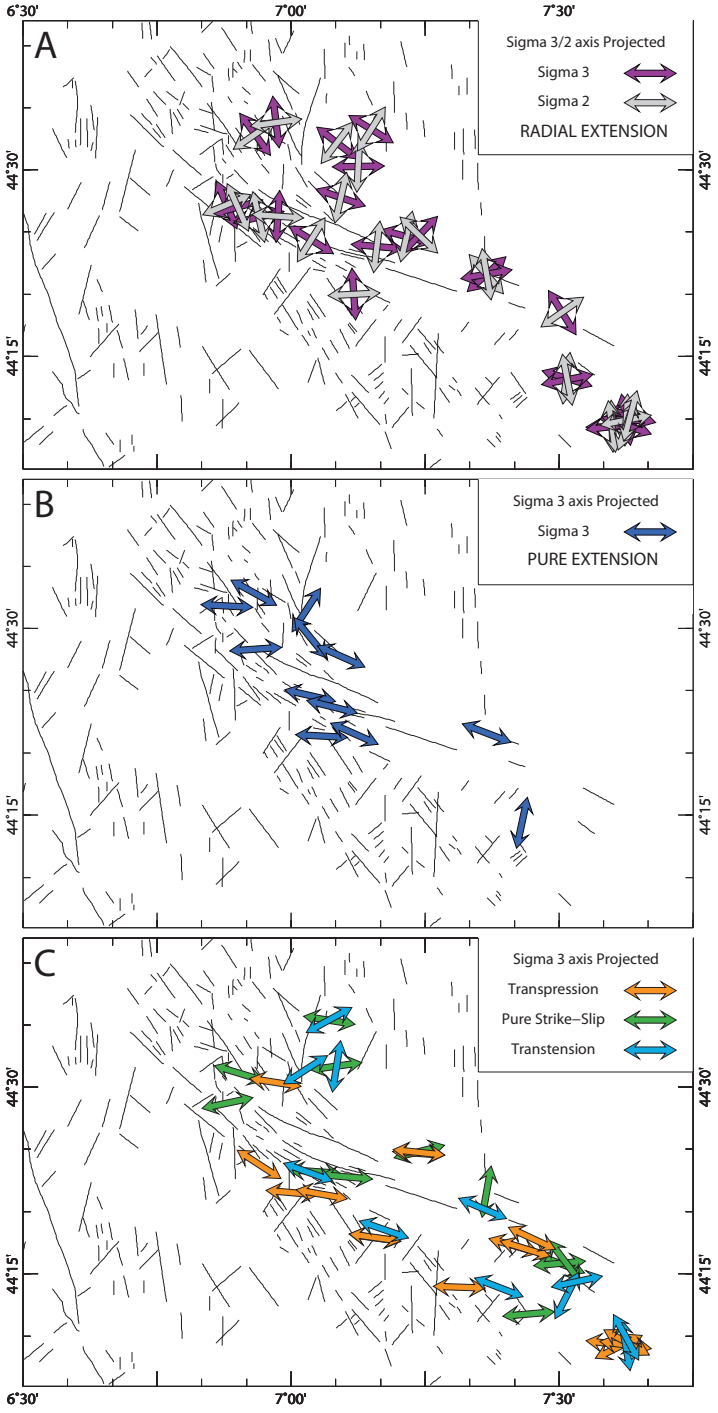


Figure 2.17: Three maps showing $\sigma 3$ orientations (projected subhorizontal axis) according to the class defined (see text): (A) Radial extension ($\phi < 0.25$); (B) Pure extension ($0.25 < \phi < 0.75$); (C) Strike-slip (vertical $\sigma 2$): Transpression ($\phi < 0.25$); Pure strike-slip ($0.25 < \phi < 0.75$); Transtension ($\phi > 0.75$).

General stress field

The $\sigma 1$ trajectory within the European plate is roughly NW-SE and related to the convergence between Africa and Europe (Müller *et al.*, 1992) at a rate of 3 to 8 mm.yr^{-1} (DeMets *et al.*, 1990; Nocquet et Calais, 2003). However, geodetic measurements between northern Italy and southern France do not show clear relative displacement and suggest that the Alps are not undergoing any convergence at present (Calais *et al.*, 2002; Vigny *et al.*, 2002). Furthermore, the evidences of an orogen-perpendicular (radial-to-the-arc) pattern of the maximum horizontal stress in the external zone and minimum horizontal stress in the internal zone show that the Alpine stress field is uncoupled from the large-scale plate kinematics (Kastrup *et al.*, 2004; Müller *et al.*, 1992).

Rotation of Apulia

The studies of the Alpine stress/strain field revealed that the current deformation of the western Alps is not a direct result of NW-SE convergence between Africa and Eurasia but is more likely due to counterclockwise rotation of Apulia as a rigid indenter relative to Eurasia around a pole located near Milan (45.36°N/9.10°S) (Calais *et al.*, 2002). Such a pattern implies oblique movements at the plates borders leading to overall right lateral shear associated with divergence or convergence according to the local trend of the border (Calais *et al.*, 2002). A main point is that the rotation of Apulia is expected to induce a NNW-SSE to N-S direction for the compressive axis and thus a transpressive expression of the regional stress field in the south-Western Alps. This direction is consistent with the statistically dominant direction of $\sigma 1$ deduced from analysis of our strike-slip paleostress tensor. Our analysis therefore leads us to propose that this deformation is related to the rotation of Apulia.

The Alpine stress field

The Neogene to present extensional regime affecting the western Alps is largely discussed since about ten years both through seismotectonic and paleostress analyses (Baroux *et al.*, 2001; Champagnac *et al.*, 2003, 2004; Delacou *et al.*, 2004; Eva *et al.*, 1998; Selverstone, 2005; Sue *et al.*, 2007, 2002, 1999; Sue et Tricart, 1999). The area undergoing extension roughly corresponds to the internal metamorphic arc in its northern and central part and becomes more diffuse to the south, where part of the external zone is also affected (Beucher *et al.*, tted; Larroque *et al.*, 2009). This extensional pattern is quite well correlated with high topography (Delacou *et al.*, 2004), high Moho depth and negative Bouguer anomalies (Beucher *et al.*, tted). This underlines a strong relation with overthickenned crust and promotes buoyancy forces as the main factor driving extension. Furthermore, a recent study of seismic profiles at the border of the Pô Plain evidenced active reverse faults during deposition of the Neogene molasses (Mosca, 2006). In our view, these elements are the best explained by gravitational collapse of

the overthickenned alpine crust.

Other explanations have been proposed to explain this extensional pattern: among them are (1) deep-seated processes like slab break-off during Oligocene times (Marchant et Stampfi, 1997; Stampfi *et al.*, 1998; von Blanckenburg et Davies, 1995); (2) vertical indentation of a deep indenter (Lardeaux *et al.*, 2006; Rolland *et al.*, 2000; Wawryzniec *et al.*, 2001); (3) surface processes like relations with the Pliocene increase in the erosion rates (Champagnac *et al.*, 2007) (4) post-glacial rebound after the retreat of the Alpine glaciers (Persaud et Pfifner, 2004).

We interpret the extension observed in the studied area as a result of a local or second order uniaxial extensional stress tensor (Zoback, 1992) affecting the inner part of the belt. The resulting question is how this local stress interacts with the regional stress due to the plate kinematics.

Resultant stress field in the Southern Western Alps

In the following discussion, we will refer to the local stress field as one resulting from the forces expressed within the Alpine belt whereas the regional stress field mainly represents the effect of the rotating Apulia. We investigate the effect of a superposed local stress field on a general stress field to determine the possible resultant stress tensors.

According to the φ-ratio distribution, the two stress pattern may be approximate as uniaxial tensors: one displaying a vertical $\sigma 1$ (extension) and the second a horizontal $\sigma 1$ (Transpressive). We can explore the possible resultant tensors by summing the two tensors as following:

$$A + B = R \tag{2.1}$$

A is the extensional tensor and B the transpressive one. We can write this equation as a sum of two matrices in an XYZ orthographic reference frame:

$$\begin{pmatrix} \sigma_{1(L)} & & \\ & \sigma_{2(L)} & \\ & & \sigma_{3(L)} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \sigma_{2(R)} & & \\ & \sigma_{1(R)} & \\ & & \sigma_{3(R)} \end{pmatrix} =$$

$$\begin{pmatrix} \sigma_{1(L)} + \sigma_{2(R)} & & \\ & \sigma_{2(L)} + \sigma_{1(R)} & \\ & & \sigma_{3(L)} + \sigma_{3(R)} \end{pmatrix}$$

$\sigma 1$ (L/R), $\sigma 2$ (L/R), $\sigma 3$ (L/R) being respectively the principal stresses of the local and regional state of stress.

The φ_r ratio of the resultant stress tensor is expressed as:

$$\phi = \frac{(\sigma_{1(L)} + \sigma_{2(R)}) - (\sigma_{3(L)} + \sigma_{3(R)})}{(\sigma_{2(L)} + \sigma_{1(R)}) - (\sigma_{3(L)} + \sigma_{3(R)})} \textit{For a dominant transpressive regime} \quad (2.2)$$

$$\phi = \frac{(\sigma_{2(L)} + \sigma_{1(R)}) - (\sigma_{3(L)} + \sigma_{3(R)})}{(\sigma_{1(L)} + \sigma_{2(R)}) - (\sigma_{3(L)} + \sigma_{3(R)})} \textit{For a dominant extensional regime} \quad (2.3)$$

Considering uniaxial stress tensors ($\sigma_{2(L)} = \sigma_{3(L)}$ and $\sigma_{2(R)} = \sigma_{3(R)}$)

$$\phi = \frac{(\sigma_{1(L)} - \sigma_{3(R)})}{(\sigma_{1(R)} - \sigma_{3(L)})} \textit{ For a dominant transpressive regime} \quad (2.4)$$

$$\phi = \frac{(\sigma_{1(R)} - \sigma_{3(R)})}{(\sigma_{1(L)} - \sigma_{3(L)})} \textit{ For a dominant extensional regime} \quad (2.5)$$

At first order we can consider the minimum stress axes as negligible relative to maxima.

$$\phi \approx \frac{\sigma_{1(L)}}{\sigma_{1(R)}} \textit{ For a dominant transpressive regime} \quad (2.6)$$

$$\phi \approx \frac{\sigma_{1(R)}}{\sigma_{1(L)}} \textit{ For a dominant extensional regime} \quad (2.7)$$

The φ_r value is to first order, a function of the maximum stress axes ratio (Figure 2.18). An extensional almost uniaxial stress regime interfering locally with a transpressive N-S trending regime leads to a resultant state of stress displaying intermediate to high value of the φ ratio. As a consequence, the faulting system varies between radial extension and transpression through transtension and permutation of the vertical axis from maximum to intermediate stress axis occurs around a constant $\sigma 3$ E-W trend.

As the micro tectonic analysis integrates deformation during an undefined period of time, the study of an area having undergone interference of stress regimes leads to infer successive stages of deformation whereas these are only the expression of a single resultant stress field.

Interference at the orogen-scale

According to our tectonic analysis, the extensional deformation in the south-western Alps ranges between multi-directional extension and NW-SE to E-W oriented extension,

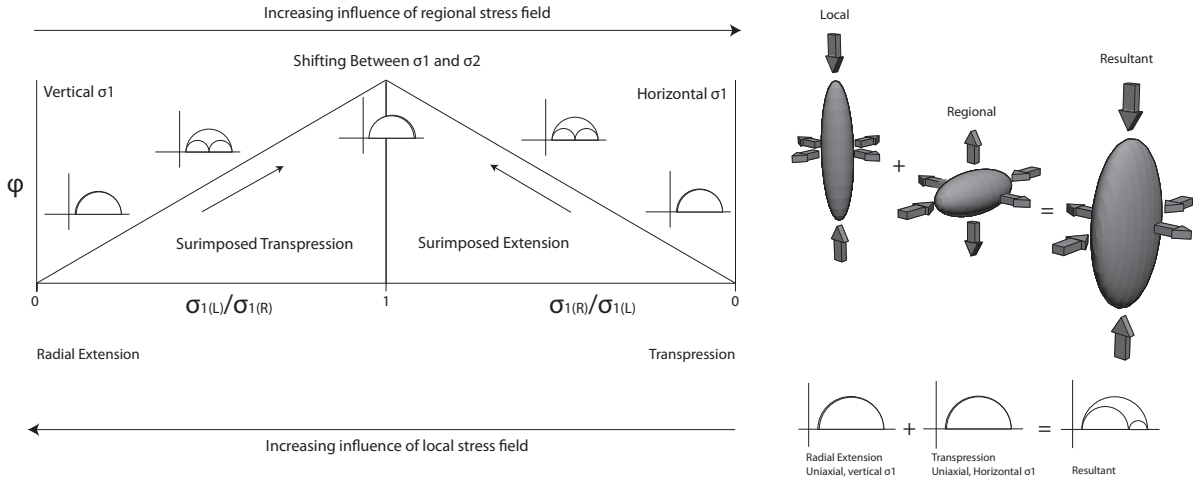


Figure 2.18: Conceptual model presenting effect of interference between local and regional stress fields on the φ ratio and tectonic regime.

nearly parallel to the regional alpine trend. The high density of NW-SE lineaments outlining the southernmost tip of the alpine arc naturally leads to propose an extensional pattern constrained by the faulting structure and subsequently expressed by a NW-SE to EW direction of extension. However, the orogen-parallel direction of the $\sigma 3$ axis appears as an overall pattern in the Western Alps which suggest that its origin is due to a larger scale process than the local structure.

In an attempt to explain the overall extensional pattern of the western Alps, (Champagnac *et al.*, 2006, 2004) proposed that opening of the Ligurian Sea during Miocene times would act as a free border and would lead to a orogen-parallel extrusion of the internal zone toward the south. The authors point out that the transition from the inner part of the belt to the sea is not straightforward at present but argue that a less curved Miocene arc would have provided a direct relationship with the oceanic basin. This interpretation mainly arises from a synthesis of the full stress tensor database available for the western Alps (Champagnac *et al.*, 2006) in which the authors distinguish a dominant orogen-parallel extension and a subsequent orogen-perpendicular extension. The transition from orogen-parallel to orogen-perpendicular extension would be related to the cessation of opening of the Ligurian sea and uplift of the external crystalline massifs, and would explain the present extensional pattern evidenced by seismotectonics and geodetic analysis.

In our view, the stress/strain field affecting the western Alps is likely more complex and interpretative models need to take the complex regional plate dynamics and the temporal instability of the system into account. While the current strain/stress field of the Alpine realm is dominated by gravitational body forces and only poorly affected by the rotation of Apulia (Delacou *et al.*, 2005), the dynamics of the western Alps have been affected by the rotation since at least the end of the Oligocene (Anderson et Jackson,

1987; Collombet *et al.*, 2002; Gidon, 1974; Ménard, 1988; Thomas *et al.*, 1999; Vialon *et al.*, 1989). As pointed out by (Calais *et al.*, 2002), this rotation, together with the arcuate geometry of the belt, led to oblique movements that imply local variation of the stress/strain field along the alpine arc. A fluctuating stress/strain regime affecting the western Alps could be due to fluctuations in the convergence rate between the African plate, through the Adria microplate, and the European plate. If we consider a relatively constant coupling between Africa and Adria throughout the Alpine history, an increasing Africa-Europe velocity would lead to more rapid rotation and northward indentation of the Adria microplate and to subsequent amplification of local variations in the stress/strain field. From a precise study of Atlantic magnetic anomalies, (Mazzoli et Helman, 1994) suggested an average AF-EU convergence rate of 0.7 cm/yr for the whole Neogene, with strong fluctuations ranging from 0.4 cm/yr in the Aquitanian and in the Late-Serravalian to early-Tortonian, up to 1.2 cm/yr (Langhian to Late Serravalian) or even 1.6 cm/yr from latest Tortonian to Messinian. Further constrains both on the kinematics of Adria and the timing of deformation occurring in its surroundings are needed to model the effects of a fluctuating rate of rotation. However it is worth noticing that the Langhian to Late Serravalian high convergence rate period corresponds to massive arrival of detrital sediment from the Argentera massif, in the molassic Piedmont Tertiary Basin (Carrapa, 2002). As a conclusion, we propose that future study focuses on the time-varying kinematics of the Adria microplate to explore the Neogene to present stress/strain field(s) affecting the western Alps.

In a context of slow convergence, the Alpine belt displays a weak equilibrium between boundary processes linked to plate kinematics and internal processes related to gravitational body forces. According to this idea, the Neogene to present stress field is interpreted as a unique composite stress field whose variability expresses temporal variations in the influence of boundary forces due to rotational Apulia. The resultant stress field ranges between radial extension and transpression through transtension and permutation of the $\sigma 1$ and $\sigma 2$ axis around a constant $\sigma 3$, perpendicular to the local compression direction related to the rotation of Apulia. It is not necessary to invoke successive extensional regimes but important to consider the arcuate geometry of the belt to investigate relative chronologies between transcurrent and extensional deformations.

An important question addressed is the importance of the crustal thickness affected by orogen-parallel extension: this direction only appears through brittle faulting analysis of relatively dry and cold structures that suggest a superficial phenomenon.

6 Conclusions

Structural analysis of late brittle faulting together with paleostresses determination

from inversion of fault/striae kinematics reveals a complex history of deformation in the south-Western Alps, involving an extensional and a transcurrent regime. From the field analysis and striking evidence of a constant direction of $\sigma 3$, we propose that these regimes are end-members of a composite stress-field due to the interference between the local gravity-driven extensional pattern and the regional transpressional stress field induced by the indentation of Apulia. The resultant stress field ranges between radial extension and transpression through transtension and permutation of the $\sigma 1$ and $\sigma 2$ axis around a constant $\sigma 3$, perpendicular to the local compression direction related to the rotation of Apulia.

According to the established low convergence, we propose that the belt displays a weak equilibrium between the boundary processes linked to plate kinematics and the internal processes related to the gravitational body forces. The variability of the regional stress-field with time may lead to evolutions of the resultant stress field during Neogene times and explains local variations in the deformation mode.

In such a context, we point out the importance of the arcuate geometry of the belt as the main factor that constrains the relationships between the local and regional stress-field and thus the expression of the resulting deformation along the Alpine trend. In this model, the south-Western Alps occupy a particular situation, undergoing transpression due to the rotation of Apulia.

The kinematics of Apulia thus play a fundamental role during the Neogene. Its relationship with the internal processes affecting the internal Alps should be tested in a large 4D model taking variations with time into account.

Acknowledgement

This work was supported by the Joseph Fourier University and the LGCA at Grenoble. We thank Jean Huet for his remarkable aerial photographs from his website http://www.jean-huet.com and book "A tire d'ailes" (Huet, 2009). We wish to thank Marjorie Dennequin for her helpful assistance in field work.

References

Anderson, E. M. (1951). *The dynamic of faulting and dyke formation with applications to Britain.* Oliver & Boyd, Edinburgh, 2nd édition.

Anderson, H. et Jackson, J. (1987). Active tectonics in the Adriatic region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 91:937–983.

Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 89(NB7):5835–5848.

Angelier, J. (1990). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 103:363–376.

Angelier, J. et Mechler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et

en sismologie: la méthode des dihèdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7:1309–1318.

Avigad, D. (1992). Exhumation of coesite-bearing rocks in the Dora-Maira massif (Western Alps, Italy). *Geology*, 20(10):947–950.

Baroux, E., Bethoux, N. et Bellier, O. (2001). Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophysical Journal International*, 145(2):336–348.

Beucher, R., Sue, C. et Tricart, P. (Submitted). Complex arc dynamics in the South-Western Alps inferred from seismotectonics. *Geophysical Journal International*.

Bigot-Cormier, F. (2002). *La surrection du massif cristallin externe de l'Argentera (France-Italie) et ses relations avec la déformation pliocène de la marge nord-Ligure : arguments thermochronologiques (traces de fission), géomorphologiques et interprétations de sismique marine*. Phd, Nice-Sophia Antipolis.

Bigot-Cormier, F., Sosson, M., Poupeau, G., Stephan, J. F. et Labrin, E. (2006). The denudation history of the Argentera Alpine External Crystalline Massif (Western Alps, France-Italy): an overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons. *Geodinamica Acta*, 19(6):455–473.

Bistacchi, A. et Massironi, M. (2000). Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach. *Tectonophysics*, 327:267–292.

Bogdanoff, S., Michard, A., Mansour, M. et Poupeau, G. (2000). Apatite fission track analysis in the Argentera massif: evidence of contrasting denudation rates in the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Terra Nova*, 12(3):117–125.

Bott, M. H. (1959). The mechanism of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96:109–117.

Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Wiederkehr, M., Koller, F., Schmid, S., Schuster, R., Engil, M., Berger, A. et Martinotti, G. (2008). Metamorphism of metasediments at the scale of an orogen: a key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps. *In* Siegesmund, S. F. B. et Froitzheim, N., éditeurs : *Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System*, volume 298, pages 393–411. Geological Society, Special Publications, London, geological society, special publications édition.

Calais, E., Nocquet, J. M., Jouanne, F. et Tardy, M. (2002). Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996-2001. *Geology*, 30(7):651–654.

Campredon, R., Franco, M. et Giannerini, G. (1977). Les déformations des conglomérats pliocènes de l'arc de Nice (Chaînes subalpines méridionales). *Géol. Méd.*, 4:435–438.

Carrapa, B. (2002). *Tectonic evolution of an active orogen as reflected by its sedimenatry record, an integrated study of the Tertiary Piedmont Basin (Internal Western Alps, NW Italy)*. Phd, Vrije Universiteit of Amsterdam.

Champagnac, J. D., Delacou, B., Tricart, P., Sue, C., Burkhard, M. et Allanic, C. (2006). Regional brittle extension in Quaternary sediments of Lanslebourg (Haute-Maurienne valley, Western Alps). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177(4):215–223.

Champagnac, J. D., Molnar, P., Anderson, R. S., Sue, C. et Delacou, B. (2007). Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology*, 35(3):195–198.

Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B. et Burkhard, M. (2003). Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (South Valais). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 96(3):325–326.

Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B. et Burkhard, M. (2004). Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogenparallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. *Terra Nova*, 16(4):232–242.

Chopin, C. (1984). Coesite and pure pyrope in high-grade bueschists of the western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86:107–118.

Collombet, M., Thomas, J. C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J.-P. et Gratier, J.-P. (2002). Counterclockwise rotation of the Western Alps since the Oligocene: new insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, 21:352–366.

Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D. et Burkhard, M. (2004). Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophysical Journal International*, 158(2):753–774.

Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D. et Burkhard, M. (2005). Origin of the current stress field in the western/central Alps: role of gravitational re-equilibration constrained by numerical modelling. *Journal of the Geological Society of London, Special Publication*, 243:295–310.

DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. et Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101:425–478.

Etchecopar, A., Vasseur, G. et Daignieres, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3(1):51–&.

Eva, E., Pastore, S. et Deichmann, N. (1998). Evidence for ongoing extensional deformation in the western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland. *Journal of Geodynamics*, 26(1):27–43.

Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D. et Alsdorf, D. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Rev. Geophys.*, 45.

Frey, M., Desmon, J. et Neubauer, F. (1999). Metamorphic maps of the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79:1–4.

Gidon, M. (1974). Alpine arc with vortical origin. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences*, Série D 278(21).

Horrenberger, J. C., Michard, A. et Werner, P. (1978). Le couloir de décrochement de Bersezio en Haute-Stura, Alpes externes, (Italie), structure de compression submeridienne. *Sci. Géol. Bull.*, 31:15–20.

Huet, J. (2009). *Alpes de Haute-Provence, à tire d'ailes*. Jean Huet, http://www.jean-huet.com.

Kastrup, U., Zoback, M. L., Deichmann, N., Evans, K. F., Giardini, D. et Michael, A. J. (2004). Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. *Journal of Geophysical Research*, 109:B01402–B01424.

Labaume, P., Ritz, J. et Philip, H. (1989). Recent normal faults in the southwestern Alps: their relationships with the compression tectonics. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 308(Série II):1553–1560.

Lardeaux, J. M., Schwartz, S., Tricart, P., Paul, A., Guillot, S., Béthoux, N. et Masson, F. (2006). A crustal-scale cross-section of the south-western Alps combining geophysical and geological imagery. *Terra Nova*, 18:412–422.

Larroque, C., Delouis, B., Godel, B. et Nocquet, J.-M. (2009). Active deformation at the southwestern Alps-Ligurian basin junction (France-Italy boundary): Evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. *Tectonophysics*, 467:22–34.

Le Pichon, X., Bergerat, F. et Roulet, M. (1988). Plate Kinematics and tectonics leading to the alpine belt formation; a new analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 218(111-131).

Marchant, R. et Stampfi, G. (1997). Crustal and lithospheric structure of the Western Alps: geodynamic significance. Rapport technique, Birkhauser Verlag, Basel.

Mazzoli, S. et Helman, M. (1994). Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe - Some implications for recent central mediterranean tectonics. *Geologische Rundschau*, 83(2): 464–468.

Müller, B., Zoback, M. L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. et Ljunggren, C. (1992). Regional Patterns of Tectonic Stress in Europe. *Journal of Geophysical Research*, 97(B8):11783–11803.

Ménard, G. (1988). *Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble.

Mosca, P. (2006). *Neogene basin evolution in the western Po Plain: Insights from seismic interpretation, subsidence analysis and low temperature (U-Th)/He thermochronology*. Thèse de doctorat, Vrije Universiteit, Torino.

Nocquet, J. M. et Calais, E. (2003). Crustal velocity field of Western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. *Geophysical Journal International*, 154:72–88.

Ortner, H., Reitera, F. et Acs, P. (2002). Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windows. *Computers & Geosciences*, 28(10).

Persaud, M. et Pfifner, O. A. (2004). Active deformation in the Eastern Swiss Alps:

post-glacial faultsn seismicity and surface uplift. *Tectonophysics*, 385:59–84.

Ritz, J. F. (1992). Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du sud: analyse en termes de contraintes. *Quaternaire*, 3:111–124.

Ritz, J. F. et Taboada, A. (1993). Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164(4):519–531.

Rolland, Y., Lardeaux, J. M., Guillot, S. et 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.

Schmid, S. M. et Kissling, E. (2000). The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19:62–85.

Schwartz, S., Lardeaux, J. M., Guillot, S. et Tricart, P. (2000). The diversity of eclogitic metamorphism in the Monviso ophiolitic complex, western Alps, Italy. *Geodinamica Acta*, 13(2-3):169–188.

Selverstone, J. (2005). Are the Alps collapsing? *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences*, 33:113–132.

Spang, J. H. (1972). Numerical Method for Dynamic Analysis of Calcite Twin Lamellae. *Geological Society of America Bulletin*, 83:467–472.

Stampfi, G., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T. et Borel, G. (1998). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296(159-204).

Sturani, C. (1962). *Il complesso sedimentario autoctono all' estremo nord-occidentale del Massicio dell' Argentera (Alpi Marittime)*. Thèse de doctorat, Univ. Turin, Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova.

Sue, C. (1998). *Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes: Approches structurale et sismologique*. Phd, Université Joseph Fourier, Grenoble I.

Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J. D., Allanic, C., Tricart, P. et Burkhard, M. (2007). Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview. *International Journal of Earth Sciences*, 96(6): 1101–1129.

Sue, C., Grasso, J. R., Lahaie, F. et Amitrano, D. (2002). Mechanical behavior of western alpine structures inferred from statistical analysis of seismicity. *Geophysical Research Letters*, 29(8):4.

Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J. et Tricart, P. (1999). Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research*, 104: 611–622.

Sue, C. et Tricart, P. (1999). Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briancon, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 92(2):171–181.

Sue, C. et Tricart, P. (2002). Widespread post-nappe normal faulting in the internal Western Alps: a new constraint on arc dynamics. *Journal of the Geological Society, London*, 159:61–70.

Sue, C. et Tricart, P. (2003). Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: A major evolution of the alpine tectonics. *Tectonics*, 22(5):1–25.

Tapponier, P. (1977). Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7:437–460.

Thomas, J. C., Claudel, M. E., Collombet, M., Tricart, P., Chauvin, A. et Dumont, T. (1999). First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps. *Earth And Planetary Science Letters*, 171(4):561–574.

Tricart, P. (1984). From passive margin to continental collision: A tectonic scenario for the western Alps. *American Journal of Science*, 284:97–120.

Tricart, P. (2004). From extension to transpression during the final exhumation of the Pelvoux and Argentera massifs, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97(3):429–439.

Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G. et Lardeaux, J.-M. (2001). La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales): une dynamique miocène à actuelle. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172:49–58.

Turner, F. (1953). Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *American Journal of Science*, 251:276–298.

Vialon, P., Rochette, P. et Menard, G. (1989). Indentation and rotation in the western Alpine arc. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1):329–338.

Vigny, C., Chery, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J. P., Barlier, F., Bayer, R., Briole, P., Calais, E., Cotton, F., Duquenne, F., Feigl, K. L., Ferhat, G., Flouzat, M., Gamond, J. F., Geiger, A., Harmel, A., Kasser, M., Laplanche, M., Le Pape, M., Martinod, J., Menard, G., Meyer, B., Ruegg, J. C., Scheubel, J. M., Scotti, O. et Vidal, G. (2002). GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period: 1993-1998. *Journal of Geodesy*, 76(2):63–76.

von Blanckenburg, F. et Davies, J. H. (1995). Slab breakoff - A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14(1):120–131.

Wallace, R. E. (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, 59:118–130.

Wawryzniec, T., Selverstone, J. et Axen, G. (2001). Style of footwall uplift along the simplon and brenner normal fault system, central and eastern Alps. *Tectonics*, 20:748–770.

Yamaji, A. (2000). The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 22(4):441–452.

Yamaji, A. (2003). Are the solutions of stress inversion correct? Visualization of their reliability and the separation of stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 25(2):241–252.

Zoback, M. L. (1992). 1st-order and 2nd-order patterns of stress in the lithosphere - The world stress map project. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 97(B8):11703–11728.

Troisième partie

Champ de Contraintes actuel des Alpes Sud-Occidentales : une approche sismotectonique

Sommaire

1 Instrumentation sismique de l'arc alpin 90

1.1 SISMALP 90

1.2 RSNI 91

2 Définition de la zone d'étude et réduction de la base de données 92

3 Traitement des traces sismiques et calcul des mécanismes aux foyers des séismes 92

3.1 Base de données finale 94

4 Détermination du régime de contrainte – Inversions des mécanismes 95

4.1 Interpolation des types de déformation associée aux séismes 97

Publication en révision pour Geophysical Journal International Complex arc dynamics in the South-Western Alps inferred from earthquake analysis 100

Cette seconde partie est consacrée à l'étude du/des régimes de déformations/contraintes des Alpes occidentales à travers une analyse sismotectonique. Mon travail a consisté à compléter la base de données des mécanismes aux foyers disponibles dans les Alpes occidentales en utilisant le catalogue public Sismalp (enregistrements bruts) complété par les données italiennes du réseau sismique nord-italien (RSNI). Le nombre d'évènements enregistrés sur la seule période 1996-2002 est tel qu'une approche exhaustive pourrait faire à lui seul l'objet d'une thèse. Le temps limité et l'approche multidisciplinaire proposée dans cette thèse ont imposé de restreindre l'analyse à un ensemble réduit d'évènements qui, ajoutés aux études précédentes, permet néanmoins d'obtenir une image du régime de déformations/contraintes à l'oeuvre dans la zone cible. Dans les sections suivantes, je présente les bases de données utilisées ainsi que le traitement appliqué lors de mon travail depuis le pointage des traces sismiques jusqu'aux inversions des mécanismes calculés. L'aspect " chronophage " de l'analyse sismotectonique m'a amené à concentrer mon travail sur la détermination des solutions focales plus que sur la localisation des évènements. Ainsi les localisations obtenues présentent-elles des incertitudes classiques de l'ordre de 1-2km en horizontale et de 5km en profondeur. Je présente et discute les 32 nouvelles solutions focales obtenues dans une publication en révision pour Geophysical Journal International.

1 Instrumentation sismique de l'arc alpin

1.1 SISMALP

La sismicité de la chaîne alpine est enregistrée en continu par le réseau SISMALP composé de 49 stations sismologiques automatiques réparties entre le lac Léman et la Corse (Figure 3.1). Ce réseau est géré par l'équipe sismologique de l'Observatoire de Grenoble qui assure l'entretien et la collecte des données.

Mis en place à la fin des années 80, le système a été conçu dans un but de recherche fondamentale visant à mieux comprendre la sismicité et la dynamique de la lithosphère alpine. La couverture proposée et les caractéristiques des capteurs permettent ainsi une localisation satisfaisante (incertitudes horizontales de l'ordre du kilomètre) et un calcul fiable des solutions focales. Je renvoie aux publications de (Thouvenot *et al.*, 1990) pour une analyse détaillée des caractéristiques techniques.

La base de données 1989-2002 est accessible en ligne depuis fin 2008 via le site BDsis (http ://fosfore.obs.ujf-grenoble.fr/BDsis). Elle permet l'accès aux enregistrements des traces sismiques des événements via une interface d'interrogation multicritères (Date, Magnitude, Localisation, profondeur hypocentrale, etc.).

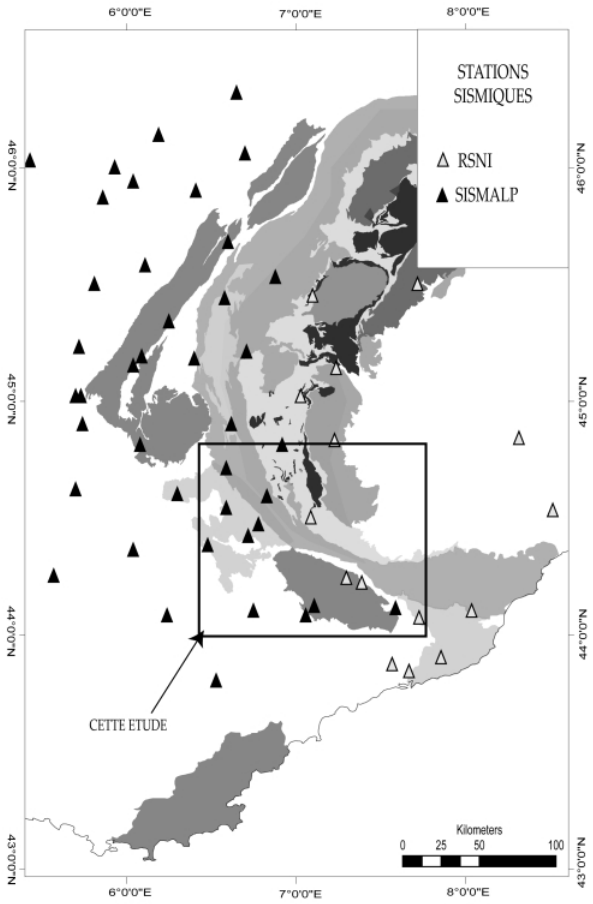


FIGURE 3.1 – Localisation des réseaux SISMALP (triangles noirs) et RSNI (ancien IGG, triangle gris dans l'arc alpin occidental. Le cadre localise la zone cible de cette étude.

1.2 RSNI

La zone cible de cette étude est en grande partie située sur le territoire italien dont la surveillance sismique est assurée par le réseau RSNI (Regional Seismic network of Northwestern Italy, Genova : http ://www.dipteris.unige.it/geofisica/). Le réseau comprend une trentaine de stations automatiques réparties entre les Alpes Occidentales et les Apennins (Station la plus septentrionale à la latitude de Turin, la plus méridionale près de Florence)(Figure 3.1). Sa mise en place étant plus récente, la base d'enregistrement ne débute qu'à la fin des années 90, mais constitue un complément important à l'enregistrement de l'activité sismique alpine.

2 Définition de la zone d'étude et réduction de la base de données

La zone cible a été définie de manière à couvrir l'ensemble de la branche sud de l'arc depuis le Col de Vars et le Col de Tende et intégrer les terminaisons sud des arcs sismiques Piémontais et Briançonnais. Une bonne partie de la zone recouvre l'étude réalisée par (Sue, 1998; Sue *et al.*, 1999) pour la période 1989-1996, nous avons donc limité l'analyse à la période 1997-2002.

La base de données 1997-2002 comprend un peu moins de 2600 évènements pour la zone considérée. Les traces sismiques étant accessibles uniquement sous leur forme brute, sans aucun traitement préliminaire, l'importante quantité de données a imposé de réduire l'analyse aux évènements caractéristiques. Nous avons donc défini différents critères de manière à ne conserver que les 40 évènements les plus susceptibles d'aboutir à un calcul de solution focale fiable : seuls les évènements comportant des enregistrements de plus d'une quinzaine de station, de magnitude locale (Ml.) supérieure à 1.5 et de Gap azimutal inférieur à 180° ont été conservés. Les localisations préliminaires fournies par le réseau SISMALP ont également permis d'optimiser la couverture géographique de manière à ne pas privilégier de zones en particulier. Ces critères permettent une bonne représentation de l'activité sismotectonique de la zone : le seuil de magnitude fixé à 1.5 est ainsi suffisamment élevé pour s'affranchir des signaux anthropiques et par opposition, suffisamment bas pour ne pas focaliser l'étude sur des événements exceptionnels.

Cette procédure de sélection a été appliquée à la base de données SISMALP uniquement. Il est cependant apparu rapidement que la localisation de la zone cible ainsi que la répartition géographique des stations du réseau imposaient un recours aux enregistrements du réseau RSNI pour réduire les gaps azimutaux.

3 Traitement des traces sismiques et calcul des mécanismes aux foyers des séismes

Un mécanisme au foyer est une représentation bidimensionnelle de la déformation liée à un séisme. Il permet de déterminer l'orientation potentielle de la faille associée à l'évènement (deux possibilités : les deux plans nodaux) et de caractériser son type de fonctionnement (Extension, Compression, Décrochement...). Le mécanisme au foyer (ou solution focale) est représenté sous la forme d'un stéréogramme où sont reportés les plans nodaux et éventuellement les rais sismiques ayant servis à le déterminer. Les plans nodaux divisent l'espace en deux quadrants en compression (en noir) et deux quadrants

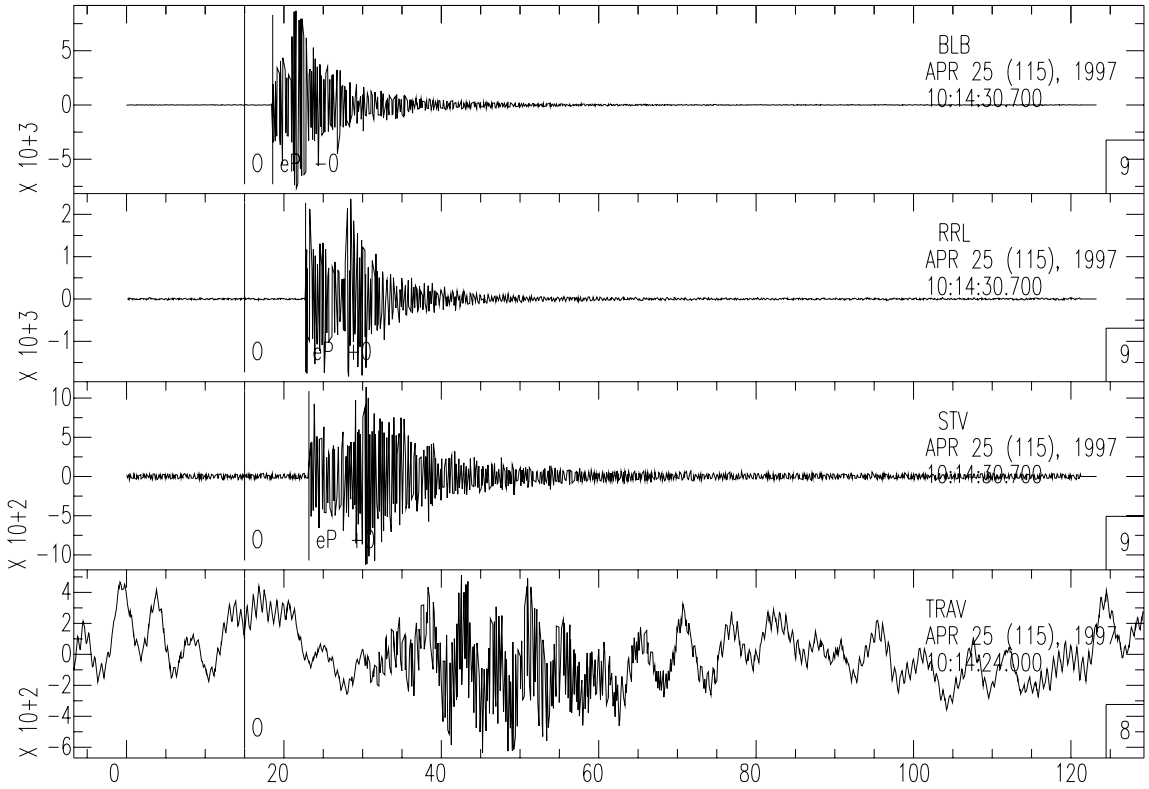


FIGURE 3.2 – Exemple de séisme enregistré par le réseau SISMALP (Évènement du 25/04/1997 vers 10h14 (heure locale)). Les trois premiers sismogrammes sont clairs : ils permettent le pointé des temps d'arrivées et des sens de déviation du premier mouvement. Le quatrième sismogramme est perturbé par une source de relative basse fréquence.

en tension (ou dilatation) (en blanc)(Figure 3.4). La direction de pression (axe P : c.-à-d. de raccourcissement) est bissectrice des quadrants en dilatation, tandis que la direction de tension (axe T. : c.-à-d. direction d'allongement) est bissectrice des quadrants en compression (Figure 3.4). La théorie est amplement décrite dans la littérature à laquelle le lecteur est invité à se référer (Aki et Richards, 1980; Isacks *et al.*, 1968; Scholz, 1990; Sykes, 1967; Yeats *et al.*, 1997).

D'un point de vue pratique, la détermination d'un mécanisme au foyer passe par l'analyse des temps d'arrivée des ondes sismiques ainsi que par la détermination du premier mouvement (ou sens de déviation) pour chaque station d'un réseau sismique (Figure 3.2). La polarité du mouvement renseigne sur le quadrant d'où proviennent les rais sismiques enregistrés par la station.

Le pointage des traces sismiques a été réalisé à partir du logiciel PICKEV2000 développé au LGIT. Les arrivées et les polarités des ondes P ont été marquées sur chaque enregistrement de station et pour chaque composante disponible (verticale et horizontales) (Figure 3.2). La qualité des enregistrements étant parfois altérée par la présence de grande longueur d'ondes étrangères aux séismes, j'ai parfois utilisé des filtres de type

passe-haut/passe-bas sur la gamme de fréquences 1-10Hz (gamme de fréquence des ondes sismiques).

J'ai ensuite procédé à l'inversion des temps d'arrivée à partir de l'algorithme HYPO71 proposé par Lee et Lahr (1975) en utilisant d'une part un modèle de croûte simplifié à 3 couches (Modèle R utilisé en routine par Sismalp) puis un modèle évolué à 12 couches (MIN1D (Sellami *et al.*, 1995))(Figure 3.3). L'utilisation du modèle R permet un contrôle immédiat avec les localisations fournies dans la base de données Sismalp tandis que le modèle MIN1D, obtenu par ajustement du modèle R à partir d'hypocentres de localisations connus, permet une localisation plus précise. Un modèle 3D existe pour la zone, mais n'a pas pu être utilisé faute de temps pour adapter les données à l'algorithme. Néanmoins, comme l'ont montré (Béthoux *et al.*, 2007; Paul *et al.*, 2001; Sue *et al.*, 1999) l'utilisation du modèle 3D n'infléchit que très légèrement la solution focale, l'amélioration se situant essentiellement au niveau de la localisation.

Seuls les évènements dont les localisations présentaient un résidu moyen et des incertitudes verticales et horizontales faibles ont été conservées (RMS moyen=0.2 s ; erreur horizontale moyenne = 0.8 km ; erreur verticale moyenne = 1.4 km pour la base de données finale des mécanismes). J'attire l'attention du lecteur sur le fait que ces incertitudes reflètent essentiellement la cohérence de l'inversion des temps d'arrivées, les incertitudes réelles pouvant être supérieures. Il est néanmoins important de signaler que cette étude se base sur une analyse des solutions focales proprement dites, les localisations précises (inférieures au kilomètre) n'étant pas le premier but recherché.

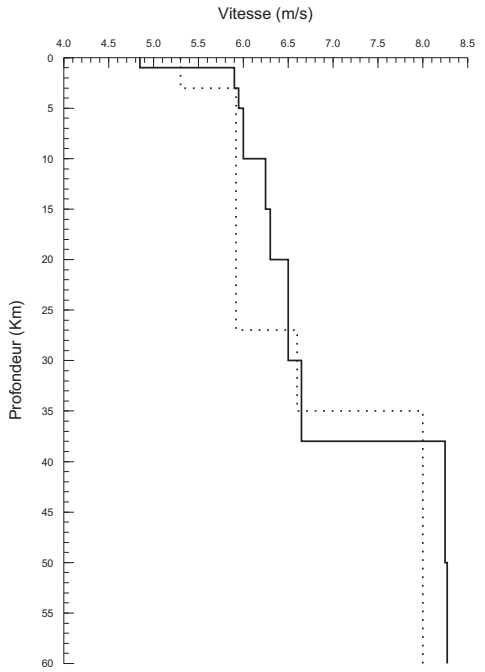
La détermination des mécanismes aux foyers proprement dite s'est ensuite faite à partir de l'algorithme FPFIT (Reasenberg et Oppenheimer, 1985). Les solutions présentant des différences trop importantes entre les modèles de croûte utilisés ainsi que les solutions non uniques ont été éliminées.

Le protocole mis en place dans le calcul des mécanismes aux foyers a impliqué de constants allers-retours entre l'étape d'extraction d'un évènement de la base de données à la solution proprement dite.

3.1 Base de données finale

Le résultat est une base de données de 32 nouvelles solutions focales pour les Alpes du Sud. L'ensemble de ces mécanismes ainsi que les paramètres associés sont reportés sur la figure 3.10 et dans le tableau 1 (Voir publication à suivre).

Les mécanismes aux foyers reflètent la sismicité de croûte supérieure caractéristique de la chaîne avec des profondeurs hypocentrales comprises entre 1.9 et 19km (Ménard et Thouvenot, 1984). Deux ensembles correspondant aux arcs sismiques Piémontais et



Modèle 12 COUCHES	
Vitesse des ondes P (m/s)	Profondeur (Km)
4.70	-5.00
4.85	0.00
5.90	1.00
5.95	3.00
6.00	5.00
6.25	10.00
6.30	15.00
6.50	20.00
6.65	30.00
8.25	38.00
8.27	50.00
8.28	60.00
Modèle 4 COUCHES	
Vitesse des ondes P (m/s)	Profondeur (Km)
5.30	0.00
5.92	3.00
6.60	27.00
8.00	35.00

FIGURE 3.3 – Modèles de vitesse utilisés lors de la détermination des mécanismes aux foyers des séismes. Modèle 12 couches MIN1D en gras (D'après Sellami *et al.*, 1995) et modèle 4couches R de routine SISMALP.

Briançonnais apparaissent clairement : les solutions de la zone briançonnaise sont de type décrochant à extensif tandis que la zone piémontaise présente essentiellement des solutions en extension. La profondeur moyenne des séismes est de 5.6 Km pour la zone briançonnaise et plus profond, 10.5 Km, pour la zone piémontaise soulignant un autre caractère de la sismicité alpine. Quelques solutions ont été obtenues en zone externe au niveau des nappes de flyschs de l'Embrunais-Ubaye : les solutions montrent du décrochement ainsi que de l'extension (voir publication à venir).

4 Détermination du régime de contrainte – Inversions des mécanismes

Au même titre que les plans striés, les mécanismes aux foyers apportent une information sur le fonctionnement d'une faille. Néanmoins, le calcul d'une solution focale à partir des traces sismiques permet de définir deux plans (Plans nodaux) , le premier correspondant au plan de faille mobilisé tandis que le second est le plan auxiliaire. Ces deux plans sont équivalents du point de vue des déformations/contraintes liés au séisme et seule l'analyse cartographique de la fracturation permet de les discriminer. Cette distinction mise à part, le principe d'inversion des mécanismes aux foyers est basé sur les mêmes hypothèses que l'inversion des populations de plans striés.

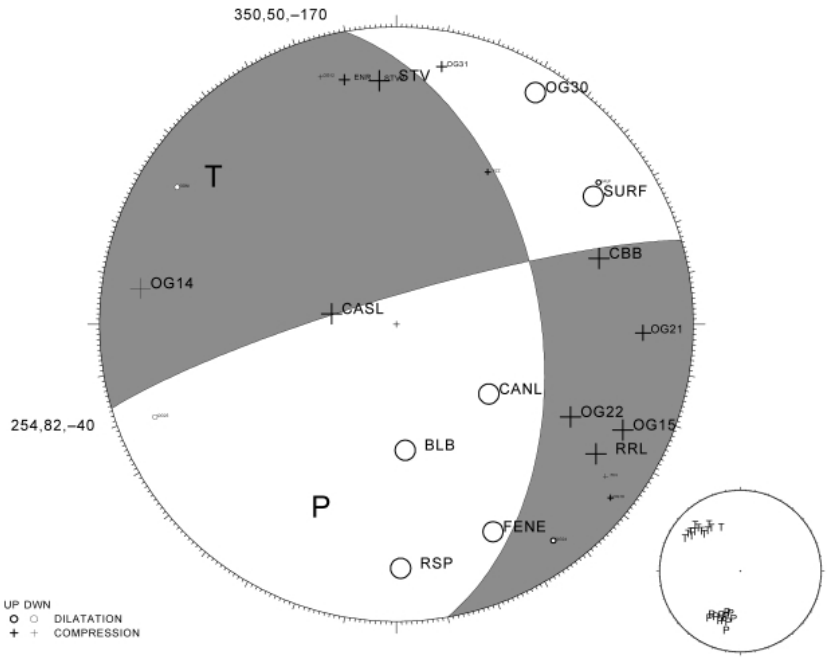


FIGURE 3.4 – Exemples de mécanisme au foyer calculé à partir des pointés des temps d'arrivée (Évènement du 25/04/1997, Magnitude : ? ?).

Différents algorithmes ont été spécifiquement développés pour l'analyse des mécanismes aux foyers (Carey-Gaillhardis et Mercier, 1987; Gephart, 1990b; Gephart et Forsyth, 1984; Julien et Cornet, 1987; Michael, 1984, 1987a; Vasseur *et al.*, 1983). La plupart sont basées sur une minimisation des angles entre la contrainte cisaillante et la direction de glissement.

Dans l'analyse qui suit j'ai utilisé l'algorithme de (Michael, 1984, 1987a) implémentée dans l'application Matlab Zmap développée à l'ETH Zurich (Wiemer, 2001). Le choix de cette méthode est essentiellement lié à sa rapidité de calcul pour des résultats similaires à celle de (Gephart, 1990a,b). Néanmoins, j'ai recalculé les inversions précédemment publiées en utilisant la méthode de Michael (1987b) de manière à obtenir une base d'inversions homogène et faciliter les comparaisons.

L'inversion d'une population de mécanisme implique de définir un domaine géographique. Celui-ci doit, dans la mesure du possible présenter des caractéristiques physiques homogènes et ne pas contenir d'accident important qui dévierait localement le champ de contrainte. Le contrôle de ces paramètres est peut-être plus délicat encore que pour l'inversion microtectonique. Il est important de bien contrôler la cohérence des solutions comprises dans un domaine (éviter de mélanger des mécanismes correspondant à des états de contraintes incompatibles (extension-compression...)). Pour cette étude, j'ai choisi de définir les domaines d'inversion sur des critères structuraux : les domaines briançonnais et piémontais correspondent donc aux domaines structuraux du même nom.

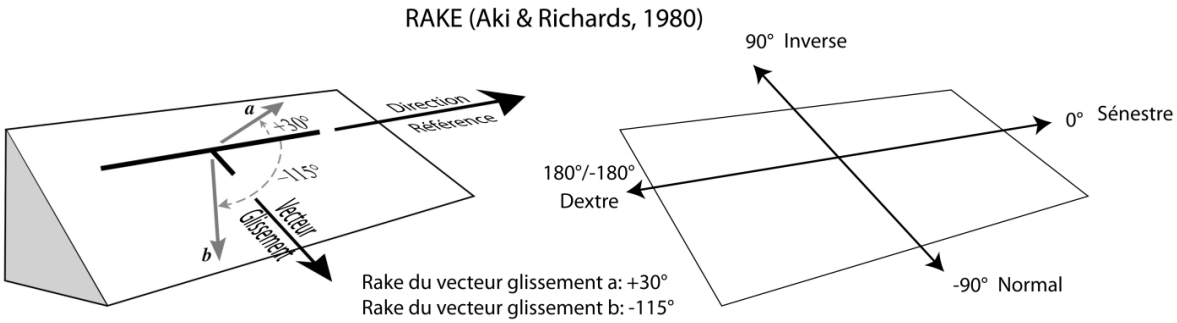


FIGURE 3.5 – Définition du rake d'après (Aki et Richards, 1980)

Les résultats de l'inversion sont présentés sous forme de stéréogramme où sont représentées les contraintes principales ($\sigma 1$, $\sigma 2$, $\sigma 3$)(Figure 3.12 et Tableau 2, publication à suivre). Sont associés à ces diagrammes : l'orientation et le plongement des axes des contraintes au format Az/Pl ; le rapport de forme de l'ellipsoïde (φ= ($\sigma 2$- $\sigma 3$)/ ($\sigma 1$- $\sigma 3$) et la variance, qui mesure l'ajustement de la solution aux mécanismes. Le style tectonique associé au régime de contrainte est également indiqué, il se base sur la convention de (Aki et Richards, 1980).

4.1 Interpolation des types de déformation associée aux séismes

Dans une publication récente, (Delacou, 2005) présente une méthode de représentation des déformations liées aux séismes basée sur l'interpolation d'un paramètre scalaire r lui-même défini à partir des plongements des axes P et T. Le code de couleur utilisé varie du bleu au rouge et traduit la valeur du paramètre r compris entre -90 (pure extension) et +90 (pure compression), les modes intermédiaires (Transpression et Transtension) étant confondus avec le mode décrochant en vert. Ce mode de représentation permet une visualisation rapide des zones affectées par un type de déformation. Néanmoins, outre la confusion entre le mode décrochant et les intermédiaires qui amène une surreprésentation des décrochements, l'interpolation entraine la création de zones décrochantes non significatives entre les zones de contraste (Extension-Compression).

Lors de mon analyse de la sismicité, je me suis employé à améliorer la technique de représentation en utilisant une interpolation des valeurs de rake. Le rake est défini comme l'angle entre le vecteur glissement et l'horizontale mesurée dans le plan de glissement (Figure 3.5). Il varie entre -180 ° et 180 ° et décrit complètement le type de glissement associé à un séisme. L'utilisation du Rake permet ainsi de distinguer l'ensemble des types de déformations en utilisant un code à 5 couleurs (Bleu= Extension, rouge=Compression, verte=Décrochement, cyan=Transtension, jaune=Transpression)(Figure 3.6). Je précise que l'indétermination entre les plans nodaux ne permet pas de faire la distinction entre les sens dextre et sénestre.

La couleur associée à chaque type de déformation peut être traduite par une valeur RVB codée sur 3 octets (R : 0-255, V : 0-255, B : 0-255). Il est possible de définir une fonction du rake portant sur chaque octet, ces trois fonctions donnant les poids relatifs des 3 principaux types de déformations pour une valeur de rake considérée (Rouge= Compression, Vert= décrochement, Bleu = Extension). Couplées deux à deux, les trois couleurs primaires donnent (en synthèse additive) les couleurs intermédiaires cyan, jaune et magenta. J'ai utilisé cette propriété pour coder les modes de déformations intermédiaires transpressif (jaune) et transtensif (cyan)(Figure 3.6).

L'interpolation directe des valeurs de rake entraîne la formation de franges multicolore entre les zones de signes opposés (Compression/Extension). Ceci est lié à l'échelle circulaire des valeurs de rake (-180°-180°) et n'a pas de signification géologique, les régimes extensifs et compressifs étant incompatibles (sauf en cas de réajustements, non pris en compte ici). Pour pallier à cet inconvénient, j'ai procédé à des interpolations (Interpolation par voisins naturels) par couches de couleur aboutissant à trois cartes donnant respectivement la proportion de déformation en compression, décrochement et extension sur chaque pixel. La création d'une image composite (sur le principe des bandes spectrales) permet de restituer les couleurs codant la déformation (Figure 3.6).

Limites de la méthode

L'interpolation réalisée sur la base de données des mécanismes aux foyers s'est faîtes sans prise en compte des limites structurales des domaines. Je suis conscient qu'il s'agit là d'une limite importante de cette représentation. Cet élément peut néanmoins être surmonté, bien que la procédure soit fastidieuse, en définissant des domaines géographiques d'interpolation.

Il est également important de noter que l'interpolation est réalisée sur une période de temps qui, selon le contexte, peut fausser la signification de l'image finale. Il serait alors intéressant de réduire cet effet en étendant la méthode à la dimension temporelle à partir d'interpolations multiples sur des périodes incrémentales. Bien entendu, ceci implique d'avoir une quantité de données d'autant plus importante.

Outre la dimension temps, l'interpolation réalisée ici ramène l'ensemble des profondeurs des solutions focales dans un même plan. Au cours de mon étude, j'ai réalisé des interpolations en 3 dimensions aboutissant à une valeur de rake codé sur un voxel. L'utilisation d'algorithme d'interpolation 3D est loin d'être trivial d'un point de vue mathématique, mais certaines solutions existent et commencent à être intégrées dans les Systèmes SIG (ex. GRASS). Le manque de précision des localisations en Z des hypocentres (de l'ordre de 5Km sur une épaisseur de croûte de 30-40Km) constitue la principale limite à la méthode. Le passage à la 3D révèle également l'importance des

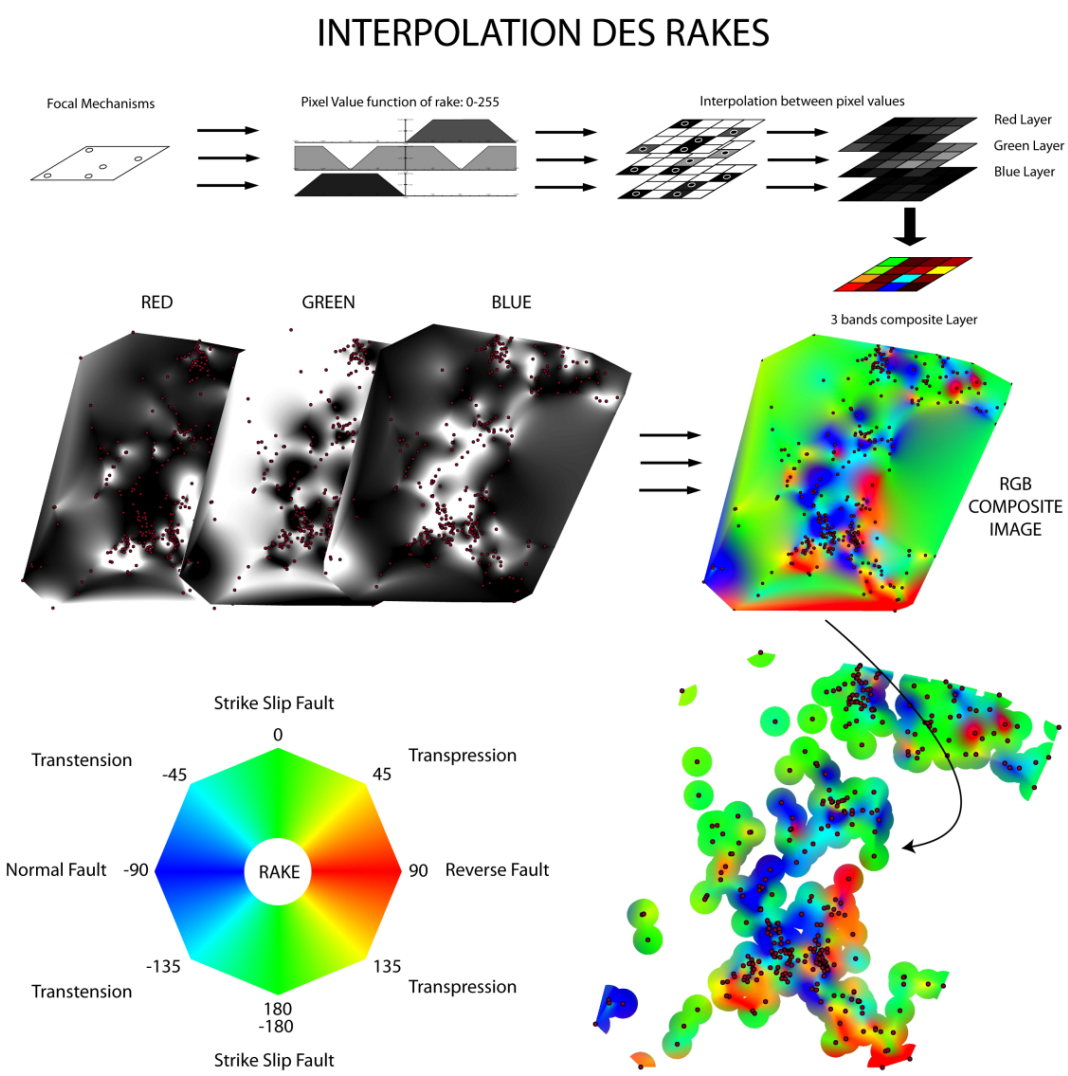


FIGURE 3.6 – Schéma de principe de la méthode d'interpolation des rakes des mécanismes au foyer (Voir section 4.1).

bases de données à forte densité spatiale, un réseau trop relâché de points ne permettant pas d'interpolation significative.

Quoi qu'il en soit, il est selon moi évident que les outils de traitement apportés par les logiciels actuels permettent la création de nouveaux supports de réflexion. Leurs utilisations permettent de manipuler les différentes dimensions spatiales et temporelles et sont ainsi adaptées aux raisonnements géologiques, à condition de prendre en compte leurs limites.

Complex arc dynamics in the South-Western Alps inferred from earthquake analysis

Beucher, R., Sue, C., Tricart, P.

en révision pour

Geophysical Journal International

Complex arc dynamics in the South-Western Alps inferred from earthquake analysis

R.Beucher[1*], C.Sue[2], P.Tricart[1]

1 Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université Joseph Fourier, BP 53, 38041 Grenoble Cedex, France, Romain.Beucher@ujf-grenoble.fr

2 Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM-UEB), Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France, Christian.Sue@univ-brest.fr

* Corresponding Author

Romain Beucher
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA)
Université Joseph Fourier BP 53
38041 Grenoble Cedex,
FRANCE

ABSTRACT

The Western alpine Arc undergoes contrasted seismotectonic regimes: a compressive to transcurrent regime dominates in the outer arc (the external Alpine zone) while an extensional regime dominates in the inner arc (the Briançonnais and Piemontais internal metamorphic zones). We investigate the seismicity of the hitherto less studied south-western part of the belt to better constrain the present-day stress/strain regimes and explore their relationship with the general arcuate geometry. Available databases have been completed by 32 new focal-mechanism solutions, the analysis of which shows that the south-western Alps are undergoing extensional to transcurrent deformation in the Briançonnais zone and almost pure extension in the more internal Piemontais zone. A first result is that extension is oriented E-W, as it is further north in the arc, in apparent independence with the surface structural curvature. Discussing extension in terms of orogen-perpendicular *vs.* orogen-parallel is consequently not pertinent in the western Alpine arc. A second result is that the area undergoing extension overspreads onto the inner fringe of the external zone, and is no longer strictly confined to the internal zones as it is further north in the whole arc. The area affected by extension draws a southward continuum of deformation that roughly follows the maximum smoothed topography and is correlated with high crustal thickness. These elements promote buoyancy forces as the main factor governing extension. The arc of the Western Alps mainly reflects the upper-crustal structure and contrasts with more linear structures at depth. This implies a vertical uncoupling during the bending of the arc. As a consequence, exploring the controls on extension in this area calls for a crustal-to-lithospheric model taking the complex arc 3D structure and dynamics into account. We discuss the role of interference between local and regional stress-regimes in this complex strain/stress pattern.

Keywords: Western Alps, Arcs dynamics, Focal mechanisms, Stress inversion, Late-orogenic extension.

1 Introduction

The Tertiary to ongoing convergence between the European and the African plates has led to indentation of Europe by the Adriatic promontory and resulted in the complex Alpine belt (Le Pichon *et al.*, 1988; Ménard, 1988; Platt *et al.*, 1989). The origin of the arcuate shape is debated but seems partly inherited from the convex European-Adriatic plate boundary (Laubscher, 1991; Schmid et Kissling, 2000) and has been accentuated since the Oligocene by the combination of 20-25° anticlockwise rotation of Apulia and left-lateral simple shear at the southern border of the arc (Collombet *et al.*, 2002). The belt shows an important contrast between a less shortened, non metamorphic external arc and a highly deformed stack of refolded metamorphic thrust sheets in the internal arc (Bousquet *et al.*, 2008; Schmid et Kissling, 2000)3.7. Thrust sheets of the internal arc are distinguished on the base of their paleogeographic origin in the most external European margin (Briançonnais domain) or in the oceanic domain (Piemontais zone).

The complex collision history is characterized by the outward propagation of the collisional front from Paleogene to Neogene times. A main shortening event occurred during the Oligocene when activation of a lithosphere-scale thrust, known as the Compressive Penninic Front (CPF) (Tricart, 1984), allowed overthrusting of the internal onto the external arc (Schmid et Kissling, 2000). The Neogene is dominated by the development of extensional to transtensional tectonics throughout the internal arc (Champagnac *et al.*, 2006; Sue *et al.*, 1999; Sue et Tricart, 1999, 2002, 2003), while transcurrent to contractional tectonics accentuated across the external arc. In the central part of the Western Alpine arc, the CPF has been reactivated as an extensional detachment and acts as a clear tectonic boundary between the two arcs (Sue et Tricart, 1999, 2003; Tricart et Sue, 2006). The present-day tectonics is illustrated by the seismicity, with many low magnitude events (local magnitudes ML ranging from 1 to 5) organized in 2 seismic arcs (Rothe, 1941; Sue *et al.*, 2002; Sue et Tricart, 1999) within the upper 20 kilometres of the crust 3.8. The Briançonnais seismic arc matches most of the Briançonnais zone east of the CPF while the deeper Piemont seismic arc outlines the western side of the Ivrea body, a high seismic velocity and strong positive Bouguer anomaly body (Paul *et al.*, 2001; Sue *et al.*, 2002; Sue et Tricart, 2002).

The current geodynamics of the Western Alpine arc remains a matter of debate (Delacou *et al.*, 2004; Eva *et al.*, 1998; Lardeaux *et al.*, 2006; Sue et Tricart, 1999). Past studies of the West-European stress field have revealed that the Alpine stress field is not controlled by large-scale plate kinematics (Müller *et al.*, 1992). The seismotectonic synthesis of (Delacou *et al.*, 2004) suggests that the entire western/central Alpine arc records a highly spatially variable stress state that may result from a combination between (1) balancing of gravitational body forces from the belt's core toward its borders and (2) rotation of Apulia.

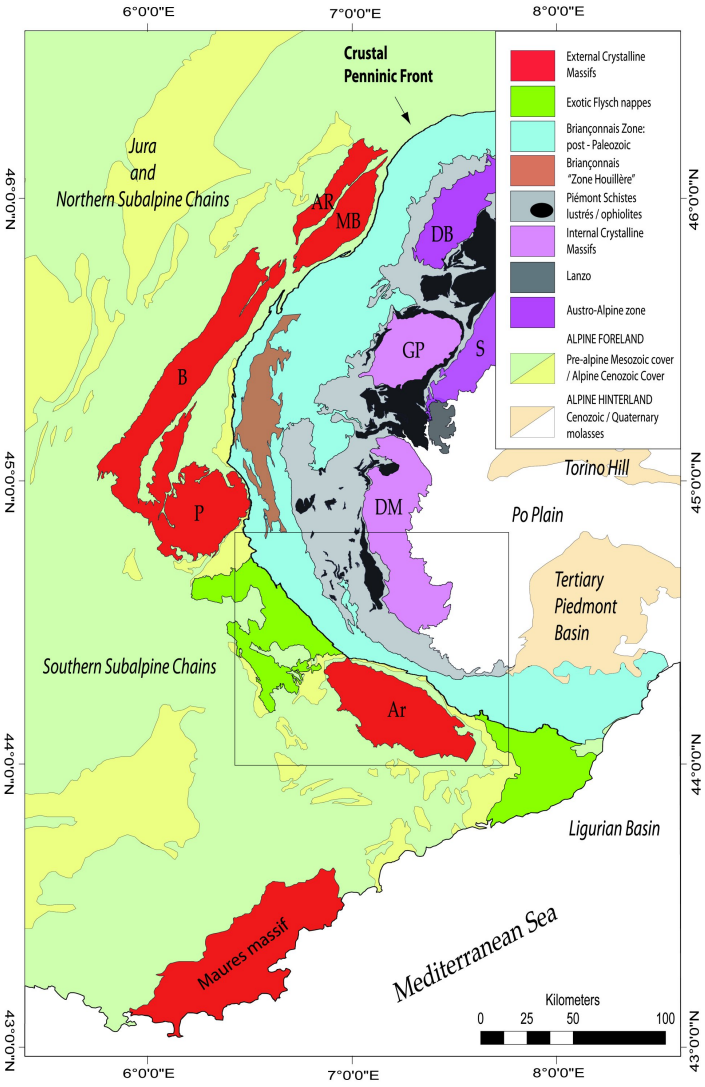


Figure 3.7: Location map with main tectonic zones. Main crystalline massifs: AR, Aiguilles Rouges; MB, Mont Blanc; B, Belledonne; P, Pelvoux; AM, Argentera-Mercantour; DB, Dent Blanche; GP, Gran Paradiso; S, Sesia; DM, Dora-Maira. The thick line between external and internal arcs corresponds to the Crustal Penninic Front (sensu (Sue et Tricart, 2003)). The rectangle locates the studied area.

In this complex alpine geodynamic framework, we focus on the southernmost part of the western Alpine arc, an area that has been less documented than the rest of the belt, despite its favorable location to discuss the relationships between the complex arc structure and current deformation.

2 Tectonic setting

2.1 Surface structures

The study area (Figure 3.7) is located in the southern branch of the Alpine arc and is composed of (1) The NW-SE elongated external crystalline massif of the Argentera, exposing Variscan basement to the south; (2) The southernmost part of Briançonnais and Piemontais zones, which consist of HP-LT metamorphic thrust sheets stacked during

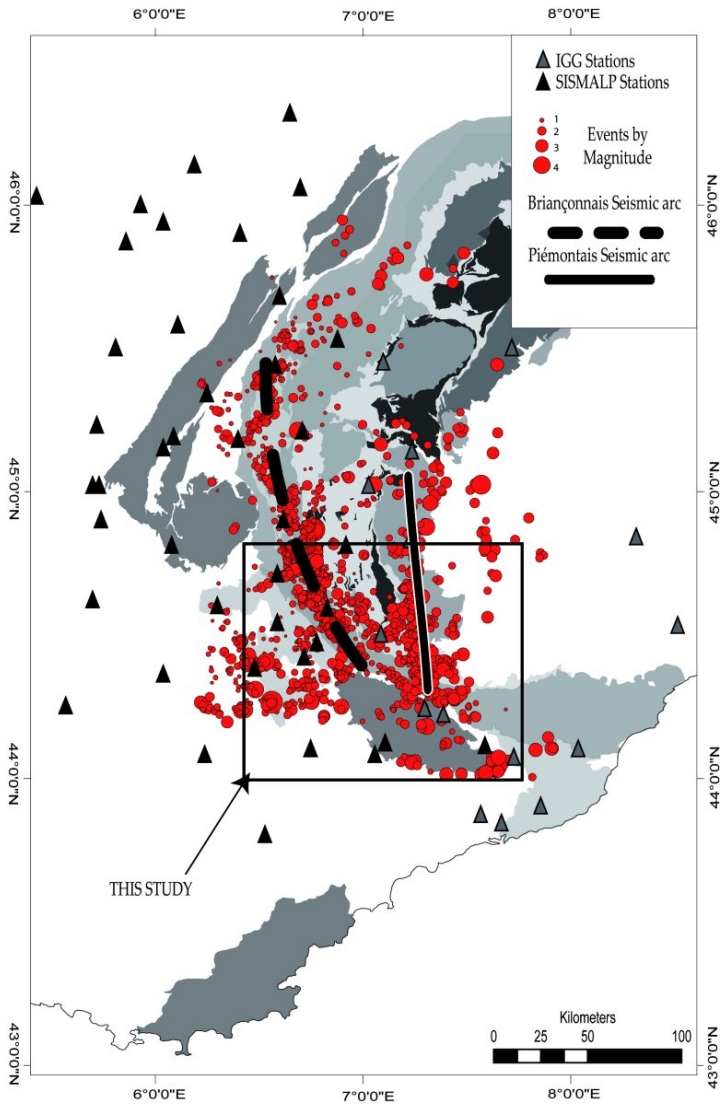


Figure 3.8: Alpine seismicity and locations of SISMALP and IGG stations (period between 1989 and 1997, After (Sue et Tricart, 1999)). The Briançonnais and Piemontais seismic arcs meet in the study area, where the belt presents the most dense seismic activity.

the Eocene and refolded during the Oligocene (Bousquet *et al.*, 2008; Droop *et al.*, 1990; Duchêne *et al.*, 1997; Goffé et Choppin, 1986; Pognante, 1991; Spalla *et al.*, 1996); (3) The internal Dora-Maira crystalline massif, which experienced early compressional deformation under HP to UHP metamorphic facies (Avigad, 1992; Chopin *et al.*, 1991; Chopin et Schertl, 1999; Kienast *et al.*, 1991; Pognante et Sandrone, 1989; Schwartz, 2000). (4) The exotic Flysch nappes ("Embrunais-Ubaye nappes") that override the internal fringe of the external zone to the south-west. These non metamorphic nappes of very internal origin were thrust in superficial conditions just before activation of the CPF (Tricart, 1984).

2.2 Deep structures

The Moho lies at around 40 km depth under the highest part (3200m maximum

elevation) of the Argentera (Thouvenot *et al.*, 2007; Waldhauser *et al.*, 1998). It appears to shallow southward, reaching 27 km under the Mediterranean coast (Masson *et al.*, 1999), which limits the rifted Ligurian basin. Its depth remains poorly constrained beneath the internal zones, due to presence of the dense, high-velocity Ivrea body, but recent improvements in resolving the 3D P-wave velocity structure have been made through local earthquake tomography (Diehl *et al.*, ress) and seismic noise analysis (Stehly *et al.*, ress). All these studies show a consistent geometry, with a steep Moho gradient and a depth up to 58 km in the Southern-Western Alps (Diehl *et al.*, ress; Stehly *et al.*, ress; Waldhauser *et al.*, 1998).

The Ivrea body is an important deep structure lying between the Insubric line to the north and the southern tip of the Dora-Maira massif (Berckhemer, 1968; Closs et Labrouste, 1963; Ménard et Thouvenot, 1984; Paul *et al.*, 2001). It has been widely studied through various geophysical approaches, which have revealed a strong positive Bouguer anomaly modelled as a high-density body located between 10 and 20 km depth (Berckhemer, 1968). Seismic profiles recorded during the 1960s confirmed the existence of a high-velocity body (Vp $>$ 7km.s^{-1}), which was interpreted as an upper mantle wedge (Berckhemer, 1968; Closs et Labrouste, 1963). The hypothesis of a lower crustal unit was proposed by (Ménard et Thouvenot, 1984) through refining of gravimetric and seismic data, and reinforced later by analysis of the ECORS-CROP profile that showed a reflector at 30 km depth below the Briançonnais zone south of the Gran Paradiso Massif (ECORS-CROP, 1989). This reflector is part of the controversy about the Western Alpine deep structure; some authors interpreting it as the top of a mantle wedge sliced off from the European lithosphere (ECORS-CROP, 1989; Nicolas *et al.*, 1990; Roure *et al.*, 1996, 1990), whereas others argue for it representing the upper European lower crust (Roure *et al.*, 1996; Schmid et Kissling, 2000). (Paul *et al.*, 2001) used local earthquake tomography to better constrain the geometry and southward extension of the Ivrea Body; they imaged a slightly southwest-ward dipping structure with very sharp edges. The anomaly is located at 10 km depth and extends down to the deepest model layer at 30 km.

In a major review of passive and active seismic studies, (Kissling, 1993) concluded that a lithospheric slab is present beneath the Po plain, which is probably connected to European continental lithosphere. (Lippitsch *et al.*, 2003) confirmed the existence of a slab dipping SE beneath the Adriatic microplate, but with a clear gap in the high-velocity structure between 110 and 150 km depth, interpreted as a detached slab. The hypothesis of slab detachment had been previously evoked by (Sue et Tricart, 1999) to explain extensional earthquakes in the core of the Western Alps. A pronounced shallow-depth low-velocity anomaly reinforces the idea of partial mantle upwelling below the Western Alps (Lippitsch *et al.*, 2003).

2.3 Active tectonics and arcuate structures

The south Alpine branch appears as the most seismically active part of the Alps, where the map projections of the Briançonnais and Piemontais seismic arcs meet and where the largest earthquake recorded in the Alps occurred in the last century [5 April 1959, M=5.5; (Guyoton *et al.*, 1990; Ménard, 1988; Sue *et al.*, 2007).

The two seismic arcs can be related to major structural trends highlighted in map view (Figure 3.9): (1) The CPF is a first-order collision related structure between the internal and external zones and underlines the arcuate geometry of the belt. The Alpine structures of the internal arc are oriented NE-SW to N-S in the north and trend NW-SE at its southern tip, defining a lower aperture angle than the external arc; (2) The general morphology of the belt is drawn out by the main drainage divide, which limits the two major drainage basins of the Rhone River to the west and the Po River to the east and roughly follows the line of highest smoothed topography. This geomorphic trend intersects the main structural trend of the belt in the Argentera massif; (3) At depth, the Ivrea Body defines a striking N-S axis and disappears abruptly 10 km north of the CPF trace between the Dora-Maira and the Argentera massifs.

All these trends are overprinted to the south by NE-SW trending structures close to the coast (Rollet *et al.*, 2002). This direction reflects the Ligurian rifted margin, inherited from Ligurian rifting and subsequent break-up in Early-Middle Miocene times (Rollet *et al.*, 2002). This extensional structure is currently undergoing the direct effect of N-S directed Europe-Africa convergence through the western Mediterranean and the Corsica-Sardinia continental block.

3 Data analysis

3.1 Data and Methods

Seismic records for the area were extracted from the Sismalp database (Grenoble Observatory, France, http://fosfore.obs.ujf-grenoble.fr/BDsis/), which compiles the records of a 44-station network spread over the French Alps from the Lake Geneva to Corsica (Thouvenot *et al.*, 1990).The public database covers the period 1989 to 2002 and allows access to seismic traces, magnitudes (Ml) and preliminary localizations.

For routine location, the Grenoble Observatory uses a simple three-layer velocity model (R) derived from deep-seismic-sounding experiments (Thouvenot *et al.*, 1990). In the present study, locations of hypocenters were computed using the 12-layer velocity model (MIN1D) computed by (Sellami *et al.*, 1995) for the western Alps. This one-dimensional velocity model uses the R model as a starting point in a trial-and-error algorithm, which minimizes the rms residuals for a set of well-known hypocenter locations.

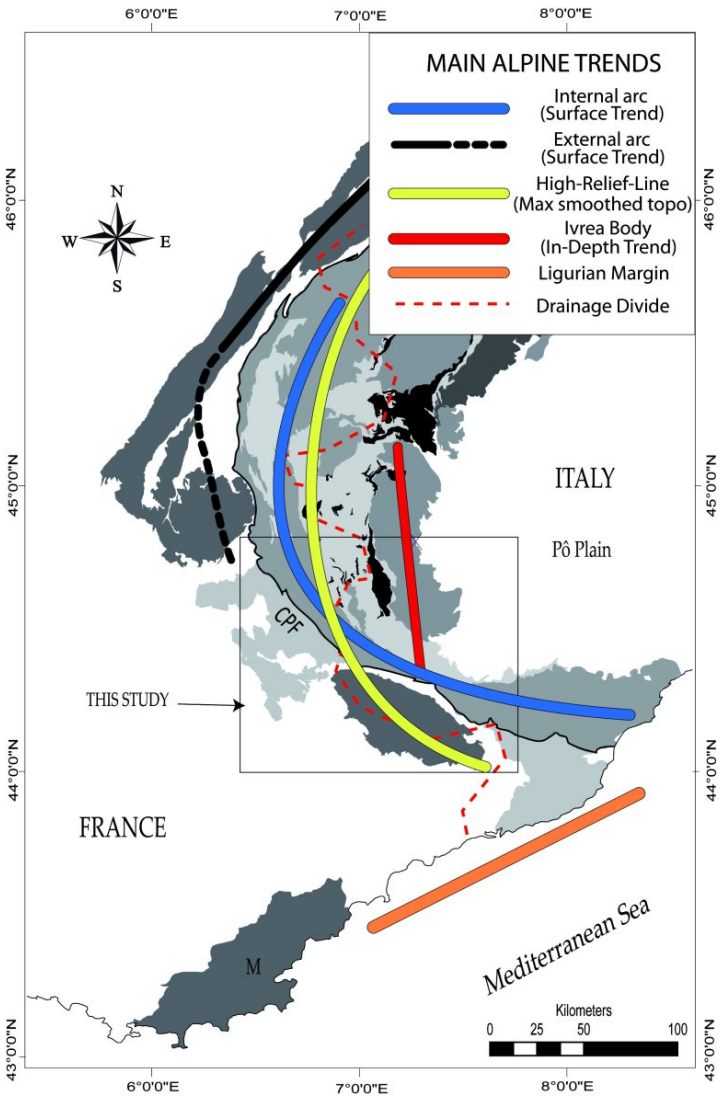


Figure 3.9: Main structural and geomorphic Alpine trends (see text for explanation). The discrepancy between surface and deep structures is an original feature of the southern branch.

For the Briançonnais seismic arc, (Sue, 1998) compared localizations and focal mechanism solutions obtained using both R and MIN1D models and a 3D model computed by (Paul *et al.*, 2001) for the region between the Pelvoux and Argentera massifs. They concluded that focal mechanism solutions do not strongly depend on the input model but that the 3D model significantly improves localizations. (Paul *et al.*, 2001) showed that hypocenter locations in the Piemontais seismic arc remain quite stable between the different models. Furthermore, (Béthoux *et al.*, 2007) obtained a similar set of focal mechanism solutions using both MIN1D and 3D models, supporting the reliability and coherency of results obtained with the two models.

Since the period 1989-1996 has been studied previously (Sue *et al.*, 1999; Sue et Tricart, 1999), we focussed our study on the years 1997-2002, for which a dataset of about 2600 events exist. We only used events with station record number greater than 15, Ml greater than 1.5 and azimuthal gap lesser than 180°, in order to extract reliable

and stable focal mechanism solutions. To reduce the azimuthal gap in the eastern part of the study area, we added traces recorded by the IGG network and archived at the University of Genoa (http://www.dipteris.unige.it/geofisica/).

P-wave arrivals and associated polarities were picked using the Pickev2000 code developed at the Grenoble Observatory and subsequently located with the HYPO71 package (Lee et Lahr, 1975) taking station altitudes into account and using both R and MIN1D crustal models. Only earthquakes with small RMS (mean RMS error = 0.2s) and small horizontal and vertical location uncertainties (mean H error = 0.8 km, mean V error = 1.4 km) were retained for computing focal mechanisms. However, these parameters mainly reflect the consistency of arrival times and do not take into account variations in the velocity model. Therefore, real horizontal and vertical uncertainties may be larger than those listed in the table.

3.2 Focal Mechanism Solutions

We computed 32 new focal mechanisms for events with sufficient signal/noise ratio and showing relative stability between R and MIN1D solutions, using the FPFIT code (Reasenberg et Oppenheimer, 1985). Non-unique solutions were discarded. Corresponding focal mechanism stereonets are plotted in Figure 3.10 and localized on the inserted map; parameters of focal-mechanism solutions are listed in Table 1.

Hypocenter depths of focal-mechanism solutions range between 1.9 and 19 km throughout the area and reflect the local upper crustal seismicity (Table 1). Two seismically active areas can be defined, which correspond to the Briançonnais (B) and Piemontais (P) seismic arcs respectively (Rothe, 1941; Sue *et al.*, 2002; Sue et Tricart, 1999). The B area is spatially limited to the Briançonnais domain at the surface, while the P area spreads from the Dora-Maira massif to the northern flank of the Argentera massif (Figure 3.10).

In the Briançonnais area (B), earthquake hypocenters lie between 1.9 and 10 km depth (Table 1). Focal-mechanism solutions are strike-slip or extensional and present a remarkably constant E-W T-axis orientation (Figure 3.11). Extensional solutions are mainly localized in the northern part of the domain, whereas many strike-slip solutions are localized in its southern part (Figure 3.10B)

In the Piemontais (P) area, earthquake hypocenters are deeper, between 5 and 19 km depth (Table 1). Normal faulting dominates with T axes oriented NW-SE, except for events 23, 26 and 27, which are mostly transtensive, and event 30 that shows a reverse faulting solution.

Only few focal-mechanism solutions have been calculated for the external domain. The two focal mechanisms calculated in the Argentera massif present almost pure

strike-slip solutions for hypocenter depths around 7 km. Solutions obtained under the Embrunais-Ubaye exotic Flysch area (i.e., within the external-domain basement (Ménard, 1988)) are strike-slip (Event 1) and extensional (Events 2 and 4) with hypocenter depths ranging between 3.8 and 6.4 km (Figures 3.10 and Table 1).

3.3 Stress Tensor Inversion

Stress tensor inversions were carried out using Michael's algorithm (Michael, 1987) included in the Zmap set of tools for earthquake analysis (Wiemer, 2001). As for similar methods (Angelier, 2002; Gephart, 1990; Michael, 1987; Otsubo *et al.*, 2008), the inversion assumes a uniform and constant stress field affecting a homogeneous area. In this study, we considered the B and P subareas as structurally and seismically decoupled (see above) and thus ran separate inversions for these two areas (Figure 3.12).

However, an inversion of the whole data set including the 32 focal-mechanism solutions was first performed without any tectonic consideration. The result shows an E-W horizontal minimum principal stress $\sigma 3$ with a relatively low dispersion. The principal stresses $\sigma 1$ and $\sigma 2$ are less well defined: the mean $\sigma 1$ axis is oriented (193/52) (Az/Pl) and mean $\sigma 2$ (357/37). The ellipsoid stress ratio ϕ, defined as $(\sigma 2\text{-}\sigma 3)/(\sigma 1\text{-}\sigma 3)$, is 0.6 and indicates an extensional to transtensional regime.

Inversion for the B area resulted in a horizontal E-W $\sigma 3$ axis with a best-fit orientation (74/06). Best-fit $\sigma 1$ and $\sigma 2$ orientations are (170/44) and (338/46) respectively. The large dispersion of $\sigma 1$ and $\sigma 2$ and the high φ ratio (0.76) highlights possible permutations between these two principal stress axes and an extensional to transtensional state of stress. Inversion for the P area resulted in a steeply plunging maximum principal stress $\sigma 1$ with a best-fit orientation (218/56). The $\sigma 2$ and $\sigma 3$ principal stresses are oriented (002/28) and (101/17) respectively. The φ ratio is 0.36, implying a normal-faulting regime. In order to obtain a homogeneous data set and to allow comparison for an overall discussion, inversions previously performed by (Sue, 1998; Sue et Tricart, 1999) and (Delacou *et al.*, 2004) were recomputed with Mickael's algorithm. We also recomputed the inversion of focal-mechanism solutions recently published by (Larroque *et al.*, 2009) in the Argentera massif.

Finally, global inversions gathering all data available in each domain were carried out (Figure 3.12). All parameters for the inversions are listed in Table 2 and principal stress directions are projected on the maps of Figure 3.13. The complete database confirms our results, with the B domain showing a stable horizontal E-W $\sigma 3$ axis (best-fit solution 268/01) and potential solutions for $\sigma 1$ and $\sigma 2$ dispersed on a plane orthogonal to the $\sigma 3$ direction, implying extension to transtension. The P area shows a stable near-vertical $\sigma 1$ axis (best-fit solution (198/80), implying pure extension with $\sigma 3$ dispersed around a WNW-ESE horizontal axis (best-fit 293/01).

ID	Yr	Mo	Dy	Hr	Mn	Long.	Lat.	Depth	Mag.	rms	erh	erz	Az	Dip	Rake	AzP	DipP	AzT	DipT	Zone
1	2000	9	23	1	46	6-27.33	44.28.94	6,4	1,8	0,59	3	3,6	349	80	175	214	4	305	11	F
2	2001	5	14	9	38	6-29.97	44-25.89	3,8	1,9	0,11	0,5	0,6	20	55	-70	341	72	96	8	F
3	2002	9	22	9	53	6-42.42	44-36.73	5,5	1,9	0,09	0,3	0,7	340	15	-120	111	57	275	32	B
4	2000	5	29	17	29	6-43,96	44-27,56	4,2	1,7	0,13	0,6	0,7	20	60	-40	345	49	77	2	F
5	2000	6	4	6	44	6-45,93	44-35,53	4,7	1,7	0,16	0,7	1,3	121	61	-168	339	28	76	13	B
6	1998	8	28	20	51	6-48,16	44-32,65	4,5	2,1	0,11	0,3	0,6	1	64	-66	311	63	73	16	B
7	2001	7	28	18	10	6-51,79	44-33,10	5,3	1,8	0,27	0,7	1,1	225	85	50	344	28	99	38	B
8	1999	7	5	13	49	6-51.93	44-37.62	6,3	2	0,09	0,3	0,5	145	14	-60	195	57	30	32	B
9	2000	6	26	19	29	6-54.74	44-28.96	1,9	3	0,48	1	2	35	75	-20	352	24	83	3	B
10	1998	8	8	21	41	6-54.69	44-28.61	6,0	1,9	0,16	0,5	1,1	30	45	-20	3	42	255	19	B
11	1999	5	19	3	50	6-58,48	44-29,10	6,2	1,9	0,15	0,4	0,8	317	70	-175	179	18	273	10	B
12	1999	11	12	21	2	6-59.62	44-35.59	10,0	1,9	0,13	0,5	0,8	350	35	-110	141	74	274	11	B
13	2001	7	1	19	37	6-59,66	44-33,31	5,3	3,2	0,26	0,6	1,2	34	64	-34	356	41	88	3	B
14	2002	4	10	5	58	7-01.60	44-25.63	6,3	2,4	0,29	0,7	1,3	105	85	150	155	17	57	25	B
15	1999	10	17	11	12	7-05,35	44-10,41	7,0	1,7	0,37	1,5	2,3	324	80	175	189	4	280	4	A
16	1999	4	4	20	18	7-07,06	44-27,40	5,9	1,6	0,14	1,1	1,5	309	40	172	166	29	280	37	B
17	1997	3	19	14	2	7-08.20	44-04.28	6,4	2	0,19	0,7	0,9	302	52	-161	154	38	256	15	A
18	1999	9	8	12	32	7-12.39	44-39.81	10,0	2	0,12	0,4	1,1	323	56	-97	209	78	58	11	P
19	1997	3	18	13	30	7-12.41	44-39.84	7,6	2,1	0,22	0,6	1,2	332	61	-84	257	74	58	16	P
20	1999	6	7	18	21	7-12.67	44-39.64	6,9	2,1	0,34	0,9	2	10	50	-120	213	68	121	1	P
21	1998	4	11	11	5	7-14,35	44-40,30	10,6	3,3	0,43	1,1	3,9	35	30	-100	152	74	313	16	P
22	1998	10	14	3	51	7-15.32	44-33.02	11,2	2,2	0,15	0,5	1,2	35	70	-80	321	64	117	24	P
23	1997	4	25	10	14	7-16,69	44-41,88	19,2	2	0,54	2,3	2,7	350	50	-170	204	33	309	21	P
24	1997	4	19	16	23	7-15,75	44-32,97	8,9	1,7	0,15	0,5	0,7	17	56	-83	311	78	102	11	P
25	2000	2	11	14	18	7-16.34	44-25.08	10,0	2,1	0,12	0,5	1	0	80	-100	258	54	98	34	P
26	2001	2	23	19	13	7-16.17	44-37.57	10,6	2,1	0,32	0,9	3,8	20	50	-150	228	47	329	10	P
27	1998	1	8	22	49	7-16,83	44-28,56	14,9	2,1	0,09	0,4	0,7	65	75	-30	21	32	116	9	P
28	2002	5	6	6	42	7-17,09	44-29,98	13,1	2,9	0,25	0,6	1,5	350	40	-160	187	50	300	18	P
29	2002	6	7	11	38	7-17.13	44-20.19	10,5	2,1	0,11	0,4	0,7	10	85	-60	308	42	75	33	P
30	1999	11	30	19	25	7-17,17	44-30,09	5,0	2,4	0,23	0,6	1,6	340	14	135	213	34	13	54	P
31	2002	1	26	7	35	7-17,99	44-22,14	10,8	2,9	0,27	0,7	1,3	340	50	-100	198	81	77	5	P
32	2001	11	10	1	58	7-18,88	44-21,65	8,9	2,4	0,21	0,7	0,9	20	50	-120	223	68	131	1	P

Table 1: List and parameters of focal solutions computed in this study. ID: Identifying number (See Figure 3.10 for locations); Yr, year; Mo, month; Dy, day; Hr, hours; Mn, minutes; Long., longitude (DMIN); Lat., latitude (DMIN); Mag., magnitude (ML); RMS: root mean square of first arrivals inversions; ERH, ERZ: Horizontal and vertical error according to inversion of arrivals (FPFIT); Az, azimuth of fault plane; Dip, dip of fault plane; Rake, rake of fault plane solution; AzP(T), azimuth of P(T) axes; DipP(T), dip of P(T) axes; Zone: stress inversion zone (See Figure 3.10.).

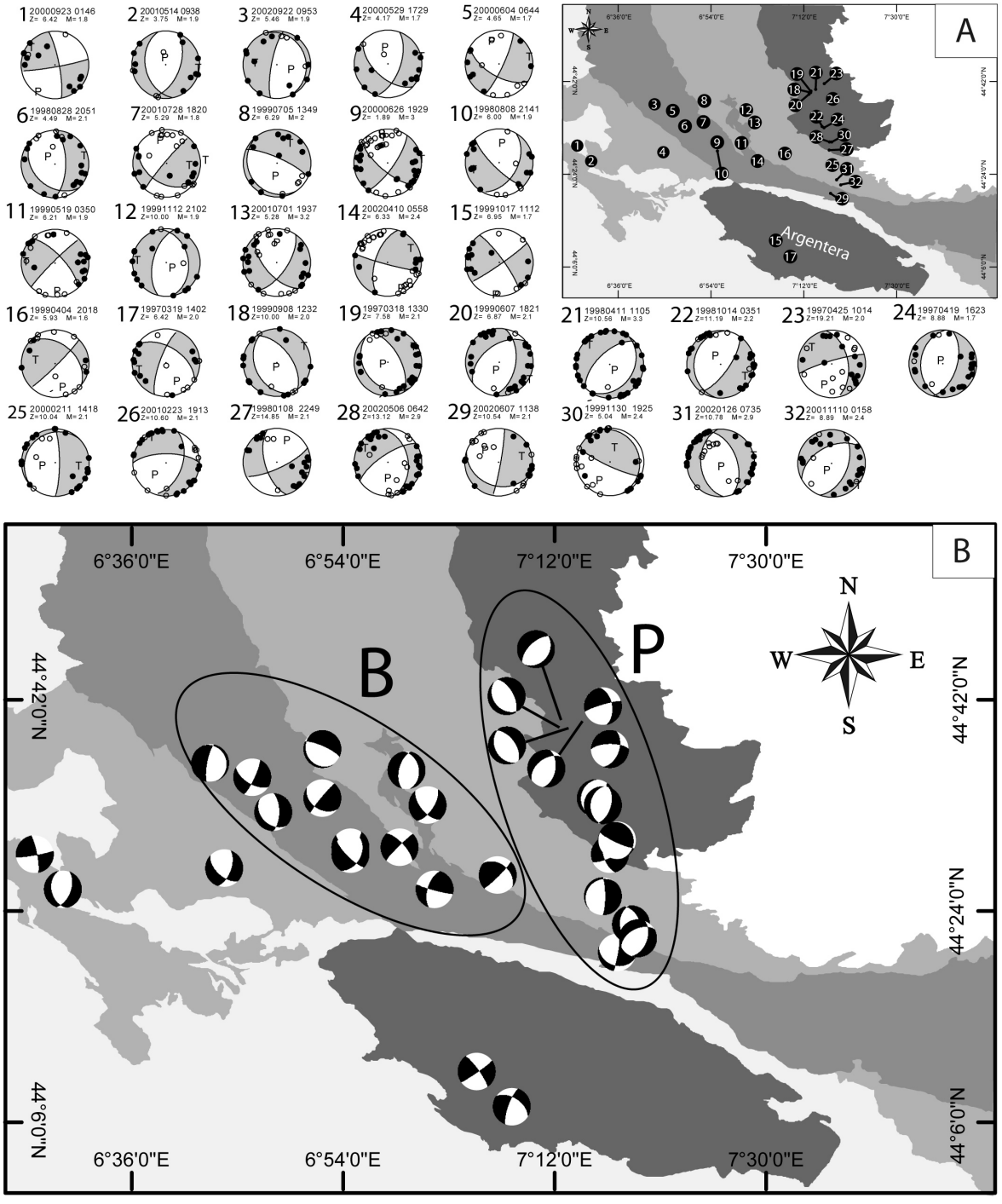


Figure 3.10: A: Fault plane solutions computed for this study (period between 1997 and 2002). Numbers and dates of events (year, month, and day) refer to Table 1 where the focal-mechanism solution parameters are listed. B: Seismotectonic map showing reliable focal mechanisms computed in this study. The two sub-areas B (Briançonnais) and P (Piemontais) refer to the subsets used for stress inversion (Figure 3.13).

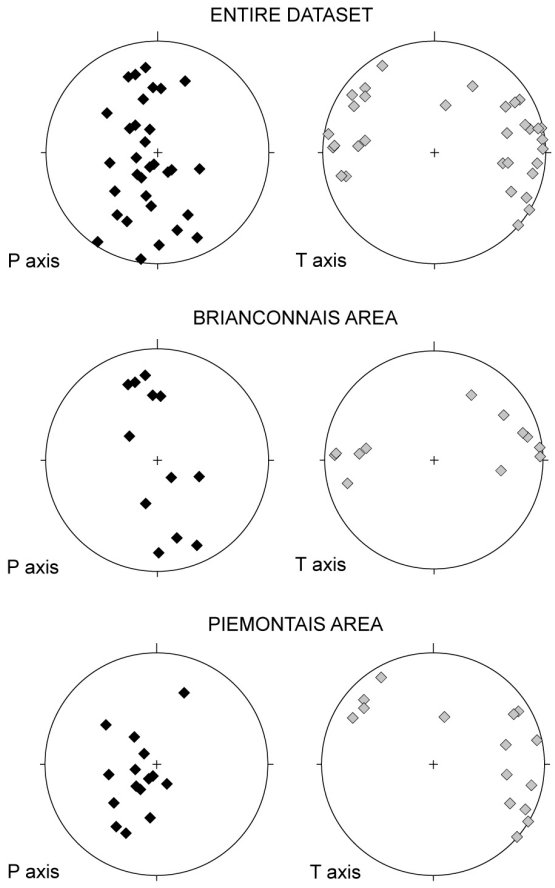


Figure 3.11: Stereonets of P and T axes from the 32 new focal-mechanism solutions computed in this study.

Analysis of the distribution of principal stress axes (Figure 3.12) reveals a contrast between the Briançonnais and Piemontais zones. The inversion for the Briançonnais domain argues for possible oscillations between strike-slip and normal faulting, due to permutations between the $\sigma 1$ and $\sigma 2$ principal stress axes, with a constant nearly E-W direction of extension. The pattern obtained in the Piemontais zone, in contrast, shows almost pure orogen-parallel extension.

These features raise the issues of (1) potential decoupling between the Briançonnais and Piemontais zones, *i.e.*, between the upper and lower parts of the orogenic wedge resulting from major nappe stacking during Eocene subduction-to-collision transition; (2) active orogen-parallel extension affecting the southern Piemontais zone, in contrast to orogen-perpendicular extension further north in the same zone, which argues for specific deformation patterns affecting the southernmost tip of the belt; (3) possible interferences between the inner alpine stress field (vertical $\sigma 1$) and the far-field effects of N-S Europe-Africa convergence (N-S horizontal $\sigma 1$ as recorded on the Ligurian margin) in southernmost tip of the Western Alps.

3.4 Interpolation of the deformation mode

Ref.	Zone	CODE	N	S1		S2		S3		PHI	VAR
				Az	Dip	Az	Dip	Az	Dip		
Sue, 1998 (Sismalp+IGG)	Flysh Nappe	E2	15	182	20	17	70	274	5	0,6	0,2
	West Piemontais	PW	14	176	79	358	11	268	0	0,1	0,073
	South Briançonnais	B3	11	172	59	354	31	264	1	0,6	0,12
Sue, 1998 (Geof3D)	West Piemontais	PW	19	202	63	25	27	294	1	0,5	0,16
	South Briançonnais	B3	5	177	25	349	65	86	3	0,4	0,11
Delacou, 2004	Southern Piemontais (ext)	pieS	34	136	84	10	4	280	5	0,3	0,13
	Southern Piemontais (comp)	pieSc	11	226	12	134	10	5	74	0,4	0,14
	Eastern Embrunais	diE	19	178	42	7	48	272	4	0,8	0,11
	Southwestern Briançonnais	B3N	22	162	81	18	7	288	5	0,6	0,078
	Southern Briançonnais	B3S	14	155	67	331	23	62	2	0,8	0,17
	Northern Provence	pro	14	149	68	330	22	240	0	0,4	0,19
Larroque 2009	Argentera Massif	A	14	173	80	322	9	52	5	0,5	0,1
This Study	Southern Briançonnais	B	12	170	44	338	46	74	6	0,8	0,088
	Southern Piemontais	P	15	218	56	2	28	101	17	0,4	0,085
Synthesis (This Study)	Southern Piemontais	P+pieS	49	198	80	23	10	293	1	0,3	0,13
	Southern Briançonnais	B+B3(strict)	34	176	63	358	27	268	1	0,7	0,14
	Southern Briançonnais	B+B3(B+)	47	173	73	2	17	272	3	0,6	0,14

Table 2: Stress-tensor parameters corresponding to the stereonets of Figure 3.12. Ref: Reference of stress-tensor inversions; Zone: Zone chosen for inversion; Code: Codes of zones referring to Figure 3.12; $\sigma(1)(2)(3)$ Az(Pl): Azimuth and Plunge of principal stress axis; ϕ: shape ratio of the ellipsoid $(\sigma 2 - \sigma 3)/(\sigma 1 - \sigma 3)$. VAR: Variance of the inversion.

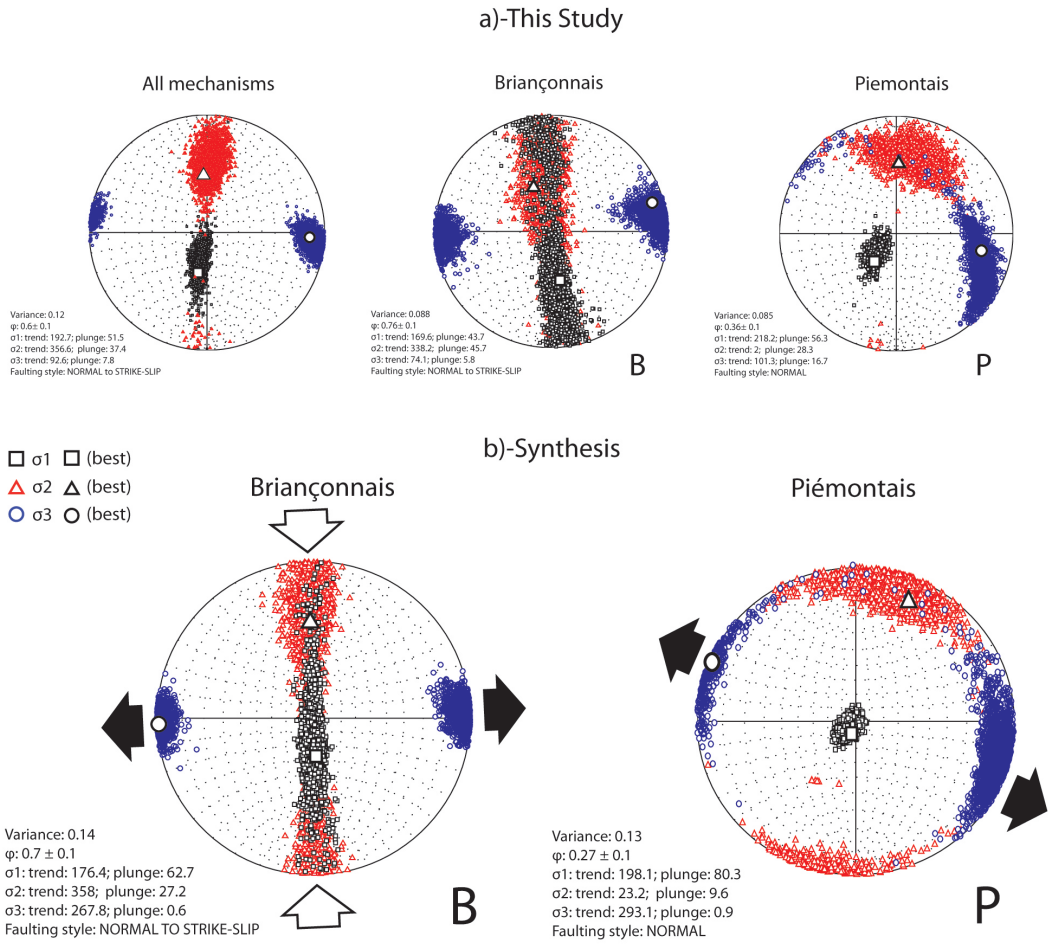


Figure 3.12: Stress-tensor stereonets inverted for the two domains (lower hemisphere, equal area). Inversions were performed using Michael's method (see text). Black squares: $\sigma 1$ (maximum principal stress axis); Red triangles: $\sigma 2$ (intermediate principal stress axis); Blue circles: $\sigma 3$ (minimum principal stress axis); ϕ: Shape ratio of the stress ellipsoid $(\sigma 2 - \sigma 3)/(\sigma 1 - \sigma 3)$. Larger white forms are best-fit solutions. The faulting type is determined based on (Zoback, 1992). a) Inversions performed using focal mechanisms computed in this study for the whole data set and for each of the two sub areas (Brainçonnais and Piemontais). b) Inversions performed using all focal-mechanism solutions available for the two sub-areas (See (Delacou *et al.*, 2004) for previous compilation). Corresponding parameters are listed in Table 2.

In order to illustrate the different modes of deformation derived from focal mechanism solutions, (Delacou *et al.*, 2004) used an original approach based on the plunges of P and T axes, leading to a scalar parameter (r) comprised between -90° (P-axis vertical; pure extension) and 90° (T-axis vertical; pure compression). The seismic strain regime is represented using interpolation of the r-parameter and a color code ranging between blue for pure extension and red for pure compression. Strike slip deformation is symbolized by a green colour, which also characterizes intermediate states between extensional and compressional sectors. However, strike-slip deformation is not clearly imaged in this scheme, and interpolation between neighbouring focal mechanisms of opposite type (pure extension and pure compression) leads non-representative green areas.

In this study, we propose an adaptation of the (Delacou *et al.*, 2004) interpolation

using rake values. For each focal-mechanism solution, slip directions on nodal planes can be expressed by their rake value, ranging between -180° and 180° and completely describing the type of deformation recorded by the earthquake. Due to indetermination between nodal planes, we cannot discriminate between right- or left-lateral strike-slip but only between transpressional and trantensional deformation.

We have chosen a five-colour code describing pure extension as blue, pure compression as red, pure strike slip as green, and intermediate transtentional and transpressional states as cyan and yellow respectively. To avoid interpolation artifacts between opposite types of deformation, we did not interpolate the raw data but the red, green and blue components of the colour associated to each rake value. We obtain three layers which can be used as bands and the combination of which leads to an RGB composite image restituting colours associated to rakes and thus deformation modes (Figure 3.14).

As for all interpolations, our approach is still debatable, particularly in areas presenting few focal mechanisms where results are poorly constrained. The major inconvenience of this approach is the continuity assumed between areas that are clearly known to be independent. However, similar to (Delacou *et al.*, 2004) our approach allows recognition of zones of homogeneous deformation and their relationships with surrounding areas.

The external zones are poorly resolved because of relatively low seismicity but show dominant strike-slip along the well-known dextral fault bordering the Belledonne massif to the north-west (Thouvenot *et al.*, 2003). The internal zones are imaged as a continuous area undergoing extension from country-regionSwitzerland to the Argentera Massif, where its southern tip is surrounded by compressive areas: the French Provence to the west, the Ligurian Basin to the south and the Po Plain to the east. The two seismic arcs appear as independent areas undergoing extension, but the Briançonnais seismic arc crosses the CPF at the northern tip of the Argentera massif whereas the Piemontais seismic arc seems exclusively located below the internal zones.

This image tends to indicate southward continuity of the extensional Briançonnais zone from the internal to the external zones and questions the role played by the CPF in this area. As a consequence, the opposition between extensional internal zones and transpressive to compressive external zones appears insufficient to fully describe the complexity of the strain regimes in the Western Alps.

In order to test potential relationships between deformation modes and crustal thickness, the rakes of 428 focal-mechanism solutions available for the Western Alps have been represented as a function of the Bouguer anomaly (data from GEOFRANCE 3D – Projet Million) and the Moho depth (Waldhauser *et al.*, 1998). The density plot of Bouguer anomaly versus rakes values shows a correlation between negative rakes and negative Bouguer anomaly (<30 mGal), with the highest density of points reached for

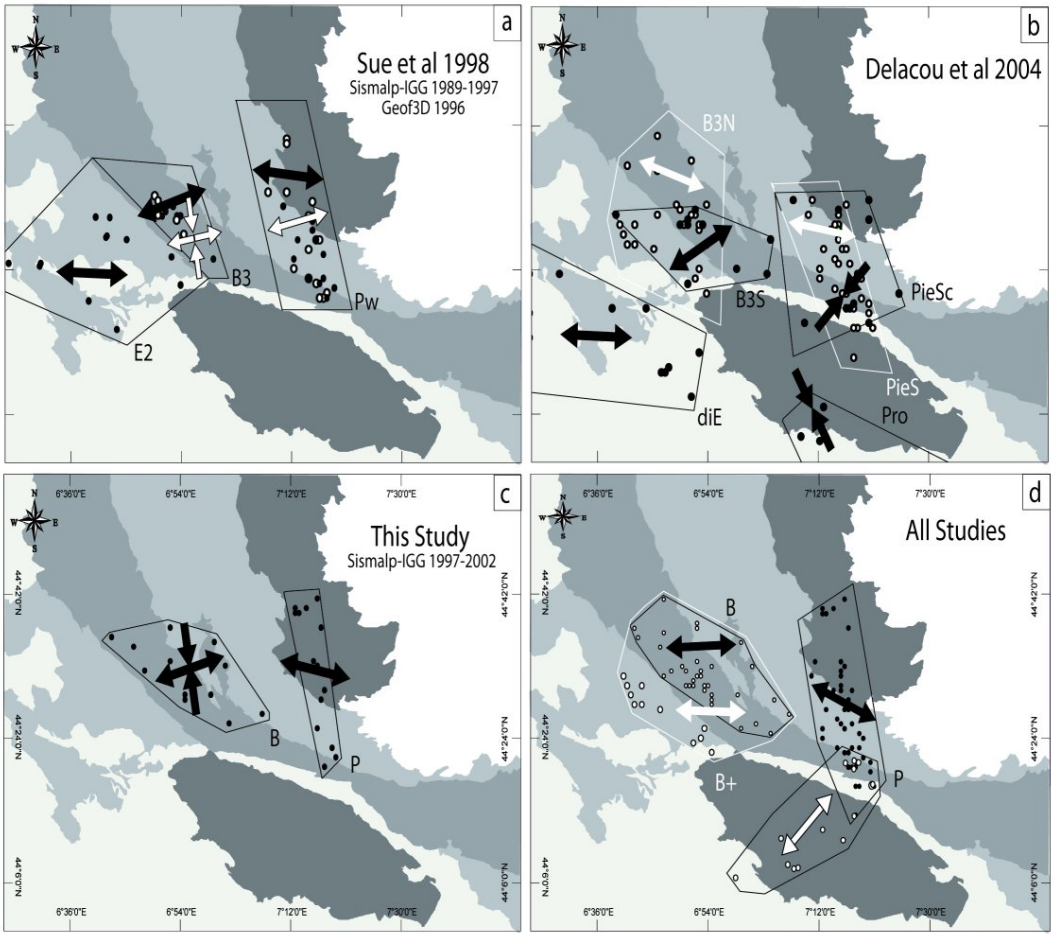


Figure 3.13: Comparison of inversions performed in present and previous studies. Area codes used for inversion are the same as those listed in Table 2. Principal stress axes are symbolized by convergent arrow for $\sigma 1$ and divergent arrow for $\sigma 3$. a) Inversion performed by (Sue, 1998) using focal-mechanism solutions computed from the 1989-1997 SISMALP and GEOFRANCE 3D 1996 databases; b) Compilation of all data available before 2004 by (Delacou *et al.*, 2004); c) New inversions performed in this study; d) Synthesis of all studies, with stress inversion recalculated using a common approach, corresponding to stress-tensor stereonets of Figure 3.13. Inversion of B domain was performed with focal-mechanism solutions located in the white area. Enlarging the B domain to focal solutions located west of the CPF does not change the solution (white arrow).

rakes between 70 and 90 (transtension to pure extension) and for strongly negative Bouguer anomaly (-150 mGal). In the same way, density plots reveal a correlation between transtensional to pure extension rakes and Moho depths around 44±2 km. No correlation appears between positive rakes and either Bouguer anomaly or Moho depth. These correlations link extension to thick crust in the western Alps, revealing a strong relationship between the strain pattern and the present-day dynamics within the Alpine crust.

4 Discussion

The complexity of the stress field within the western Alpine arc is confirmed by these new results obtained in the southernmost branch of the Alps. Extension affects

the internal zones as well as, more locally, the internal part of the external arc, as recently evidenced by earthquake and geodetic analysis in the Argentera massif (Larroque *et al.*, 2009). These new results require a reassessment of the extensional strain recorded in the Western Alps and its relation with the arcuate structures.

An important question concerns dating the onset of the present-day extensional strain field in the Western Alps. In the external zone of the studied area, compressive to transpressive deformation was active during the Pliocene (Labaume *et al.*, 1989) while denudation of the Argentera massif, as deduced from thermochronological analysis and possibly related to reverse or strike-slip faulting was still active after 3.5 Ma (Bigot-Cormier, 2002; Bigot-Cormier *et al.*, 2006; Bogdanoff *et al.*, 2000). Based on these inferences, (Larroque *et al.*, 2009) recently concluded that extension affecting the area is not older than Pleistocene, significantly younger than in the central Western Alps where extension is inferred to start with reactivation of the CPF in late Miocene times (Tricart *et al.*, 2001). These observations highlight possible diachronous onset of extension along the arc.

4.1 Isostasy versus deep indentation

In spite of structural and seismotectonic differences, it is reasonable to consider that the extension affecting the Piemontais and Briançonnais areas is related to the same geodynamic process. The differences in deformation mode might be related to secondary processes that lead to perturbation of the Briançonnais stress field (e.g., impact of Apulia rotation, interference with the compressive stress field further south, southward extrusion of the internal zones).

Several geodynamic models have been envisaged to explain the extensional strain pattern observed in the internal Alps; these have been reviewed by (Sue, 1998; Sue et Tricart, 2002). Among these, two models can be discussed more in-depth in the light of our new data.

The first model calls for isostatic equilibration of an over-thickened continental crust between the core of the belt and its borders. In the Alpine context, extension would affect the core of the belt as a consequence of low convergence rates at its borders rather than thermal softening of the over-thickened crust (Delacou *et al.*, 2004; Sue *et al.*, 2002).

The second model is based on the interpretation of the Ivrea body as part of the upper Apulian mantle split into two; the deeper part would transfer compression from Apulia onto the external arc of the European foreland, whereas the upper part would act as a vertical indenter accounting for extension in the internal zones (Lardeaux *et al.*, 2006). This model is derived from (Eva *et al.*, 1998), who explain extension as the

surface expression of lithosphere-scale thrusting and folding on a deep ramp.

The major requirement for extension to be related to a deep indenter is ongoing convergence across the belt. Recent GPS-studies have constrained the present-day relative movement between plates and micro-plates involved in the Europe-Africa collision (Calais *et al.*, 2002; Nocquet, 2002; Oldow, 2002); these show that the overall convergence between Africa and Europe ranges between 3 and 8 $mm.yr^{-1}$ in a North to North-West direction (Albarello *et al.*, 1995; Argus *et al.*, 1989; Crétaux *et al.*, 1998; DeMets *et al.*, 1990, 1994; Kreemer et Holt, 2001; Nocquet, 2002). However, a regional GPS network across the Western Alps has recorded divergence rather than convergence across this part of the belt (Calais *et al.*, 2002). The hypothesis that extension is related to a mantle indenter is consequently not supported by geodetic measurements.

A correlation between extensional areas and thick crust has been established by draping deformation maps onto the smoothed topography (Delacou *et al.*, 2004). In fact, it appears that areas undergoing extension are correlated with the deepest Moho depth and most negative Bouguer anomaly (Figure 3.14). All these elements tend to suggest that buoyancy forces affecting the entire crust are responsible for the observed extension and lead to propose gravitational collapse and spreading of over-thickened crust to explain the ongoing deformation (Ménard et Molnar, 1988; Molnar et Lyon-Caen, 1988). This dynamics likely became dominant in the recent Alpine history as a consequence of the decrease or halting of convergence across the Western Alps (Sue *et al.*, 2007).

4.2 Rotation of Apulia

An isostatic model for the Western Alps explains most of the extensional pattern and may be at least partly evoked to explain the observed compression in the external zones. However, it cannot explain the right-lateral shear affecting the external domain all around the Western Alpine arc. This deformation is classically related to the counter-clockwise rotation of Apulia since at least Oligocene times (Schmid et Kissling, 2000).

The rotation of Apulia clearly appears as a major boundary condition controlling deformation in the Western Alps and has been proposed to explain the overall strain field (Calais *et al.*, 2002). According to this study, rotation around a pole located near Milan (45.36°N/9.10°S) predicts oblique velocities at the Adriatic-Western Alps Boundary that imply a combination of right-lateral shear and divergence in the central part of the Western Alps, while the southern part would undergo right-lateral shear and convergence as a consequence of the arched geometry of the belt (Calais *et al.*, 2002).

The seismotectonics does not show compressive deformation in the southern part of the Western Alps but a global extensional tendency parallel to the structural arc, in

disagreement with a simple rotational model. Compression observed to the south, near the Ligurian margin, is more likely related to Africa-Europe convergence. Moreover, the rotational model only explains orogen-perpendicular extension in the central part of the Western Alps and does not explain the extension evidenced in the Swiss Central Alps. The rotation of Apulia is likely important to understand the present deformation of the Western Alps, but does not appear as the key factor to account for extensional strain.

4.3 Arc dynamics

(Delacou *et al.*, 2004; Sue et Tricart, 1999) previously suggested that radial extensional affects the entire high chain, with an extension direction perpendicular to the structural axis of the belt. Accordingly, NE-SW to N-S oriented extension was expected in the southernmost part of the Alps (i.e., along the internal flank of the Argentera massif) due to their 180° arcuate geometry.

Our new data show that the southern branch of the arc is undergoing E-W extension that is at a high angle to the structural axis of the belt in the northern part of the area and becomes oblique to nearly parallel in the southern part. As a consequence, the classical opposition between orogen-parallel and orogen-perpendicular extension affecting the inner part of the belt breaks down when we consider the southern branch of the arc. The discussions concerning the direction of extension with respect to the belt axis need to precise the relations between extension and the observed surface structures.

The direction of extension appears to be linked neither to the structural direction underlined by the CPF at the surface, nor to the north-south oriented Ivrea body at depth (Figures 3.14 and 3.15). Furthermore, the CPF ceases to limit extensional areas toward the south, where its orientation becomes NW-SE and where seismicity becomes more diffuse. This suggests a transfer of deformation from the CPF toward the diffuse NW-SE set of dextral lineaments affecting the area. The main thrust at the front of the metamorphic internal zones (CPF) consequently does not appear as an important decoupling structure, like it is further north at the latitude of the Pelvoux massif (Sue *et al.*, 2002; Sue et Tricart, 1999, 2002, 2003; Tricart *et al.*, 2006). This point appears as a fundamental characteristic of the southern Alpine branch and requires a closer study of the relations between the surface arc and the geometry at depth.

The good match between the area undergoing extension as it crosses from the internal to the external zone, and the main drainage divide that also crosses the CPF at the north of the Argentera supports the idea of gravity-driven extension and suggests that the thickened crust defines a higher aperture-angle arc than the structural arc at the surface (Figure 3.15). This apparent discrepancy could result from decoupling between surface and deep structures at the limit of the indenting plate during formation of the Alpine arc.

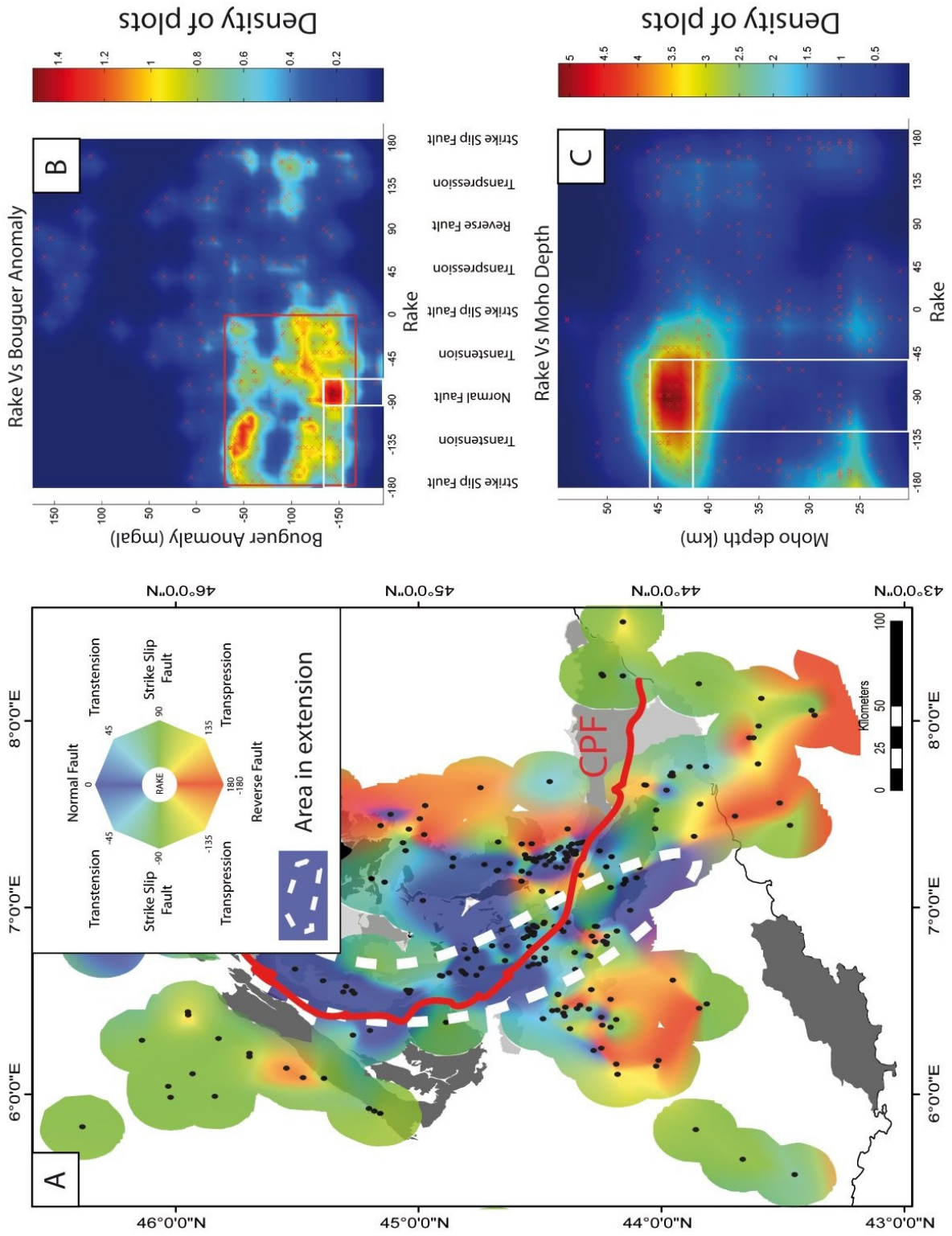


Figure 3.14: A) Interpolation of the rake values for 428 reliable focal-mechanism solutions available in the Western Alps to show deformation modes (see text for explanation). Black dots locate the focal mechanisms. The CPF is underlined by red and the area in extension contoured in white. B) Density plot representing Rake values versus Moho depth from (Waldhauser *et al.*, 1998). C) Density plot representing Rake values versus Bouguer anomaly (GEOFRANCE 3D).

4.4 Interference between far-field stress and local stress-field

In a recent discussion of the kinematics of the Corsica-Sardinia block with respect to the western Alps, (Larroque *et al.*, 2009) point out the complex and contrasted distribution of deformation between the Ligurian margin, undergoing the direct effect of Africa-Europe convergence, and the Argentera undergoing extension. Our data show that the faulting style is normal to strike-slip (high φ-ratio) in the Briançonnais area, with a more pronounced tendency to strike-slip going southward to the Argentera massif. This leads us to discuss possible interference between the alpine stress field and the stress field due to convergence in the Ligurian sea.

Three structural models have been proposed by (Larroque *et al.*, 2009) to explain the current regional deformation field: (1) The deformation fields affecting the Alps and the Ligurian margin are independent; compression observed in the south is due to convergence between the Corsica-Sardinia block and Eurasia. (2) Compressive deformation in Liguria is linked to development of a recent south-directed crustal-scale thrust ramp that roots deeply below the Alpine belt, probably near the Ivrea body. (3) The stress field can be explained by the topographic gradient between the Argentera massif and the Ligurian basin. According to this model, the upper crust of the south-western Alps could collapse toward the Ligurian basin and the Provence (Le Pichon *et al.*, 1988).

Models (1) and (2) both imply interference of the Alpine stress field with Europe-Africa convergence, whereas model (3) implies directions of extension following the buoyancy-force gradient between Argentera and the Ligurian basin. Our data highlight extension roughly parallel to the Ligurian margin, which is difficult to explain by crustal thinning toward the south.

Part of the N-S compression transferred through the Corsica-Sardinia block to the north (Larroque *et al.*, 2009) could interfere with the Alpine stress field around the Argentera, leading to a horizontal N-S directed principal stress that equals or slightly exceed the local vertical principal stress. This could explain the local high stress ratio that leads to oscillation between extensional and strike-slip deformation from the southern Briançonnais to the Argentera. However, the effect of Europe-Africa convergence cannot be a major factor governing deformation in the Southern Alps. The deformation probably results from near-field conditions imposed by the current dynamics of the Alpine crust, with the Ligurian basin-related dynamics only acting to perturb stresses locally in the southernmost Alpine realm.

5 Conclusions

The seismotectonic regime inferred from new and previously published focal mechanisms reveals mainly E-W directed extension, which is not limited to the internal zones

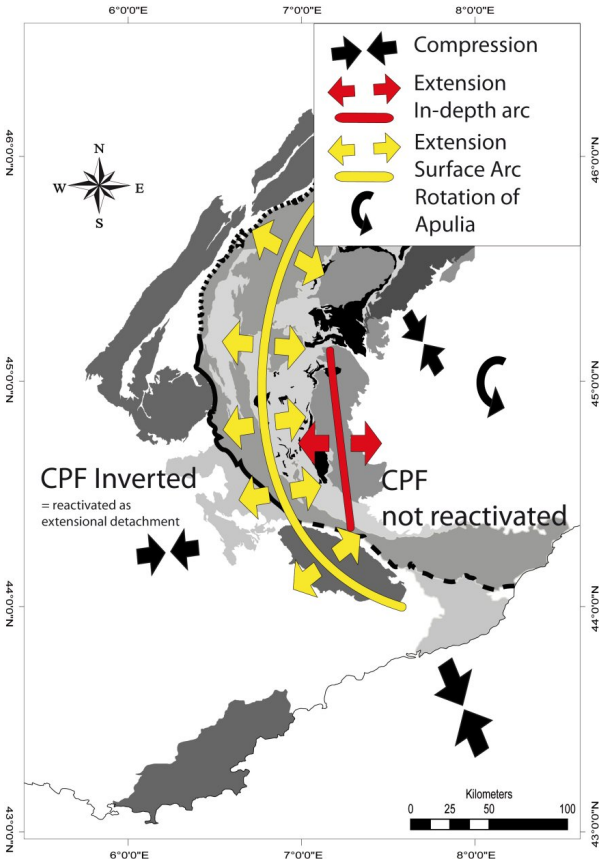


Figure 3.15: Summary map showing the current deformation in the Western Alps and surroundings.

of the south-western Alps but partly spreads into the external zone in the Argentera and the Embrunais-Ubaye area. Previous observations suggest that extension did not initiate before the Pleistocene and therefore significantly later than further north, which calls for possible diachronous onset along the arc.

Regions of extensional deformation are characterised by thick crust and strongly negative Bouguer anomalies, which supports a model in which extension is driven by isostasy. Additionally, transcurrent deformation in the external zone could be associated to rotation of Apulia.

The southern branch of the belt undergoes E-W extension at a high angle to the structural trends along the internal flank of the Pelvoux massif, but this angle diminishes continuously southward. The main direction of seismogenic extension is thus independent of the curvature of surface structures, in particular the CPF, which does not guide tectonic decoupling between the internal and external zones as it does further north. As a consequence, it is not appropriate to discuss the dynamics of the south-western Alps in terms of orogen-parallel versus orogen-perpendicular extension, as it is further north in the central and western Alps.

The structural arc of the western Alpine belt mainly reflects the upper-crustal struc-

ture and contrasts with more linear deep structures, such as the apparent thickened crust and the Ivrea body. Another contrast is highlighted between the arc structure outlined by the CPF and the present-day morphology, implying that current upper-crustal dynamics is not directly linked to the inherited superficial structures. These discrepancies between the orientations of deep and shallow structures imply vertical decoupling between the two.

The extension pattern observed in the southern branch is a consequence of the obliquity between near-surface and deep structures, calling for a crustal-to-lithospheric scale dynamic model taking the complex arc dynamics into account.

Acknowledgements

We are very gratefull to P. van der Beek for is his helpfull comments on the manuscript. We thank F. Thouvenot and C. Pequegnat for their assistance on the SISMALP database and S. Spalarossa who kindly completed the records thank to IGG data.

References

Albarello, D., Mantovani, E., Babbucci, D. et Tamburelli, C. (1995). Africa-Eurasia kinematics – main constraints and uncertainties. *Tectonophysics*, 243(1-2):25–36.

Angelier, J. (2002). Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress IV - a new method free of choice among nodal planes. *Geophysical Journal International*, 150(3):588–609.

Argus, D., Gordon, R., DeMets, C. et Stein, S. (1989). Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *Journal of Geophysical Research*, 94:5585–5602.

Avigad, D. (1992). Exhumation of coesite-bearing rocks in the Dora-Maira massif (Western Alps, Italy). *Geology*, 20(10):947–950.

Berckhemer, H. (1968). Topographie des Ivrea-Körpers, abgeleit aus seismischen und gravimetrischen Daten. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 48:235–246.

Bigot-Cormier, F. (2002). *La surrection du massif cristallin externe de l'Argentera (France-Italie) et ses relations avec la déformation pliocène de la marge nord-Ligure : arguments thermochronologiques (traces de fission), géomorphologiques et interprétations de sismique marine*. Phd, Nice-Sophia Antipolis.

Bigot-Cormier, F., Sosson, M., Poupeau, G., Stephan, J. F. et Labrin, E. (2006). The denudation history of the Argentera Alpine External Crystalline Massif (Western Alps, France-Italy): an overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons. *Geodinamica Acta*, 19(6):455–473.

Bogdanoff, S., Michard, A., Mansour, M. et Poupeau, G. (2000). Apatite fission track analysis in the Argentera massif: evidence of contrasting denudation rates in the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Terra Nova*, 12(3):117–125.

Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Wiederkehr, M., Koller, F., Schmid, S., Schuster, R., EngiI, M., Berger, A. et Martinotti, G. (2008). Metamorphism of metasediments at the scale of an orogen: a key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps. *In* Siegesmund, S. F. B. et Froitzheim, N., éditeurs : *Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System*, volume 298, pages 393–411. Geological Society, Special Publications, London, geological society, special publications édition.

Béthoux, N., Sue, C., Paul, A., Virieux, J., Fréchet, J., Thouvenot, F. et Cattaneo,

M. (2007). Local tomography and focal mechanisms in the south-western Alps: Comparison of methods and tectonic implications. *Tectonophysics*, 432:1–19.

Calais, E., Nocquet, J. M., Jouanne, F. et Tardy, M. (2002). Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996-2001. *Geology*, 30(7):651–654.

Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B., Tricart, P., Allanic, C. et Burkhard, M. (2006). Miocene lateral extrusion in the inner western Alps revealed by dynamic fault analysis. *Tectonics*, 25(3):TC3014.

Chopin, C., Henry, C. et Michard, A. (1991). Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora-Maira massif, Western Alps. *European Journal of Mineralogy*, 3(2):263–291.

Chopin, C. et Schertl, H. P. (1999). The UHP unit in the Dora-Maira massif, Western Alps. *International Geology Review*, 41(9):765–780.

Closs, H. et Labrouste, Y. (1963). Recherches séismologique dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960. *Mém. Coll. Ann. Géophys. Int.*, 12:241.

Collombet, M., Thomas, J. C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J.-P. et Gratier, J.-P. (2002). Counterclockwise rotation of the Western Alps since the Oligocene: new insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, 21:352–366.

Crétaux, J.-F., Soudarin, L., Cazenave, A. et Bouillé, F. (1998). Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system. *Journal of Geophysical Research*, 103:30167–30181.

Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D. et Burkhard, M. (2004). Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophysical Journal International*, 158(2):753–774.

DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. et Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101:425–478.

DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. et Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letter*, 21:2191–2194.

Diehl, T., Husen, S., Kissling, E. et Deichmann, N. (in press). High-Resolution 3-D P-Wave Model of the Alpine Crust. *Geophysical Journal Intenational*.

Droop, G., Lombardo, B. et Pognante, U. (1990). Formation and distribution of eclogite-facies rocks in the Alps. *In* Carswell, D., éditeur : *Eclogite-facies Rocks*, pages 225–259. Blackie, Glasgow.

Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J. M. et Albarède, F. (1997). The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, 387:586–589.

ECORS-CROP (1989). Deep Seismic Sounding (DSS) Group, A new picture of the Moho under the western Alps. *Nature*, 337:249–251.

Eva, E., Pastore, S. et Deichmann, N. (1998). Evidence for ongoing extensional deformation in the western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland. *Journal of Geodynamics*, 26(1):27–43.

Gephart, J. (1990). FMSI a Fortran program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanisms data to obtain the regional stress tensor. *Computers & Geosciences*, 16(7):953–989.

Goffé, B. et Choppin, C. (1986). High pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 66:41–52.

Guyoton, F., Fréchet, J. et Thouvenot, F. (1990). La crise sismique de Janvier 1989 en Haute-Ubaye (Alpes de Haute Provence, France): Etude fine de la sismicité par le nouveau réseau Sismalp. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 311:985–991.

Kienast, J. R., Lombardo, B., Biino, G. et Pinardon, J. L. (1991). Petrology of very-high pressure eclogitic rocks from the Brossasco Isasca complex, Dora-Maira massif, Italian Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 9(1):19–34.

Kissling, E. (1993). Deep structure of the Alps - what do we really know? *Phys. Earth Planet. Inter.*, 79:87–112.

Kreemer, C. et Holt, W. (2001). A no-net-rotation model of present day surface motion. *Geophysical Research Letter*, 28:4407–4410.

Labaume, P., Ritz, J. et Philip, H. (1989). Recent normal faults in the southwestern Alps: their relationships with the compression tectonics. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 308(Série II):1553–1560.

Lardeaux, J. M., Schwartz, S., Tricart, P., Paul, A., Guillot, S., Béthoux, N. et Masson, F. (2006). A crustal-scale cross-section of the south-western Alps combining geophysical and geological imagery. *Terra Nova*, 18:412–422.

Larroque, C., Delouis, B., Godel, B. et Nocquet, J.-M. (2009). Active deformation at the southwestern Alps-Ligurian basin junction (France-Italy boundary): Evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. *Tectonophysics*, 467:22–34.

Laubscher, H. (1991). The arc of the western alps today. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84(3):631–659.

Le Pichon, X., Bergerat, F. et Roulet, M. (1988). Plate Kinematics and tectonics leading to the alpine belt formation; a new analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 218(111-131).

Lee, W. H. K. et Lahr, J. E. (1975). HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude and firts motion pattern of local earthquakes. *U.S.Geol.Surv.Open File Rep.*, 75-331:110pp.

Lippitsch, R., Kissling, E. et Ansorge, J. (2003). Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B8):2376.

Masson, F., Verdun, J., Bayer, R. et Debeglia, N. (1999). Une nouvelle carte gravimétrique des Alpes occidentales et ses conséquences structurales et tectoniques. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 329: 865–871.

Michael, A. (1987). Use of Focal Mechanisms to Determine Stress: A control Study. *Journal of Geophysical Research*, 91:357–368.

Müller, B., Zoback, M. L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. et Ljunggren, C. (1992). Regional Patterns of Tectonic Stress in Europe. *Journal of Geophysical Research*, 97(B8):11783–11803.

Ménard, G. (1988). *Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble.

Ménard, G. et Molnar, P. (1988). Collapse of the Hercynian Tibetan Plateau into a late Paleozoic European Basin and Range Province. *Nature*, 334:235–237.

Ménard, G. et Thouvenot, F. (1984). Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales: arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. *Bulletin de la Société Géologique de France*, XXVI:875–884.

Molnar, P. et Lyon-Caen, H. (1988). Some simple physical aspects of the support, structure and evolution of mountain belts. *In* Clark, S. P., J. et et al., éditeurs : *Processes in continental lithospheric deformation*, volume 218, pages 179–297. Geological Society of America Special Paper.

Nicolas, A., Hirn, R., Nicolich, R., Polino, R. et Group, E.-C. W. (1990). Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. *Geology*, 18:587–590.

Nocquet, J. M. (2002). *Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale*. Phd, Université de Nice.

Oldow, J. e. a. (2002). Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen. *Geology*, 30:779–782.

Otsubo, M., Yamaji, A. et Kubo, A. (2008). Determination of stresses from heterogeneous focal mechanism data: An adaptation of the multiple inverse method. *Tectonophysics*, 457(3-4):150–160.

Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Bethoux, N. et Frechet, J. (2001). A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106(B9):19367–19389.

Platt, J. P., Behrmann, J. H., Cunningham, P. C., F., D. J., M., H., M., P., Shepley, M. G., S., W. et Weston, P. G. (1989). Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. *Nature*, 337:158–161.

Pognante, U. (1991). Petrological constraints on the eclogite and blueschist facies metamorphism and P-T-t paths in the Western Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 9:5–17.

Pognante, U. et Sandrone, R. (1989). Eclogites in the northern Dora-Maira nappe (Western Alps, Italy). *Mineralogy and Petrology*, 40(1):57–71.

Reasenberg, P. A. et Oppenheimer, D. H. (1985). FPFIT, FPPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. *U.S.Geol.Surv.Open File Rep.*, 85-739:109pp.

Rollet, N., Deverchere, J., Beslier, M. O., Guennoc, P., Rehault, J. P., Sosson, M. et Truffert, C. (2002). Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics*, 21(3).

Rothe, J. P. (1941). Les séisme des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales. *Annales de l'Institut de Physique du Globe, Strasbourg*, 3:1–105.

Roure, F., Choukroune, P. et Polino, R. (1996). Deep seismic reflection data and new insights on the bulk geometry of mountain ranges. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 322:345–359.

Roure, F., Polino, R. et Nicolich, R. (1990). Early Neogene deformation beneath the Po Plain: Constraints on the post collisional Alpine evolution. *In* Roure, F., Polino, R. et Nicolich, R., éditeurs : *Deep Structure of the Alps*, volume 156, pages 309–322. Mém. Soc. Géol. Fr.

Schmid, S. M. et Kissling, E. (2000). The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19:62–85.

Schwartz, S. (2000). *La zone piémontaise des Alpes occidentales: un paléo-complexe de subduction. Argument métamorphiques, géochronologiques et structuraux.* Thèse de doctorat, Université Claude Bernard-Lyon I, Lyon.

Sellami, S., Kissling, E., Thouvenot, F. et Fréchet, J. (1995). Initial reference velocity model for seismic tomography in the western Alps. *Abstract Suppl. EGS 20*, page Eur. Geophys. Soc. London.

Spalla, M., Lardeaux, J. M., Dal Piaz, G., Gosso, G. et Messiga, B. (1996). Tectonic significance of Alpine eclogites. *J. Geodyn*, 21:257–285.

Stehly, L., Fry, B., Campillo, M., Shapiro, N., Guilbert, J., Boshi, L. et Giardini, D. (in press). Tomography of the alpine region from observations of seismic ambient noise. *Phys. Earth Planet. Inter.*

Sue, C. (1998). *Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes: Approches structurale et sismologique.* Phd, Université Joseph Fourier, Grenoble I.

Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J. D., Allanic, C., Tricart, P. et Burkhard, M. (2007). Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview. *International Journal of Earth Sciences*, 96(6): 1101–1129.

Sue, C., Grasso, J. R., Lahaie, F. et Amitrano, D. (2002). Mechanical behavior of western alpine structures inferred from statistical analysis of seismicity. *Geophysical Research Letters*, 29(8):4.

Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J. et Tricart, P. (1999). Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research*, 104: 611–622.

Sue, C. et Tricart, P. (1999). Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briancon, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 92(2):171–181.

Sue, C. et Tricart, P. (2002). Widespread post-nappe normal faulting in the internal Western Alps: a new constraint on arc dynamics. *Journal of the Geological Society, London*, 159:61–70.

Sue, C. et Tricart, P. (2003). Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: A major evolution of the alpine tectonics. *Tectonics*, 22(5):1–25.

Thouvenot, F., Fréchet, J., Guyoton, F., Guiguet, R. et Jenatton, L. (1990). Sismalp: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 1:1–10.

Thouvenot, F., Frechet, J., Jenatton, L. et Gamond, J. F. (2003). The Belledonne Border Fault: identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. *Geophysical Journal International*, 155(1):174–192.

Thouvenot, F., Paul, A., Fréchet, J., Béthoux, N., Jenatton, L. et Guiguet, R. (2007). Are there really superposed Mohos inthe

south-western Alps? New seismic data from fan-profiling reflections. *Geophysical Journal International*, 170:1180–1194.

Tricart, P. (1984). From passive margin to continental collision: A tectonic scenario for the western Alps. *American Journal of Science*, 284:97–120.

Tricart, P., Lardeaux, J.-M., Schwartz, S. et Sue, C. (2006). The late extension in the inner western Alps: a synthesis along the south-Pelvoux transect. *Bulletin de la société géologique de France*, 177:299–310.

Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G. et Lardeaux, J.-M. (2001). La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales): une dynamique miocène à actuelle. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172:49–58.

Tricart, P. et Sue, C. (2006). Faulted backfold versus reactivated backthrust: the role of inherited structures during late extension in the frontal Piemont nappes east of Pelvoux (Western Alps). *International Journal of Earth Sciences*, 95(5):827–840.

Waldhauser, F., Kissling, E., Ansorge, J. et Mueller, S. (1998). Three-dimensional interface modelling with two-dimensional seismic data: the Alpine crust-mantle boundary. *Geophysical Journal International*, 135(1):264–278.

Wiemer, S. (2001). A Software Package to Analyze Seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letters*, 72:373–382.

Zoback, M. L. (1992). 1st-order and 2nd-order patterns of stress in the lithosphere - The world stress map project. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 97(B8):11703–11728.

Quatrième partie

Exhumation des Alpes sud-occidentales : l'apport de la Thermochronologie Basse-Température

Sommaire

1 Principe de la thermochronologie **132**

2 La méthode Traces de fission sur apatite **132**

2.1 Le minéral Apatite 132

2.2 Principe de la méthode 133

2.2.1 Notion de traces de fission 133

2.2.2 Datation par traces de fission 134

2.2.3 Traces de fission et cinétique de refroidissement 139

2.3 Protocole analytique utilisé au LGCA, Grenoble 140

2.4 Précision et représentation d'un âge traces de fission 141

2.4.1 Dispersion des âges et test du $\chi 2$ 141

2.5 Représentation de l'âge traces de fission 141

3 Echantillonnage et datation **142**

Publication

Topographic and exhumational evolution of the south-western Alps (France, Italy): A synthesis and geodynamic implications **145**

En dehors de l'analyse structurale, les campagnes de terrains réalisées au cours de ma thèse ont permis d'échantillonner les unités géologiques de la branche sud. L'objectif consiste à déterminer l'histoire récente de l'exhumation en utilisant la thermochronologie basse température et plus particulièrement le système traces de fission sur apatite.

Dans la section suivante, je propose une brève description méthodologique de la technique et détaille le traitement réalisé sur les échantillons.

1 Principe de la thermochronologie

La thermochronologie comprend l'ensemble des méthodes permettant de reconstituer l'histoire thermique d'une roche qu'elle soit d'origine magmatique, métamorphique ou sédimentaire (Gallagher *et al.*, 1998). La datation thermochronologique est basée sur l'interaction entre l'accumulation d'éléments radiogéniques, produits lors de désintégrations radioactives, et leur diffusion/annihilation par activation thermique dans un minéral donné. La diffusion étant négligeable en dessous d'une température donnée, dite température de fermeture (Dodson, 1973), l'âge thermochronologique date le passage de l'isotherme de fermeture spécifique au système utilisé (Figure 4.1 et Tableau 1).

La température des roches évoluant avec la profondeur, l'information fournie par la thermochronologie permet, sous certaines conditions :

1. D'estimer les taux de dénudation dans les systèmes orogéniques et les zones continentales stables (Carter, 1999; Fitzgerald *et al.*, 1995; Gallagher *et al.*, 1998, 1994)
2. De reconstruire l'évolution thermique de bassins sédimentaires (Gallagher *et al.*, 1998; van der Beek *et al.*, 2006), en particulier les conditions contrôlant la genèse des hydrocarbures (Armstrong, 2005; Green *et al.*, 1989a; Naeser, 1993; Naeser et McCulloh, 1989).
3. De dater l'activité de failles (Garver *et al.*, 1999; van der Beek *et al.*, 2006)
4. D'effectuer un traçage des sources de sédiments (Bernet *et al.*, 2006; Garver *et al.*, 1999; Najman *et al.*, 2005; van der Beek *et al.*, 2006)

2 La méthode Traces de fission sur apatite

2.1 Le minéral Apatite

Les apatites forment une famille de phosphates hexagonaux de composition variable, Ca5(PO4)3(OH, Cl, F). Elles sont classées selon l'anion prévalent en hydroxapatites

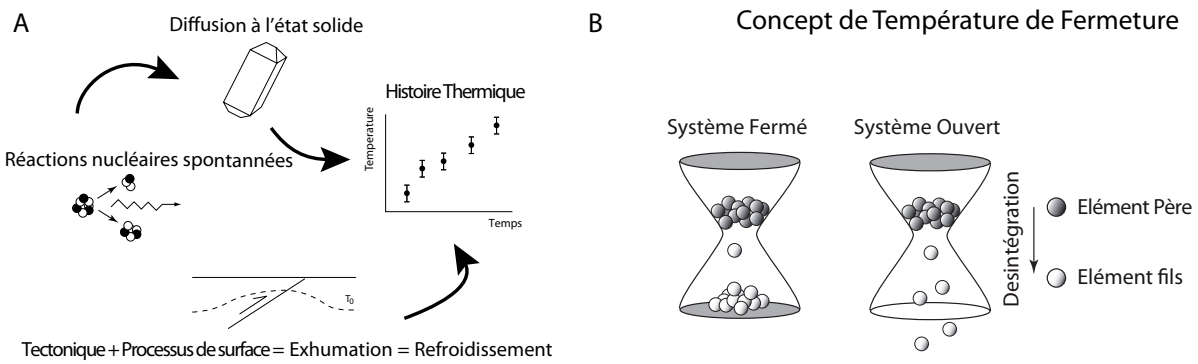


FIGURE 4.1 – (A) Relations entre un âge thermochronologique et l'histoire structurale. L'âge déterminé est contrôlé par l'histoire d'accumulation d'un isotope fils dans un minéral hôte. Cette histoire dépend de l'histoire thermique. L'histoire thermique est contrôlée d'une part par l'histoire d'exhumation de la roche échantillonnée, d'autre part par la structure thermique de la croûte. Ces dernières sont interdépendantes : du fait de la composante d'advection du transport de la chaleur, la structure thermique dépend de l'histoire d'exhumation qui peut elle-même être guidée par des différences dans la structure thermique et donc rhéologique. (B) Notion de température de fermeture illustrée par l'analogie du sablier. Dans un système clos, à gauche, le produit de la désintégration d'un isotope père s'accumule et est retenu dans le minéral hôte : l'âge isotopique évolue linéairement avec le temps. Dans un système ouvert, le produit de désintégration diffuse en dehors du minéral hôte : le système n'enregistre pas d'âge isotopique.

(OH) , Chlore-apatites (Cl) et fluor-apatites (F). Ce sont des minéraux secondaires lourds (Densité 3.16 à 3.2), le plus souvent incolores et amagnétiques. Les apatites sont communes dans les roches magmatiques, elles sont plus rares dans les roches sédimentaires et métamorphiques. Les tétraèdres PO4 isolés permettent l'incorporation d'éléments tels que l'Uranium ou le Thorium.

2.2 Principe de la méthode

La méthode des traces de fission sur apatite est basée sur la mesure du rapport des isotopes de l'Uranium (^{238}U et ^{235}U) déterminé à partir des traces de fission enregistrées dans le minéral apatite lors de son refroidissement. Dans la section suivante, je présente brièvement la méthode et invite le lecteur à se référer aux publications de (Braun *et al.*, 2006; Tagami et O'Sullivan, 2005; Wagner et van den Haute, 1992).

2.2.1 Notion de traces de fission

La fission d'un atome d'Uranium entraîne la libération de deux ions fils éjectés selon des directions opposées avec une énergie cinétique totale de l'ordre de 200 MeV. Les structures solides de grande résistivité comme la plupart des minéraux, verres et plastiques, enregistrent le passage de ces « fragments de fission » par désorganisation locale de leur réseau cristallin (Ionisation des atomes le long du trajet des produits de fission : « Pic d'explosion ionique » (Fleischer *et al.*, 1965)). Les répulsions électro-

Méthode	Minéral	Temp. de fermeture (°C)	Référence
(U-Th)/Pb	Zircon	>900	(Cherniak et Watson, 2001)
(U-Th)/Pb	Monazite	700	(Cherniak et al., 2004)
40Ar/39Ar	Hornblende	400-600	(Harrison, 1981)
40Ar/39Ar	Muscovite	350 ± 50	(Hames et Bowring, 1994)
40Ar/39Ar	Biotite	300 ± 50	(Harrison et al., 1985)
40Ar/39Ar	Feldspath-K	150-350	(Lovera et al., 1989)
Traces de fission	Titanite	265-310	(Coyle et Wagner, 1998)
Traces de fission	Zircon	240 ± 20	(Brandon et al., 1998)
Traces de fission	Apatite	110 ± 10	(Gleadow et Duddy, 1981)
(U-Th)/He	Titanite	190-220	(Reiners et Farley, 1999)
(U-Th)/He	Zircon	160-200	(Reiners et al., 2004)
(U-Th)/He	Apatite	75 ± 5	(Farley, 2000)

Table 1 – Températures de fermeture estimées pour les systèmes géo et thermochronologiques les plus courants.

statiques donnent naissance à une zone linéaire de défauts métastables d'un diamètre inférieur à une centaine d'angströms et d'une longueur d'environ 15 à 25 μm selon l'espèce minérale (Figure 4.2). Ce défaut constitue une trace latente uniquement observable au microscope électronique à transmission (Paul et Fitzgerald, 1992). C'est seulement après attaque chimique que les traces sont visibles au microscope optique (x 1000). On parle alors de traces de fission (Figure 4.3).

2.2.2 Datation par traces de fission

L'isotope 238 représente 99.3% de l'uranium naturel et se désintègre par émission d'une particule alpha ou par fission spontanée. On compte environ 2.106 désintégrations par émission alpha pour une fission spontanée qui représente donc un mode mineur de désintégration. Celui-ci se révèle néanmoins important dans la méthode des traces de fission puisqu'il permet d'enregistrer la décroissance de l'Uranium 238 par la création et la conservation de dommages du réseau cristallin (Les traces de fission spontanées, créées et conservées en dessous de la température de fermeture du système apatite 120°C).

En considérant que chaque trace spontanée correspond à une fission d'un atome d'Uranium 238, alors la densité de traces est fonction de la concentration initiale en ^{238}U et du temps de passage de l'isotherme de fermeture. Un comptage visuel par unité de surface permet d'estimer la densité de traces (ρs).

Compte-tenu du rapport constant ^{238}U/^{235}U=137.88, la concentration initiale du minéral en Uranium 238 est accessible à partir de la mesure de la concentration en Uranium 235.

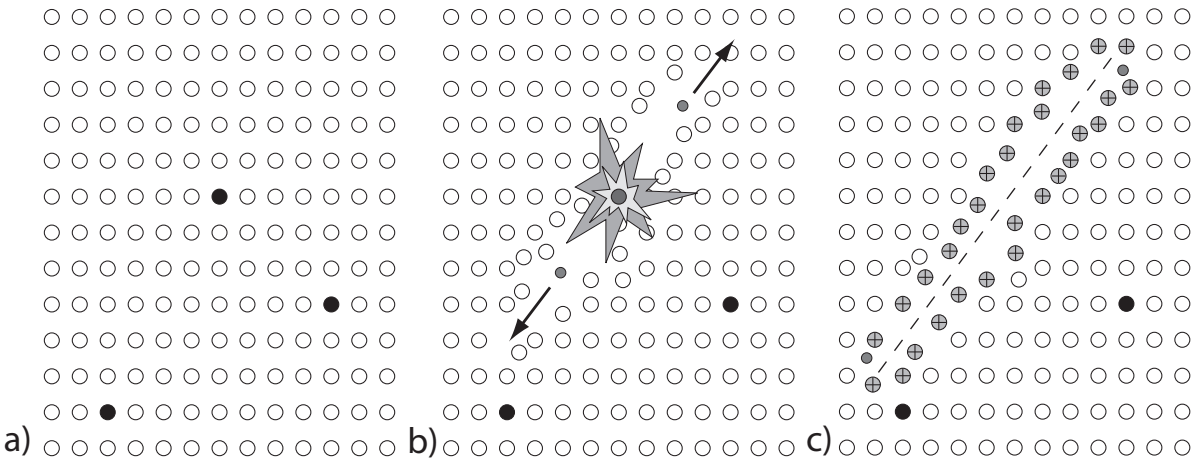


FIGURE 4.2 – Formation d'une trace de fission par désintégration d'un atome d'Uranium 238 : a) Atomes d'Uranium 238 répartis dans le réseau cristallin de l'apatite. b) Fission spontanée d'un atome d'Uranium 238 et libération de deux particules lourdes chargées qui interagissent avec les atomes environnants (ionisation et échange d'électrons). c) Dommage laissé par le passage des charges issues de la fission et constituant une trace latente. D'après (Gallagher *et al.*, 1998).

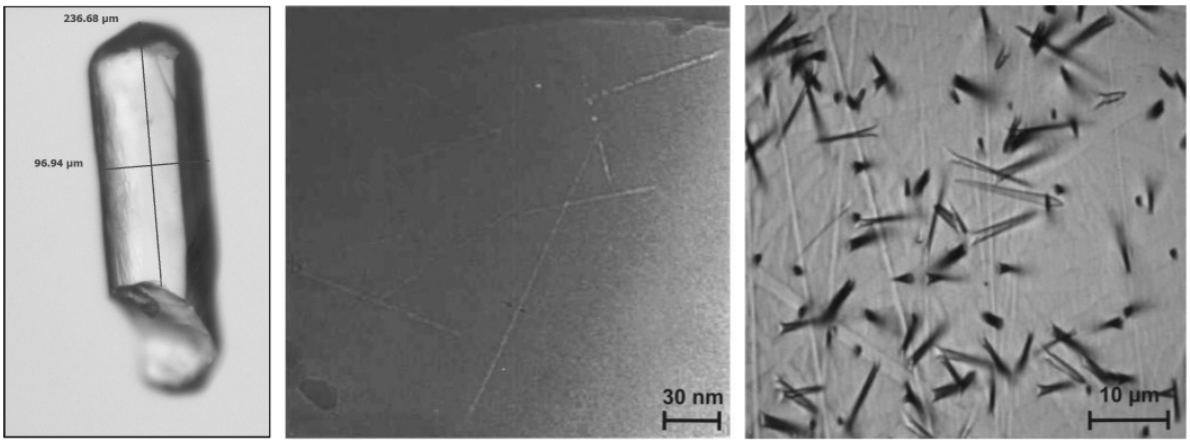


FIGURE 4.3 – Traces de fission dans l'Apatite. À gauche : Un minéral d'Apatite et sa structure hexagonale. Au centre : Section polie d'un grain d'Apatite avant attaque chimique (Microscope optique ×1000) (voir 2.2.1). À droite : Section polie observée au microscope après attaque chimique (voir 2.3) : les traces latentes ont été révélées, il est maintenant possible de compter les traces de fission (voir 2.2.1).

L'isotope 235 (0.3%) se désintègre également par émission alpha et par fission spontanée, mais compte tenu de sa faible abondance et de sa période de désintégration plus longue, sa contribution aux traces de fission spontanée est négligeable (<1/10.000 de celles de l'^{238}U). Cet isotope présente en revanche une propriété utile pour la datation puisqu'il est le seul qui fissionne par capture de neutrons thermiques. On irradie donc les échantillons avec un flux contrôlé de neutrons thermiques après avoir au préalable installé un détecteur enregistrant les fission sous forme de traces induites (Méthode du détecteur externe (Gallagher *et al.*, 1998), Figure 4.4). Au laboratoire de Grenoble, nous utilisons le canal P1(Neutrons thermiques) du réacteur Orphée du Centre d'Études nucléaires de Saclay (France). La teneur en Uranium est ainsi fonction de la fluence mesurée φ (neutrons/cm2) et de la densité de traces induites (ρi) déterminable au microscope optique après révélation.

L'âge est alors donné par l'équation :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(1 + \frac{\rho_s g \lambda_\alpha \varphi \sigma I}{\rho_i \lambda_f} \right) \tag{4.1}$$

Où t est l'âge, ρ_s et ρ_i sont respectivement les densités de traces spontanées et induites ; λ_f, la constante de décroissance radioactive par fission spontanée de l'^{238}U (8.216 10-17 années-1) ; λ_α, la constante de désintégration radioactive par émission α de l'^{238}U ; g, un facteur de géométrie du minéral dépendant de la technique de datation utilisée ; φ, la fluence neutronique ; σ, la section efficace de fission de l'^{235}U par capture de neutrons thermiques (570.8 10-22 cm-2) ; I ; le rapport constant $^{235}U/^{238}U = 7.2527\ 10^{-3}$.

La fluence neutronique est déterminée à partir de verres dosimètres de concentration en Uranium connue, irradiés conjointement aux minéraux étudiés. Dans ces verres, la fluence est déterminée par comptage des traces induites :

$$\varphi = B \rho_d \tag{4.2}$$

Avec B, une constante caractéristique du dosimètre.

L'équation d'âge devient alors :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(1 + \frac{\rho_s g \lambda_\alpha B \rho_d \sigma I}{\rho_i \lambda_f} \right) \tag{4.3}$$

Standard	Origine	Âge (Ma) $\pm 2\sigma$	Référence(s)
Durango	Mexique	31.40 ± 0.72 31.44 ± 0.18	Naeser et Fleischer (1975) McDowell et al. (2005)
Fish Canyon Tuff	Colorado, USA	27.74 ± 0.30 28.13 ± 0.47	Steven et al. (1967) Hurford et Hammerschmidt (1985) Kunk et al. (1985) Dazé et al. (2003)

TABLE 2 – Valeurs des âges traces de fission des standards utilisés et références bibliographiques associées.

La constante B est difficile à déterminer tandis que la valeur de λ_f n'est connue qu'avec une précision de 15%. Pour contourner ces difficultés, on introduit un paramètre ζ de substitution (Gallagher *et al.*, 1998) :

$$\zeta = \frac{B\sigma I}{\lambda_f} \tag{4.4}$$

Pour aboutir à l'équation d'âge finale :

$$t = \frac{1}{1+\lambda_d} \ln\left(\lambda_d \frac{\rho_s}{\rho_i} \rho_d \zeta g\right) \tag{4.5}$$

Le paramètre ζ est déterminé par comptage des traces de fission spontanées et induites d'échantillons standards d'âges connus (le laboratoire de Grenoble utilise des apatites provenant des tufs du Fish Canyon au Colorado, datés à 28.13±0.47Ma ou 27.74±0.3 selon les auteurs (Daze *et al.*, 2003; Hurford et Hammerschmidt, 1985; Steven *et al.*, 1967), voir Tableau 2). Le ζ dépend, pour un réacteur nucléaire et une position d'irradiation donnée, des conditions de révélation et d'observation des traces. Chaque utilisateur doit donc déterminer sa propre valeur en adoptant des critères de reconnaissance des traces (voir Tableau 3 pour ma valeur personnelle).

$$\zeta = \frac{e^{\lambda_\alpha t_{st}} - 1}{\frac{\rho_{s(st)}}{\rho_{i(st)}} \rho_d \lambda_\alpha g} \tag{4.6}$$

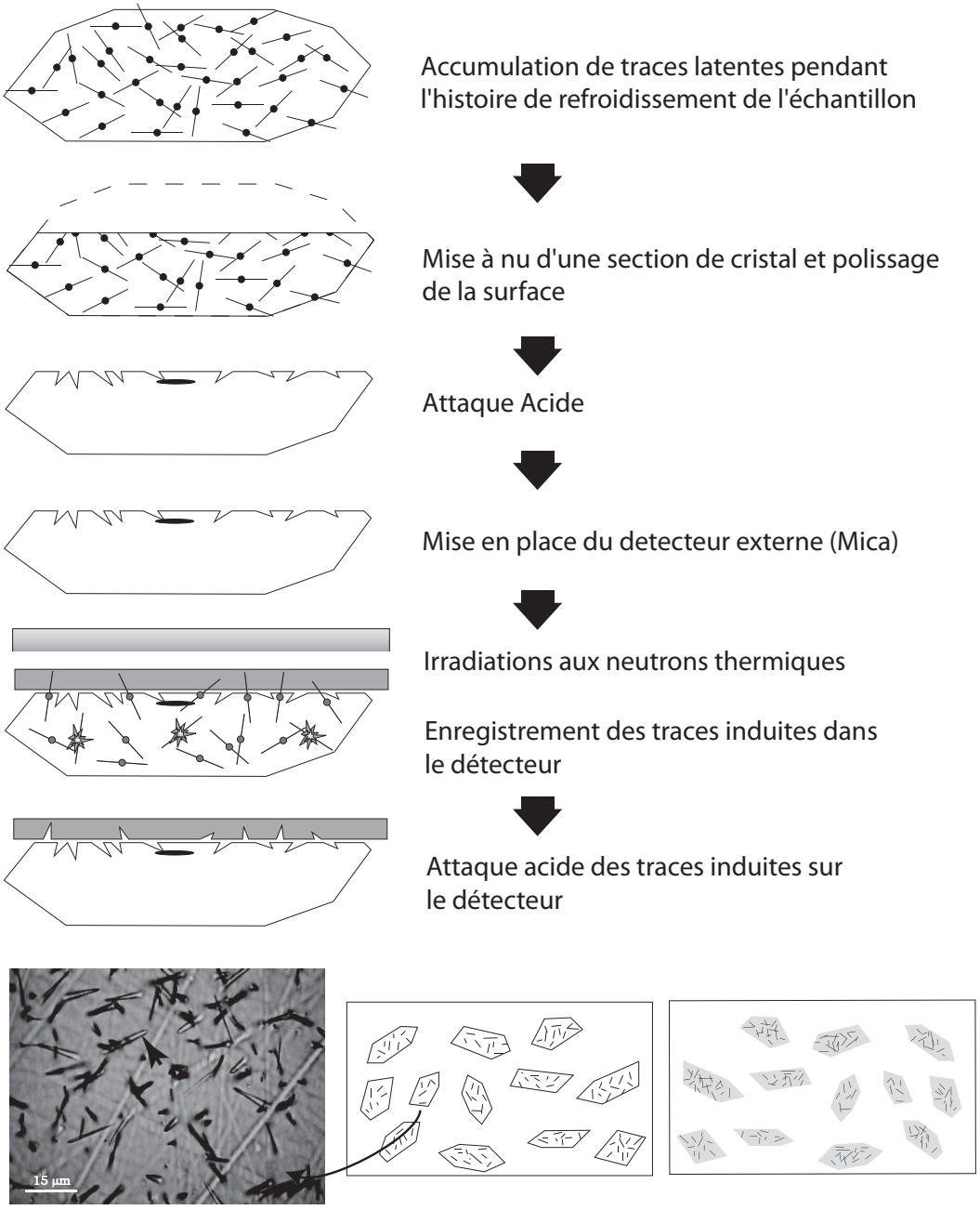


FIGURE 4.4 – Méthode du détecteur externe. D'après (Gallagher *et al.*, 1998)

Observateur	Standard	Moniteur	Date	ζ	$\pm 1\sigma$
R. Beucher	Fish Canyon Tuff	IRMM540 ($15\mu m$)	20/01/2009	330,85	33,1
	Fish Canyon Tuff	IRMM540 ($15\mu m$)	26/01/2009	355,05	33,1
	Fish Canyon Tuff	IRMM540 ($15\mu m$)	29/01/2009	310,55	20,7
	Fish Canyon Tuff	IRMM540 ($15\mu m$)	30/01/2009	372,43	39,1
	Fish Canyon Tuff	IRMM540 ($15\mu m$)	02/02/2009	352,72	41,2
	Fish Canyon Tuff	IRMM540 ($15\mu m$)	03/02/2009	366,79	33,7
	Fish Canyon Tuff	IRMM540 ($15\mu m$)	04/02/2009	293,19	19,9
	Fish Canyon Tuff	IRMM540 ($15\mu m$)	05/02/2009	384,45	39,4
	Fish Canyon Tuff	IRMM540 ($15\mu m$)	12/02/2009	301,57	25,5
	Moyenne Pondérée			325,47	10,06

TABLE 3 – Valeur du paramètre ζ utilisé dans les études.

2.2.3 Traces de fission et cinétique de refroidissement

La relation entre densités de traces et température, loin d'être linéaire, dépend de plusieurs variables.

À haute température, les traces de fission peuvent être partiellement ou totalement détruites, on parle alors de « recuit ». À partir de ce constat, différents modèles cinétiques ont été proposés pour le système apatite (Carlson, 1990; Corrigan, 1991; Gleadow *et al.*, 1986; Green *et al.*, 1989a,b; Naeser, 1979). Les études ont montré que la totalité des traces de fission est annihilée au-delà de la température de fermeture (120°C) et seulement en partie dans la zone de rétention partielle (60°C<PAZ<110°C). Les traces ne sont pas affectées en dessous de 60°C. L'âge traces de fission est donc un âge apparent qui ne donne qu'une limite inférieure de l'âge « réel » dont il peut s'écarter significativement dans le cas d'histoires thermiques complexes.

La température de fermeture et la PAZ varient en fonction de la composition chimique de l'apatite, les chlores-apatites étant plus résistantes au recuit que les hydroxy-apatites et fluorapatites (Barbarand *et al.*, 2003; Carlson *et al.*, 1999; Crowley, 1993; Green *et al.*, 1985). Elle est également fonction de l'anisotropie cristallographique du minéral (Carlson *et al.*, 1999; Donelick *et al.*, 1999; Ketcham *et al.*, 2000).

D'un point de vue technique, le recuit partiel affecte la longueur des traces de fission. Il est donc possible de compléter les âges apparents par une mesure statistique des longueurs de traces confinées et contraindre ainsi l'histoire thermique entre 60°C et 110°C. Cette méthode implique de pouvoir compter suffisamment de traces confinées, c'est-à-dire non sécantes à la surface de polissage. Elle est donc parfois difficile à appliquer sur des échantillons d'âges apparents jeunes ou pauvres en Uranium (faibles densités de traces).

Dans cette étude, les échantillons étudiés ont révélé des âges relativement anciens (>15Ma), mais leur contenu en Uranium n'a pas permis de mesurer suffisamment de longueurs. Il est néanmoins apparu lors des comptages que certains grains s'écartaient du rapport moyen de densités de traces traduisant probablement une histoire complexe de refroidissement. Afin de contrôler une éventuelle influence de la composition chimique sur la cinétique de refroidissement, nous avons analysé la composition des grains comptés à l'aide d'une microsonde électronique (Microsonde électronique (SX-50 Cameca) à 5 spectromètres). Cette approche a été préférée à la mesure des Dpar (Moyenne des diamètres des traces projetés parallèlement à l'axe C., corrélé à la proportion en Cl, OH, F (Burtner *et al.*, 1994; Carlson *et al.*, 1999)) dans le cadre de la mise en place d'un protocole de double datation au LGCA. Malheureusement, une panne survenue à la fin de l'été ne me permet pas de présenter de résultats.

2.3 Protocole analytique utilisé au LGCA, Grenoble

Les échantillons ont été broyés à l'aide d'un broyeur à mâchoires puis tamisé pour extraire la fraction 80-200μm. Un premier tri densimétrique a ensuite été obtenu par passage des poudres sur une table à secousses avant d'être affiné par l'utilisation de liqueurs denses. La fraction ferromagnétique a ensuite été séparée à l'aide d'un séparateur Frantz.

Après séparation minérale, les grains ont été coulés dans une résine époxy puis poliS en utilisant différentes gammes de papier abrasif et de poudres d'alumine (Polissage fin à 0.3μm). Les surfaces dégagées et parfaitement polies ont ensuite été attaquées avec une solution d'acide nitrique à 5.5 mol.l-1 pendant 20 secondes à une température de 21°C.

Après contrôle des traces de fission spontanées révélées, un détecteur externe de type mica à faible concentration en Uranium a été appliqué sur chaque pastille de résine. Les échantillons (une pastille de résine par échantillon) ont ensuite été empilés dans des tubes (navettes) et envoyés à l'irradiation.

Au retour de l'irradiation, les détecteurs ont été attaqués avec une solution d'acide fluorhydrique à 48% pendant 18 minutes à 20°C . Chaque pastille de résine et son détecteur sont ensuite placés sur une lame porte-objet pour faciliter l'observation au microscope optique.

Le comptage a été réalisé sur un microscope optique équipé d'un oculaire à réticule et sous un grossissement X 1000. La correspondance entre les grains d'apatite et leurs images sur le mica a été facilitée par l'utilisation d'une platine de référencement gérée par ordinateur (Dumitru, 1993).

L'ensemble des étapes de ce protocole, à l'exception de la séparation magnétique et par liqueurs denses (effectuées par François Senébier), a été réalisé par mes soins. Ce travail de préparation et de comptage a représenté une grande partie du temps de ma thèse (J'estime le temps *a* minima de l'ordre d'une semaine par échantillon).

2.4 Précision et représentation d'un âge traces de fission

2.4.1 Dispersion des âges et test du $\chi 2$

Il est possible que plusieurs populations d'âges ressortent du comptage d'un échantillon. Ceci est dû au temps de résidence de l'échantillon dans la zone de rétention partielle et aux différences de composition chimique des apatites. Il est donc nécessaire d'évaluer la dispersion des âges pour mettre en évidence d'éventuelles populations.

La précision d'un âge traces de fission est fonction, outre des erreurs statistiques de comptage des traces, de la concordance des âges entre les cristaux d'un même échantillon.

Pour tester l'homogénéité des âges des grains, on utilise le test du $\chi 2$ (Galbraith, 1981; Green, 1981). Le comptage des traces spontanées et induites pour chaque grain est comparé à la valeur attendue pour une distribution poissonienne dont la moyenne est celle des n grains comptés. On considère que le test est positif lorsque la probabilité du $\chi 2$ est supérieure à 5%, on est alors en présence d'une seule population d'âges. Plus la valeur est proche de 100%, plus la population est homogène (faiblement dispersée). On est en présence d'au moins deux populations lorsque la valeur du $\chi 2$ est inférieure à 5%.

2.5 Représentation de l'âge traces de fission

Au cours de cette étude, le calcul et la représentation des âges a été réalisé à partir du programme TRACKEY (Dunkl, 2002). Ce programme suit la procédure de calcul de l'âge central (Moyenne logarithmique des âges des différents grains) (Galbraith et Laslett, 1993) auquel est associé un paramètre de dispersion exprimé en pourcentage (D>30% une seule population ; D<15% au moins deux populations).

Les âges traces de fission sont représentés sous forme de diagramme « radiaux » et « isochrones » : chaque point représente un grain compté et sa position dans le diagramme donne son âge et l'incertitude associée (Figure 4.5). Ce type de diagramme permet de rendre compte de la distribution des âges des grains autour de l'âge de référence de l'échantillon (Galbraith, 1988, 1989).

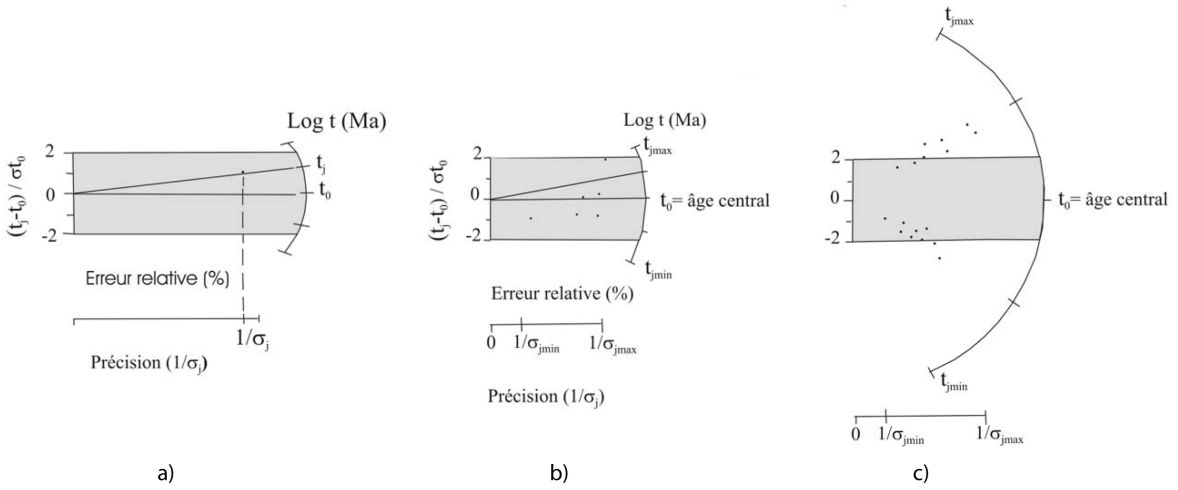


FIGURE 4.5 – Représentation d'un âge traces de fission. (a) Détermination de la position du point représentant l'âge du cristal j d'âge t_j. Sa position sur l'axe $0 - tj$ dépend de la précision statistique relative sur tj calculée selon $\sigma = (1/Ns,j + 1/Ni,j + 1/Nd) \times 0,5$, où Ns,j et Ni,j sont respectivement le nombre de traces spontanées et induites relatives au cristal j, et Nd celles relatives au dosimètre neutronique. En (b), lorsqu'on peut considérer que dans un échantillon une seule population d'âges est présente parmi les grains analysés, tous les points représentatifs sont dans l'intervalle$\pm$ 2 $\sigma t0$, où to est l'âge central. Dans le cas contraire, en (c), les points représentatifs des populations de grains d'âges différents au sein d'un même échantillon "sortent" de cet intervalle.

3 Echantillonnage et datation

Les nappes Briançonnaise et Piémontaise sont principalement composées de métasédiments carbonatés (Dolomies triasiques, carbonates jurassiques etc.) et présentent donc peu de niveaux susceptibles de contenir des apatites. La stratégie d'échantillonnage a donc consisté à repérer sur la carte géologique, des lithologies spécifiques de type metaarkoses, conglomérats... affleurants localement dans des écailles piégées dans la pile des nappes internes (reste de nappes de Flyschs exotiques par exemple). J'ai favorisé d'une manière générale toute lithologie présentant une phase clastique détritique importante. Cette approche a nécessité de tester de nombreuses lithologies. J'ai également parfois procédé à un échantillonnage multiple lorsque les niveaux présentaient une hétérogénéité visible à l'affleurement.

La totalité des échantillons collectés sur la zone d'étude est présentée sur la figure 4.6, les localisations GPS ainsi que le niveau de traitement atteint pour chaque échantillon sont présentés en Annexe C de cette thèse. Les diagrammes radiaux sont également présents en Annexe C. Malgré toutes les précautions prises et la densité de l'échantillonnage, peu d'âges nouveaux ont été obtenus dans les zones internes (Profil de Dora-Maira mis à part ; cf. partie suivante). 36 échantillons sur 75 ont pu être daté et sont présentés dans les publications suivantes en parties IV et V.

Les échantillons sont globalement très pauvres en apatites (malgré des quantités échantillonnées/traitées approchant parfois les 10 kilos !). Cette pauvreté pose un pro-

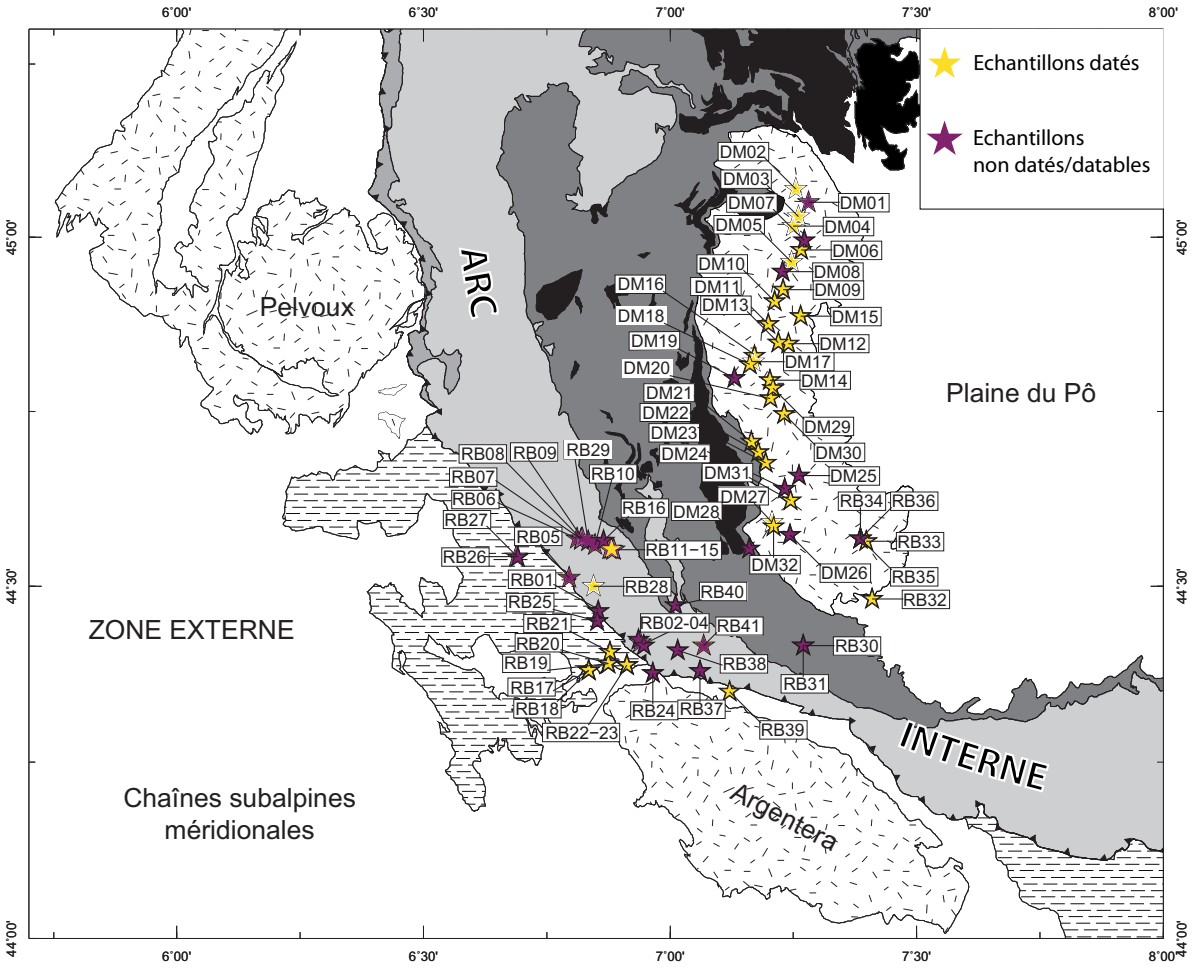


FIGURE 4.6 – Échantillonnage complet réalisé au cours de cette thèse. Les échantillons datés dans le massif de Dora-Maira sont traités dans la partie V, les autres dans la partie IV.

blème évident de datation de l'exhumation des Alpes sud-occidentales. À partir de mon expérience, je considère peu productif d'envisager de futures campagnes d'échantillonnage traces de fission. Le contenu en Zircon est en général bien meilleur, mais les datations déjà réalisées plus au nord suggèrent que le système n'a pas été remis à zéro.

La couverture sédimentaire de la Zone externe a été clairement plus favorable à la datation comme en témoignent les âges obtenus dans les grès d'Annot (RB19-22). Les échantillons (RB17-18) présentent quant à eux un âge ancien inattendu qui pourrait témoigner d'une influence de la composition chimique des apatites sur l'histoire de refroidissement. Des analyses de la composition des apatites ont été mises en place à partir de la microsonde électronique du LGCA mais la panne déjà évoquée ne me permet pas de les discuter.

Les quelques échantillons prélevés dans les nappes de flyschs à helminthoïdes n'ont pas abouti malgré des lithologies potentiellement favorables (blocs de socle, grès, etc.). Il est possible que les apatites auparavant présentes dans ces unités aient été dissoutes au cours du temps. Cette hypothèse est selon moi la plus probable ? compte tenu de

l'âge crétacé des niveaux sédimentaires.

Topographic and exhumational evolution of the south-western Alps (France, Italy): A synthesis and geodynamic implications

Beucher, R., Tricart, P., van der Beek, P.

Topographic and exhumational evolution of the south-western Alps (France, Italy): A synthesis and geodynamic implications

R.Beucher, P. Tricart, P. van der Beek

1 Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université Joseph Fourier, BP 53, 38041 Grenoble Cedex, France, Romain.Beucher@ujf-grenoble.fr

* Corresponding Author

Romain Beucher
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA)
Université Joseph Fourier BP 53
38041 Grenoble Cedex,
FRANCE

ABSTRACT

We focus on the the topographic and exhumation history of the south-western Alps by synthesizing new and previously published thermochronological data from both in-situ and detrital analysis. The proposed scenario for the Oligocene to present evolution is discussed in terms of active geodynamic processes, in the frame of both the Western Alpine arc and the western Mediterranean domain. In-situ data in the metamorphic internal zones reveal a Late Oligocene final cooling age throughout the south-western Alpine arc. Comparisons with in-situ ages in the Pelvoux and Argentera external crystalline massif confirm a strong jump in age (around 20 Ma) with respect to the internal zones. During mid-to-late Oligocene times, the retro-foreland basin recorded massive arrivals of detrital material derived from the internal metamorphic zones. Very short lag-times inferred from detrital thermochronological ages confirm rapid exhumation in the internal zones just after the Oligocene collision climax. We relate this to strong erosion of an elevated cordillera that existed at this time. From the Oligocene collision stage onwards, the belt displays a strong structural and morphological asymmetry with fixed retro-foreland depocenters and outward moving pro-foreland basins consecutively incorporated in the wedge. In the core of the arc, the Oligocene base of the Tertiary molasse series directly drapes the landscape eroded during the Oligocene, while the Miocene to present sedimentary record reveals monotonous feeding and slow exhumation of the source areas, which were subject to extension by that time. In map view, surface and deep structures appear unrelated and none of these matches the present-day drainage divide. This mismatch results from vertical tectonic uncoupling during Oligocene formation of the arc at the front of the Adria indenter. This is a significant feature of the southern branch of the Western Alpine arc that explains its peculiar structural and morphologic evolution during the past 30 My, since the Oligocene climax of collision.

Keywords: south-Western Alps, arc dynamics, orogen bending, exhumation history, thermochronology

1. Introduction

The Western Alps (Figure 4.7) straddle a complex segment of the Europe-Africa plate boundary (Dal Piaz *et al.*, 1972). Onset of North-South plate convergence during the Late Cretaceous resulted in the closure of a major segment of the Tethyan Ocean, followed by the subduction of its European margin below the African continental promontory or microplate known as Adria. As convergence continued during Late Cretaceous-Eocene times, HP-LT metamorphic thrust sheets, mainly derived from the ocean and its European margin, progressively built an accretionary wedge (Schmid et Kissling, 2000). This wedge, which also comprises superficial gravity-driven thrust sheets (mainly "exotic flysch nappes"), constitutes the present-day « Penninic zones » or « Alpine internal zones ». During the Oligocene climax of collision, this wedge was deformed and overrode the external domain, which was itself involved in a complex sequence of fold-thrust structures mainly directed towards the foreland. Major overriding occurred along a lithosphere-scale thrust ramp, the « Frontal Penninic Thrust » as defined in the northern Western Alps (ECORS-CROP, 1989), also known as the «Crustal Penninic Front» in the south-western Alps (Sue et Tricart, 2003). This structure was subsequently deformed in backfolds and backthrusts, the importance of which increases towards the hinterland, resulting in the present-day fanning, doubly verging structure of the Alpine wedge when viewed in cross section (Tricart, 1984). Continuous syn-collision shortening at the front of Adria indenter also resulted in the curved geometry of the wedge in map view (Collombet *et al.*, 2002; Tapponier, 1977; Vialon *et al.*, 1989). From the Miocene onwards, folds and thrusts directed towards the foreland continued to accommodate increasing shortening in the External Zone, while the internal zones record a more complex structural evolution (Tricart *et al.*, 2006).

Since the Neogene, the metamorphic internal zones that crop out along the curved crest of the Alpine wedge have experienced the increasing effects of an extensional tectonic regime that remains active today (Sue *et al.*, 2007). Extension, initially in ductile and subsequently in brittle conditions, contrasted with ongoing compression in the External Zone, in particular at the outer front of the wedge. In contrast, below the Po plain and its retro-foreland basin, the buried rear edge of the wedge also experienced compression, resulting in Neogene to Quaternary syn-sedimentary backthrusts (Mosca, 2006). This suggests that extension is driven by the gravitational collapse of an over-thickened crust within the Alpine wedge (Champagnac *et al.*, 2006; Selverstone, 2005).

On the other hand, transition to late- / post-collision extension in the core of the Western Alpine Arc is roughly coeval with important plate kinematic changes in the Mediterranean Realm (Faccenna *et al.*, 2004); this may favour an alternative range of models dealing with extra-Alpine processes at the scale of the western Mediterranean.

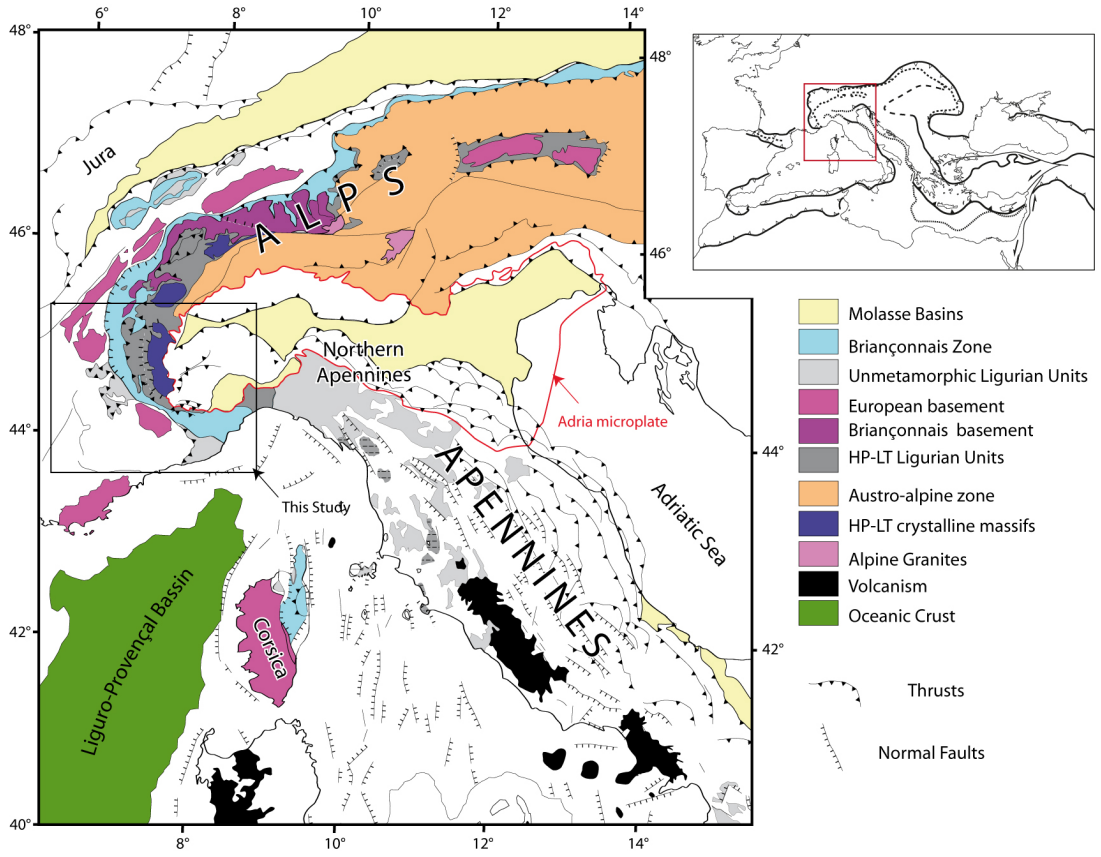


Figure 4.7: Tectonic map of the Alpine and Ligurian-Tyrrhenian region and location of the studied area. (Modified from Jolivet *et al.*, 2003).

Due to its location in the belt and proximity with the western Mediterranean, the south-western Alps appear as a privileged location to attempt a better understanding of the relationships between regional and large-scale processes during Neogene times. During the last decade, studies performed in its surrounding basins have provided indirect information on the tectonic evolution of the area. Here, we propose a synthesis of these works together with our own observations to draw a general scheme of the Neogene to present-day evolution of the south-western Alps and to discuss this evolution both within the Alpine and a widened regional tectonic frame.

2. Tectonic setting of the south-Western Alps

The study area is located between the western apex of the Alpine arc and the Ligurian Sea in the Gulf of Genova (Figures 4.7 and 4.8). It includes both internal and external Alpine zones and follows the NS to NW-SE bend of the belt. To the east, in what corresponds to the retro-foreland domain, the area is bordered by the western Po Plain and the Tertiary Piedmont Basin (TPB), the sedimentary infill of which has recorded the orogenic processes since the early stages of collision in Oligocene times.

The Briançonnais and Piedmont internal zones display folded stacks of HP-LT meta-

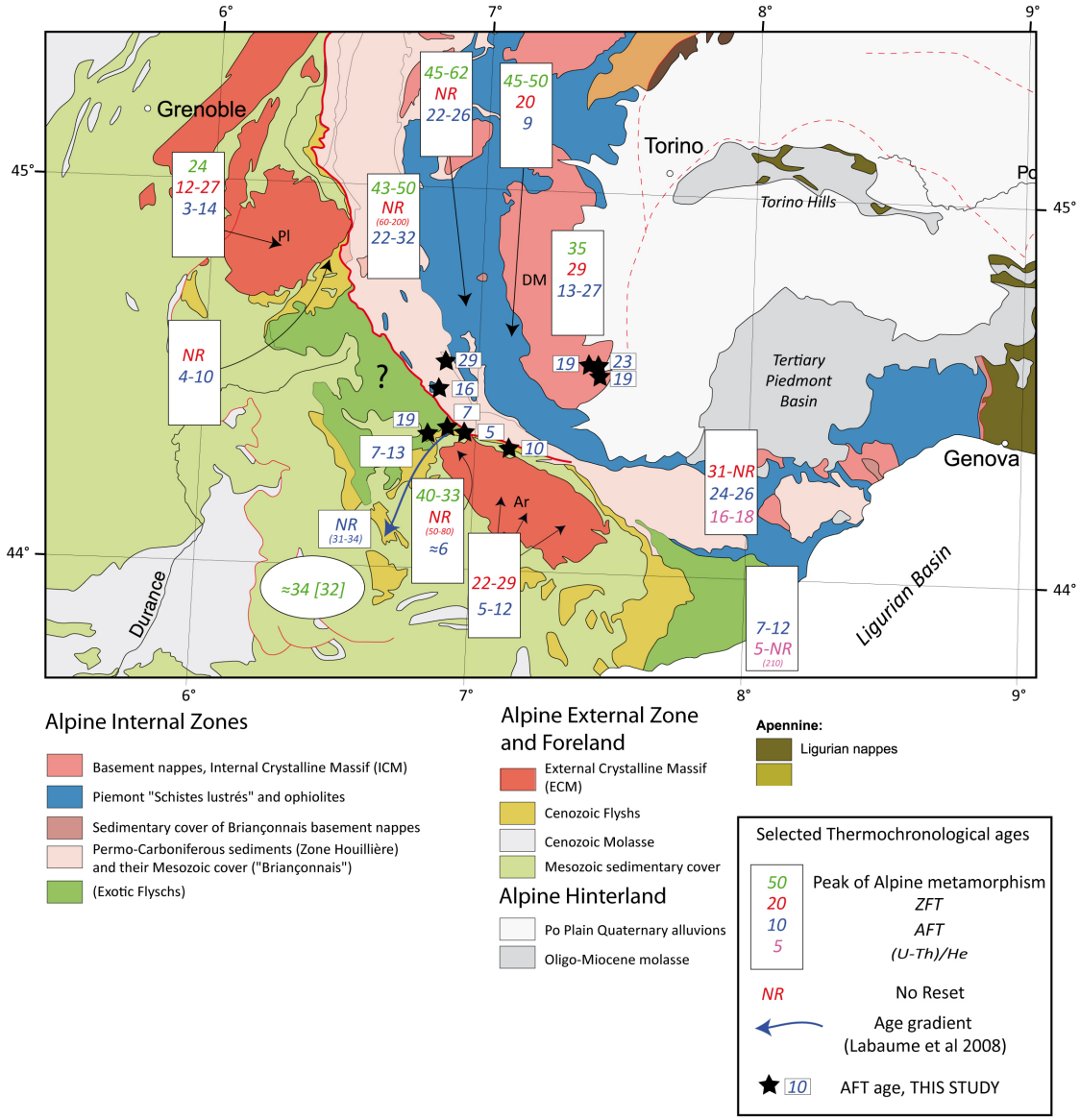


Figure 4.8: Simplified map of the studied area, showing the arc of the south Western-Alps, the internal and external zones. A. Tectonic map (modified after Schmid *et al.*, 2004). The ranges of thermochronological data available (Apatite and Zircon Fission Tracks, (U-Th)/He) as age of metamorphism peak are reported. See text for complete references. Black stars locate the additional ages obtained for this study (See Table 4 and Figure 4.9 for complete dataset).

morphic thrust sheets; in map view, theses zones thin towards the south-east, reaching their minimum width south of the Dora Maira basement massif. Farther south, these internal zones expand again in the Ligurian Alps and constitute the junction with the Apennine belt. The European prealpine basement (including late Palaeozoic Variscan molasses) crops out in a tectonic window provided by the dome-shaped Dora-Maira massif, a UHP metamorphic province with evidence of coesite-bearing unit in its southern part (Chopin, 1984; Henry, 1990)

In the External Zone, the Pelvoux and Argentera massifs ("External Crystalline Massifs") display pre-alpine basement at high elevations, resulting from pro-foreland directed thrusting along deep crustal ramps from the Miocene onwards. The Pelvoux massif has undergone a complex poly-staged shortening history, with multi-trend Mesozoic basin inversion, since Oligocene and Early Miocene times (Dumont *et al.*, 2008; Ford, 1996; Simon-Labric *et al.*, 2009). The Argentera massif results from Miocene uplift of the Variscan basement in association with reverse and strike-slip faulting along NW-SE orogen-parallel fault zones (Bigot-Cormier *et al.*, 2006; Bogdanoff *et al.*, 2000).

The External Zone also displays scattered remnants of an important Paleogene foredeep, in particular the Late Eocene-Early-Oligocene "Annot sandstone" flysch formation, a sand-rich turbidite sequence accumulated in response to foreland flexure at the front of the advancing Penninic wedge. This sedimentation ended during the Early Oligocene with the arrival of exotic flysch nappes in the basin (Kerckhove, 1969; Lickorish et Ford, 1998; Vially, 1994). This time also records of both overfilling of the basin (Flysch-to-Molasse transition) and outward migration of the depocentres across the External Zone, where small molasse wedge-top basins, mainly of Neogene age, are involved in south-westward directed thrusts and folds (Ford *et al.*, 2006; Lickorish et Ford, 1998). At the opposite (retro-) side of the belt, continuous molasse sedimentation occurred from Oligocene time onwards roughly at the same location in the core of the arc (Carrapa, 2002; Mosca, 2006).

Exotic flysch nappes (also known as "Helminthoid Flysch nappes") partly override the internal fringe of the External Zone to the NE and SW of the Argentera massif. They mainly display Late Cretaceous (calc)arenaceous turbidites that were deposited in the closing basin at the onset of Europe-Africa convergence (Lemoine *et al.*, 2000). These nappes were detached along mid-Cretaceous black shale horizons and glided towards the foreland in submarine or subaerial conditions, in front of the Alpine wedge. They thus escaped HP-LT metamorphism before being themselves accreted to the collisional wedge (Laubscher, 1991; Tricart, 1984).

The southern branch of the western Alpine Arc is cross-cut at high angle by the Ligurian Sea, a small oceanic basin opened in Early – Mid Miocene times after Oligocene

continental rifting (Rollet *et al.*, 2002). Structures linked to the continental rift and passive margin along the present day Ligurian coast overprint Alpine structures and add to the regional structural complexity.

3. Exhumation history derived from in-situ thermochronology data

In the following, we explore the late-stage exhumation as recorded mainly by the zircon fission-track (ZFT) and apatite fission track (AFT) thermochronological systems. In order to convert cooling ages to exhumation rates, we use closure isotherms of 240°C (Brandon *et al.*, 1998) and 110°C (Donelick *et al.*, 2005) for the ZFT and AFT systems, respectively.

We first synthesize previously published in-situ ages, starting from the inner part of the belt and going outward, before reporting some additional new data. Thermochronology data are unevenly distributed in the area and overall the dataset is less dense than in the northern part of the arc, especially when considering the ECORS transect, due to unfavourable lithologies outcropping in large parts of the southern branch. Currently available thermochronological data are shown in Figure 4.8, along with our new ages.

3.1 Dora-Maira

In this window of gneisses derived from the European Variscan basement, UHP metamorphic assemblages were formed at about 35 Ma (Di Vincenzo *et al.*, 2006; Duchêne *et al.*, 1997; Tilton *et al.*, 1991) at pressures of 3.5-4.2 GPa and depths of 100-120 km implying continental subduction to great depths (Chopin, 1984; Chopin et Schertl, 1999). Scarce ZFT ages around 29 Ma (Gebauer *et al.*, 1997) suggest exhumation rates of 20-30 mm/yr between 35-30 Ma, consistent with Petrological data (Rubatto et Hermann, 2001). AFT data obtained along a short profile across the lower Susa valley, in the northern part of the massif, show a relatively wide spread in ages between 13 and 27 Ma and are only weakly correlated with elevation (Tricart *et al.*, 2007). AFT data obtained along a north-south profile across the massif reveal ages in the same range, while analysis of age-elevation relationship for different topographic wavelength suggest a low mean exhumation rate of 0.1±0.06 km/My for the last 20 Ma (Beucher *et al.*, prepb).

3.2 Piedmont Schistes lustrés complex

The schistes lustrés units are mainly derived from sedimentary oceanic series and contain very little apatite or zircon, which explains the scarcity of data for these units. Immediately west of Dora-Maira, the major ophiolitic complex of the Monviso massif experienced eclogitic metamorphic conditions (P ≈ 2 GPa; T ≈ 600 °C; (Schwartz *et al.*, 2000)) around 45-50 Ma (Duchêne *et al.*, 1997; Rubatto et Hermann, 2003). In the same

massif, a ZFT age of 19.6 Ma and an AFT age of 8.6 Ma allow computing a mean cooling rate of ≈12°C/My that leads to an estimated exhumation rate of ≈0.5 km/My during Miocene times (Schwartz *et al.*, 2007).

West and south of the Monviso massif, outcrops are mainly constituted by marly calcareous series derived from the ocean and metamorphosed into calcschists (the so-called Schistes lustrés) in which dispersed ophiolitic bodies are included; they constitute the summits of the Queyras and Upper Ubaye areas to the north and dominate the Po plain to the south. Once again, unsuitable lithologies explain the relative scarcity of fission-track ages.

In the Queyras and Upper Ubaye ophiolites, the ZFT system has not been completely reset and range between 60 and 95 Ma (Schwartz *et al.*, 2007) although metamorphism reached blueschist facies between 45 and 62 Ma (Agard *et al.*, 2002). In the same regions, AFT ages lie in the interval 22-26 Ma. Further SE, this zone disappears below the recent sediments of the Po Basin, reappearing only at the eastern end of the Ligurian Alps in the Voltri Massif.

3.3 Briançonnais Zone

The Briançonnais area underlines the arc of the Western Alps. To the east of the Pelvoux massif, in the N-S trending sector of the arc, the only FT analyses available are those of (Tricart *et al.*, 2007, 2001), which were mainly collected from Carboniferous lithologies (the so-called "Zone Houillère"). The ZFT system has not been reset in these units (ages are in the range 70-98; (Fugenschuh et Schmid, 2003)), which have undergone high pressure greenschist metamorphic conditions around 43-50 Ma (Bucher, 2003). AFT ages are Oligocene, ranging between 22.2±1.6 and 31.7±2.0 Ma. These ages appear remarkably old with respect to those obtained further north by Seward et Mancktelow (1994) and Fugenschuh et Schmid (2003), which were in the range 1-13 Ma for the same units.

At its southern tip, the Briançonnais zone is oriented almost E-W in the Ligurian Alps along the Mediterranean coastline. A ZFT age of around 31 Ma (Vance, 1999) suggests that the whole southern part of the Briançonnais arc was cooled early. AFT ages between 24 and 26 Ma (Barbieri *et al.*, 2003; Carrapa *et al.*, 2003) confirm early cooling, in agreement with the transgression of the Oligocene molasses onto the Ligurian Briançonnais zone around 30 Ma (Molare Formation, see Gnaccolini *et al.*, 1998).

3.4 External crystalline massifs

The Pelvoux and Argentera massifs occur on both sides of the Embrunais-Ubaye structural depression (Tricart, 1981, Fig. 2; e.g.,). Both massifs record rapid exhumation during late Miocene-Pliocene times. Although they are situated west of the Rhône-Po

drainage divide, the external crystalline massifs contain the highest elevation-peaks of the western Alpine arc.

The Pelvoux, culminating above 4000m, paleomagnetic, Ar-Ar and ZFT data set the onset of Alpine cooling at around 24 Ma, from syn-collisional temperatures of 300-350°C corresponding to the Zeolite facies (Crouzet *et al.*, 2001). Burdigalian (17.5 Ma) conglomeratic alluvial fans in the foreland near Grenoble contain some granitic pebbles from the Pelvoux massif, suggesting that basement was already partly exposed in Early Miocene times (Bocquet, 1966). However, concomitant elements sourced in the internal zones imply continuous drainage lines across the Pelvoux massif at that time.

Initial AFT studies revealed ages ranging between 3 and 14 Ma (Sabil, 1995; Seward *et al.*, 1999) without clear age-elevation relationship. New ZFT [13-27 Ma], AFT [3-8 Ma] and (U-Th)/He [6 Ma] ages were recently acquired along an age-elevation profile near La Meije in the northern flank of the massif (van der Beek *et al.*, prep); numerical inversion of these data suggests a 3-stage cooling scenario with moderate exhumation rates (0.4±0.2 km/My) between 30 and 9.5±2.5 Ma, a pulse of rapid exhumation (2.0±0.3 km/My) between 9.5±2.5 Ma and 4.6±1.0 Ma, and again moderate exhumation rates (0.4±0.2 mm/yr) from 4.6±1.0 Ma to the present. A N-S transect across the western part of the massif (Beucher *et al.*, prepb) reveals ages of 5-8 Ma in the core, increasing to 10-15 Ma in the south of the massif. Age-elevation relationships confirm a recent exhumation rate of ˜0.4 km/My in the core of the massif. We are currently using inverse modelling and spectral analysis to independently constrain the history of exhumation and relief development in the massif (Beucher *et al.*, prepb; van der Beek *et al.*, prep).

Both ZFT and AFT ages suggest that the NW part of the Argentera massif behaved as a tectonically separate block since the Late Cretaceous (Bigot-Cormier *et al.*, 2006). In this NW part, ZFT ages range between 50-80 Ma, implying only partial resetting during the Alpine orogeny (Bigot-Cormier *et al.*, 2006). These ages are in accordance with Ar/Ar ages in plagioclase that previously led to conclude that this part of the massif reached peak temperature of 220-250°C between 40 and 33 Ma (Monié et Maluski, 1983), as well as with a study of illite crystallinity that confirms peak temperature between 180-250°C (Hamiti, 1994). AFT ages are around 6 Ma (Bigot-Cormier *et al.*, 2006), in the same range as those obtained both in the southern Pelvoux and in neighboring Eocene turbidite deposits (see below) suggesting a common cooling history. From thermal modeling of AFT ages and associated fission-track length distributions, (Bigot-Cormier *et al.*, 2006) suggest an acceleration of exhumation around 8-6 Ma, roughly coincident with (although less well constrained than) the pulse of exhumation recorded in the Pelvoux.

In the bulk of the massif, ZFT ages record cooling at about 22 Ma, likely in relation

with the Middle Miocene to Early Upper Miocene onset of thrusting in the foreland (Bigot-Cormier *et al.*, 2006; Bogdanoff *et al.*, 2000). AFT ages and track-length distributions suggest a later pulse in exhumation than for the NW part of the massif, at around 3.5 Ma (Bigot-Cormier *et al.*, 2006). It is not clear whether this records renewed uplift and exhumation of the massif, or valley incision possibly linked to glaciation.

The Belledonne, Mont Blanc and Aar external crystalline massifs present similar AFT and (U-Th)/He ages (Glotzbach *et al.*, 2008; Vernon *et al.*, 2009), highlighting remarkable synchronicity in the final exhumation of all external crystalline massifs. What remains to be determined, however, is how much of this exhumation history is tectonically controlled and how much has a climatic trigger.

The synchronicity in exhumation of the basement in the external arc of the western Alps in the final stage of the collision (from the Neogene onwards) contrasts strongly with the diachronism in exhumation of the Briançonnais Zone of the Internal Arc outlined previously. This difference, together with the jump in ages recorded along the Crustal Penninic Front, implies tectonic uncoupling along this boundary.

3.5 Sedimentary cover of the External Zone

The Mesozoic sedimentary cover of the External Zone is mainly marly-calcareous. Suitable lithologies for fission-track analyses are consequently restricted to the Late-Eocene – Early Oligocene turbidites deposited in the flexural foreland basin developed at the front of the Penninic wedge before it overthrusted the External Zone. Burial resulting from this overthrusting, documented around 30 Ma (Mid-Oligocene), allowed sufficient heating of the turbiditic sandstones to reset the AFT system but not the ZFT system.

The so-called "Champsaur sandstone" turbidites that cover the Pelvoux massif to the south have been analyzed by Seward *et al.* (1999), who found relatively scattered AFT ages that showed no simple relationship with elevation. More recently, ages between 3.9±0.3 and 9.4±0.7 Ma, sampled along a profile just below the overriding internal nappes, has suggested exhumation rates close to 1 km/My in the most internal part of the External Zones (Tricart *et al.*, 2007, 2001). This rapid exhumation is attributed to tectonic denudation of the Champsaur sandstone beneath the Crustal Penninic Front, reactivated as an extensional detachment. This negative inversion is clearly evidenced by structural field analysis and appears clearly related to the Neogene extensional regime recorded in the internal metamorphic zone, particularly the Briançonnais area (Sue et Tricart, 1999). Further to the west, AFT ages in the Champsaur sandstone lie between 10 and 15 Ma () and do not record the phase of tectonic denudation, as would be expected.

The same turbidites are known as the " Annot sandstone" further south, around the Argentera massif. Similar to the Pelvoux massif, tectonic burial during thrusting of the internal zone allowed resetting of low-temperature thermochronometers, especially the AFT system whose ages range from 13 to 7 Ma (Labaume *et al.*, 2008), roughly concordant with the previously described ages of the Champsaur sandstone.

3.6 Exotic Flysch nappes

These non-metamorphic nappes originating from the oceanic accretionary prism override the Annot and Champsaur turbiditic sandstone sequences and are themselves overridden by the internal metamorphic nappes along the CPF. Arkosic lithofacies, which locally replace the Helminthoïd bearing calcareous facies, are generally suitable for AFT analysis. Despite this, no ages from the nappes between Pelvoux and Argentera have been published. The Ligurian exotic flyschs nappes have been sampled and reveal AFT ages ranging from 7 to 12 Ma, with a slight younging trend toward the south (Foeken *et al.*, 2003). In their northern part, close to CPF, (U-Th)/He and AFT ages document Late Oligocene to middle Miocene cooling and thermal modeling indicates that the area likely experienced slow exhumation during this period (Foeken *et al.*, 2003)

(U-Th)/He ages obtained in the Ligurian exotic flyschs nappes are highly scattered between 210 and 5 Ma and show only partial resetting, in contrast to the AFT data (Foeken *et al.*, 2003). However, from a complete analysis of the thermal history indicated by reset (U-Th)/He ages and AFT dating, Foeken *et al.* (2003) show that the southernmost part of the Ligurian exotic flyschs experienced more than 4 km of exhumation at a rate of 0.4 km/My since the Late Miocene. By integrating the thermochronological data with Pliocene sediments outcropping along the coast, the same authors concluded that the area experienced accelerated exhumation in the Latest Miocene (Messinian). This late rapid stage of exhumation may be related to base level fall and subsequent increased erosion resulting from the Messinian salinity crisis (Foeken *et al.*, 2003). Nevertheless, as pointed out by the author, the flysch nappes experienced a similar history as the Argentera massif, which leads us to consider that both areas were affected by the same processes.

4. NEW AFT DATA

4.1 Sampled units

As the internal metamorphic zones of the south-western Alps contain very few apatite bearing units, we sampled specific lithologies outcropping very locally. This includes detrital levels such as meta-arkoses or conglomerates from slices pinched between thrusts sheets. Despite this targeted sampling strategy, we only managed to obtain two new

ages from the southern Briançonnais domain (samples RB15 and RB28). We also collected sandstones from the External Zone cover, leading to 7 new ages in three different locations (RB17-18; RB19-20-21; RB22-23). Finally we report ages from four samples collected at the southern termination of the Dora-Maira basement massif (RB32; RB33; RB35-36). These new AFT data complete the previously reported data and provide a large-scale view of the exhumation history of south-western Alps.

4.2 AFT dating methods

Apatites were recovered from whole-rock samples using standard magnetic and heavy liquid separation techniques, mounted in epoxy, polished and etched in a 5M HNO3 solution at 20°C for 20s. All samples were dated by the external detector method (Hurford, 1990), using U-poor mica as the external detector and a zeta calibration factor for Fish Canyon age standards. Samples were irradiated at the well-thermalized ORPHEE facility of the Centre d'Etudes Nucléaires in Saclay, France, with a nominal fluence of c. 5*1015 neutrons cm2. Neutron fluences were monitored using IRMM540 dosimeter glasses. Mica detectors were etched in 48% HF at 20 8C for 20 min. All ages are presented as central ages (Galbraith et Laslett, 1993) with 1σ uncertainties in Table 1. New AFT ages are plotted along with pre-existing data in Figure 4.8 and radial plots (Galbraith, 1989) are shown in Figure 4.9.

4.3 AFT dating results

The two samples from the internal metamorphic zones have ages of 16.0±1.7 and 29.4±4.0 Ma, in accord with those reported in the Brainçonnais zone further north by Tricart *et al.* (2007). These ages thus confirm an early exhumation history for the internal zones of the south-western Alps.

We find AFT ages of 5.0±0.6, 6.7±0.8 and 10.0±0.8 Ma in the sedimentary cover of the External Zone, consistent with ages recently published by Labaume *et al.* (2008). One age is significantly older at 18.9±1.1 Ma (See Table 1).

Finally, samples from the Dora-Maira basement provide three new ages of 18.6±1.3, 18.9±1.1 and 23.4±1.4 Ma, consistent with the ages collected along a NS transect across the massif (Beucher *et al.*, prepb).

5. SEDIMENTARY RECORD OF PERIPHERAL BASINS

Before discussing the thermochronological ages in terms of the exhumation and topographic history of the south-westernmost Alps, we first compare these data with independent constraints from the sedimentary record of the pro- and retro- peripheral basins.

Ar/Ar thermochronology and chemical analysis of detrital white micas from small

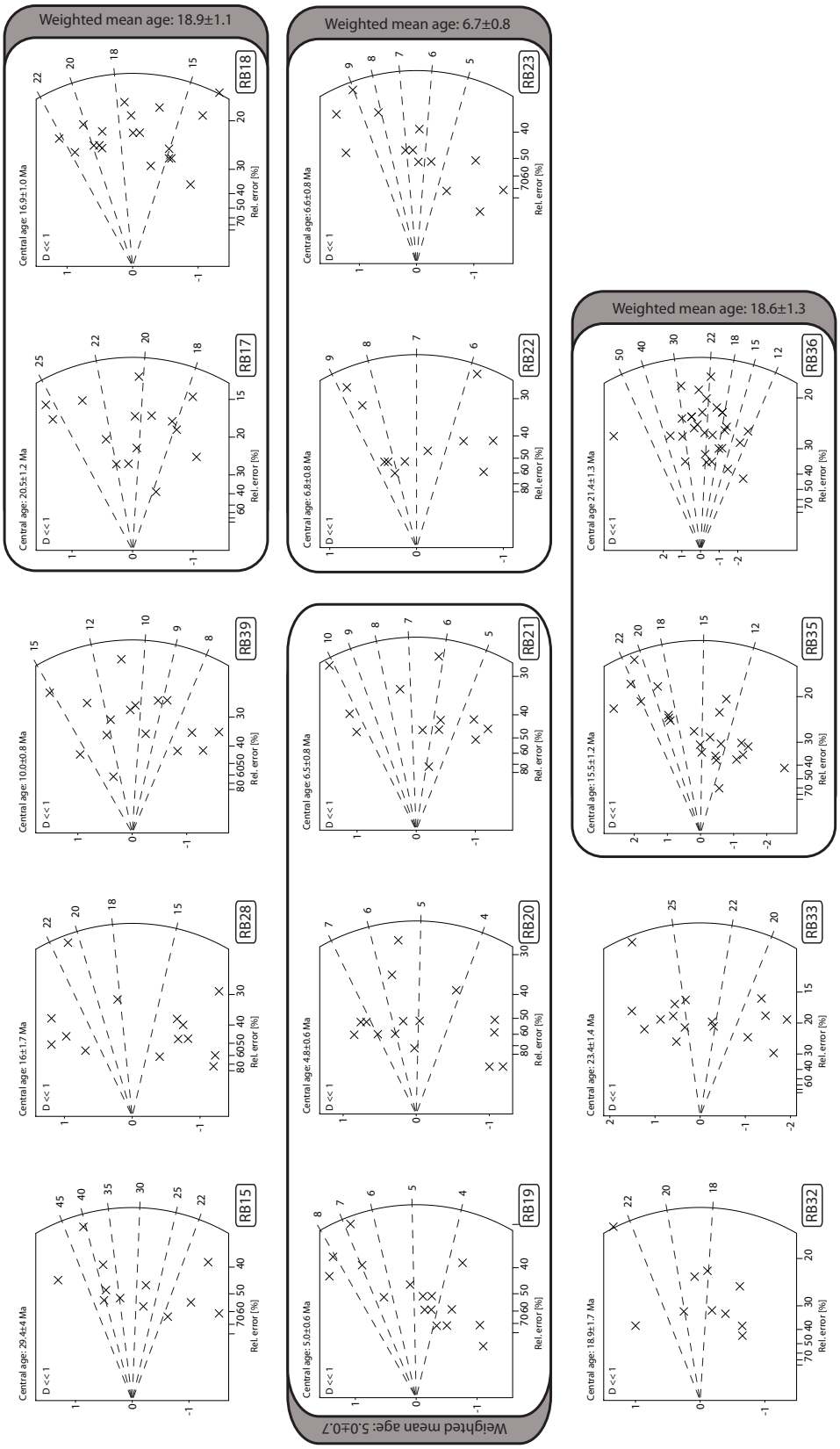


Figure 4.9: Radial plots of the samples dated for this study. (RB15), (RB28), (RB39) from meta-arkoses sampled in the Briançonnais Zone; (R17-23) from the Eocene External Zone cover ("Grès d'Annot", sandstones); (RB32),(RB33),(RB35),(RB36) from paragneiss sampled in the Dora-Maira basement. Al samples are waiting for microprobe analysis. See Table 4 for complete dataset and locations.

New Ages for the south-Western-Alps

Sample	Alt(km)	Lat DDEC	Lon DDEC	N	ρs	Ns	ρi	Ni	ρd	Nd	[U]	χ2	D		Age	1σ	
RB15	2,810	44,5537	6,8782	12	1,012	76	3,342	251	6	11786	7,92	58,89	<<1		29,4	4,0	Briançonnais
RB28	2,523	44,5003	6,8446	14	2,324	109	15,46	725	6,539	10912	35,94	47,9	<<1		16,0	1,7	Briançonnais
RB39	2,423	44,3504	7,1205	16	2,198	193	19,826	1741	5,56	11786	50,77	71,32	<<1		10,0	0,8	External Zone Cover
RB17	1,937	44,3800	6,8345	15	6,429	556	28,34	2451	5,56	11786	94,16	88,29	<<1		20,5	1,2	External Zone Cover
RB18	1,937	44,3800	6,8345	19	3,654	461	19,65	2479	5,56	11786	50,54	96,87	<<1		16,9	1,0	External Zone Cover
														Weighted	18,9	1,1	
RB19	2,090	44,3898	6,8752	16	0,847	73	15,263	1315	5,56	11786	42,38	82,01	<<1		5,0	0,6	External Zone Cover
RB20	2,090	44,3898	6,8752	15	0,867	66	16,397	1248	5,56	11786	46,64	89,49	<<1		4,8	0,6	External Zone Cover
RB21	2,000	44,3898	6,8752	12	1,526	84	24,569	1352	6,431	10912	57,96	63,91	<<1		6,5	0,8	External Zone Cover
														Weighted	5,0	0,7	
RB22	1,975	44,3875	6,9121	11	1,444	76	20,828	1096	5,56	11786	47,6	96,42	<<1		6,8	0,8	External Zone Cover
RB23	1,975	44,3875	6,9121	13	1,082	69	14,919	951	5,56	11786	38,01	57,37	3		6,6	0,8	External Zone Cover
														Weighted	6,7	0,8	
RB32	0,610	44,4818	7,4096	10	4,255	172	20,361	823	5,56	11786	52,44	89,53	<<1		18,9	1,7	Dora-Maira
RB33	0,553	44,5644	7,3975	16	6,933	595	31,67	2718	6,621	10912	66,09	17,89	<<1		23,4	1,4	Dora-Maira
RB35	0,576	44,5682	7,3855	23	4,252	414	28,955	2819	6,594	10912	31,77	2,29	<<1		15,5	1,2	Dora-Maira
RB36	0,576	44,5682	7,3855	29	3,019	575	15,109	2878	6,648	10912	62,12	21,73	<<1		21,4	1,3	Dora-Maira
														Weighted	18,6	1,3	

Table 4: Additional Apatite Fission Track ages obtained for this study. Age determinations for were performed by R. Beucher with $\zeta = 325.47 \pm 10.06$ for glass dosimeter IRMM-540; all ages are reported as central ages (Galbraith et Laslett, 1993). N, number of grains counted; ρ_s , spontaneous track density; ρ_i , induced track density; ρ_d , dosimeter track density; N_s , N_i , N_d , number of tracks counted to determine the reported track densities; χ^2 , chi-square probability that the single grain ages represent one population; D, age dispersion.

wedge-top basins of the southern sub-alpine fold and thrust belt allowed Morag *et al.* (2008) to determine the provenance of sediment deposited in the basins. Their data show that, throughout the Tertiary, the sediments were characterized by Si-poor muscovites with pre-alpine ages derived from relatively low-pressure units. The first blueschist metamorphic clasts and pebbles, originating from the internal HP-LT metamorphic zones, arrive during the Oligocene at about 30 Ma. Ar/Ar dating shows mainly pre-alpine ages, with very scarce alpine ages around 34 ± 3 Ma (Morag *et al.*, 2008). Thus, in spite of the significant distance separating them, the wege-top basins of the south-western Alps were fed by the internal zones during Mid-Oligocene times. This continuous source implies significant topography was created in the internal zones, probably related to two subsequent Oligocene compressive stages, west-verging thrusting followed shortly after by east-verging backthrusting, that were responsible for the fan-shaped structure of the internal zone (Tricart, 1984).

On the retro-side of the belt, the base of the Tertiary molasse series (i.e. "Molare" formation dated at ˜30 Ma) is directly transgressive on the stack of alpine internal HP-LT nappes both at depth (Savigliano basin: see Mosca, 2006) and at the surface (Piemontais Tertiary Basin: Carrapa *et al.*, 2004). Molasse sediments were subsequently deposited during the Early-Oligocene formation of the collisional wedge on a morphology similar to the present one (Carrapa, 2002; Foeken *et al.*, 2003). At that time, massive arrival of blueschists and eclogitic pebbles imply a rapidly exhumed local HP metamorphic source, which is generally interpreted as the Penninic nappes of the Ligurian Alps (Barbieri *et al.*, 2003; Carrapa, 2002). These inputs are progressively replaced by increasing arrivals from the Western Alps during the Late Oligocene (Barbieri *et al.*, 2003; Carrapa, 2002). The Miocene record reveals monotonous feeding by HP-LT rocks derived from

the internal Western Alps, suggesting slow exhumation of the source areas. The first sediments coming from the Argentera external crystalline massif are recorded during the Serravalien (≈12 Ma) while the Dora-Maira internal massif did not feed the basin before the Late Tortonian (≈7-8 Ma). Sediment fluxes appear to have remained quite stable until the Pliocene (<5 Ma), when the relief was rejuvenated. All these elements are consistent with early final cooling of the entire internal south-western Alps. Rapid exhumation during the Oligocene can be linked to important erosion of the topography built during the climax of Alpine collision, followed by a sharp slowdown when the internal zones started to entre in an extensional regime.

6. DISCUSSION

6.1 Denudation history and topographic evolution

Except for local thermal effects related to opening of the Ligurian Ocean and the preceding rifting stage, the cover of the External Zone in the southern part of the western Alpine arc appears to have undergone a similar cooling history than in the northern part of the arc. Cooling appears to be controlled by the erosion of structures accommodating compression: the folds and thrusts active since the Oligocene and particularly active during the Miocene as indicated by the sedimentary record of the foreland and wedge-top basins. A similar conclusion can be proposed for the external crystalline massifs which show a late Miocene phase of rapid exhumation that appears linked to underthrusting and duplex development in these massifs, possibly related to incorporation of European basement of normal thickness into the collision belt (Bonnet *et al.*, 2007; Mosar, 1999).

Final exhumation recorded by the Champsaur sandstones to the southeast of the Pelvoux massif below the overriding internal metamorphic zones has been proposed to result from extensional reactivation of the CPF. Field evidence for extensional inversion of the CPF disappears toward the south; this is consistent with brittle extension that is not limited to the internal zones but progressively affects the External zone (Beucher *et al.*, tted). However, AFT ages acquired in the hangingwall of the CPF are clearly older than those obtained in the External zone footwall throughout the south-western Alpine arc. This jump in age was first described along a transect between the Pelvoux massif and the Briançonnais zone in the Upper Durance area. Our new data confirm that this jump in age affects the entire southern branch of the arc, although the jump is largest (>20 Ma) along the Pelvoux - Dora-Maira transect. Towards the north, the jump gradually decreases because younger AFT ages are encountered within the outermost internal metamorphic units (Fugenschuh et Schmid, 2003; Seward *et al.*, 1999). In the southern branch of the arc, this jump reflects the fact that the Briançonnais area, which forms part of the Eocene accretionary prism, has been rapidly exhumed by erosion due to thrusting on the External Zone during the Oligocene climax of collision. The gradient

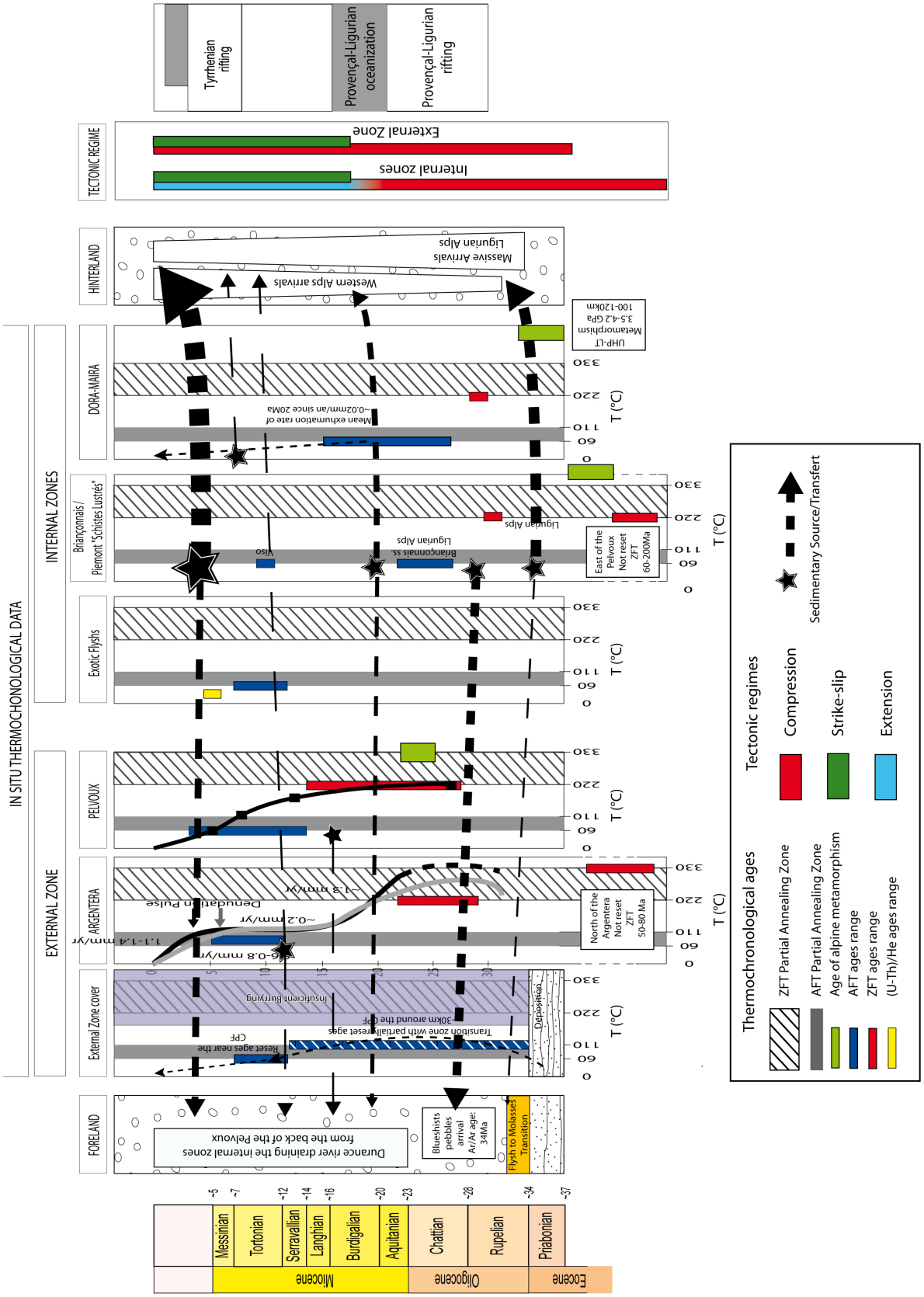


Figure 4.10: Synthesis of thermochronological data avalaible in the studied area, exhumation history and sediment transferts. See text for references.

pattern evidenced further north does not allow transposing this scenario to the whole Western Alps, which indicates a particular evolution of the south-westernmost Alps.

Arrival of material derived from erosion of the internal zones is recorded simultaneously in the Piedmont sedimentary basins during the Oligocene (Around 30 Ma). Low temperature thermochronology data from the retro-foreland basin as well as the pro-wedge top basins indicate that this material underwent rapid cooling, as they are characterized by very short lag-times (Carrapa *et al.*, 2003; Morag *et al.*, 2008). This calls for a rapid exhumation related to a strong erosion of topography built during collision.

To the east of the Alpine arc, the retro-foreland basin lies directly at the foot of the mountains and records chaotic proximal sedimentation during Neogene (e.g. Torino Hills; Polino *et al.*, 1991). The basins record continuous sourcing from the internal zone throughout the Neogene, including the Quaternary, while the Alpine topography decreased rapidly. The fact that the internal zone underwent extension in the Miocene may explain the fossilization of the landscape eroded during the Oligocene, until recent rejuvenation possibly related to glaciation. To the west, sediment derived from the erosion of the internal zones transits a much longer distance.

During the Neogene, the internal metamorphic zones, including the Briançonnais area, were subject to extensional deformation. It is reasonable to assume that this striking change in tectonic regime has slowed down rock uplift and erosional exhumation of the internal zones. In the most internal part of the External Zone, final exhumation is related to the erosion of thrust-related topography, built mainly during Neogene. The jump in cooling ages between the external arc (including the overlying exotic non-metamorphic flysch nappes) and the internal metamorphic arc, which characterizes the entire southern part of the Western Alps, implies crustal-scale tectonic uncoupling between the internal and external arcs during an advanced stage of the collision. Along the Pelvoux - Dora-Maira transect, AFT ages young towards the east. This regional trend is the reverse of that characterizing the northern part of the Western Alps, for example along the ECORS profile (Tricart *et al.*, 2007). The narrow extent of internal zones in the southern branch studied here does not allow us to confirm this regional gradient.

As a conclusion, the belt displays strong structural and morphological asymmetry that appears to have originated during the Oligocene collision climax. While depocenters were continuously active in the same proximal area for 30 Ma in the core of the arc, the western external part of the arc saw successive onset of depocenters in small wedge-top basins. This is consistent with the belt asymmetry (e.g. Naylor et Sinclair, 2008), which is itself related to the tectonic and orogenic polarity in front of the Adria indenter.

The main alpine crest (i.e., the main drainage divide between the Po River flowing toward the Adriatic Sea and the Rhone River flowing toward the western Mediterranean) seems to have been imprinted on the belt during the Oligocene orogenic climax and to have remained fixed since. This might explain why eclogites, which are currently crop out only on the eastern flank of the belt, never fed the pro-foreland basins. The highly elevated external crystalline massifs underline a more recent discontinuous crest that has not (yet?) relayed the older internal crest as the main drainage divide. The high elevation in the external massifs is the consequence of high uplift rates resulting from the Neogene underthrusting and duplex formation affecting the external crystalline massifs, while the internal zone is characterized by extension since the Miocene. Thus, the late-orogenic context appears very different of the Oligocene climax of collision.

6.2 Deep Structures

A striking aspect of the western Alpine arc in map view is the relation between the arcuate structures at the surface and the deep structure suggested by geophysical imagery. The Briançonnais area underlines the arcuate structure of the belt while, at depth, the Ivrea Body defines a striking N-S axis which disappears abruptly 10 km north of the CPF trace, between the Dora-Maira and the Argentera massifs Moreover, none of these trends match the arc drawn by the smoothed topography, the crest of which closely follows the main drainage divide between the Po Plain and the Rhone watersheds (Beucher *et al.*, tted). This morphologic trend in fact intersects the main structural trend in the Argentera massif and draws an intermediate arcuate shape between the surface and deep structures. From this observation, we (Beucher *et al.*, tted) have proposed that the surface structure constitutes an Oligocene heritage unrelated to the present crustal structure, implying vertical uncoupling acquired during the accentuation of the arc. Such a vertical uncoupling could have strongly influence the deformation patterns at surface and could explain why the south-Western Alps presented monotonous slow exhumation rates during Neogene times.

6.3 Geodynamic framework

6.3.1 Neogene to present-day tectonics in the south-western Alps

The last decade has seen an increasing interest in late-orogenic processes in the Western Alps. Numerous studies have provided a large amount of data enabling to discuss the Neogene to present-day tectonic evolution. An overview has been recently proposed by Sue *et al.* (2007), who point out the contrasting tectonic regimes between the internal metamorphic arc that is undergoing widespread extension and the external arc that shows transpressive/compressive tectonics. The transition between these contrasted structures takes place by tectonic uncoupling along the Crustal Penninic Front, at least south of the Pelvoux massif (Sue et Tricart, 1999). As we have recently shown (Beucher

et al., tted), this pattern is likely to be more complex in the south-western Alps where extension is not limited to the internal zone but spreads into the external zone.

Chronological constraints from microtectonic observations around the bend of the Western Alps, led Champagnac *et al.* (2006) to propose successive patterns of extension through time: orogen-parallel extension followed by orogen-perpendicular extension. The transition between these stages has been related to opening of the Ligurian basin, which may have acted as a free border leading to southward extrusion of the internal zones. However, on the basis of inconsistent chronologies between orogen-parallel and perpendicular extension and taking into account small variations in convergence rate between the European and African plates, we Beucher *et al.* (prepa) would now rather propose that the different patterns of extension are a result of the variable relative importance of boundary forces and internal body forces. This is consistent with the pattern of radial extension observed east of the Pelvoux massif, in absence of successive stages chronology (Tricart *et al.*, 2006).

The main factor governing late-orogenic extension in the Alps is still a matter of debate. Two driving processes have been proposed to explain the Neogene to present-day pattern: (1) extension on top of a vertical mantle indenter located beneath the internal zone, where geophysical data provide evidence for a high-velocity and high–density anomaly known as the Ivrea body (Eva *et al.*, 1998; Lardeaux *et al.*, 2006); (2) gravitational collapse and spreading of an over-thickened continental crust between the core of the belt and its borders (Beucher *et al.*, tted,p; Delacou *et al.*, 2004; Sue *et al.*, 2007). The first model may be envisaged for the Neogene but is inconsistent with the evidence for very slow present-day convergence at the belt boundaries since such slow convergence is not able to sustain crustal indentation by a high-density body. Gravitational collapse is consistent with the recent kinematics and explains the main features of the Neogene history (see Selverstone, 2005; Sue *et al.*, 2007, for reviews). Moreover, it is consistent with reverse faulting affecting the eroded top of the alpine nappe stack buried beneath the Po Plain (Mosca, 2006). Nevertheless, geophysical data that image the deep configuration of the belt remain scarce and further work is needed to model the dynamic evolution of the western Alpine belt from Neogene to present times. Indeed, whether or not extension is driven by a gravitational collapse, the deep structure, and a likely vertical uncoupling, could explain part of the patterns of deformation at surface (see Beucher *et al.*, tted).

6.3.2 Ligurian rifting and its consequences for exhumation

Rifting in the Ligurian Sea started in Late Oligocene times and led to oceanic break-up and spreading in Early and Middle Miocene times. Rifting as oceanic spreading are usually interpreted as a result of back-arc extension due to rollback of the Apulian

subduction zone (Jolivet et Faccenna, 2000; Rollet *et al.*, 2002)

Rifting is estimated to have occurred between 30 and 21 Ma, as indicated by synrift sediments observed in the Ligurian basin (Rollet *et al.*, 2002), and was followed by counterclockwise rotation of the Corsica-Sardinia block of about 30 degrees around a pole located in the Gulf of Genova from 21 to 16 Ma (Vigliotti et Langenheim, 1995). This timing appears unrelated to the Alpine collision. However, as rifting propagated from west to east, thinning of the lithosphere in the easternmost part of the basin immediately succeeds the climax of Alpine collision and formation of the arc. AFT ages from western Corsica and the Maures massif located on the conjugate French margin suggest significant rift-flank erosion during Late Oligocene – Miocene times (Danisik *et al.*, 2007; Zarki-Jakni *et al.*, 2004). However, from the scarce AFT data available in the Ligurian Alps, it appears that the area was already experiencing slow exhumation during the time of rifting and did not record any enhanced exhumation due to rifting. The present debate concerns how important thickening of the crust due to collision was in guiding rifting (Chamot-Rooke *et al.*, 1999; Mauffret *et al.*, 1995) and thus to what extent the alpine crust was affected.

6.3.3 Slab break-off and/or roll-back beneath the south Western Alps?

The intrusion of calc-alkaline magma along the periadriatic line between 29 and 33 Ma has been interpreted as resulting from decompression and asthenospheric upwelling subsequent to break-off of the underlying Alpine slab (von Blanckenburg et Davies, 1995). The consequences implied by such a model have been invoked to explain several dramatic changes that occurred during the Neogene evolution of both the eastern and western Alps (Sinclair, 1997; Sue *et al.*, 1999; von Blanckenburg et Davies, 1995).

In a recent paper, Maffione *et al.* (2008) proposed a complex orogenic system where the western Alps and the northern Apennines slabs have undergone slab roll-back in opposing directions since the Oligocene. According to this model, roll-back of the Alpine slab would result from slab break-off under the Alps, the load of the detached part tearing the remaining attached part, or from toroïdal asthenospheric flow related to retreat of the Apenninic slab, itself driven by lateral contribution of oceanic subduction.

High resolution deep tomographic images available in the Alps suggest a complex configuration of lithospheric slabs and have led to contrasting interpretations (Lippitsch *et al.*, 2003; Spakman et Wortel, 2004). According to numerical modelling, considerations based on tomographic data and timing of calc-alkaline magmatism, a hypothetic slab break-off event would have occurred soon after Late Eocene continental collision, between 40-30 Ma, after the first stages of exhumation of the HP and UHP metamorphic units (Piromallo et Faccenna, 2004; von Blanckenburg et Davies, 1995; Yamato *et al.*, 2008).

The consequence of slab roll-back soon after 30 Ma could explain (thermal) uplift, subsequent transition to post-collisional extension in the internal zones and possibly part of the uplift experienced by the external zone, as already suggested further north (Sue *et al.*, 1999). The complex interference between two retreating slabs could have accompanied and could partially explain the curvature and transition to an E-W oriented belt. However, as for the break-off model, such a model implies thermal perturbation which, if it existed, has not been recorded by thermochronometers in the southern Western Alps. Furthermore, both slab break-off or roll-back could have had little impact on exhumation rates in the area (Yamato *et al.*, 2008). Thus, the role of deeper mantle processes remains an open question in the understanding of the Neogene to present Alpine dynamics.

7. Conclusions

The new and existing thermochronological data summarized here confirm that the southern branch of the Western Alps has experienced a particular structural and morphologic evolution with respect to the rest of the arc since the Oligocene climax of the collision.

During the Early Oligocene, two shortening stages constructed the internal south-western Alps: a westward pro-foreland directed thrusting stage followed by a backthrust stage has led to the characteristic double-verging structure of the Briançonnais zone visible in cross-section. During the foreland directed thrust stage, both the internal HP-LT metamorphic nappe stack, which was already extensively exhumed, and superficial non-metamorphic nappes overrode the external zone along the CPF. At that time, the external zone was affected by complex deformation involving both the basement and its cover. This phase corresponds to the climax of the collision: for the first and last time the entire western alpine transect was subject to strong crustal shortening and thickening. The ductile structures associated with the backthrusts essentially affect the internal zones and provide evidence for an advanced stage of exhumation. As previously concluded in several publications (e.g. Beucher *et al.*, tted,p; Calais *et al.*, 2002; Delacou *et al.*, 2007; Gidon, 1974; Laubscher, 1991; Maffione *et al.*, 2008), the oroclinal bending that affects the internal zones results from the kinematics of Adria and the two-stage shortening during the Oligocene. Due to its location, the south-western Alps were particularly affected by the effects of these phases.

This two-stage formation corresponds to the onset of a major orogenic structure , the axis of which underlines the belt curvature and which is strongly affected by erosion as witnessed by the filling of peripheral basins at the time of flysh-to-molasse transition. The available thermochronological data, either on in-situ rocks or on detrital material, allow proposing rapid exhumation during this time, which is here attributed to strong

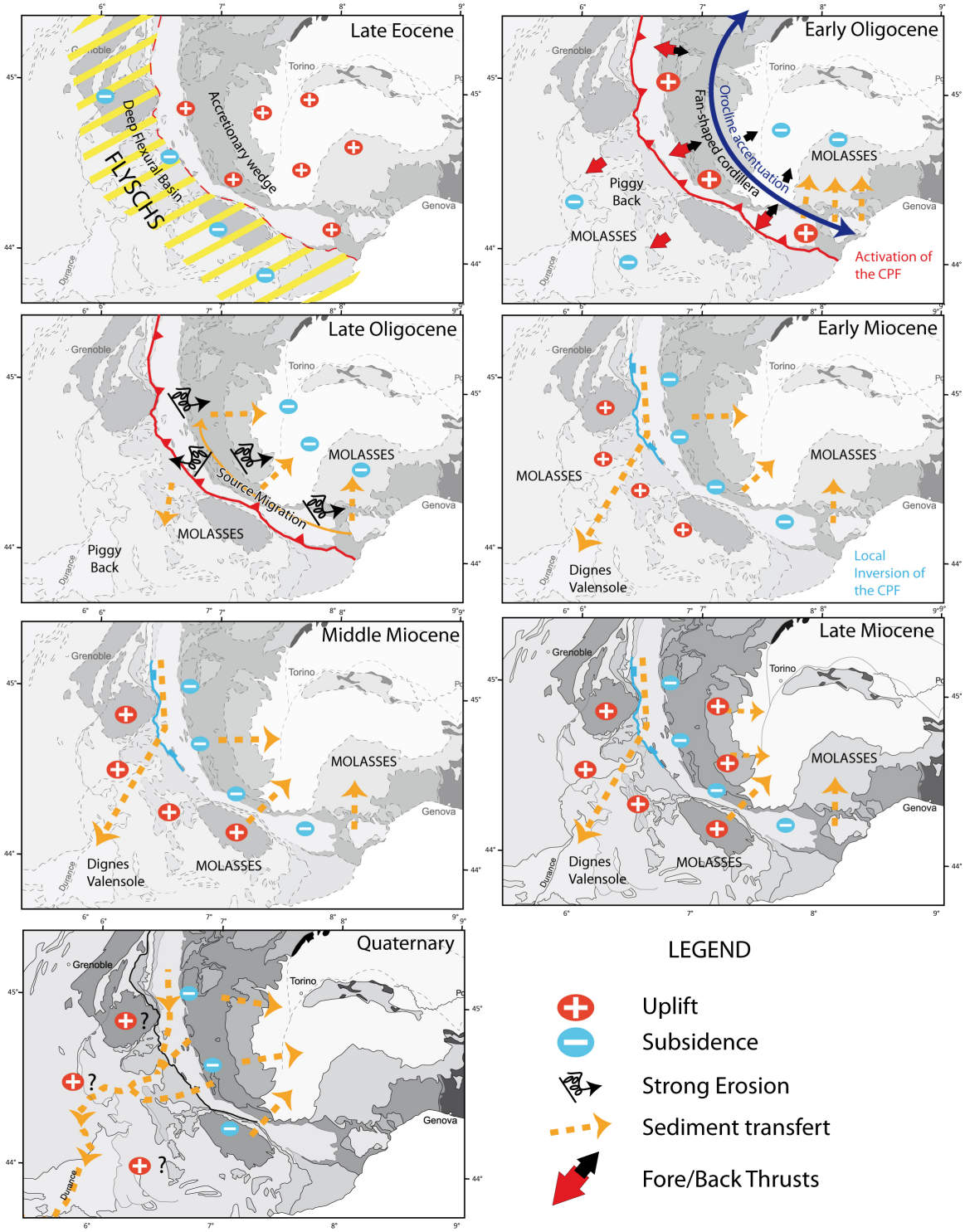


Figure 4.11: Evolution of the south Western Alps since the Late Eocene: synthetic reconstruction drawn from in-situ and detrital thermochronological data published.

erosion of the newly formed collisional belt. This belt is largely eroded before the end of the Oligocene, as suggested by AFT ages obtained in the core of the Briançonnais zone that are significantly older here than for the northern part of the arc. It appears that the south-western Alps have known a brief period (with respect to the Alpine convergence), around 30 Ma ago, when they presented the aspect of a highly elevated cordillera.

This situation was only transitional. From the Miocene onwards, the internal arc started to spread as a result of the isostatic balancing of the overthickened, crust, while compression continued to spread towards the foreland. The external crystalline massifs started uplifting, possibly as a result of underplating due to the incorporation of normal-thickness European crust into the orogenic wedge and leading to relatively high relief. The elevation of the external massifs likely remained lower than that of the previous cordillera in the Briançonnais zone, as it did not lead to drainage reversal. From this time onwards, the internal zones, which are directly covered by Oligocene molasses along the retro-foreland border of the belt, do not show any more activity except for scarce deep thrusting at the border with the Po Plain. The extensional collapse continued in combination with strike-slip deformation along orogen-parallel faults accommodating the rotation of Adria. It has been proposed that the current high elevation and relief of the external massifs have been acquired recently due to increased (glacial?) valley incision rates and their associated isostatic response. This hypothesis reinforces our vision of the internal zones of the south-western Alps as a nearly frozen area for the last 30 Ma. In contrast, the northern branch and its continuation in the central Alps show ongoing shortening and thickening during the Miocene onwards, as shown by evidence of active backthrust under Milan (e.g. Livio *et al.*, 2009) and the dynamic history of the peri-adriatic line in direct relation with the Adria kinematics (see references in Pinter et Grenerczy, 2006).

A particular feature of the south-western Alps is their spatial relation with rifting and oceanic opening of the Ligurian basin. From analysis of the thermochronological data, it appears that these processes were only superimposed on the Alpine dynamics and did not drive the evolution of the southern branch. Furthermore, the complex geodynamic setting taking place at the southernmost tip of the Western Alps and its junction with the Apennines, in addition with a complex slab configuration at depth, call for further study to clarify the relationships between the Alpine orogeny and more regional scale processes.

The relative inertia of the southern branch of the Western Alps while collision continued may be explained by vertical uncoupling within the Alpine crustal wedge solely beneath this area. This uncoupling may be a heritage of the deformation undergone during the climax of collision. As we point out elsewhere (Beucher *et al.*, tted), the deep structure beneath the area is less curved than that at the surface. This vertical

uncoupling above the Adriatic indenter may explain why, in map view, several arcuate geometries are superimposed among which one underlines the main alpine crest. These overlapping arcs have no equivalent to the north and constitute another peculiarity of the south-western Alps.

References

Agard, P., Monie, P., Jolivet, L. et Goffe, B. (2002). Exhumation of the Schistes Lustres complex: in situ laser probe Ar-40/Ar-39 constraints and implications for the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(6):599–618.

Barbieri, C., Carrapa, B., Di Giulio, A., Wijbrans, J. et Murrell, G. R. (2003). Provenance of Oligocene synorogenic sediments of the Ligurian Alps (NW Italy): inferences on belt age and cooling history. *International Journal of Earth Sciences*, 92(5):758–778.

Beucher, R., Sue, C. et Tricart, P. (Submitted). Complex arc dynamics in the South-Western Alps inferred from seismotectonics. *Geophysical Journal International*.

Beucher, R., Tricart, P. et van der Beek, P. (in prepa). Topographic and exhumational evolution of the southwestern Alps (France, Italy): A synthesis and geodynamic implications.

Beucher, R., van der Beek, P. et Braun, J. (in prepb). Assessing exhumation and relief development in the Pelvoux and Dora-Maira massifs (Western Alps) from spectral analysis and inversion of thermochronological age transects.

Bigot-Cormier, F., Sosson, M., Poupeau, G., Stephan, J. F. et Labrin, E. (2006). The denudation history of the Argentera Alpine External Crystalline Massif (Western Alps, France-Italy): an overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons. *Geodinamica Acta*, 19(6):455–473.

Bocquet, J. (1966). *Le delta de Voreppe : Etude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble*. Phd, Université de Grenoble.

Bogdanoff, S., Michard, A., Mansour, M. et Poupeau, G. (2000). Apatite fission track analysis in the Argentera massif: evidence of contrasting denudation rates in the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Terra Nova*, 12(3):117–125.

Bonnet, C., Malavieille, J. et Mosar, J. (2007). Interactions between tectonics, erosion, and sedimentation during the recent evolution of the Alpine orogen: Analogue modeling insights. *Tectonics*, 26(6).

Brandon, M. T., Roden-Tice, M. K. et Garver, J. I. (1998). Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. *Geological Society of America Bulletin*, 110(8):985–1009.

Bucher, S. (2003). *The Briançonnais units along the ECORS-CROP transect (Italian-French Alps): structures, metamorphism and geochronology*. Phd thesis, Universität Basel.

Calais, E., Nocquet, J. M., Jouanne, F. et Tardy, M. (2002). Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996-2001. *Geology*, 30(7):651–654.

Carrapa, B. (2002). *Tectonic evolution of an active orogen as reflected by its sedimenatry record, an integrated study of the Tertiary Piedmont Basin (Internal Western Alps, NW Italy)*. Phd, Vrije Universiteit of Amsterdam.

Carrapa, B., Di Giulio, A. et Wijbrans, J. (2004). The early stages of the Alpine collision: an image derived from the upper Eocene-lower Oligocene record in the Alps-Apennines junction area. *Sedimentary Geology*, 171(1-4):181–203.

Carrapa, B., Wijbrans, J. et Bertotti, G. (2003). Episodic exhumation in the Western Alps. *Geology*, 31(7):601–604.

Chamot-Rooke, N., Gaulier, J.-M. et Jestin, F. (1999). Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provençal basin from a 3D gravity inversion: geodynamic implications. *Geological Society of London, Special Publications*, 156:37–61.

Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B., Tricart, P., Allanic, C. et Burkhard, M. (2006). Miocene lateral extrusion in the inner western Alps revealed by dynamic fault analysis. *Tectonics*, 25(3):TC3014.

Chopin, C. (1984). Coesite and pure pyrope in high-grade bueschists of the western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86:107–118.

Chopin, C. et Schertl, H. P. (1999). The UHP unit in the Dora-Maira massif, Western Alps. *International Geology Review*, 41(9):765–780.

Collombet, M., Thomas, J. C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J.-P. et Gratier, J.-P. (2002). Counterclockwise rotation of the Western Alps since the Oligocene: new insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, 21:352–366.

Crouzet, C., Menard, G. et Rochette, P. (2001). Cooling history of the Dauphinoise Zone (Western Alps, France) deduced from the thermopaleomagnetic record: geodynamic implications. *Tectonophysics*, 340(1-2):79–93.

Dal Piaz, G., Hunziker, J. et Martinotti, G. (1972). La zone Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11:433–466.

Danisik, M., Kuhlemann, J., Dunkl, I., Szekely, B. et Frisch, W. (2007). Burial and exhumation of Corsica (France) in the light of fission track data. *Tectonics*, 26(1).

Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D. et Burkhard, M. (2004). Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophysical Journal International*, 158(2):753–774.

Delacou, B., Sue, C., Nocquet, J. M., Champagnac, J. D., Allanic, C. et Burkhard, M. (2007). Quantification of strain rate in the Western Alps using geodesy: comparisons with seismotectonics. *In Conference on Modern Methods in Structural Geology and Tectonics held in honor of Martin Burkhard*, pages 377–385, Neuchatel, SWITZERLAND. Birkhauser Verlag Ag.

Di Vincenzo, G., Tonarini, S., Lombardo, B., Castelli, D. et Ottolini, L. (2006). Comparison of Ar-40-Ar-39 and Rb-Sr data on phengites from the UHP Brossasco-Isasca unit (Dora Maira Massif, Italy): Implications for dating white mica. *Journal of Petrology*, 47(7):1439–1465.

Donelick, R. A., O'Sullivan, P. B. et Ketcham, R. A. (2005). Apatite fission-track analysis. *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*, 58:49–94.

Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J. M. et Albarède, F. (1997). The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, 387:586–589.

Dumont, T., Champagnac, J. D., Crouzet, C. et Rochat, P. (2008). Multistage Alpine shortening in the Central Dauphiné (French Western Alps): implications for pre-Alpine restoration. *Swiss Journal of Geosciences*, 101(1):89–110.

ECORS-CROP (1989). Deep Seismic Sounding (DSS) Group, A new picture of the Moho under the western Alps. *Nature*, 337:249–251.

Eva, E., Pastore, S. et Deichmann, N. (1998). Evidence for ongoing extensional deformation in the western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland. *Journal of Geodynamics*, 26(1):27–43.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. et Rossetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23(1).

Foeken, J. P. T., Dunai, T. J., Bertotti, G. et Andriessen, P. A. M. (2003). Late Miocene to present exhumation in the Ligurian Alps (southwest Alps) with evidence for accelerated denudation during the Messinian salinity crisis. *Geology*, 31(9):797–800.

Ford, M. (1996). Kinematics and geometry of early Alpine, basement-involved folds, SW Pelvoux massif, SE France. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89(1):269–295.

Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D. et Vanderhaegue, O. (2006). Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of the Geological Society, London*, 163:815–826.

Fugenschuh, B. et Schmid, S. M. (2003). Late stages of deformation and exhumation of an orogen constrained by fission-track data: A case study in the Western Alps. *Geological Society of America Bulletin*, 115(11):1425–1440.

Galbraith, R. (1989). The radial plot: graphical assessment of spreads ages. *Int. J. Radial. Appl. Instrum.*, 17:207–214.

Galbraith, R. et Laslett, G. M. (1993). Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks*, 21:459–470.

Gebauer, D., Schertl, H. P., Brix, M. et Schreyer, W. (1997). 35 Ma old ultra-high-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora-Maira Massif, Western Alps. *Lithos*, 41:5–24.

Gidon, M. (1974). Alpine arc with vortical origin. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences*, Série D 278(21).

Glotzbach, C., Reinecker, J., Danisik, M., Rahn, M., Frisch, W. et Spiegel, C. (2008). Neogene exhumation history of the Mont Blanc massif, western Alps. *Tectonics*, 27(4).

Gnaccolini, M., Gelati, R., Falletti, P. et Catrullo, D. (1998). Sequence stratigraphy of the "Langhe" Oligo-Miocene succession, Tertiary Piedmont Basin, northern Italy,. *In* Graciansky, P.C., e. a., éditeur : *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, volume 60, pages 234–244. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication.

Hamiti, M. (1994). *Géométrie, cinématique et mécanisme des chevauchements synshisteux dans une région préalablement déformée. Exemple de la couverture sédimentaire à l'ouest du massif de l'Argentera (Alpes Occidentales françaises).* Phd, Aix-Marseille.

Henry, C. (1990). *L'unité à coesite du massif de Dora-Maira dans son cadre pétrologique et structural (Alpes occidental, Italie).* These de doctorat, Université Paris VI, Paris.

Hurford, A. J. (1990). International union of geological sciences subcommission on geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17:233–236.

Jolivet, L. et Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6):1095–1106.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffe, B., Burov, E. et Agard, P. (2003). Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Science*, 303(5):353–409.

Kerckhove, C. (1969). La zone du flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye, (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, 45:1–204.

Labaume, P., Jolivet, M., Souquière, F. et Chauvet, A. (2008). Tectonic control on diagenesis in a foreland basin: combined petrologic and thermochronologic approaches in the Grès d'Annot basin (Late Eocene-Early Oligocene, French-Italian external Alps). *Terra Nova*, 20: 95–101.

Lardeaux, J. M., Schwartz, S., Tricart, P., Paul, A., Guillot, S., Béthoux, N. et Masson, F. (2006). A crustal-scale cross-section of the south-western Alps combining geophysical and geological imagery. *Terra Nova*, 18:412–422.

Laubscher, H. (1991). The arc of the western alps today. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84(3):631–659.

Lemoine, M., Graciansky, P. C. D. et Tricart, P. (2000). *De l'océan à la chaîne de montagnes: tectonique des plaques dans les Alpes.* Gordon and Breach, Paris.

Lickorish, W. H. et Ford, M. (1998). Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, 134(1):189–211.

Lippitsch, R., Kissling, E. et Ansorge, J. (2003). Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B8):2376.

Livio, F. A., Berlusconi, A., Michetti, A. M., Sileo, G., Zerboni, A., Trombino, L., Cremaschi, M., Mueller, K., Vittori, E., Carcano, C. et Rogledi, S. (2009). Active fault-related folding in the epicentral area of the December 25, 1222 (Io = IX MCS) Brescia earthquake (Northern Italy): Seismotectonic implications. *Tectonophysics*, 476(1-2):320–335.

Maffione, M., Speranza, F., Faccenna, C., Cascella, A., Vignaroli, G. et Sagnotti, L. (2008). A synchronous Alpine and Corsica-Sardinia rotation. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113(B3).

Mauffret, A., Pascal, G., Maillard, A. et Gorini, C. (1995). Tectonics and deep-structure of the North-Western Mediterranean Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 12(6): 645–666.

Monié, P. et Maluski, H. (1983). Données chronologiques 39Ar-40Ar sur le socle anté-Permien de l'Argentera-Mercantour (Alpes maritimes, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2:247–257.

Morag, N., Avigad, D., Harlavan, Y., McWilliams, M. O. et Michard, A. (2008). Rapid exhumation and mountain building in the Western Alps: Petrology and Ar-40/Ar-39 geochronology of detritus from Tertiary basins of southeastern France. *Tectonics*, 27(2).

Mosar, J. (1999). Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and decollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland. *Earth And Planetary Science Letters*, 173(3):143–155.

Mosca, P. (2006). *Neogene basin evolution in the western Po Plain: Insights from seismic interpretation, subsidence analysis and low temperature (U-Th)/He thermochronology.* Thèse de doctorat, Vrije Universiteit, Torino.

Naylor, M. et Sinclair, H. D. (2008). Pro- vs. retro-foreland basins. *Basin Research*, 20(3): 285–303.

Pinter, N. et Grenerczy, G. (2006). Recent advances in peri-Adriatic geodynamics and future research directions. *Adria Microplate GPS Geodesy, Tectonics and Hazards*, 61:1–20.

Piromallo, C. et Faccenna, C. (2004). How deep can we find the traces of Alpine subduction? *Geophysical Research Letters*, 31(6).

Polino, R., Ruffini, R. et Ricci, B. (1991). Le molasse terziarie della collina di torino: relazioni con la cinematica alpina. *Atti Tic. Sc. Terra*, 34:85–95.

Rollet, N., Deverchere, J., Beslier, M. O., Guennoc, P., Rehault, J. P., Sosson, M. et Truffert, C. (2002). Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics*, 21(3).

Rubatto, D. et Hermann, J. (2001). Exhumation as fast as subduction? *Geology*, 29(1):3–6.

Rubatto, D. et Hermann, J. (2003). Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): Implications for Zr and Hf budget in subduction zones. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 67(12):2173–2187.

Sabil, N. (1995). *La datation par traces de fission: aspects méthodologiques et applications thermochronologiques en contextes alpins et de marges continentale.* Phd, Université Joseph Fourier, Grenoble.

Schmid, S., Fügenschuh, B., Kissling, E. et Schuster, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97:93–117.

Schmid, S. M. et Kissling, E. (2000). The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19:62–85.

Schwartz, S., Lardeaux, J. M., Guillot, S. et Tricart, P. (2000). The diversity of eclogitic metamorphism in the Monviso ophiolitic complex, western Alps, Italy. *Geodinamica Acta*, 13(2-3):169–188.

Schwartz, S., Lardeaux, J. M., Tricart, P., Guillot, S. et Labrin, E. (2007). Diachronous exhumation of HP-LT metamorphic rocks from south-western Alps: evidence from fission-track analysis. *Terra Nova*, 19:133–140.

Selverstone, J. (2005). Are the Alps collapsing? *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences*, 33:113–132.

Seward, D., Ford, M., Bürgisser, J., Lickorish, W. H., Williams, E. et Meckel, L. (1999). Preliminary results of fission track analyses in the Southern Pelvoux area, SE France. *Memorie di Scienze Geologiche, Padova*, 51:25–31.

Seward, D. et Mancktelow, N. S. (1994). Neogene kinematics of the central and western alps – evidence from fission-track dating. *Geology*, 22:803–806.

Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M. et Fornari, M. (2009). Ar-40/Ar-39 dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma). *Terra Nova*, 21(2):127–136.

Sinclair, H. D. (1997). Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: The role of the passive margin versus slab breakoff. *Geology*, 25(12):1123–1126.

Spakman, W. et Wortel, M. J. R. (2004). A tomographic view on the Western Mediterranean geodynamics. *In* Cavazza, W., Spakman, W., Stampfli, G. et Ziegler, P., éditeurs : *The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region*

from crust to mantle, pages 31–52. Springer, Berlin.

Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J. D., Allanic, C., Tricart, P. et Burkhard, M. (2007). Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview. *International Journal of Earth Sciences*, 96(6): 1101–1129.

Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J. et Tricart, P. (1999). Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research*, 104: 611–622.

Sue, C. et Tricart, P. (1999). Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briancon, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 92(2):171–181.

Sue, C. et Tricart, P. (2003). Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: A major evolution of the alpine tectonics. *Tectonics*, 22(5):1–25.

Tapponier, P. (1977). Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7:437–460.

Tilton, G., Schreyer, W. et Schertl, H. P. (1991). Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora-Maira massif, western Alps, Italy: II What is the age of ultrahigh pressure metamorphism? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108:22–33.

Tricart, P. (1981). Les marqueurs des mouvements verticaux du socle aux abords du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique (Geodinamica Acta)*, 28(4):298–300.

Tricart, P. (1984). From passive margin to continental collision: A tectonic scenario for the western Alps. *American Journal of Science*, 284:97–120.

Tricart, P., der Beek, P. V., Schwartz, S. et Labrin, E. (2007). Diachronous late-stage exhumation across the western Alpine arc: constraints from apatite fission-track thermochronology between the Pelvoux and Dora-Maira Massifs. *Journal of the Geological Society of London*, 164:163–174.

Tricart, P., Lardeaux, J.-M., Schwartz, S. et Sue, C. (2006). The late extension in the inner western Alps: a synthesis along the south-Pelvoux transect. *Bulletin de la société géologique de France*, 177:299–310.

Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G. et Lardeaux, J.-M. (2001). La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales): une dynamique miocène à actuelle. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172:49–58.

van der Beek, P., Valla, P., Herman, F., Braun, J., Persano, C., Dobson, K., Stuart, F. et Labrin, E. (in prep). Extracting denudation and relief history from thermochronological elevation profiles - II: Application to the French Western Alps.

Vance, J. (1999). Zircon fission track evidence for a Jurassic (Tethyan) thermal event in the Western Alps. *Memorie di Scienze Geologiche, Padova*, 51:473–476.

Vernon, A., van der Beek, P., Sinclair, H. D., Persano, C., Foeken, J. et Stuart, F. (2009). Variable Late Neogene exhumation of the central European Alps: low-temperature thermochronology from the Aar massif (Switzerland) and the Lepontine Dome (Italy). *Tectonics*, 0.

Vially, R. (1994). The southern French Alps Paleogene basin: subsidence modelling and geodynamic implications. *In* Mascle, A., éditeur : *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*, volume 4, pages 281–293. Ass. Petrol. Geosci.

Vialon, P., Rochette, P. et Menard, G. (1989). Indentation and rotation in the western Alpine arc. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1):329–338.

Vigliotti, L. et Langenheim, V. E. (1995). When did Sardinia stop rotating - new paleomagnetic results. *Terra Nova*, 7(4):424–435.

von Blanckenburg, F. et Davies, J. H. (1995). Slab breakoff - A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14(1):120–131.

Yamato, P., Burov, E., Agard, P., Le Pourhiet, L. et Jolivet, L. (2008). HP-UHP exhumation during slow continental subduction: Self-consistent thermodynamically and thermomechanically coupled model with application to the Western Alps. *Earth And Planetary Science Letters*, 271(1-4):63–74.

Zarki-Jakni, B., van der Beek, P., Poupeau, G., Sosson, M., Labrin, E., Rossi, P. et Ferrandini, J. (2004). Cenozoic denudation of Corsica in response to Ligurian and Tyrrhenian extension: Results from apatite fission track thermochronology. *Tectonics*, 23(1).

Cinquième partie

Quantification de l'évolution du relief à partir du système traces de fission sur apatite

Sommaire

1 Principe de l'approche: topographie et perturbation des isothermes 176

1.1 Évolution du relief par analyse spectrale des relations âges/altitudes 177

1.1.1 Interprétation de la fonction d'amplitude 180

1.1.2 Stratégie d'échantillonnage 182

2 Inversion des données thermochronologiques à partir de Pecube et du NA 182

2.1 Pecube 183

2.2 Le Neighbourhood Algorithm 185

Publication

Assessing exhumation and relief development in the Pelvoux and Dora-Maira massifs (western Alps) from spectral analysis and inversion of thermochronological age transects 187

Cette partie, à visée plus thématique, teste la quantification de l'évolution du relief à partir du système thermochronologique des traces de fission sur apatites. Deux massifs ont fait l'objet de cette étude : le massif de Dora-Maira, échantillonné pour les besoins de cette thèse, et le massif du Pelvoux, préalablement échantillonné et daté par Peter van der Beek et Erica Labrin. L'approche proposée est d'utiliser une stratégie d'échantillonnage spécifique, le long de profils perpendiculaires aux réseaux de drainage, afin d'étudier les relations entre altitudes et âges traces de fission pour différentes longueurs d'onde de topographie. Cette approche, basée sur une analyse spectrale des profils âge/altitude, est couplée à des inversions permettant de déterminer le ou les modèle(s) d'exhumation présentant le meilleur accord avec les données (couplage Pecube - Neighborhood algorythm) permettant ainsi d'estimer les contraintes apportées par les âges traces de fission sur les scénarii d'exhumation et d'évolution du relief. Les résultats sont présentés sous la forme d'une publication à soumettre.

1 Principe de l'approche : topographie et perturbation des isothermes

Les déterminations des taux d'exhumation à partir des âges thermochronologiques font le plus souvent appel aux relations âge/altitude de différents échantillons prélevés le long de profils verticaux (Batt *et al.*, 2000; Benjamin *et al.*, 1987; Fitzgerald *et al.*, 1993; Wagner *et al.*, 1977). Cette approche se base sur le fait que des échantillons situés aujourd'hui à des altitudes variées ont franchi l'isotherme de fermeture à des époques différentes (les échantillons prélevés au sommet des montagnes ont franchi l'isotherme de fermeture avant ceux prélevés dans les vallées.). Le taux d'exhumation moyen sur la période couverte par les datations est déduit de la droite de régression ajustée aux données dans l'espace âge-altitude.

Les conditions optimales impliquent un échantillonnage le long de falaises verticales afin de s'affranchir de la structure thermique de la croûte. Dans la plupart des cas, ces conditions ne sont pas rencontrées et les profils sont réalisés sur des distances horizontales de plusieurs kilomètres. Dans ce contexte, la structure thermique de la croûte peut être perturbée par la topographie (Turcotte et Schubert, 1982) (Fig. 5.1). Cette perturbation décroit exponentiellement avec la profondeur et peut être estimée par le paramètre α (Braun, 2002b), qui mesure la déflexion de l'isotherme de fermeture par rapport à la topographie (À grande profondeur, les isothermes ne sont pas perturbées : α=0 ; à la surface la température suit la topographie α=1).

La perturbation peut avoir des conséquences importantes sur l'interprétation des relations âge/altitude en termes d'exhumation : dans les zones à faible taux d'érosion,

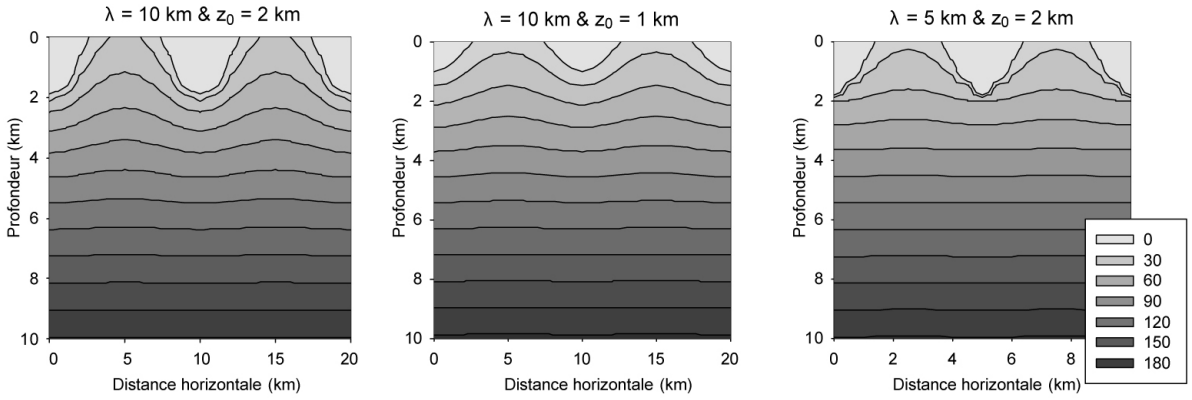


FIGURE 5.1 – Champs de températures calculés illustrant la perturbation des isothermes par la topographie. Notez que l'échelle horizontale est doublée pour le graphique (b) par rapport aux graphiques (a) et (c). La profondeur de pénétration de la perturbation est fortement corrélée à la longueur d'onde de la topographie λ (Comparez les graphiques a et c) et dans une moindre mesure à son amplitude z0. (D'après Braun *et al.*, 2006).

la pente de la relation âge-altitude est égale au taux d'exhumation tandis que dans les environnements fortement érosifs ou pour des thermochronomètres de faible température, l'isotherme de fermeture est perturbée par la topographie et la pente de la relation âge-altitude surestime le taux d'exhumation (Fig. 5.2).

1.1 Évolution du relief par analyse spectrale des relations âges/altitudes

La quantification des taux d'exhumation à partir des profils âge/élévation implique également que le relief n'a pas évolué au cours de la période considérée. Il a néanmoins été montré qu'un changement récent dans l'amplitude du relief (c.-à-d. après le passage de l'isotherme de fermeture) peut perturber les profils âge/altitude au point d'inverser la pente de la droite de régression (Braun, 2002b). La manière dont sont affectés les profils est fonction de la longueur d'onde de la topographie et de la durée de la modification du relief.

En dessous d'une longueur d'onde critique λ_c, à laquelle la topographie n'influence plus la forme des isothermes, la relation âge/altitude constitue une bonne estimation du taux d'exhumation. De manière opposée, à une longueur d'onde très supérieure à λ_c, l'isotherme de fermeture suit parfaitement la forme de la topographie (Fig. 5.3). Suivant cette idée, (Braun, 2002a) a proposé d'utiliser le contenu spectral des relations âge/altitude pour contraindre indépendamment taux d'exhumation et évolution récente du relief.

L'extraction de la relation âge/altitude revient à calculer la fonction de réponse en fréquence qui admet en entrée la topographie et en sortie les âges themochronologiques

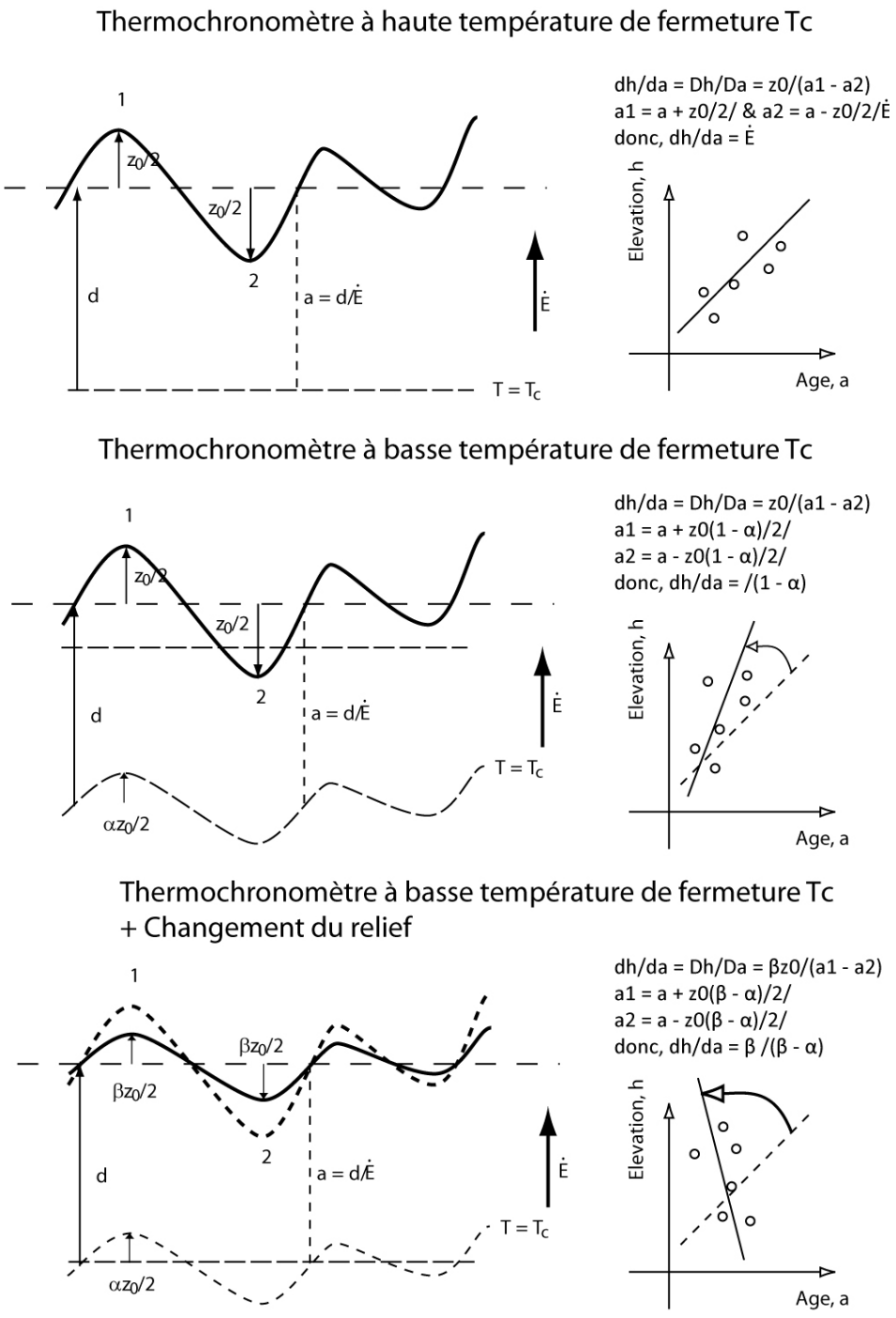


FIGURE 5.2 – Relations âge-altitude pour un système thermochronologique de basse température de fermeture (a), de haute température de fermeture (b) et avec évolution du relief (c).

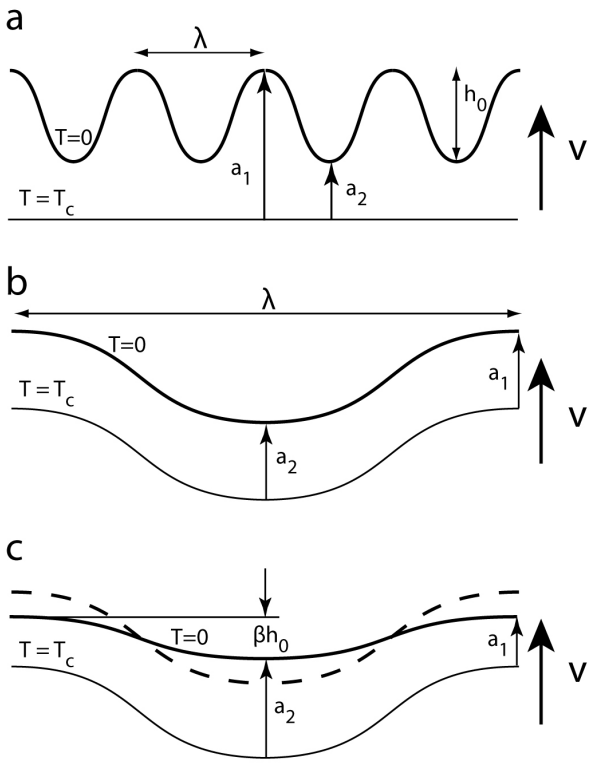


FIGURE 5.3 – Effet de la topographie sur la forme de l'isotherme de fermeture d'un système thermochronologique. (a) Aux courtes longueurs d'onde ($\lambda < \lambda_c$), la forme de l'isotherme de fermeture ($T = T_c$) n'est pas affectée, la pente de la relation âge-altitude est égale à l'inverse du taux d'exhumation, $\dot{E}$, $\left(\frac{\partial a}{\partial h} = \frac{a_1 - a_2}{h_0} = \frac{1}{\dot{E}}\right)$; (b) À grande longueur d'onde ($\lambda \gg \lambda_c$), la topographie affecte de manière importante l'isotherme de fermeture, l'âge est alors indépendant de l'altitude $\left(\frac{\partial a}{\partial h} = 0\right)$ (c) À grande longueur d'onde, une variation des âges avec l'altitude indique un changement relatif de l'amplitude du relief depuis le passage des roches à l'isotherme de fermeture.

(Jenkins et Watts, 1968). La fonction de réponse en fréquence est caractérisée par une amplitude, ou Gain G, et une phase, F, toutes deux fonctions de la longueur d'onde de la topographie (Jenkins et Watts, 1968) :

$$G(\lambda) = \frac{\sqrt{C_{12}^2 + Q_{12}^2}}{C_{11}} \tag{5.1}$$

$$F(\lambda) = \arctan\left(-\frac{Q_{12}}{C_{12}}\right) \tag{5.2}$$

Où C_{12} et Q_{12} correspondent aux parties réelle et imaginaire du spectre obtenu à partir des parties imaginaire et réelle des estimations spectrales lissées des signaux entrée/sortie. Ces estimations sont elle-mêmes obtenues par Transformée de Fourier du signal d'entrée (Altitude, z) et sortie (Age, a)(Jenkins et Watts, 1968) :

$$C_{12} = R_z R_a + I_z I_a \tag{5.3}$$

$$Q_{12} = I_z R_a + R_z I_a \tag{5.4}$$

C_{11} est le spectre en puissance du signal d'entrée :

$$C_{11} = R_z^2 + I_z^2 \tag{5.5}$$

Je renvoie aux publications de (Braun, 2002a; Jenkins et Watts, 1968) pour le détail mathématique et l'algorithme de calcul utilisé.

1.1.1 Interprétation de la fonction d'amplitude

La fonction d'amplitude (Gain en anglais) contient deux types d'informations (Fig. 5.4) :

1. À courte longueur d'onde (G_s), la fonction tend vers une asymptote dont la valeur fournit une estimation directe du taux d'exhumation moyen ($G_s = 1/v$)
2. À grande longueur d'onde (G_L), l'asymptote de la fonction d'amplitude indique si, dans un passé récent, le relief est demeuré constant ($G_L = 0$), a diminué ($G_L < 0$) ou augmenté ($G_L > 0$).

Si on définit β comme le rapport entre le relief actuel et le relief au moment du passage de l'isotherme de fermeture, l'âge au sommet d'une crête a_1 est donné par :

$$a_1 = a - \{[(\beta - 1)\, h_0/2]/v\} \tag{5.6}$$

Où a est l'âge moyen (c.-à-d. âge d'une roche exhumée à l'altitude moyenne). Alors que l'âge en fond de vallée est donné par :

$$a_2 = a + \{[(\beta - 1)\, h_0/2]/v\} \tag{5.7}$$

Le gradient âge avec l'altitude devient donc :

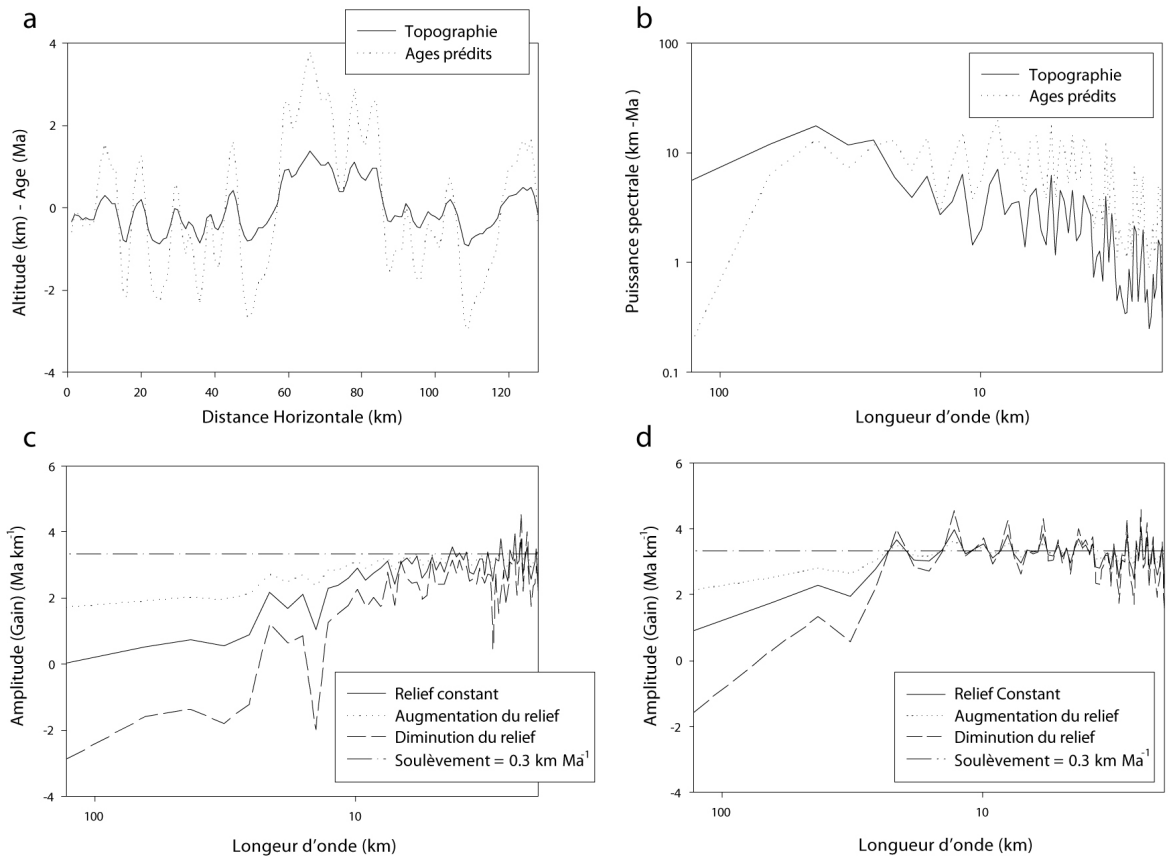


FIGURE 5.4 – Exemple d'analyse spectrale basé sur une étude d'âges synthétiques obtenus par modélisation de différents scénarii d'exhumation. (a) Profil topographique obtenu à partir d'un Modèle Numérique de Terrain à 1km (île du sud de Nouvelle-Zélande) et âges U-Th/He prédits. Les valeurs moyennes ont été soustraites aux profils, les unités sont donc exprimées en relatif. (b) Spectre en puissance des profils d'âges et d'altitudes. (c) Partie réelle de la fonction d'amplitude calculée à partir des signaux altitude (Entrée) et âges (Sortie) pour différents scénarii d'exhumation. (d) Partie réelle de la fonction d'amplitude pour des âges prédits à partir d'un système de température de fermeture égal à $300°C$. Seul un transport vertical de matière est pris en compte dans les modélisations, les signaux âges et altitudes sont donc en phase, seule la partie réelle du gain est donc présentée (D'après (Braun *et al.*, 2006).

$$(da/dz)_L = (a_2 - \ a_1)/h_0 = (\beta - 1/\beta)\, 1/v \tag{5.8}$$

Avec $G_s = 1/v$:

$$\beta = 1/(1 - G_L/G_s) \tag{5.9}$$

Le rapport G_L/G_s apporte donc une estimation directe de l'évolution du relief en surface sur la période correspondant à l'âge moyen des échantillons. Ce résultat est basé sur l'hypothèse que le champ de température est à l'équilibre avec la topographie au moment du passage des roches au travers de l'isotherme de fermeture. Dans le cas contraire, le rapport G_L/G_s doit être considéré comme estimation maximale du changement de relief.

1.1.2 Stratégie d'échantillonnage

La méthode spectrale requiert une stratégie particulière d'échantillonnage afin d'assurer une estimation des relations âge/altitude dans la bonne gamme de longueurs d'onde. L'intervalle d'échantillonnage idéal est à peu près inférieur d'un ordre de grandeur à la longueur d'onde critique λ_cc tandis que la longueur du profil doit lui être supérieure d'un ordre de magnitude.

Cette longueur d'onde critique est différente pour chaque thermochronomètres : elle dépend du gradient géothermique et du taux d'exhumation (Stüwe *et al.*, 1994).

2 Inversion des données thermochronologiques à partir de Pecube et du Neighbourhood Algorithm

Afin d'évaluer la validité des résultats obtenus par analyse spectrale, j'ai modélisé les histoires thermiques impliquées ainsi que différents scénarios extrêmes. Pour ce faire, j'ai utilisé le code *P*ecube (Braun, 2003) couplé avec le package NA de (Sambridge, 1999a,b). Cette méthode, récemment utilisée par (van der Beek *et al.*, prep), permet d'effectuer une recherche multidimensionnelle directe de paramètres dans une gamme définie par l'utilisateur. Elle permet ainsi d'estimer les contraintes apportées par les données thermochronologiques sur tels ou tels paramètres d'un scénario (taux d'exhumation,

la variation de relief, le temps de transition entre deux phases, l'épaisseur élastique, etc.) en comparant les valeurs prédites d'un grand nombre de modèles avec les données naturelles. L'épaisseur élastique mise à part, les paramètres thermomécaniques de la croûte ont été fixés à partir des valeurs fournies dans la littérature et sont disponibles dans le tableau 2 (voir publication). Dans la suite, j'expose le fonctionnement des codes *P*ecube et NA.

2.1 Pecube

*P*ecube est un code en éléments finis qui permet une résolution de l'équation de la chaleur en 3D dans un bloc crustal affecté par des mouvements tectoniques et de l'érosion.

$$\rho c\left(\frac{\partial T}{\partial t}+u\frac{\partial T}{\partial x}+v\frac{\partial T}{\partial y}+w\frac{\partial T}{\partial z}\right)=\frac{\partial}{\partial x}k\frac{\partial T}{\partial x}+\frac{\partial}{\partial y}k\frac{\partial T}{\partial y}+\frac{\partial}{\partial z}k\frac{\partial T}{\partial z}+\rho A$$

où $T(x,y,z,t)$ est la température, ρ la densité des roches, c la capacité thermique, u , v et w les coordonnées de la vitesse, k la conductivité et A la production de chaleur par radioactivité. Cette équation doit être résolue pour un champ de températures initial :

$$T_0 = \ T(x,y,z,t=0)$$

un champ de vitesses donné dans le modèle tectonique :

$$\begin{cases} u \ \neq 0, \\ v \ \neq 0, \\ w \ \neq 0 \end{cases}$$

Et un ensemble de conditions aux limites :

$$\begin{cases} T(x,y,z=-H,t)=T_H, \\ T(x,y,z=S(x,y,t),T)=T_{MSL}+\beta S(x,y,t), \\ \frac{\partial T}{\partial n}=0 \ \textit{le long des frontières du modèle}, \end{cases}$$

où $z=-H$ représente la base du modèle, $S(x,y,t)$ la surface topographique à t, T_{MSL} est la température au niveau de la mer, T_H la température à la base du modèle, n le vecteur normal à la surface externe du modèle et β le gradient atmosphérique de température (lapse rate). Avec ce modèle, nous ne définissons pas un flux de chaleur à la base, mais une température basale afin de faciliter les calculs.

Afin de modéliser les effets de rebonds isostatiques, différents paramètres physiques et mécaniques sont pris en compte dans la définition du bloc crustal : l'épaisseur élastique T_e (en km), la densité de la croûte ρ_C et du manteau ρ_m (en kg.m-3), le module de Young Y (en Pa) et enfin le coefficient de Poisson n. La réponse isostatique à l'érosion ou au chargement est alors déterminée par l'équation :

$$D\nabla^4 w_{(x,y)} = E_{(x,y)}\rho_C - \rho_m g w_{(x,y)} \tag{5.10}$$

où x et y sont les coordonnées spatiales horizontales, w est la déflection isostatique, $E_{(x,y)}$ est la quantité de matériel érodé et g (9,8 m.s-2) l'accélération de la pesanteur (les autres termes sont définis ci-dessus). D est la rigidité flexurale de la lithosphère définie par :

$$D = \frac{YT_e^3}{12(1-v^2)} \tag{5.11}$$

La flexure bidimensionnelle d'une plaque d'épaisseur élastique constante peut être résolue dans le domaine fréquentiel :

$$w_{(k)} = \frac{\rho_c E_{(k)}}{\rho_m g(1+C)} \tag{5.12}$$

ou k est le nombre d'ondes et $C = Dk^4/r_m$.

La réponse isostatique peut être calculée en résolvant cette équation après une transformée de Fourier de la distribution spatiale de l'érosion et du chargement($E_{(x,y)} \rightarrow E_{(k)}$), suivie par une transformée de Fourier inverse sur la déflection($w_{(k)} \rightarrow w_{(x,y)}$).

Le code *P*ecube utilise une approche mixte Eulérienne - Lagrangienne demandant de fréquentes ré-interpolations du champ de températures selon la verticale. Les chemins température-temps sont alors calculés et permettent l'obtention des âges thermochronologiques. Les âges traces de fission sur apatites sont obtenus par modélisation directe de l'accumulation des traces, et non pas à partir de l'âge de fermeture (Wolff *et al.*, 1998). On utilise pour cela le modèle de Laslett *et al.* (1987) décrit dans van der Beek *et al.* (1995).

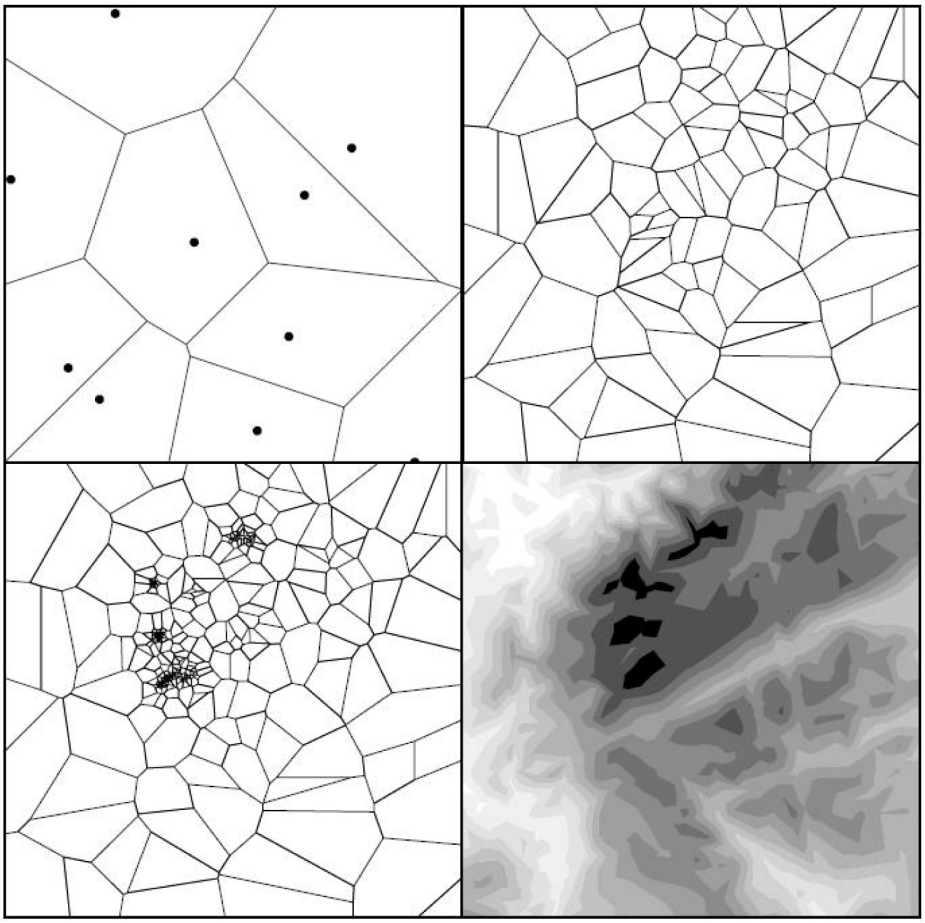


FIGURE 5.5 – Représentation de trois stades de recherche d'une valeur dans un espace multidimensionnel par le NA. En haut à gauche, les 10 premiers points distribués de façon aléatoire dans l'espace et les cellules de Voronoi correspondantes. En haut à droite, les cellules de Voronoi pour 100 points générés par le NA (après 10 itérations) et en bas à gauche pour 500 (après 50 itérations). En bas à droite, représentation des valeurs de misfit réelles de l'espace. Plus la couleur est sombre, plus la valeur est proche de celle recherchée par le modèle (c.-a.d. plus le misfit est faible). D'après (Sambridge, 1999a,b).

2.2 Le Neighbourhood Algorithm

Dans un premier temps, l'algorithme échantillonne l'espace des paramètres (multidimensionnel) de manière aléatoire pour un nombre défini de combinaisons (modèles). L'espace de paramètres est alors découpé en cellules de Voronoy centrées autour de chaque modèle (Fig. 5.5). Pour chaque modèle, un misfit est alors calculé :

$$misfit = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{n_{obs}} \left(\frac{Age^i_{obs} - Age^i_{calc}}{error^i_{obs}} \right)^2}}{n_{obs}}$$

où Age^i_{calc} est l'âge i calculé correspondant à l'Age^i_{obs} mesuré avec l'erreur$error^i_{obs}$, i variant de 1 à n_{obs}, nombre total d'observables.

La recherche de paramètres est ensuite affinée en choisissant aléatoirement un nou-

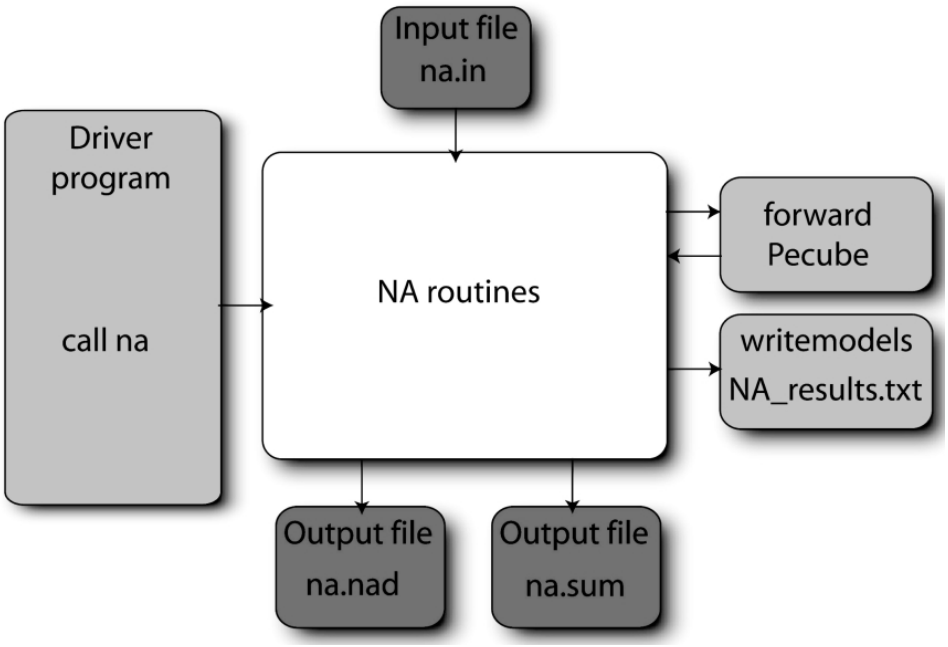


FIGURE 5.6 – Structure du code NA. Les routines gris clair sont données et/ou modifiées par l'utilisateur. Les fichiers gris foncé sont les entrées - sorties utilisées par le programme. D'après (Sambridge, 1999a,b).

veau set dans les cellules de Voronoy présentant les meilleurs misfits.

L'utilisateur définit le nombre de modèles initiaux, le nombre de cellules rééchantillonnées, et le nombre d'itérations. Cette méthode à l'avantage de limiter les effets des *m*inima locaux et de n'en retenir qu'un seul.

La structure du code permet l'intégration simple du modèle dans le code de recherche de paramètres, et permet surtout de définir et de configurer simplement les inversions (Fig. 5.6). `forward` calcule le misfit de la fonction pour un modèle donné. Seule cette routine est appelée plusieurs fois (à chaque modèle, dans chaque itération). `Na.in` permet le contrôle des options et de la recherche de paramètres. `na.sum`, `na.nad` et `NA_results.txt` correspondent respectivement aux sorties-écran de l'exécution de NA, et au fichier résultat de l'inversion. Ce dernier donne pour chaque modèle testé la valeur du misfit et la valeur des paramètres associés.

La visualisation des résultats se fait par projection graphique dans des espaces multidimensionnels (à deux dimensions en général).

Assessing exhumation and relief development in the Pelvoux and Dora-Maira massifs (western Alps) from spectral analysis and inversion of thermochronological age transects

Beucher, R., van der Beek P., Braun, J.

Assessing exhumation and relief development in the Pelvoux and Dora-Maira massifs (Western Alps) from spectral analysis and inversion of thermochronological age transects

R.Beucher, P. van der Beek, J. Braun

1 Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université Joseph Fourier, BP 53, 38041 Grenoble Cedex, France, Romain.Beucher@ujf-grenoble.fr

* Corresponding Author

Romain Beucher
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA)
Université Joseph Fourier BP 53
38041 Grenoble Cedex,
FRANCE

ABSTRACT

We explore exhumation and relief history of the Pelvoux and Dora-Maira massif through a dual approach combining spectral analysis and inversion of AFT datasets. Specific sampling strategies were carried out to sample age-elevation relationships at various topographic wavelengths along transects. 35 and 23 new AFT ages were obtained respectively along the 40 km long Pelvoux and 60 km long Dora-Maira transects. The Pelvoux ages range between 3.0 ± 0.4 and 12.6 ± 1.0 Ma and lead to exhumation rates estimates of $0.4 - 0.5$ km. My-1 for the last 8Ma, consistent with both methods and previous local estimates. The Dora Maira ages are clearly older with ages between 13.1 ± 0.2 and 27.3 ± 0.3 Ma. Both analyses led to a low mean exhumation rate of 0.1 km. My^{-1} for the last 18Ma, in accordance with estimates drawn from local age-elevation relationships. Discrepancy between exhumation rates is consistent with Neogene Alpine history. No clear evolution of relief in both massifs emerges from the spectral analysis and data inversion. We relate this to either constant relief or low resolution allowed by the relatively high closure temperature AFT system. We highlight importance to prepare sampling strategy according to expected ages and Uranium content in order to control error on relief evolution estimates. Further constraint on the relief evolution could be provided in specific geological settings as long as careful checks on the potential limits of thermochronological systems have been made. This study highlights the necessity to favor multiple thermochronometer studies and low-closure temperature systems to explore recent relief evolution.

Keywords: spectral analysis, inversion, thermochronology, relief evolution, exhumation, apatite fission tracks

1. Introduction

The interactions between tectonics and climate and their relative roles in the relief development of mountain ranges remains a controversial question in geodynamics (e.g. Whipple, 2009). The European Alps provide a promising study area to explore potential climatic controls on relief development, since they are characterized by moderate and spatially variable convergence rates (Calais *et al.*, 2002; Serpelloni *et al.*, 2005) but have experienced strong high-frequency oscillations between glacial and interglacial conditions during Late Pliocene-Quaternary times (Montjuvent et Winistorfer, 1980; Schlüchter, 1986). Relatively rapid uplift and exhumation in the core of the belt as well as its foreland has been linked to Pliocene climate change in Europe (Cederbom *et al.*, 2004; Willett *et al.*, 2006). The origin of the relief in the western Alps has been explored through quantification of the glacial imprint and the isostatic rebound induced by erosion, pointing out the significant role played by Quaternary glaciations in the landscape evolution (Champagnac *et al.*, 2007; van der Beek et Bourbon, 2008).

Many thermochronological studies have been performed in the western Alps, providing a unique database of (mainly fission-track) ages (Vernon *et al.*, 2008). The data show a strong asymmetry between rapid and accelerating exhumation rates in the external zones of the orogen and much slower and decelerating exhumation rates in the internal zones, with the exception of the Lepontine Dome in the central Alps, which appears to have maintained high exhumation rates throughout its history (Garzanti et Malusa, 2008; Vernon *et al.*, 2009). This contrast is consistent with now well-established structural observations indicating that the Miocene to present evolution of the western Alps presents contrasted tectonic regimes, and subsequent contrasted tectonic control on relief development, between the core of the belt undergoing extension and the peripheral massifs undergoing transpressive to transcurrent deformation (Sue *et al.*, 2007).

As topography strongly influences the thermal structure of the crust and the position of the closure temperature isotherms of low-temperature thermochronological systems (Braun, 2002b; Ehlers, 2005; Stüwe *et al.*, 1994), it has been proposed to quantify exhumation rates and relief development by analysing age-elevation relationship at various wavelengths of topography along thermochronological transects (Braun, 2002a,b) (Figure 5.7). Initial testing of this approach has been carried out using datasets from the Dabie Shan (Braun et Robert, 2005), the Sierra Nevada (Braun, 2002a) and the Southern Alps of New Zealand (Herman *et al.*, 2007). Here, we test the method employing low-temperature apatite-fission track data that was sampled specifically for this objective along north-south transects in two well-known Alpine massifs that both expose crystalline basement but present contrasted tectonic histories: the Pelvoux massif located in the external arc of the belt and the Dora-Maira massif located in the core of the arc (Figure 5.7). This should allow estimates of Late Cainozoic exhumation rates and

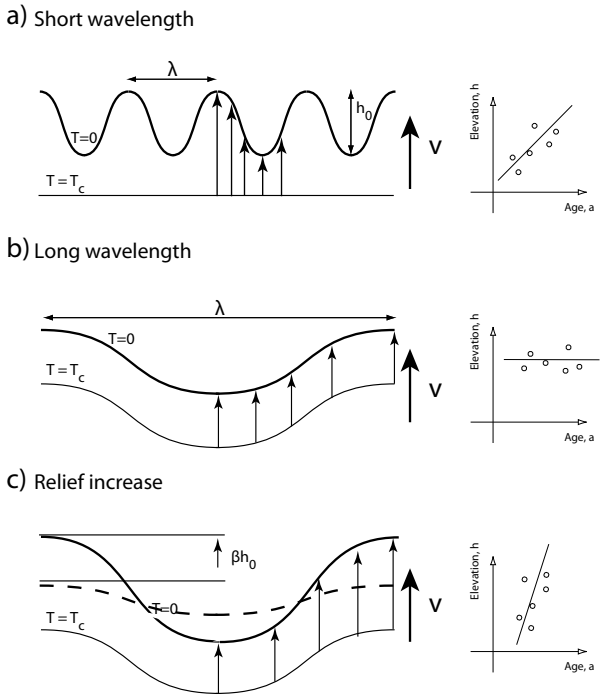


Figure 5.7: Conceptual model illustrating the principle of spectral analysis of thermochronological ages. (a) Age-elevation relationship at short wavelengths - ages are strongly correlated to elevation; (b) Age-elevation relationship at long wavelengths - there is no correlation between age and elevation; (c) Effect related to change in relief - a correlation appears between ages and elevation at long wavelengths.

relief development that will be compared to previously published data. Spectral analysis (Braun, 2002a) with inversion of the datasets using a combination of the *Pecube* 3D thermal evolution code (Braun, 2002b, 2003) and the Neighbourhood Algorithm (Sambridge, 1999a,b). The comparison of results between the two methods should lead to discuss their potential and limits.

2. Study areas

2.1. Pelvoux massif

The Pelvoux massif is one of the "external crystalline massif" (ECM) of the western Alps (Figure 5.8) and consists of Hercynian basement blocks and their Mesozoic sedimentary cover exhumed in a complex and poly-staged tectonic style since Oligocene - Early Miocene times (Dumont *et al.*, 2008; Ford, 1996; Simon-Labric *et al.*, 2009).

The ECM correspond to the proximal part of the former European passive margin, which was overthrusted during Oligocene times along the Compressive Penninic Front (CPF) (Tricart, 1984) by the alpine orogenic prism. The latter consists of stacked HP-LT metamorphic thrust sheets of continental (Briançonnais zone) and oceanic (Piemontais zone) sedimentary origin (Bousquet *et al.*, 2008). The Pelvoux massif is made up of blocks of crystalline basement interspersed with remnants of Early Jurassic grabens that record the extension leading to opening of the Tethyan Ocean (Lemoine *et al.*,

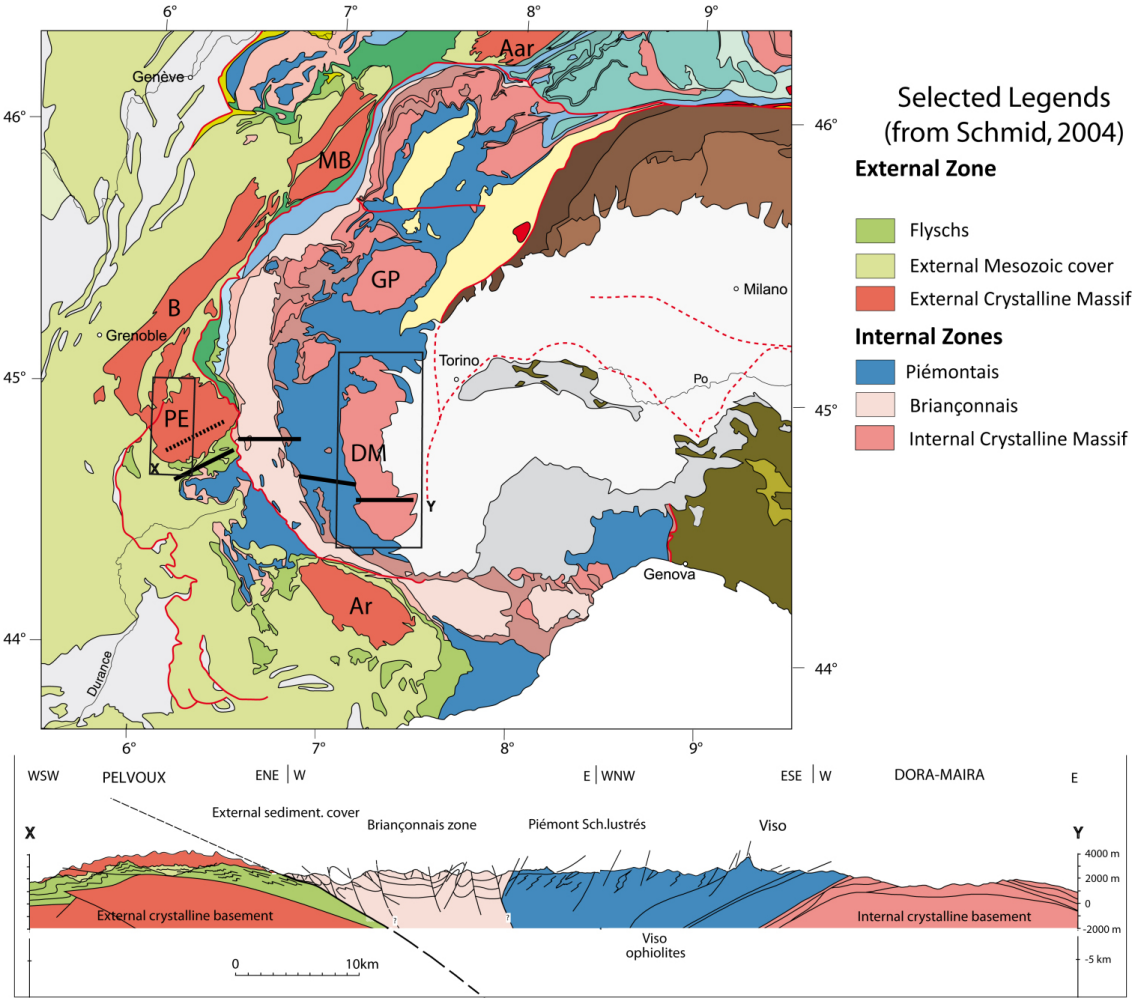


Figure 5.8: (A) Simplified tectonic map of the western Alps (modified from Schmid *et al.*, 2004) with location of the study areas and other external crystalline massifs (Aar; MB: Mont Blanc; B: Belledonne; PE: Pelvoux; Ar: Argentera) Internal Crystalline Massif (DM: Dora-Maira, GP: Grand-Paradis). Large black boxes indicate both sampling areas (shown in detail in Figure 3) and extent of the digital elevation models used within Pecube for the inversions. (B) Generalised structural cross-section between the Pelvoux and Dora-Maira massifs showing tectonic relationships with surroundings alpine units (after Tricart *et al.*, 2004).

1986; Tricart, 1984) and that were subsequently inverted and thrusted along different directions during the Alpine orogeny (e.g. Dumont *et al.*, 2008).

Paleomagnetic, Ar-Ar and zircon fission-track (ZFT) data indicate that cooling of the massif started around 24 Ma from maximum alpine temperatures of 300-350°C (Crouzet *et al.*, 2001). Basement was exposed in the massif from Burdigalian times (17.5 Ma) onward, as testified by conglomerate fans containing granitic pebbles near Grenoble (Clauzon, 1990). Previous AFT studies in the massif revealed scattered ages ranging between 3 and 14 Ma (Sabil, 1995; Seward *et al.*, 1999) but the sampling schemes in these studies did not allow constraining age-elevation relationships. New AFT, ZFT and (U-Th)/He ages were recently acquired along a vertical profile near La Meije (van der Beek *et al.*, prep). Inverse numerical modeling of these data, using the same approach as applied here, led the authors to propose a 3-stage cooling scenario including moderate exhumation rates (0.4 ± 0.2 mm y^{-1}) between 30 and 9.5 ± 2.5 Ma, a pulse of exhumation (2.0 ± 0.3 mm y^{-1}) between 9.5 ± 2.5 and 4.6 ± 1.0 Ma and again moderate exhumation rates (0.4 ± 0.2 mm y^{-1}) from 4.6 ± 1.0 Ma to the present. The data did not permit to resolve the relief development unambiguously but the authors consider that relief may have been lower before 9.5 ± 2.5 Ma than around 4.6 ± 1 Ma and the present day.

The exhumation history derived for the Pelvoux massif is consistent with recent thermochronology data from several other ECM, which also indicate a phase of rapid exhumation between $\approx$ 6 and 9 Ma in the Mont Blanc (Glotzbach *et al.*, 2008; Leloup *et al.*, 2005), Aar (Vernon *et al.*, 2009) and Argentera (Bigot-Cormier *et al.*, 2006) massifs, followed by slower rates. More recent increases in exhumation rate (or relief), since 1.0-3.5 Ma, are reported from the Mont Blanc and Argentera massifs. It is not completely clear at present how these data can be reconciled with a strong increase in denudation rates throughout the Alps as suggested by sediment flux toward peri-alpine basins (Kuhlemann, 2000) and AFT data from the North Alpine Foreland Basin (Cederbom *et al.*, 2004).

Similar to other ECM of the Alps, the Pelvoux massif presents high relief amplitude, with the highest peaks at around 4000 m elevation and deeply incised valleys (Figure 5.9). The glacial imprint is particularly well expressed in the morphology with numerous hanging valleys, valley steps and overdeepenings (Montjuvent, 1974; Valla *et al.*, pted; van der Beek et Bourbon, 2008). In contrast, fluvial deposits around the massif indicate that the planform drainage pattern is pre-glacial (Montjuvent, 1978).

Seismicity within the massif is low and mainly concentrated in the Belledonne massif to the north of the study area, where seismotectonic analyses reveal transpressive deformation along the NE-SW trending Belledonne fault (Delacou *et al.*, 2004; Thouvenot *et al.*, 2003). No deformation is currently accommodated through the massif as shown

by continuous GPS measurement. However, present-day rock uplift with respect to the foreland may reach 1 mm y^{-1} in the Belledonne massif, as suggested by leveling studies (Jouanne *et al.*, 1995).

2.2. Dora-Maira massif

The Dora-Maira massif (Vialon, 1966) is one of three internal crystalline massifs (ICM) of the western Alps (Figure 5.8). It represents a window of European prealpine basement exposed in the internal zone of the western Alps, structurally beneath the HP-LT Piemontais zone. The massif represents an ultra-high pressure (UHP) metamorphic province with coesite-bearing units in its southern part (Chopin, 1984; Henry, 1990). The peak of UHP metamorphism took place at about 35 Ma (Di Vincenzo *et al.*, 2006; Ford *et al.*, 2006; Tilton *et al.*, 1991) at pressures of 3.5-4.2 GPa and depths of 100-120 km (Gabalda *et al.*, 2009). ZFT data indicate cooling below 240±20 °C around 29 Ma (Gebauer *et al.*, 1997) suggesting extremely high exhumation rates of 20-30 mm y^{-1} between 35-30 Ma, consistent with estimates from zoning of garnets (Rubatto et Hermann, 2001). In contrast, the upper Oligocene-Miocene period (30-10 Ma) is characterized by slow exhumation rates, although a peak is recorded in the sedimentary record of the Tertiary Piedmont Basin at 20 Ma, with Aquitanian sediments showing a very short lag-time for Ar-Ar mica ages (Carrapa, 2002).

The drainage pattern of the Dora Maira massif is characterized by large valleys flowing eastward into the Pô plain (From North to South: Susa, Chisone, Pellice, Pô, Varaita and Maira valleys) with mean elevations ranging from 400 to 600 m. Summit elevations reach over 2500 m in the massif, leading locally to ≈ 2000 m of relief. The general morphology is mainly characterized by Pleistocene erosional and depositional landforms of glacial origin (Cadoppi *et al.*, 2007; Carraro, 1987). As suggested by drilling and geophysical data, the valleys experienced complex histories of carving, deposition and reworking of previously deposited units during the different glacial pulses but the present slopes mainly reflect the Last Glacial Maximum (references cited in Carraro *et al.*, 2005).

The area is affected by low-grade upper-crustal seismicity with magnitude (ML) less than 5. Most of the epicenters are located around the western border of the massif and define the N-S oriented Piemontais seismic arc. Focal mechanisms show transtensive and extensional solutions (Beucher *et al.*, tted; Eva *et al.*, 1998; Sue *et al.*, 1999), in agreement with the structural evidence, as indicated by Pliocene-Quaternary deposits displaced by N-S trending normal faults (Cadoppi *et al.*, 2007).

3. Data

Samples were collected along roughly linear north-south transects in both massifs

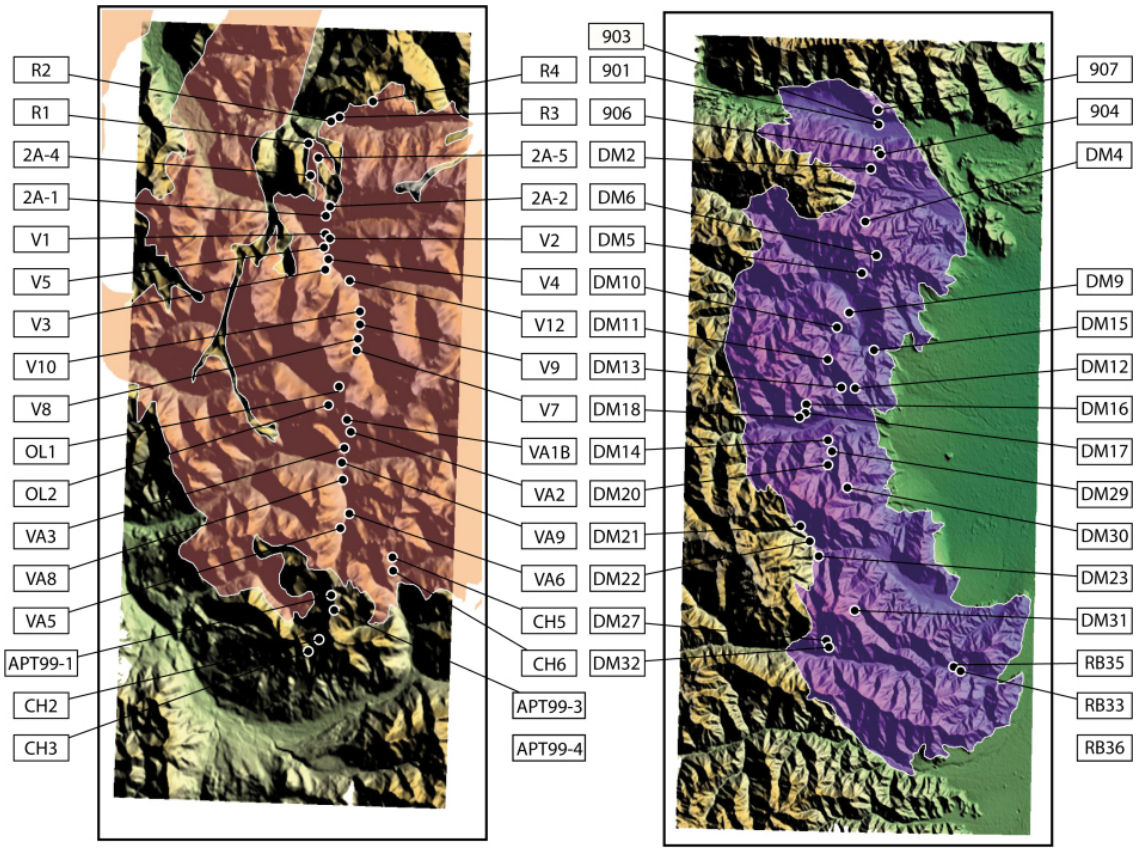


Figure 5.9: Digital Elevation model of the Dora-Maira and Pelvoux crystalline massifs based on Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 90-resolution digital topography data, showing sample locations. Pink and purple pattern indicate the extent of the Pelvoux and Dora-Maira basement outcrop, respectively.

(Figure 5.9). Transects were chosen perpendicular to the main drainage direction and parallel to the main faults to prevent potential effects of localized exhumation along faults and to assure a relatively constant exhumation rate. Transect locations were chosen to allow sampling of a wide range of topographic wavelengths in areas characterized by the highest topographic relief. Covered elevation ranges are 1075-3163 m for the Pelvoux massif and 380-1847 m for Dora-Maira (Figures 5.9 and 5.10). We aimed to sample at the most regular interval possible. Mean spacing between samples is close to 2 km, leading to a 40 and 60 km long profile for the Pelvoux and Dora-Maira massifs, respectively.

The samples for both massifs consist mainly of basement rocks (gneiss, schist and granite), except for the southernmost samples from the Pelvoux massif (labeled CH in Table 1), which were collected from Eocene flysch (Champsaur sandstone). Samples were prepared for AFT thermochronology at the Grenoble laboratory following standard procedures (cf. Tricart *et al.*, 2007, for details). AFT data are reported as central ages (Galbraith et Laslett, 1993) in Table 1.

3.1 Pelvoux transect

AFT ages - Pelvoux Transect

Sample	Altitude	Latitude	Longitude	N	ρs	Ns	ρi	Ni	ρd	Nd	P(c2)	D	[U]	Age	± 1s
	(km)	(Dec Deg)	(Dec Deg)		(x106 cm-2)		(x106 cm-2)		(x106 cm-2)		%	%	ppm	(Ma)	
R4	2,25	45,0543	6,2125	20	0,1254	187	2,7017	4030	0,6320	9375	69,2	2	65,6	4,6	0,4
R3	1,54	45,0427	6,1829	22	0,06	98	0,72	1268	0,6320	9375	79,3	1	1,7	7,7	0,8
R2	1,075	45,0399	6,1752	23	0,09	148	1,28	128	0,6320	9375	61,6	14	3	7	0,7
R1	1,505	45,0254	6,1554	22	0,22	338	3,12	4731	0,6320	9375	58,5	3	7,2	7,2	0,4
2A-5	2,24	45,0160	6,1649	20	0,0627	101	0,8396	1352	0,5722	16377	99,99	<<1	-	7,2	0,8
2A-4	2,315	45,0046	6,1579	21	0,0428	67	0,5962	934	0,5786	16377	99,41	<<1	-	7	0,9
2A-3	2,52	44,9976	6,1665	20	0,0929	137	1,2793	1886	0,5765	16377	87,76	<<1	-	7,1	0,6
2A-2	2,8	44,9851	6,1767	20	0,0632	95	0,7789	1171	0,5701	16377	92,1	<<1	-	7,8	0,8
2A-1	2,47	44,9792	6,1731	23	0,0443	66	0,6677	994	0,5743	16377	99,6	<<1	-	6,4	0,8
V1	1,93	44,9672	6,1740	30	0,041	111	0,653	1785	0,5900	14691	99,2	<<1	13	6,4	0,6
V2	1,64	44,9647	6,1781	20	0,566	237	8,552	3580	0,5380	14306	100	<<1	194	6,2	0,4
V5	1,42	44,9586	6,1733	20	0,0518	86	0,6759	1122	0,5198	9317	100	<<1	-	6,7	0,8
V4	1,27	44,9513	6,1768	20	0,158	315	2,877	5722	0,5930	14691	100	<<1	60	5,7	0,3
V3	1,805	44,9444	6,1746	11	0,443	110	6,188	1537	0,5370	14306	100	<<1	13,97	6,7	0,7
V12	1,515	44,9377	6,1977	16	0,0452	57	0,5406	682	0,5108	9317	95,33	<<1	-	7,2	1
V10	1,72	44,9184	6,2080	20	0,1058	193	1,9827	3618	0,5529	16377	22,54	11	44,3	5,5	0,5
V9	1,715	44,9099	6,2076	30	0,0267	71	0,3372	897	0,5486	16377	82,92	1	7,45	8,2	1,1
V8	1,78	44,9007	6,2062	26	0,038	88	1,3082	3028	0,5464	16377	92,88	<<1	29,75	3	0,4
V7	1,87	44,8927	6,2055	27	0,0467	114	1,6115	3931	0,5443	16377	100	<<1	36,53	3	0,3
OL1	2,55	44,8693	6,1904	25	0,0997	203	1,221	1486	0,5808	16377	95,76	<<1	26,38	8,9	0,8
OL2	2,4	44,8572	6,1815	25	0,0312	56	0,6722	1206	0,5829	16377	100	<<1	15,34	5,1	0,7
VA1B	2,62	44,8479	6,1998	18	0,1956	261	4,1242	5502	0,6430	9548	68,85	1	102,76	4,8	0,3
VA2	2,25	44,8400	6,2032	20	0,0756	131	2,1454	3717	0,5400	16377	62,79	1	49,57	3,6	0,4
VA3	1,5	44,8299	6,1971	20	0,359	512	4,4012	6277	0,5421	16377	99,99	<<1	99,37	8,3	0,6
VA9	1,12	44,8206	6,1951	19	0,2441	350	3,1269	4483	0,6430	9548	62,8	2	73,51	8	0,5
VA8	1,245	44,8093	6,1964	24	0,1761	316	2,5918	4650	0,6430	9548	46,84	3	60,18	6,9	0,4
VA6	1,385	44,7872	6,2041	20	0,24	325	3,6077	4886	0,6430	9548	34,94	7	82,58	6,8	0,4
VA5	1,5	44,7783	6,1957	20	0,0443	64	0,6201	896	0,6430	9548	99,89	<<1	13,77	7,3	1
CH5	2,22	44,7605	6,2449	20	0,3347	468	3,987	5574	0,6430	9548	53,7	2	-	8,6	0,5
CH6	1,885	44,7521	6,2454	19	0,2637	376	3,0927	4409	0,6430	9548	56,02	2	-	8,7	0,5
APT99-1	3,163	44,7348	6,1905	24	0,0191	34	0,1947	347	0,6882	17684	44,75	20	37	10,8	2,1
APT99-3	2,695	44,7256	6,1932	39	0,0938	307	1,4317	4685	0,6895	17684	11,73	21	27	7	0,6
APT99-4	2,695	44,7256	6,1932	16	0,2961	343	2,6962	3123	0,6909	17684	1,25	25	50,4	10,8	1,1
CH2	2,13	44,7057	6,1811	19	0,1783	216	1,4434	1749	0,6430	9548	95,61	<<1	34,72	12,6	1
CH3	1,765	44,6978	6,1710	22	0,1086	161	1,1152	1654	0,6430	9548	99,86	<<1	28,92	9,9	0,8

AFT ages - Dora-Maira Transect

Sample	Altitude	Latitude	Longitude	N	ρs	Ns	ρi	Ni	ρd	Nd	P(c2)	D	[U]	Age	± 1s
	(km)	(Dec Deg)	(Dec Deg)		(x106 cm-2)		(x106 cm-2)		(x106 cm-2)		%	%	ppm	(Ma)	
DM2	1,188	45,0694	7,2548	18	1,837	186	8,77	888	6,0280	9954	96,05	<<1	21,67	20,5	1,8
DM4	1,847	45,0159	7,2490	13	0,968	90	6,315	587	6,0220	9954	98,69	<<1	15,02	15	1,8
DM5	1,061	44,9646	7,2464	10	1,546	77	9,137	455	6,0200	9954	94,32	<<1	24,3	16,6	2,1
DM6	1,115	44,9819	7,2658	13	0,977	46	5,95	280	6,0180	9954	96,09	<<1	13,85	16,1	2,6
DM9	0,627	44,9251	7,2291	10	2,064	129	12,224	764	6,0110	9954	72,09	<<1	31,83	16,5	1,7
DM10	0,85	44,9080	7,2118	20	9,634	1241	47,999	6183	6,0090	9954	0	<<1	122,17	18,2	0,8
DM11	1,459	44,8754	7,1994	9	2,881	121	11,405	479	6,0070	9954	66,65	<<1	25,11	24,6	2,6
DM12	1,019	44,8473	7,2402	6	2,236	67	8,177	245	6,0050	9954	96,51	<<1	22,13	26,7	3,8
DM13	0,791	44,8485	7,2198	5	1,553	41	8,79	232	6,0020	9954	77,24	<<1	21,22	17,2	3
DM14	1,03	44,7946	7,2018	32	3,509	734	18,149	3796	6,0000	9954	39,38	14	46,84	17,5	0,9
DM15	0,425	44,8868	7,2644	8	1,319	45	6,537	223	5,9990	9954	99,01	<<1	17,16	19,7	3,3
DM16	1,647	44,8301	7,1707	15	2,491	171	11,32	777	5,9970	9954	98,18	<<1	26,1	21,4	1,9
DM17	1,268	44,8215	7,1692	11	1,066	49	7,024	323	5,9950	9954	92,17	<<1	15,7	14,8	2,3
DM18	0,914	44,8177	7,1614	17	1,317	114	8,282	717	5,9930	9954	99,92	<<1	19,22	15,5	1,6
DM20	0,792	44,7691	7,2035	8	0,485	19	3,063	120	5,9890	9954	87,56	<<1	7,47	15,4	3,8
DM21	1,419	44,7069	7,1649	13	1,362	77	9,518	538	5,9910	9954	98,51	<<1	21,21	13,9	1,8
DM22	1,132	44,6919	7,1790	10	1,276	57	7,233	323	5,9840	9954	80,98	<<1	16,5	17,2	2,5
DM23	1,031	44,6766	7,1933	31	1,554	278	6,672	1194	5,9840	9954	31,28	40	15,59	22,6	1,7
DM27	1,283	44,5919	7,2070	10	8,391	397	41,302	1954	5,9720	9954	93,97	<<1	100,56	19,7	1,3
DM29	0,645	44,7831	7,2085	15	4,192	333	27,659	2197	5,5600	11786	94,49	<<1	72,06	13,7	0,9
DM30	1,537	44,7466	7,2312	9	1,437	62	5,468	236	5,5600	11786	97,93	<<1	14,56	23,7	3,5
DM31	1,68	44,6229	7,2442	14	1,356	98	8,839	639	5,5600	11786	18,66	13	20,04	15	1,7
DM32	1,303	44,5858	7,2100	19	13,184	1462	65,508	7264	5,5600	11786	50,78	2	164,83	18,2	0,8
901	0,38	45,1011	7,3136	20	2,572	1124	15,947	6969	0,5410	14306	1,5	13	-	13,1	0,2
903	0,78	45,0883	7,2652	20	0,029	60	0,232	473	0,5970	14691	99,9	<<1	-	23,4	0,3
904	1,07	45,0843	7,2682	20	0,189	386	0,839	1712	0,5990	14691	99,9	<<1	-	27,3	0,3
906	0,38	45,1137	7,2647	20	0,08	136	0,465	789	0,5950	14691	96,5	<<1	-	17,8	1,7
907	1,14	45,1288	7,2643	20	0,276	459	1,349	2241	0,5980	14691	76,4	<<1	-	21,2	1,2

Table 1: New apatite fission-track data from the Dora-Maira and Pelvoux massifs. Age determinations for the Pelvoux massif were performed by E. Labrin with $\zeta = 346.6 \pm 6.3$ for glass dosimeter NBS962 while age determinations for the Dora-Maira massif were by R. Beucher with $\zeta = 325.47 \pm 10.06$ for glass dosimeter IRMM-540; all ages are reported as central ages (Galbraith et Laslett, 1993). N, number of grains counted; ρ_s , spontaneous track density; ρ_i , induced track density; ρ_d , dosimeter track density; N_s , N_i , N_d , number of tracks counted to determine the reported track densities; χ^2 , chi-square probability that the single grain ages represent one population; D, age dispersion.

AFT ages from the Pelvoux transect vary between 3.0±0.4 and 12.6±1.0 Ma (Table 1; Figure 5.10) and only show a rough correlation with elevation (Pearson correlation coefficient: r = 0.17; Figure 5.10a). On a smaller spatial scale, the transect crosses four major valleys; the Romanche, Vénéon, Valgaudemar and Drac valleys from north to south. Ages collected on the sidewalls of the Vénéon valley provide a reasonably well-constrained age-elevation relationship (r = 0.52), the slope of which is 0.4 km My^{-}1 from weighted linear regression (Figure 5.11a). The other valley transect do not show well-constrained age-elevation relationships. All samples are characterized by low age dispersions (D < 15%) except for samples APT99-1 (D = 20%) and APT99-3 (D=21%). Two samples allowed measuring confined fission-track length (FTL) distributions: mean values and 1σ standard deviations are 11.4±0.2 / 1.5 μm (V10) and 12.5±0.2 / 1.6 μm (OL1) respectively, consistent with moderate rates of cooling through the apatite partial annealing zone (PAZ). The plot of data as a function of horizontal distance shows a clear increase of age toward the south, in particular in the southern half of the profile (Figure 5.10a). This trend suggests differential exhumation of the core of the massif with respect to its southern border during the last few million years, which may result either from differential tectonic uplift or the isostatic response to relief production (Braun et Robert, 2005; Champagnac *et al.*, 2007, 2008). We can "correct" the ages by subtracting the best-fit linear trend from the data, so as not to impose this long-wavelength trend (Figure 5.10b). This correction implicitly assumes that differential exhumation occurred after the samples passed through the apatite closure isotherm. Subtracting the trend slightly improves the correlation between ages and elevations (Pearson coefficient: 0.26; Figure 5.10b). In the following, the spectral analysis will be performed both for the raw and the trend-corrected data to test whether such a correction improves the results.

3.2. Dora-Maira transect

Data for the Dora-Maira transect are reported in Table 1 and plotted in Figure 5.10c. They comprise 23 new and 5 previously published AFT ages (Tricart *et al.*, 2007). AFT ages show a relatively wide range between 13.1 ± 0.2 and 27.3 ± 0.3 Ma, with no clear relationship with elevation (Pearson correlation coefficient: r = 0.10). Uncertainties on the ages are higher than for the Pelvoux massif due to low uranium contents and significantly older ages. All samples dated are characterized by low age dispersions (D < 5 %).

Sampling through three of the traversed valleys allows constraining age-elevation relationships at short wavelengths. In the Val Chisone (Figure 5.11b), four samples are aligned along an elevation profile for which linear regression provides a 0.1 km My^{-}1 exhumation rate (r=0.8). This estimation is confirmed along the Val Pellice (0.1 km My^{-}1, r=0.8; Figure 5.11c) and the Montoso profiles (0.09 km My^{-}1, r=1.0; Figure 5.11d). These results are in accord with previous estimates from the northern part

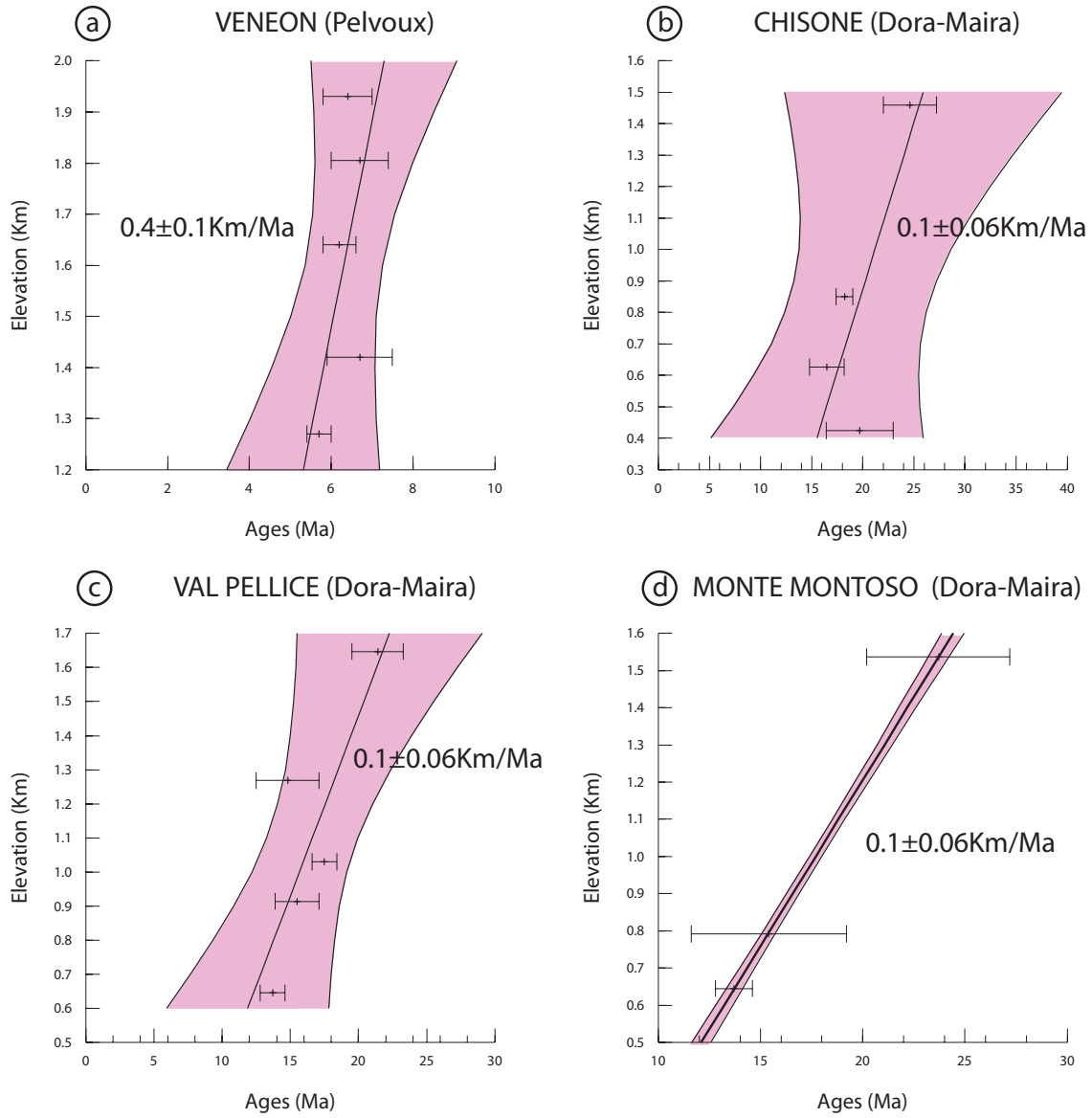


Figure 5.10: Age elevation profiles along transects in the Pelvoux and Dora Maira massifs.

of the massif (Cadoppi *et al.*, 2002; Malusa *et al.*, 2005; Tricart *et al.*, 2007), which suggested a mean age-elevation gradient of 0.1 km My^{-}1 in the Susa valley (Tricart *et al.*, 2007).

No clear longitudinal trend is indicated by the data, suggesting a relatively homogeneous exhumation of the massif between its northern and southern part. We therefore did not apply any correction to the data in the following steps of the analysis.

4. Data inversion

We quantitatively interpret the data collected in both transects using both the spectral method proposed by (Braun, 2002a) and the *Pecube* 3D thermal evolution code coupled to Neighbourhood Algorithm inversion (Braun et Robert, 2005; Herman *et al.*, 2007). Both methods provide independent estimates on denudation rates and relief evo-

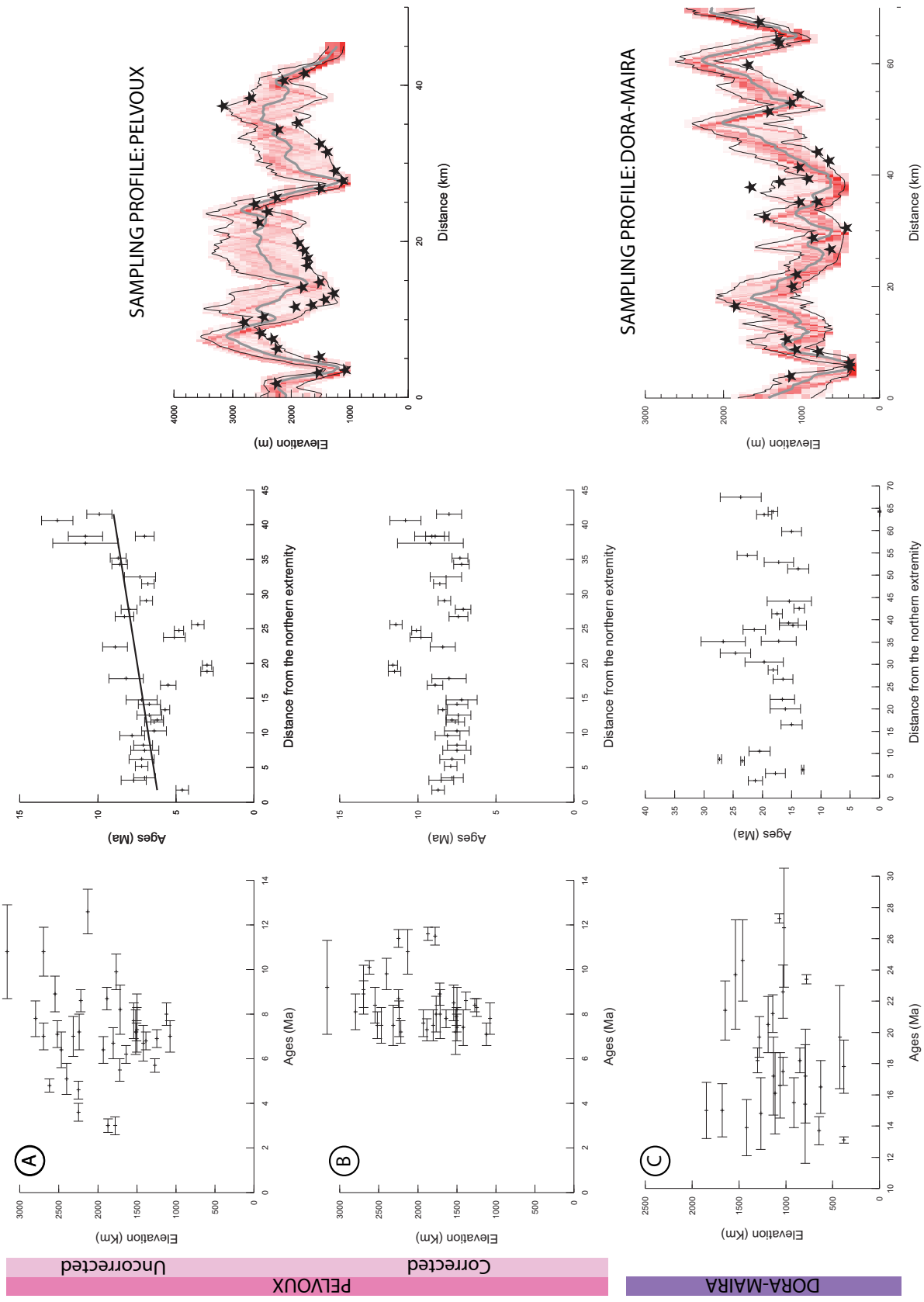


Figure 5.11: Plots of data as function of elevation and horizontal distance along profiles for the Pelvoux and Dora-Maira massifs. The Pelvoux dataset shows tighter correlation of ages and elevations after correction of a general north-south trend in the data (see text for details).

lution, enabling us to establish their robustness and the resolution with which the data allow us to establish these tectonic and geomorphic controls. We first briefly describe the methodology of the methods and then report the results obtained for each massif.

4.1. Spectral analysis of age-elevation relationships

Surface topography in mountain belts is characterized by a wide range of wavelengths, from small-scale valleys to the scale of the entire mountain belt. The thermal perturbation due to this finite amplitude topography decreases exponentially with depth, with the shapes of consecutively deeper isotherms following longer wavelength topography (cf. Figure 5.7). For a given thermochronological system, there exists a critical wavelength λ_c, below which topography has little effect on the shape of the corresponding closure-temperature isotherm. In that case, the slope of the age-elevation relationship provides an accurate estimate of the exhumation rate. On the other hand, there is no variation in age with elevation for wavelengths much greater than λ_c, unless the relief has changed since the rocks passed through the closure-temperature isotherm.

As suggested by (Braun, 2002a), the amplitude spectrum of surface topography can be used to provide independent estimates of exhumation rate and relief evolution from thermochronological datasets. The method consists in determining the 'frequency-response function' of a system that has elevation as input and thermochronological age as output. From classical spectral analysis, the function can be described in terms of a Gain (G) and a phase (F), both functions of the wavelength of input topography (λ):

$$G(\lambda) = \frac{\sqrt{C_{12}^2 + Q_{12}^2}}{C_{11}} \tag{5.13}$$

$$F(\lambda) = \arctan\left(-\frac{Q_{12}}{C_{12}}\right) \tag{5.14}$$

Where C_{12} and Q_{12} are the real and imaginary parts of the cross spectrum obtained from the real and imaginary parts of the smoothed spectral estimators of the input and output signals. These estimators are in turn obtained from the Fourier transforms of the windowed input (elevation z) and output (age, a) signals, R_z, I_z, R_a, I_a :

$$C_{12} = R_z R_a + I_z I_a \tag{5.15}$$

$$Q_{12} = I_z R_a + R_z I_a \tag{5.16}$$

C_{11} is the power spectrum of the input signal:

$$C_{11} = R_z^2 + I_z^2 \tag{5.17}$$

The smoothed spectral estimators are obtained by applying a non-rectangular window to the elevation and age profiles prior to the calculation of the Fourier transforms. This windowing allows extraction of statistically meaningful estimates of the spectral information (see Braun, 2002b, for further mathematical details).

The power spectra indicate how the amplitude of the elevation and age signals is distributed at various topographic length scales. At short wavelength, the gain (G_s) provides a good estimate of the inverse of the exhumation rate. At long wavelength, the gain estimate (G_L) contains information on the relief change, (R), over a time equal to the mean value of the age dataset (or the age of a sample located at the mean elevation of the area):

$$R = (1 - G_L/G_s) \tag{5.18}$$

where R is defined as the ratio between the relief amplitude (Δh_i) at the time rocks passed through the closure temperature isotherm and the present-day relief amplitude (Δh_0):

$$R = {}^{\Delta h_i}/_{\Delta h_0} \tag{5.19}$$

Note that we define R here as the inverse of the relief-change factor β of (Braun, 2002a), for the sake of consistency with the *Pecube* modeling that will follow.

4.2 Inversion of thermochronological datasets

The second inversion method (Braun et Robert, 2005; Herman *et al.*, 2007) combines the three-dimensional thermo-kinematic model *Pecube* (Braun, 2002b, 2003) to predict thermal histories and thermochronological ages with a scheme for parameter exploration based on the Neighbourhood Algorithm (Sambridge, 1999a,b).

Pecube allows modeling of complex scenarios of spatially and temporally varying exhumation rates and permits surface topography to vary (and relief to evolve) with time. Topography changes are incorporated here by applying a relief ratio R, defined as the ratio between the initial and present-day relief; $R = \Delta h_1/\Delta h_2$ (Valla *et al.*, tted;

van der Beek *et al.*, prep). According to this definition, for $R = 0$ the initial topography is a plateau (no relief); for $0 < R < 1$ relief has grown from past to present; while for $R > 0$ relief has decreased from past to present.

The Neighbourhood Algorithm (Sambridge, 1999a,b) performs a direct search in a multidimensional parameter space in order to find a minimum of the misfit function between observations and model predictions. The method is iterative and based on the natural neighbour and Voronoi diagram concepts. The misfit function is defined as the L2-norm of the weighted difference between the observation vector, O , and the prediction vector, P :

$$misfit = \frac{1}{n}\sqrt{\sum_{i=1}^{N}\left(\frac{O_i - P_i}{\Delta O_i}\right)^2} \tag{5.20}$$

Where n is the number of measured samples (AFT ages of the profiles) and are the observational errors. During a second or appraisal stage, the model ensemble is resampled to provide Bayesian measures of marginal probability-density functions (PDF's) for all parameters, allowing a quantitative assessment of the resolution with which these parameters are resolved (Valla *et al.*, tted). We redirect the reader to a complete description of the NA in (Sambridge, 1999a).

A high-performance computing cluster is used to perform a large amount of forward models ($\approx$ 5000 in total for this study) to lead to a statistically significant fit given the number of free parameters.

4.3 Spectral analysis results

The sample ages were interpolated to provide 128 equally spaced datapoints that were used to compute the power spectra and gain functions for both massifs. The results are shown in Figure 5.12. The power spectra provide information on the relative strength of the input (elevation profile) and output (age profile) signals as a function of wavelength: a strong signal will result in a lower error on the gain estimate (independently of the error induced by the uncertainty on the ages). Thus, the power spectrum allows assessing the resolution of the data at different wavelengths and identifying relevant information in the gain spectrum.

In order to estimate the uncertainty introduced in the spectral analysis results due to the error on the AFT ages, we use a bootstrap approach in which 1000 interpolated age profiles were generated for each transect with input ages randomly selected from the probability-density function of each sample age, assuming a normal distribution of

ages around the central age.

4.3.1 Pelvoux

A comparison of computed power spectra and gain functions for uncorrected and corrected age trends shows that the trend correction applied to the data eliminates the age-elevatin relationship at longer wavelengths, resulting in a flat gain spectrum close to 0 at all wavelengths. We will therefore not discuss this correction and pursue the analysis with the uncorrected dataset.

The power spectrum of elevation shows maximum values for wavelengths between 10 and 20 km (Figure 5.12b), which is clearly the dominant wavelength in the topography (Figure 5.12a). The age profile better resolves wavelengths around 6 km, as shown by its power spectrum. At short wavelength (below 2 km), both power spectra are close to zero, underlining poor resolution of data. As a consequence, the calculated gain function appears noisy at wavelengths shorter than 2 km. This is probably due to the relatively coarse and irregular sampling intervals, notwithstanding our attempt to sample tightly and regularly, as well as the inherent noise in the data expressed by the irregular age-elevation relationships obtained in three of the four main valleys. Interestingly, this "inherent" noise in the data is larger than the noise introduced by the uncertainty on sample AFT ages. At intermediate wavelengths, the gain appears slightly smaller than at shorter wavelengths, showing that topography starts to perturb the AFT closure isotherms. Finally, at the largest wavelengths analyzed the gain function seems to stabilize at a value that is clearly lower than for the short wavelengths and becomes less noisy. At these wavelengths, the uncertainties due to intrinsic noise and single age errors appear very close.

A mean value and standard error of the gain function at short wavelengths (G_s; $\lambda < 2$ km) was computed for each of the 1000 profiles, leading to an average value of $2.6^{+0.5}_{-0.6}$ My km-1. This value is represented as horizontal blue line on the gain graph. The inverse of these values provides a direct estimate of the mean exhumation rate affecting the massif, which is 0.4 ± 0.1 km My^{-}1, remarkably close to the exhumation rates inferred from both the age-elevation profile along the Vénéon valley (Figure 5.11a) and the inferences drawn by (van der Beek *et al.*, prep) from inverse modeling of an age-elevation dataset at La Meije peak, just east of our profile.

The long-wavelength gain (G_L; $\lambda > 6$ km) was similarly estimated at $0.1^{+0.7}_{-0.1}$. From the mean G_s and G_L and equation 5.18, we can estimate the relief evolution of the massif since a time corresponding to the mean age of the dataset. The computed relief ratio $R = 0.9^{+0.3}_{-0.2}$. We conclude from the spectral analysis of the Pelvoux transect, in spite of the fact that the signal appears relatively noisy, that the massif has undergone exhumation at moderate rates ($0.3 < E < 0.5$ km My^{-}1) and no clear variation in relief

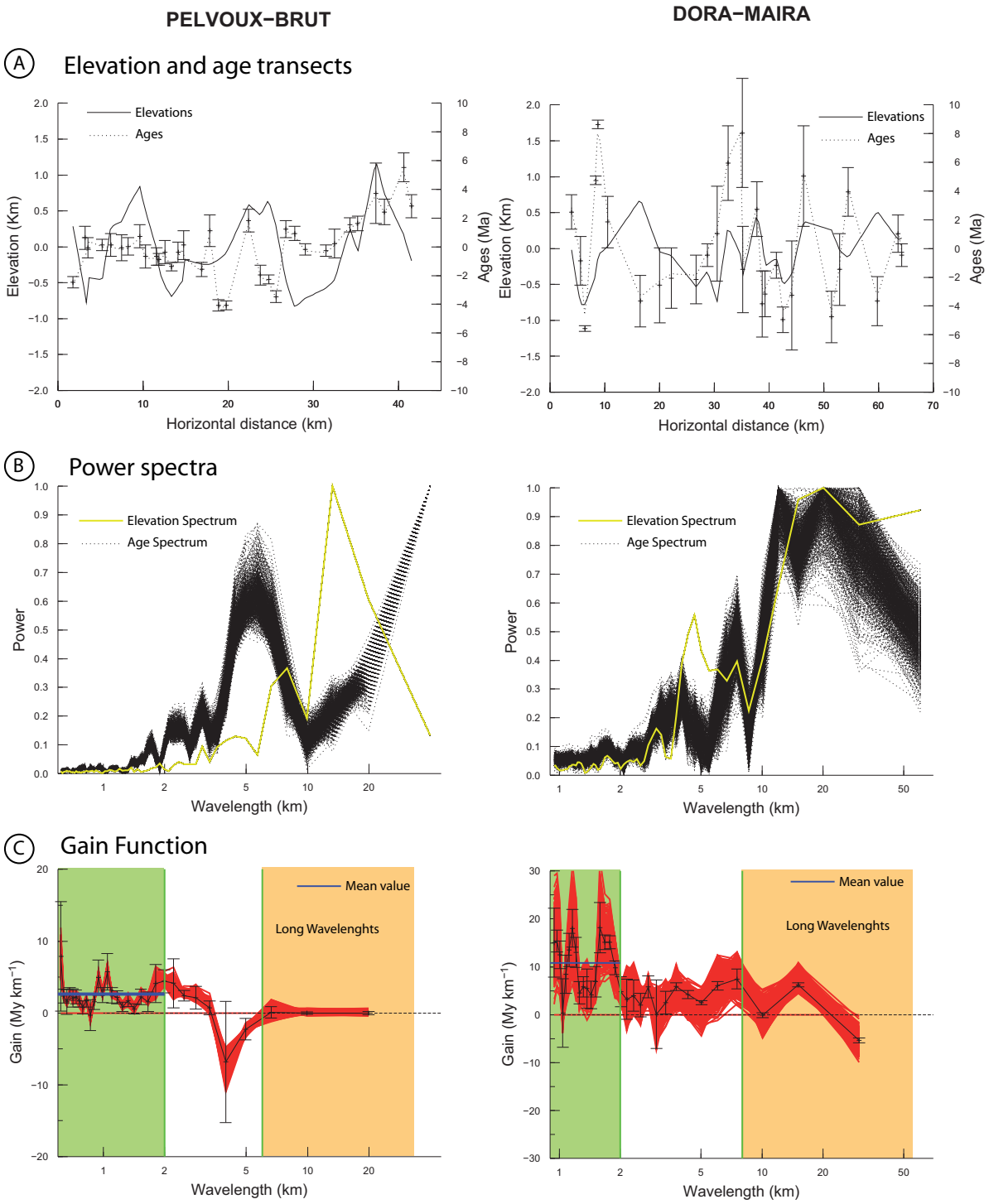


Figure 5.12: Spectral analysis of the thermochronological dataset for both Pelvoux and Dora-Maira massifs: (a) Elevation and age profile interpolated from the AFT age-elevation dataset. The mean value has been subtracted from both profiles. (b) Power spectra of the elevation and age profiles. (c) The real part of the gain function between age and elevation calculated from equation (1). Results are shown for 1000 different age profiles generated by randomly selecting ages from the PDF's of individual sample ages in (b) and (c) (see text for discussion). Gain function using central ages is shown as black line in (c), together with the intrinsic error due to sampling. Green vertical bars delimit long- and short-wavelength domains used for calculating G_L, G_S (estimates shown as blue horizontal lines) and R.

since ≈ 8 Ma (mean AFT age of the dataset).

4.3.2 Dora-Maira

The power spectra of both ages and elevations reveal a strong signal for wavelengths greater than 8 km (Figure 5.12). The two signals present roughly the same distribution of power as a function of wavelength, underlining an overall correlation of ages and elevations at all wavelenghts. Here again, there is little power in both signal at wavelengths below 2 km, implying poor resolution at short wavelength.

The gain function computed for the Dora-Maira massif therefore presents a higher noise level than for the Pelvoux, due to irregular spacing of samples and larger errors on single ages along the transect. The uncertainty induced by single age errors everywhere exceeds the intrinsic error related to the method.

The average value of G_s ($\lambda < 2$ km) for the 1000 profiles generated is $10.8^{+7.7}_{-7.1}$ My km-1, leading to an average mean exhumation rate of $0.1^{+0.2}_{-0.05}$ km My^{-}1, again remarkably consistent with the age-elevation relationships shown in Figure 5.11b-d. This consistency suggests that, in spite of the noise level, both methods constrain exhumation rates relatively tightly. At wavelengths greater than 8 km, the average value G_L is $0.7^{+3.7}_{-2.3}$ My km-1, which associated with the G_s value leads to a crude estimate for $R = 0.9^{+0.4}_{-0.2}$ since a time equal to the mean AFT age of 18 Ma. The spectral analysis of the Dora-Maira transect thus reveals low exhumation rates (≈ 0.1 km My^{-}1), consistent with previous estimates drawn from local age-elevation relationships. No clear variation in relief is evidenced for the last 18 Ma.

The spectral analyses for both massifs lead to similar predictions of relatively low regional exhumation rates. These results, although associated with large relative errors, are both consistent with independent estimates for exhumation rates. Variations in relief are difficult to assess and the results tend to promote only relatively minor evolution of relief in both massifs.

4.4 NA-inversion results

In order to test the predictions of the spectral analyses we attempt to find best-fit exhumation rates and relief evolution scenarios from *Pecube*-NA inversions. Fixed thermal and kinematic input parameters used in our *Pecube* modelling are given in Table 2; these are similar to those used previously in modelling thermochronology data from the Pelvoux massif (van der Beek *et al.*, prep). Simulations were run for 20 Ma and 30 Ma for the Pelvoux and Dora-Maira transects respectively, in order to include the oldest AFT ages. The AFT age datasets and associated 1σ standard deviation were used as observational constraints.

Here we invert for simple scenarios including three free parameters: exhumation rate

(E), relief change (R) and a relief-change timescale (τ). The latter controls the way in which relief (Δ_h) evolves through time (Braun et Robert, 2005):

$$\Delta h_t = \Delta h_0 + \left[(R-1)\ \Delta h_0 \frac{1 - e^{(t - t_i)/\tau}}{1 - e^{-t_i/\tau}} \right] \tag{5.21}$$

where t is time before present and t_i is the onset age of the model run. It follows from (10) that, if the absolute value of τ is much larger than the modeled time span, the relief variation will be linear through time, whereas if τ is small and positive, relief change will take place rapidly at the onset of the model run and if τ is small and negative, relief change will take place rapidly close to the present-day. We let these parameters vary between 0 and 1 km My^{-1} for E, 0 and 2 for R and -1000 My and 1000 My for τ. We refrain from using a more sophisticated scenario for two reasons: firstly, this simple scenario allows direct comparison inversion results with average exhumation rates and relief change factors since the samples crossed the closure isotherm obtained by the spectral method; second, since we use a single thermchronological system (AFT) in this study, there is likely little resolution in more complex two- or three-phase models (Valla *et al.*, tted; van der Beek *et al.*, prep).

Inversion results are reported as scatterplots of fit as a function of parameter values in Figure 5.13. Associated Bayesian estimates of parameter resolution are reported in figure 8 as normalized marginal probability density function (PDFs).

4.4.1 Pelvoux

The inversion converges reasonably well for exhumation rate, leading to a best fitting value of E $\approx$ 0.6 km My^{-1}. In contrast, the inversion does not converge for either relief factor (R>1) or timescale of relief change ($\tau \approx$ [-1000:-400] and [100:900]), as shown by the scattered results on 2D diagrams (figure 7). The unexpected preferred R value ($R \approx 2$) suggests a decrease in relief, which is clearly different from estimates obtained using the spectral analysis. This discrepancy suggests that the data do not predict relief development with sufficient resolution.

Posterior probability-density functions (PDF's) for parameter values confirm these estimates (Figure 5.14). The exhumation rate is clearly better constrained than the others parameters with a maximum probability for E$\approx$ 0.65 km My^{-1}. The flat PDFs for relief evolution end timescale underlines the lack of resolution on these parameters.

The spectral analysis and inversion methods provide consistent estimates for exhumation rate, even though the inversion predicts a slightly higher value (0.6 vs. 0.4

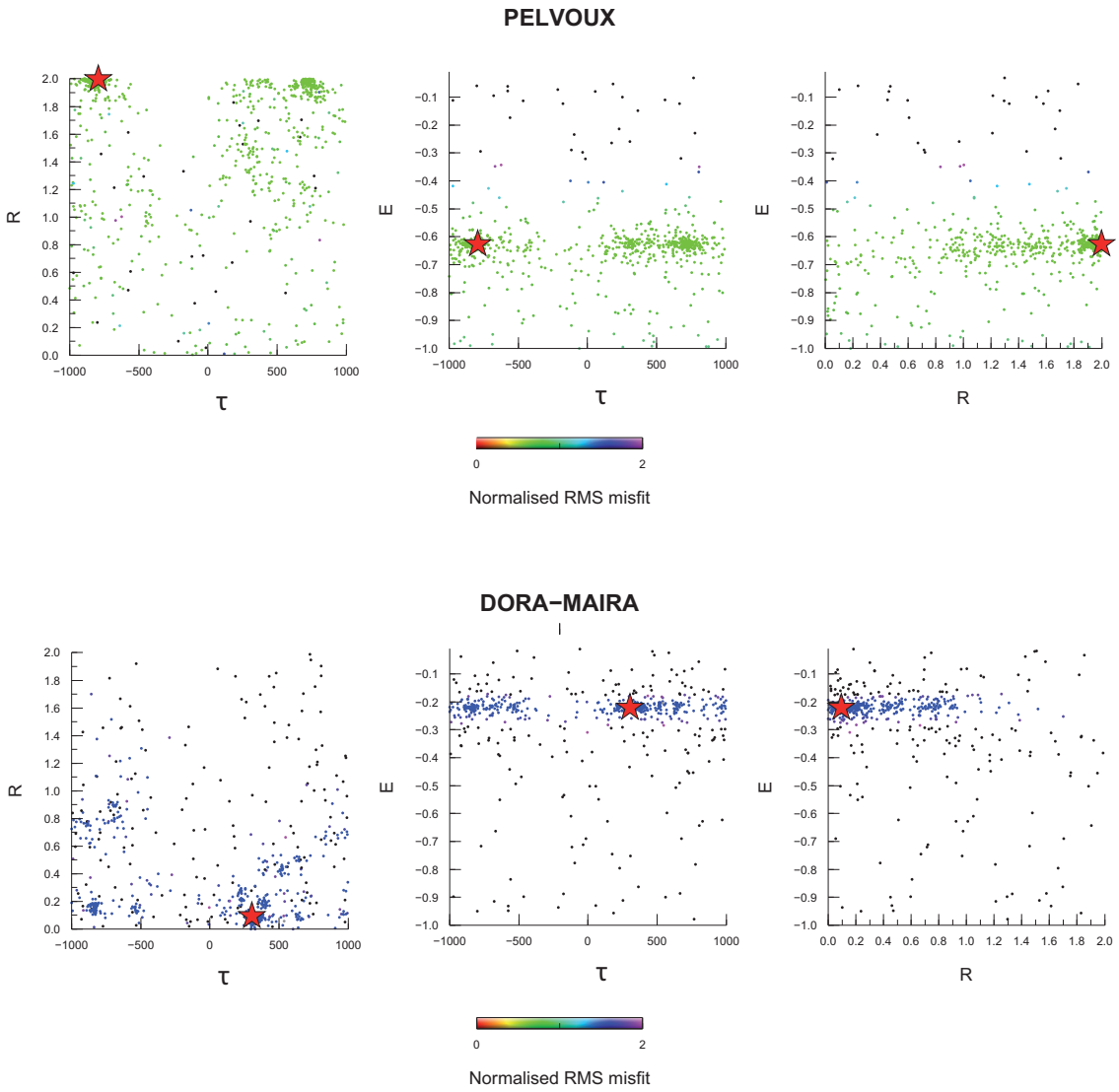


Figure 5.13: Scatter diagrams showing results of the NA inversion for both Pelvoux and Dora-Maira dataset. Each dot corresponds to a forward model; its color is proportional to the misfit value between prediction and AFT data. Each diagram is the projection of runs into a two-dimensional space defined by two of the three parameters explored (Exhumation rate E; relief factor R; timescale for relief change τ); horizontal and vertical scales define the intervals for given parameters.

km My^{-1}). In contrast, our dataset appears insufficient to allow good constraints on relief history.

4.4.2 Dora-Maira

The inversion performed on the Dora-Maira dataset shows relatively good constraints on exhumation rate, with a preferred value of E $\approx$ 0.2 km My^{-1}. The timescale for relief change again shows highly scattered results. The results for the relief factor are also relatively scattered but tend to promote values less than 1. This would suggest an increase in relief, the amount of which is difficult to constrain.

The probability density functions reported in Figure 5.14 point out a maximum probability around 0.2$\pm$0.1 km My^{-1} for the estimate of exhumation rate. Flat PDF's

Fixed Model Parameters for Pecube Inversion		
	Pelvoux	Dora-Maira
Crustal Thickness [km]	20	20
Number of nodes in Z direction	21	21
Crustal Density [kg/m3]	2700	2700
Mantle Density [kg/m3]	3200	3200
Poisson's ratio	0,25	0,25
Elastic plate thickness [km]	20	20
Size of the FFT grid for elastic rebound [km]	1024*1024	1024*1024
Thermal diffusivitry [km2/Ma]	25	25
Temperature at sea level [°C]	15	15
Temperature at z=40km	520	520
Atmospheric lapse rate [°C/Km]	6	6
Young modulus	1,d11	1,d11
XMIN Lambert III sud Carto [Km]	890	970
XMAX Lambert III sud Carto [Km]	919	1008
YMIN Lambert III sud Carto [Km]	3268	3250
YMAX Lambert III sud Carto [Km]	3323	3328
NX [Km]	30	39
NY [Km]	56	79

Table 2: Fixed thermo-kinematic and elastic parameters used in Pecube. Crustal thickness and basal crustal temperature are set to obtain a mean geothermal gradient of $25°Ckm^{-1}$. Poisson ratio, Young's modulus and Equivalent Elastic Thickness are used for calculating the isostatic response to relief change. Equivalent elastic thickness simulates a moderate isostatic rebound.

for both relief-change timescale and relief factors again suggest our data do not provide tight constraint on the relief history.

Both methods show fairly good convergence on exhumation rates with estimates $\leq$ 0.2 km My^{-1}. The inversion method does not allow quantifying relief evolution but tends to promote an increase in relief during the past 20 Ma, whereas the spectral analysis does not provide clear evidence for relief increase. As for the Pelvoux massif, our attempt to constrain the relief history leads to relatively scattered results showing that our dataset does not allow to tightly constrain this parameter.

5. Discussion

5.1. Methods

Spectral analysis appears as a promising method to rapidly assess mean exhumation rates and relief evolution over a given period of time. However, our study highlights potential difficulties when dealing with natural data: thermochronology often does not allow dating of a complete dataset or controlling errors on individual sample ages. It appears from the Dora-Maira transect that high single-age errors result in relatively large uncertainties in the gain estimate, exceeding intrinsic errors in the spectral analysis due to finite sampling. In contrast, the lower single-age errors for the Pelvoux transect resulted in gain estimates limited by the intrinsic errors. The spacing between samples

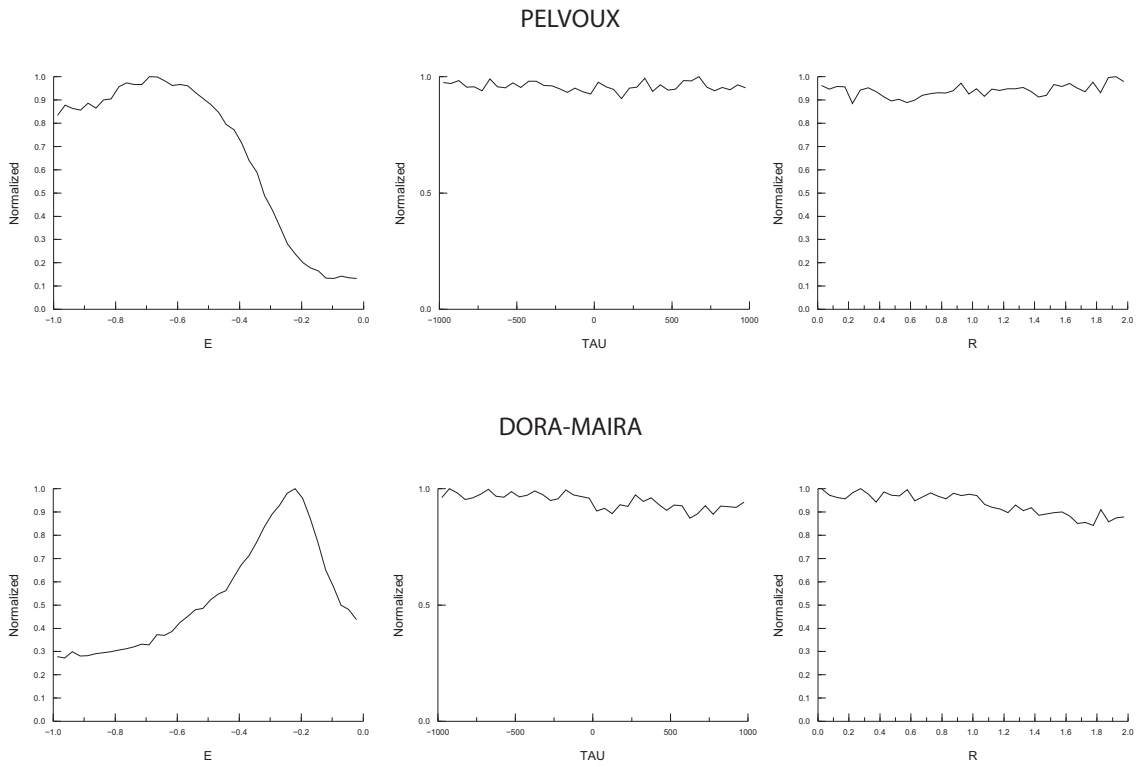


Figure 5.14: 1D posterior PDFs for inversions performed on the Pelvoux and Dora-Maira datasets, obtained after the NA appraisal stage: (a) Exhumation rate E; (b) timescale for relief change τ; (c) Relief factor R.

obviously controls the intrinsic error and mainly affects short wavelengths, resulting in better resolution as spacing becomes smaller. On the other hand, individual sample age errors affects gain values at all wavelengths. These dual sources of potential error require carefully preparing the sampling strategy according to expected ages and uranium contents. As older thermochronological ages are usually associated with higher absolute uncertainties, close attention has to be paid to data quality to assure sufficient constraint on gain estimates. In contrast, young ages are generally associated with lower absolute errors, the limiting factor to control is spacing between samples.

The comparisons between spectral analysis and data inversion show good coherency between estimates of exhumation rates. Both methods are also consistent with previous estimates obtained along age-elevation profiles in the Pelvoux (van der Beek *et al.*, prep) and Dora-Maira massifs (Tricart *et al.*, 2007). On the contrary, it is difficult to compare predictions for relief evolution as the inversion method clearly highlights the limits of AFT data alone in constraining relief development. In a recent publication, Valla *et al.* (tted) point out that AFT ages along local age-elevation profiles are insufficient to provide quantitative information about the exhumation or relief history. Our inversion results support this finding issue but spectral analysis shows that sampling at variable topographic wavelength could be a suitable strategy to resolve relief evolution.

5.2. Exhumation and Relief development in the Pelvoux and Dora-Maira

massifs

The spectral analysis and data inversion support a mean exhumation rate of 0.4-0.5 km My-1 in the Pelvoux massif since 8 Ma, whereas the Dora-Maira massif presents much slower mean exhumation rates of 0.1 km My-1 since 18 Ma. This discrepancy between the two massifs is compatible with the Neogene tectonic history of the western Alps, in which the external zone undergoes compressive deformation whereas the internal zone is characterized by post-collisional extension (e.g. Sue *et al.*, 2007).

Our spectral analysis for the Pelvoux massif only resolves a mean exhumation and relief history over the last 8 Ma and does not allow discriminating the regional exhumation event recorded in most of the external crystalline massifs (i.e. Argentera: (Bigot-Cormier *et al.*, 2006); Mont Blanc: (Glotzbach *et al.*, 2008) and Aar: (Vernon *et al.*, 2009) and also suggested by multi-method low-temperature thermochronology data along an age-elevation profile (van der Beek *et al.*, prep). No significant change in relief evolution is evidenced for the last 8 My, suggesting relatively constant relief. If it has occurred, relief growth may have taken place before 8 Ma, as van der Beek *et al.* (prep) have recently proposed lower relief at 9.5 ± 2.5 My than at 4.6 Ma.

The sediment record of the peripheral alpine basins shows a major increase in sediment flux at around 5 Ma (Kuhlemann *et al.*, 2002) and is interpreted by several authors as part of a worldwide increase in sedimentation rates in response to increased climate variability (concerning both intensity and frequency of changes) during late Cenozoic times (Molnar, 2004; Zhang *et al.*, 2001). Relief development in the Pelvoux massif related to such rapid changes and subsequent glaciation was recently studied by (van der Beek et Bourbon, 2008) and attempts at quantifying relief changes have been made by using thermochronological systems (van der Beek *et al.*, prep). However, our data tend to show that, if any significant change in relief occurred in the Pelvoux massif arround 5 Ma, the AFT system probably does not have sufficient resolution to record such an event The Dora-Maira transect presents ages that are consistent with those found in the Susa and Val d'Aosta valleys to the north (Cadoppi *et al.*, 2002; Malusa *et al.*, 2005; Tricart *et al.*, 2007) and confirm the contrast with younger ages found to the west, within the Viso ophiolites and the Schistes lustrés complex (Schwartz *et al.*, 2007). The slow exhumation rates obtained for the last 18 Ma in the Dora-Maira massif are compatible tectonic stability of the massif since early Miocene times.. Such tectonic stability appears in contrast with Miocene tectonic exhumation of the massif along its western flank as inferred from tectonic and seismotectonic studies (e.g. Sue et Tricart, 1999; Tricart *et al.*, 2004). However, as previously pointed out by Tricart *et al.* (2007), the diachronous age pattern with ages younging from the Dora Maira massif to the west is inconsistent with late-stage exhumation of the massif along the western ductile shear zone and sustains that the doming must have occurred earlier, at temperatures above

the closure temperature of the AFT system. Our analyses do not allow to place strong constaints on relief evolution for the past 20 Ma. From provenance analysis of sediments filling the Ligurian molasse basin, (Carrapa, 2002) has shown that incision affecting the basement nappes of the Dora-Maira massif likely occurred during the last 10 Ma. Such late arrival of basement pebbles probably reflects the existence of overlying sedimentary nappes between 18 and 10 Ma. Apparently, both the cover nappes and basement of the Dora Maira massif have been passively eroded without a strong increase in relief since Early Miocene times. As previously pointed out by Valla *et al.* (tted), our study suggests that the relatively high closure temperature of the AFT thermochronological system only allows to partially record relief history, pointing out a general under-estimation of relief changes in current thermochronological studies. Multi-method thermochronology along transects and/or more sensitive thermochronometers such as $^{3}He/^{4}He$ (Shuster *et al.*, 2005) may be required to fully resolve relief development in moderately active mountain ranges such as the Alps.

6. Conclusion

We have sampled age-elevation relationships along transects located in two crystalline Alpine massifs presenting different tectonic histories. Analyses were performed using an original approach coupling spectral analysis and inversion of thermochronological datasets to test how the AFT system can constrain exhumation and relief histories. Our results show that the spectral method provides consistent estimates of exhumation rates with respect to local age-elevation relationships. Further constraint on the relief evolution could be provided in specific geological settings as long as careful checks on the potential limits of thermochronological systems have been made. The Pelvoux transect suggest a mean exhumation rate of 0.4-0.6 km My^{-1}, in accord with previous estimates. The Dora-Maira transect reveals a slow mean exhumation rate of 0.1 km My^{-1} for the last 20 Ma. No clear evolution of relief in both massifs emerges from the spectral analysis and data inversion. We relate this to either constant relief during the recorded times span or to low resolution of relief histories due to the relatively high system closure temperature of the AFT system. This study highlights the necessity to favor multiple thermochronometer studies and low-closure temperature systems to explore recent relief evolution.

Acknowledgements

This project was financed by the INSU-CNRS "Reliefs de la Terre" programme (Pelvoux samples) and the Agence Nationale de la Recherche (Dora Maira samples). Romain Beucher is supported by a PhD grant from the French Ministry for Research and Higher Education. Computations were performed on R2D2, the high performance cluster maintained by the CIMENT project (Calcul Intensif / Modélisation / Expéri-

mentation Numérique et Technologique) at Grenoble University Joseph Fourier. PvdB thanks Matthias Bernet, Frédéric Herman, Max Rohrman and Leo Zijerveld for assistance with sampling the Pelvoux transect. We thank Francis Coeur and François Senebier for sample preparation.

References

Beucher, R., Sue, C. et Tricart, P. (Submitted). Complex arc dynamics in the South-Western Alps inferred from seismotectonics. *Geophysical Journal International*.

Bigot-Cormier, F., Sosson, M., Poupeau, G., Stephan, J. F. et Labrin, E. (2006). The denudation history of the Argentera Alpine External Crystalline Massif (Western Alps, France-Italy): an overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons. *Geodinamica Acta*, 19(6):455–473.

Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Wiederkehr, M., Koller, F., Schmid, S., Schuster, R., Engil, M., Berger, A. et Martinotti, G. (2008). Metamorphism of metasediments at the scale of an orogen: a key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps. *In* Siegesmund, S. F. B. et Froitzheim, N., éditeurs : *Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System*, volume 298, pages 393–411. Geological Society, Special Publications, London, geological society, special publications édition.

Braun, J. (2002a). Estimating exhumation rate and relief evolution by spectral analysis of age-elevation datasets. *Terra Nova*, 14:210–214.

Braun, J. (2002b). Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth and Planetary Science Letters*, 200:331–343.

Braun, J. (2003). Pecube: a new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. *Computers & Geosciences*, 29(6):787–794.

Braun, J. et Robert, X. (2005). Constraints on the rate of post-orogenic erosional decay from low-temperature thermochronological data: application to the Dabie Shan, China. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(9):1203–1225.

Cadoppi, P., Balestrieri, M., Bigazzi, G., Riccio, I. et Tallone, S. (2002). Oligocene-Miocene differential exhumation of the Western Alps in the Lower-Middle Susa Valley: evidence from apatite fission track analysis (abstract). *In* GEDA, éditeur : *Riunione estiva della Societa Geologica Italiana. Cinematiche collisionali: tra esumazione e sedimentazione*, pages 73–74, Torino.

Cadoppi, P., Giardino, M., Perrone, G. et Tallone, S. (2007). Litho-structural control, morphotectonics, and deep-seated gravitational deformations in the evolution of Alpine relief: A case study in the lower Susa Valley (Italian Western Alps). *Quaternary international*, 171-172:143–159.

Calais, E., Nocquet, J. M., Jouanne, F. et Tardy, M. (2002). Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996-2001. *Geology*, 30(7):651–654.

Carrapa, B. (2002). *Tectonic evolution of an active orogen as reflected by its sedimenatry record, an integrated study of the Tertiary Piedmont Basin (Internal Western Alps, NW Italy)*. Phd, Vrije Universiteit of Amsterdam.

Carraro, F. (1987). Remodelling and reworking as causes of error in distinguishing between glacial and non-glacial deposits and landforms. *Geological Survey of Finland Special Paper*, 3: 39–48.

Carraro, F., Forno, M., Giardino, M. et Paro, L. (2005). Guidebook of the 14th meeting of the Association of European Geological Societies. *Italian Journal of Quaternary Science*, 18(2):3–55.

Cederbom, C. E., Sinclair, H. D., Schlunegger, F. et Rahn, M. K. (2004). Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology*, 32(8):709–712.

Champagnac, J. D., Molnar, P., Anderson, R. S., Sue, C. et Delacou, B. (2007). Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology*, 35(3):195–198.

Champagnac, J. D., van der Beek, P., Diraison, G. et Dauphin, S. (2008). Flexural isostatic response of the Alps to increased Quaternary erosion recorded by foreland basin remnants, SE France. *Terra Nova*, 20(3):213–220.

Chopin, C. (1984). Coesite and pure pyrope in high-grade bueschists of the western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86:107–118.

Clauzon, G. (1990). *Génèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné*. Phd, Université d'Aix-Marseille II, Aix-en-Provence.

Crouzet, C., Menard, G. et Rochette, P. (2001). Cooling history of the Dauphinoise Zone (Western Alps, France) deduced from the thermopaleomagnetic record: geodynamic implications. *Tectonophysics*, 340(1-2):79–93.

Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D. et Burkhard, M. (2004). Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophysical Journal International*, 158(2):753–774.

Di Vincenzo, G., Tonarini, S., Lombardo, B., Castelli, D. et Ottolini, L. (2006). Comparison of Ar-40-Ar-39 and Rb-Sr data on phengites from the UHP Brossasco-Isasca unit (Dora Maira Massif, Italy): Implications for dating white mica. *Journal of Petrology*, 47(7):1439–1465.

Dumont, T., Champagnac, J. D., Crouzet, C. et Rochat, P. (2008). Multistage Alpine shortening in the Central Dauphiné (French Western Alps): implications for pre-Alpine restoration. *Swiss Journal of Geosciences*, 101(1):89–110.

Ehlers, T. (2005). Crustal thermal processes and thermochronometer interpretation. *In* Reiners, P. W. et Ehlers, T. A., éditeurs : *Low-temperature Thermochronology*, pages 315–330. Mineralogical Society of America/Geochemical Society Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Chantilly, Virginia.

Eva, E., Pastore, S. et Deichmann, N. (1998). Evidence for ongoing extensional deformation in the western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland. *Journal of Geodynamics*, 26(1):27–43.

Ford, M. (1996). Kinematics and geometry of early Alpine, basement-involved folds, SW Pelvoux massif, SE France. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89(1):269–295.

Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D. et Vanderhaegue, O. (2006). Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of the Geological Society, London*, 163:815–826.

Gabalda, S., Beyssac, O., Jolivet, L., Agard, P. et Chopin, C. (2009). Thermal structure of a fossil subduction wedge in the Western Alps. *Terra Nova*, 21(1):28–34.

Galbraith, R. et Laslett, G. M. (1993). Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks*, 21:459–470.

Garzanti, E. et Malusa, M. G. (2008). The Oligocene Alps: Domal unroofing and drainage development during early orogenic growth. *Earth And Planetary Science Letters*, 268(3-4):487–500.

Gebauer, D., Schertl, H. P., Brix, M. et Schreyer, W. (1997). 35 Ma old ultra-high-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora-Maira Massif, Western Alps. *Lithos*, 41:5–24.

Glotzbach, C., Reinecker, J., Danisik, M., Rahn, M., Frisch, W. et Spiegel, C. (2008). Neogene exhumation history of the Mont Blanc massif, western Alps. *Tectonics*, 27(4).

Henry, C. (1990). *L'unité à coesite du massif de Dora-Maira dans son cadre pétrologique et structural (Alpes occidental, Italie)*. These de doctorat, Université Paris VI, Paris.

Herman, F., Braun, J. et Dunlap, W. J. (2007). Tectonomorphic scenarios in the Southern Alps of New Zealand. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 112(B4).

Jouanne, F., Menard, G. et Darmendrail, X. (1995). Present-day vertical displacements in the north-Western Alps and southern Jura mountains - Data from leveling comparisons. *Tectonics*, 14(3):606–616.

Kuhlemann, J. (2000). Post-collisional sediment budget of circum-Alpine basins (Central Europe). *Memorie di Scienze Geologiche, Padova*, 52:1–91.

Kuhlemann, J., Frisch, W., Szekely, B., Dunkl, I. et Kazmer, M. (2002). Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. *International Journal of Earth Sciences*, 91(5):818–837.

Leloup, P. H., Arnaud, N., Sobel, E. R. et Lacassin, R. (2005). Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc. *Tectonics*, 24(4).

Lemoine, M., Bas, T., Arnaudvanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., Degraciansky, P. C., Rudkiewicz, J. L., Megardgalli, J. et Tricart, P. (1986). The continental margin of the mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, 3(3):179–199.

Malusa, M. G., Polino, R., Zattin, M., Bigazzi, G., Martin, S. et Piana, F. (2005). Miocene to Present differential exhumation in the Western Alps: Insights from fission track thermochronology. *Tectonics*, 24(3):TC3004.

Molnar, P. (2004). Interactions among topographically induced elastic stress, static fatigue, and valley incision. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 109(F2).

Montjuvent, G. (1974). Considération sur le relief glaciaire à propos des Alpes du Dauphiné. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 16:465–502.

Montjuvent, G. (1978). *Le Drac. Morphologie, Stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin*. Revue de Géologie Alpine, Paris.

Montjuvent, G. et Winistorfer, J. (1980). Glaciations quaternaires dans les Alpes franco-suisses et leur piédmont. *Géologie Alpine*, 56: 251–282.

Rubatto, D. et Hermann, J. (2001). Exhumation as fast as subduction? *Geology*, 29(1):3–6.

Sabil, N. (1995). *La datation par traces de fission: aspects méthodologiques et applications thermochronologiques en contextes alpins et de marges continentale*. Phd, Université Joseph Fourier, Grenoble.

Sambridge, M. (1999a). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138(2):479–494.

Sambridge, M. (1999b). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - II. Appraising the ensemble. *Geophysical Journal International*, 138(3):727–746.

Schlüchter, C. (1986). The Quaternary glaciations of Switzerland, with special reference to the northern Alpine Foreland. *Quaternary Science Reviews*, 5:413–419.

Schmid, S., Fügenschuh, B., Kissling, E. et Schuster, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97:93–117.

Schwartz, S., Lardeaux, J. M., Tricart, P., Guillot, S. et Labrin, E. (2007). Diachronous exhumation of HP-LT metamorphic rocks from south-western Alps: evidence from fission-track analysis. *Terra Nova*, 19:133–140.

Serpelloni, E., Anzidei, M., Baldi, P., Casula, G. et Galvani, A. (2005). Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surroundings regions: New results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks. *Geophysical Journal International*, 161(3):1180–1200.

Seward, D., Ford, M., Bürgisser, J., Lickorish, W. H., Williams, E. et Meckel, L. (1999). Preliminary results of fission track analyses in the Southern Pelvoux area, SE France. *Memorie di Scienze Geologiche, Padova*, 51:25–31.

Shuster, D. L., Ehlers, T. A., Rusmore, M. E. et Farley, K. A. (2005). Rapid glacial erosion at 1.8 ma revealed by 4he/3he thermochronometry. *Science*, 310(5754):1668–1670.

Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M. et Fornari, M. (2009). Ar-40/Ar-39 dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma). *Terra Nova*, 21(2):127–136.

Stüwe, K., White, L. et Brown, R. (1994). The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. *Earth And Planetary Science Letters*, 124:63–74.

Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J. D., Allanic, C., Tricart, P. et Burkhard, M. (2007). Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview. *International Journal of Earth Sciences*, 96(6): 1101–1129.

Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J. et Tricart, P. (1999). Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research*, 104: 611–622.

Sue, C. et Tricart, P. (1999). Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briancon, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 92(2):171–181.

Thouvenot, F., Frechet, J., Jenatton, L. et Gamond, J. F. (2003). The Belledonne Border Fault: identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. *Geophysical Journal International*, 155(1):174–192.

Tilton, G., Schreyer, W. et Schertl, H. P. (1991). Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora-Maira massif, western Alps, Italy: II What is the age of ultrahigh pressure metamorphism? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108:22–33.

Tricart, P. (1984). From passive margin to continental collision: A tectonic scenario for the western Alps. *American Journal of Science*, 284:97–120.

Tricart, P., der Beek, P. V., Schwartz, S. et Labrin, E. (2007). Diachronous late-stage exhumation across the western Alpine arc: constraints from apatite fission-track thermochronology between the Pelvoux and Dora-Maira Massifs. *Journal of the Geological Society of London*, 164:163–174.

Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C. et Lardeaux, J.-M. (2004). Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustrés, Western Alps). *Journal of Structural Geology*, 26:1633–1645.

Valla, P., Herman, F., van der Beek, P. et Braun, J. (Submitted). Inversion of thermochronological data to extract independent estimates of denudation and relief history - I : Theory and conceptual model. *Earth And Planetary Science Letters*.

Valla, P., van der Beek, P. et Lague, D. (Accepted). Fluvial incision into bedrock: insights from morphometric analysis and numerical modeling of gorges incising glacial hanging valleys (western Alps, France). *Journal of Geophysical Research*.

van der Beek, P. et Bourbon, P. (2008). A quantification of the glacial imprint on relief development in the French Western Alps. *Geomorphology*, 97:52–72.

van der Beek, P., Valla, P., Herman, F., Braun, J., Persano, C., Dobson, K., Stuart, F. et Labrin, E. (in prep). Extracting denudation and relief history from thermochronological elevation profiles - II: Application to the French Western Alps.

Vernon, A., van der Beek, P., Sinclair, H. et Rahn, M. (2008). Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission track thermochronology database. *Earth And Planetary Science Letters*, 270:316–329.

Vernon, A., van der Beek, P., Sinclair, H. D., Persano, C., Foeken, J. et Stuart, F. (2009). Variable Late Neogene exhumation of the central European Alps: low-temperature thermochronology from the Aar massif (Switzerland) and the Lepontine Dome (Italy). *Tectonics*, 0.

Vialon, P. (1966). *Etude géologique du Massif cristallin de Dora-Maira, Alpes cottiennes internes, Italie*. Thèse de doctorat, University of Grenoble, Grenoble.

Whipple, K. X. (2009). The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature Geoscience*, 2(2):97–104.

Willett, S. D., Schlunegger, F. et Picotti, V. (2006). Messinian climate change and erosional destruction of the central European Alps. *Geology*, 34(8):613–616.

Zhang, P. Z., Molnar, P. et Downs, W. R. (2001). Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, 410(6831):891–897.

Sixième partie

Évolution tectonique et exhumation des Alpes sud-occidentales : synthèse et conclusions

Sommaire

1 Synthèse du travail présenté **218**

2 Géodynamique Nèogène de l'arc alpin **221**

2.1 La branche sud de l'arc alpin : un découplage vertical ? 227

3 Refroidissement et exhumation régionale des Alpes sud-occidentales **229**

4 Conclusions **232**

Références Complètes **233**

Liste des Figures **246**

Liste des Tableaux **255**

1 Synthèse du travail présenté

Dans ce mémoire, l'évolution tectonique et morphologique des alpes internes méridionales ont été étudiées sur la période Néogène à actuel, c'est-à-dire en gros sur les vingt derniers millions d'années. Les principaux objectifs de ce travail étaient (1) de comprendre la cinématique et les mécanismes de déformation à l'oeuvre au cours du néogène (2) de caractériser les déformations actives (3) de comparer régimes de déformation au Néogène et à l'Actuel pour en dégager un scénario d'évolution (4) d'obtenir une meilleure compréhension du cadre temporel et des taux d'exhumation enregistrés. (5) d'utiliser le système traces de fission sur apatites pour contraindre l'évolution à long terme de la topographie des massifs cristallins en Zone Externe et en zones internes.

Pour ce faire, une approche multiméthodes a été adoptée. Les déformations et la cinématique néogène ont été étudiés à partir de l'analyse macro et microéchelle des réseaux de failles surimposés aux structures compressives (plis, chevauchements, schistosités). Les caractéristiques générales du réseau ont été déduites de l'analyse des photos aériennes et des modèles numériques de topographie ; l'analyse de détail s'est faite par observation des critères structuraux lors des campagnes de terrain. Les déformations actuelles ont été analysées à partir des catalogues de sismicité. Ce travail a permis d'élargir la base de données des mécanismes aux foyers disponibles dans les Alpes, tandis que leur inversion a mené à la caractérisation du régime de déformation et contrainte actuellement actif dans la branche sud de l'arc alpin. L'intégration des résultats à ceux préalablement publiés a permis de mettre en perspective l'évolution tectonique du Néogène à l'Actuel et de proposer une réflexion sur la dynamique tridimensionnelle et temporelle de l'arc alpin. L'histoire du refroidissement et de l'exhumation tardive des roches de la branche sud a été étudiée à partir du système des traces de fissions sur apatites. L'exhumation récente a ensuite été discutée, à partir d'une synthèse des données thermochronologiques déjà publiées, puis replacée dans le cadre géodynamique alpin étendu à la méditerranée occidentale. L'échantillonnage à pas régulier d'un profil N-S de 60 kilomètres dans le massif de Dora-Maira et l'analyse des âges obtenus, en parallèle d'un second transect dans le massif du Pelvoux, ont permis une analyse des relations age-altitude à différentes longueurs d'onde de topographie. Ce travail à permis de préciser l'apport du système traces de fission sur apatite pour contraindre l'évolution du relief et l'exhumation d'un massif.

Dans la première partie du mémoire, une introduction et les grandes lignes du travail ont été présentées.

Dans la partie II, le principe de l'analyse macro et microéchelle des réseaux de faille a brièvement été décrit. Les observations structurales ainsi que les tenseurs résultants des inversions des mesures microtectoniques ont ensuite été présentés dans une publication

à soumettre à *Tectonics* :

L'analyse a permis de caractériser un réseau dense de failles postérieures à la mise en place des structures compressives telles que nappes de charriage, plissements et schistosités associées. Ce réseau de failles est actif au cours du Néogène. L'âge de sa mise en place reste toutefois à déterminer. La déformation cassante s'organise autour d'un faisceau d'accidents NW-SE, au fonctionnement principalement dextre, accompagnant la courbure de l'arc et commandant structure et morphologie. À ces décrochements se superpose une structuration en failles normales conjuguées NE-SW qui accommode une extension parallèle à la chaîne. D'autres failles normales accommodent une extension perpendiculaire à la chaîne. L'inversion des données microtectonique à permis de caractériser des régimes de paléocontraintes décrochant et extensif. L'absence de chronologie précise indique que ces régimes ont probablement coexisté. À partir de mes observations de terrains et de l'analyse des tenseurs, j'ai proposé que les régimes extensif et décrochant constituent deux extrêmes d'un régime de contrainte unique variable, résultant de l'interférence entre un champ de contraintes extensif, à tendance multidirectionnelle et propre à la partie interne, surépaissie de la chaîne, et un champ de contraintes décrochant à transpressif commandé aux limites de la chaîne.

Dans la partie III, après exposé des bases de données sismiques et présentation des méthodes de traitement, les résultats obtenus ont été présentés sous la forme d'une publication actuellement en révision pour *Geophysical Journal International* :

L'analyse sismologique a montré que la branche sud de l'arc alpin subit un régime transtensif en zone Briançonnaise et un régime purement extensif en Zone Piémontaise, plus interne. La direction d'extension est globalement E-W, comme plus au nord à la latitude du Pelvoux, et indépendante de la structure arquée de la chaîne en surface. Dans ce contexte il est apparu que la discussion du régime extensif actuel en termes de directions tangentes ou radiales à l'arc était inappropriée. La Zone Externe présente un régime globalement transpressif qui doit cependant être nuancé puisqu'elle est également affectée dans sa partie la plus interne par de l'extension. Ceci explique l'absence d'indices structuraux témoignant de l'inversion récente du front des zones internes au sud du Pelvoux. Il apparaît que le front des zones internes n'est plus la structure majeure accommodant l'extension des Zones internes pour ce qui concerne la branche sud de l'arc. À partir d'un traitement de la topographie et d'une interpolation des valeurs de Rake des mécanismes aux foyers, j'ai proposé une corrélation entre la zone subissant l'extension et la zone d'épaisseur crustale maximum déterminée à partir des profondeurs du Moho sous les Alpes, des anomalies gravimétriques et d'un maximum topographique obtenu par lissage de la topographie. Ce modèle s'inspire et étend celui auparavant proposé par (Delacou *et al.*, 2004). Il favorise un modèle de déformation en extension lié à un effondrement de la chaîne sous l'effet des forces de volume.

La comparaison entre images de surface et en profondeur révèle que la structure arquée concerne surtout la croûte alpine supérieure, les structures profondes étant globalement linéaires et calquées sur la direction nord-sud du corps d'Ivrée. Ceci implique un découplage tectonique en profondeur, sous cette croûte supérieure. Ce découplage tectonique a probablement accompagné la formation de l'arc hérité de la structure oligocène.

L'évolution tectonique, morphologique et l'exhumation des Alpes occidentales méridionales ont été étudiées dans les parties IV et V.

Les données thermochronologiques synthétisées dans la partie IV, y compris quelques données nouvelles inédites, confirment que la branche sud de l'arc alpin occidental a connu depuis une trentaine de millions d'années, c'est-à-dire depuis le paroxysme du poinçonnement et de la collision, une évolution structurale et morphologique originale par rapport au reste de l'arc. Les zones internes présentent un refroidissement tardif (Passage de l'isotherme 100°C) globalement homogène et daté à la fin de l'Oligocène. Cet élément contraste avec le gradient de rajeunissement du sud vers le nord mis en évidence dans la branche nord de l'arc et souligne une exhumation rapide de la branche sud après les stades collisionels. Le saut d'âge entre Zone Externe et zones internes, mis en évidence par (Tricart *et al.*, 2007) à la latitude du Pelvoux, est valide pour l'ensemble de la branche sud. Il témoigne de l'inversion du front des zones internes peu de temps après le paroxysme de la collision. Les bassins d'avant et d'arrière-pays enregistrent un apport sédimentaire des zones internes. Venant d'abord de la partie la plus méridionale de l'arc alpin, les apports sédimentaires sont de plus en plus importants au coeur de l'arc et montrent une participation de plus en plus importante des Alpes occidentales. Par ailleurs, ces enregistrements sédimentaires révèlent une forte asymétrie structurale et morphologique de la chaîne entre arrière et avant-pays : les dépocentres au coeur de la chaîne sont alimentés de manière continue tout au long du Néogène tandis que l'avant-chaine témoigne d'une succession de dépocentres impliqués dans une tectonique de bassins Piggy-Back. Les « Lag-times » (période entre le passage de l'isotherme de fermeture et le dépôt dans le bassin), particulièrement courts, confirment une exhumation rapide des zones sources après le paroxysme de la collision. Dans la foulée, la base des dépôts molassiques tertiaires drape la pile des nappes internes indiquant un fort ralentissement de l'exhumation au Néogène.

Je relie cette exhumation rapide des zones internes de la branche sud à une forte érosion faisant immédiatement suite au paroxysme oligocène de la collision. La branche sud de l'arc alpin présente alors l'aspect d'une cordillère. La forme arquée de la chaîne traduit ici le poinçonnement vers l'ouest ou le nord-ouest de l'Apulie. La branche sud de l'arc, de par sa position dans la chaîne, subit de plein fouet les effets de l'orogénèse. Je précise le scénario d'évolution proposé pour les Alpes méridionales dans la section 3.

Les transects d'âges traces de fission présentés en partie V permettent d'estimer les taux d'exhumation récents des massifs de Dora-Maira et du Pelvoux. On estime le taux d'exhumation moyen du massif du Pelvoux de l'ordre de 0.4-0.5 km / Ma sur les 8 derniers millions d'années. Aucun changement significatif du relief n'a pu être mis en évidence dans ce massif. Selon nos données, si un changement du relief est intervenu dans le massif du Pelvoux, il a probablement eu lieu avant 8 Ma, en accord avec le scénario récemment proposé par van der Beek *et al.* (prep). De la même manière, si les variations climatiques et les cycles glaciaires-interglaciaires associés ont eu une influence significative sur le relief, il apparaît que la résolution apportée par le système traces de fission sur apatites est insuffisante.

Le massif de Dora-Maira présente un taux d'exhumation plus lent, de l'ordre de 0.1 km / Ma sur les 18 derniers millions d'années. Le contraste avec le massif du Pelvoux est compatible avec l'histoire Néogène des Alpes occidentales pour laquelle la Zone externe enregistre une déformation compressive tandis que les zones internes sont en extension. Dans ce contexte, le massif de Dora-Maira apparaît relativement stable depuis le Miocène inférieur. Les données traces de fission ne mettent pas non plus en évidence d'évolution significative du relief sur la période Miocène à Actuel. Il est probable que l'érosion du massif se soit faite de manière passive sans augmentation majeure du relief. Ici encore, la résolution du système traces de fission sur apatites ne permet pas d'estimer l'importance des remaniements liés à l'érosion glaciaire.

L'analyse spectrale des relations âges-thermochronologiques/topographie est un outil prometteur. Elle nécessite néanmoins de prendre d'importantes précautions lors de l'échantillonnage. Ainsi, l'analyse des incertitudes induites tant par la méthode que par la qualité des datations montre que l'attention doit être portée sur la qualité de la datation et/ou la densité d'échantillonnage selon l'âge moyen ou le contenu en Uranium attendu. Bien que le premier objectif de la méthode ne soit pas l'estimation du taux d'exhumation, les résultats obtenus sont cohérents avec ceux issus par ailleurs de l'inversion et de profils âges-altitudes locaux.

Cette étude souligne l'importance de développer d'autres systèmes thermochronologiques de plus basse température de fermeture pour contraindre l'évolution d'un relief au cours du temps. Des systèmes comme le couple $^{3}He/^{4}He$ (Shuster *et al.*, 2005), couplés à l'approche spectrale pourrait apporter d'importantes contraintes à de futures études.

2 Géodynamique Nèogène de l'arc alpin

L'analyse des paléocontraintes réalisée dans les Alpes occidentales méridionales met en évidence un régime extensif affectant les zones internes au cours du Néogène et s'ex-

primant globalement par une extension parallèle à la chaîne avec tendance à l'extension multidirectionnelle. Les déformations sont compatibles avec celles résultant du régime extensif auparavant mis en évidence plus au nord (Champagnac, 2005; Champagnac *et al.*, 2006, 2003, 2004; Sue et Tricart, 1999, 2003). On confirme dès lors que l'arc interne des Alpes occidentales a subi une extension généralisée au cours du Néogène.

Il apparaît que la direction d'extension parallèle à l'axe de l'orogène est guidée par la courbure de la chaîne à la fois au nord, dans le Valais, et au sud, dans la zone cible de cette étude. Toutefois, l'existence de failles accommodant une direction d'extension perpendiculaire à l'axe orogénique et une tendance à l'extension multidirectionnelle est soulignée tant au nord (Champagnac *et al.*, 2003) qu'au sud et s'exprime clairement à l'est du Pelvoux (Sue et Tricart, 1999). Les relations chronologiques entre extensions parallèle et perpendiculaire sont de plus mal définies ce qui interroge sur l'utilité de relier ces directions à deux régimes distincts d'extension.

Les déformations actuelles mises en évidence par la sismotectonique (Delacou *et al.*, 2004; Eva *et al.*, 1998; Sue *et al.*, 1999) et par les études géodésiques montrent que l'ensemble des zones internes de l'arc alpin occidental subit une extension globalement perpendiculaire à l'axe orogénique. Ce mode d'expression des déformations extensives contraste à première vue avec l'extension parallèle décrite plus haut, mais est compatible avec une direction d'extension perpendiculaire. Il se pose alors la question des processus responsables de cette extension et de l'évolution du régime extensif au cours du temps.

Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer l'extension des zones internes. Ils mettent le plus souvent en jeu des forces de volumes (intrinsèques) et des forces aux limites (extrinsèques) en constante interaction. Certains modèles proposant une extension au sommet d'un pli de rampe crustal (Eva *et al.*, 1997) ou un poinçonnement vertical d'un coin mantellique (Lardeaux *et al.*, 2006) ont une portée locale et se révèlent insuffisants pour expliquer l'extension généralisée des zones internes. Ces modèles ont été largement discutés par (Sue et Tricart, 2002), je ne les détaillerai pas ici.

Un modèle géodynamique expliquant le régime extensif des Alpes occidentales du Néogène à l'actuel doit ainsi rendre compte d'un certain nombre d'observations :

1. L'extension est généralisée à l'ensemble des zones internes de l'arc occidental au cours du Néogène. Ce régime est postérieur aux évènements compressifs (Beucher *et al.*, prep; Champagnac *et al.*, 2003, 2004; Sue *et al.*, 2007; Tricart *et al.*, 1996).
2. Deux directions d'extension, parallèle et perpendiculaire (ou oblique) à l'axe orogénique, sont mises en évidence par les études de terrain (Beucher *et al.*, prep; Champagnac *et al.*, 2004; Sue et Tricart, 1999).
3. La géophysique montre que l'extension perdure à l'actuel (Baroux *et al.*, 2001;

Beucher *et al.*, tted; Delacou, 2005; Delacou *et al.*, 2004, 2007; Eva *et al.*, 1998; Sue *et al.*, 2007, 1999)

4. Alors que les zones internes sont en extension, la Zone Externe subit une compression qui s'exprime entre autre par la surrection des massifs cristallins 243816053externes243816053RRomain243816053118873392 1refs.
5. L'arc alpin est affecté de manière générale par des systèmes décrochants, s'exprimant principalement par des décrochements dextres qui accompagnent la courbure de l'arc (Tricart, 2004). Cet élément est à rapprocher de la cinématique rotationnelle de la microplaque apulienne reconnue depuis la fin de l'Oligocène jusqu'à l'Actuel (Calais *et al.*, 2002; Collombet *et al.*, 2002; Vialon *et al.*, 1989).
6. La convergence au niveau des Alpes est actuellement quasi nulle (Calais *et al.*, 2002; Nocquet et Calais, 2003; Vigny *et al.*, 2002) et probablement faible depuis la fin du Miocène et la tectonique compressive du Jura.

La coexistence d'un régime extensif en zones internes et d'un régime compressif en Zone Externe a amené certains auteurs à proposer des modèles d'extension compatibles avec un régime général en convergence. Il s'agit soit de réajustement isostatique synconvergence d'une croûte surépaissie soit de modèles impliquant des processus profonds (Slab Breakoff, Slab Roll Back). Ces modèles sous-tendent une direction d'extension parallèle à la direction de convergence et ne permettent pas à eux seuls d'expliquer les directions d'extension suivant la courbure de l'arc. Pour ce qui concerne la dynamique profonde de la chaîne, les images géophysiques tendent à montrer une configuration complexe des slabs lithosphériques (Lippitsch *et al.*, 2003; Spakman et Wortel, 2004) mais les interprétations sont encore discutées tout comme l'évolution profonde de la chaîne au cours du Néogène.

Dans un contexte de convergence faible, un rééquilibrage isostatique d'une croûte épaissie reste valide, on parle alors volontiers d'étalement ou de collapse gravitaire. Le contraste entre zones internes et zones externe est alors expliqué par un transfert des forces de volumes vers l'externe entraînant un régime compressif en bordure des zones en extension. La corrélation entre zones en extension et fortes épaisseurs crustales souligne une dynamique actuelle contrôlée par les forces de volume (Beucher *et al.*, tted; Delacou, 2005; Delacou *et al.*, 2004). Il a été montré par les modélisations numériques que ce modèle était réalisé dans le cas de conditions aux limites fixes (Delacou, 2005). L'étude de profils sismiques réalisés dans la plaine du Pô, au pied de la chaîne, révèle l'existence de chevauchements actifs au cours du Néogène (Mosca, 2006). Ceci va dans le sens d'un étalement gravitaire de la chaîne, transférant sont énergie potentielle vers les bordures. En conséquence, ce modèle apparaît le plus adapté pour rendre compte du régime de déformation actuel. Il ne permet pas néanmoins à lui seul d'expliquer les directions d'extension parallèles à l'axe orogénique au cours du Néogène.

Un modèle d'extrusion correspondant à l'échappement latéral d'un bloc sous l'effet d'un poinçonnement rigide a été proposé par (Champagnac *et al.*, 2006, 2004; Sue et Tricart, 2002) pour expliquer l'extension parallèle à la chaîne. Le principe se base sur les exemples proposés au Tibet (par ex. Molnar *et al.*, 1987; Molnar et Tapponier, 1975), dans les Alpes orientales (Ratschbacher *et al.*, 1989; Seyferth et Henk, 2004; Tapponier, 1977), et en Turquie (Le Pichon *et al.*, 1994). Selon (Champagnac *et al.*, 2006, 2004), ce modèle considère l'extrusion d'un bloc limité par les failles du Simplon, Belledonne et Bersezio vers le sud en relation avec l'ouverture du bassin Ligure au Miocène. Le bassin Ligure joue alors le rôle de bordure libre. Deux arguments ont été opposés par (Sue et Tricart, 2002) : (1) L'absence de bordure libre puisque le bassin Ligure est en compression dès la fin du Miocène (Rollet *et al.*, 2002) et (2) l'importance de la courbure de l'arc qui n'autorisait alors pas de relations directes avec le Bassin Ligure. Je reprends mon compte ces arguments compte tenu de l'histoire des Alpes sud-occidentales qui révèle que la géométrie de la chaîne a été acquise lors de la collision oligocène. Dans un tel contexte, la géométrie miocène n'autorisait probablement pas de bordure libre vers le bassin Ligure. Néanmoins, l'histoire d'exhumation de la branche ne semble pas montrer de réelle perturbation liée à l'ouverture Ligure. Si ce modèle a l'avantage d'expliquer l'extension parallèle à la chaîne il implique un poinçonnement et donc une convergence active incompatible avec les taux de convergence actuels. La réconciliation de ce modèle avec un modèle actuel d'étalement gravitaire implique de considérer indépendamment extension parallèle et extension perpendiculaire en deux phases successives et distinctes (Champagnac, 2005; Champagnac *et al.*, 2006, 2003, 2004).

Les relations chronologiques dans la branche sud ont montré que les directions d'extension perpendiculaire et parallèle à la chaîne avaient probablement coexisté dans la branche sud au cours du Néogène. De plus, notre analyse de la fracturation de la branche sud permet de proposer que les déformations, tant extensives que décrochantes, sont liées à l'interférence des champs de contraintes intrinsèque et extrinsèque à la chaîne. Selon ce modèle, la déformation Néogène enregistrée par les Alpes occidentales serait le résultat d'un équilibre instable entre l'étalement de la chaîne sous l'effet des forces de volume et la cinématique complexe de l'Apulie qui intègre à la fois une composante en translation et une composante rotationnelle. Selon nous, ce modèle permettrait d'expliquer les différents modes d'expression des déformations Néogène le long de l'arc : extension parallèle et perpendiculaire ainsi que décrochement dans la région du Valais au nord (Champagnac *et al.*, 2003), extension multidirectionnelle à l'est du Pelvoux (Sue et Tricart, 2002, 2003), alternances extension-décrochement voire de transpression dans la branche sud. La compression enregistrée en externe est alors liée au processus de convergence/poinçonnement entre Europe et Apulie et éventuellement à un transfert des forces de volume depuis l'interne, en extension, vers les bordures. Selon ce modèle, les faibles

taux de convergence actuels expliqueraient la prédominance de l'étalement gravitaire et donc une extension perpendiculaire à l'axe orogénique. Trois éléments expliquent les différences locales de mode de déformation : (1) la courbure de l'arc qui contrôle les relations entre dynamiques interne et externe à la chaîne et (2) l'évolution cinématique de l'Apulie au cours du Néogène alternant entre périodes de rotation plus ou moins rapide et plus ou moins associée à du poinçonnement (3) Un probable découplage vertical des structures, hérité de la formation de l'arc.

Des fluctuations des vitesses de convergence entre Europe et Afrique ont été mises en évidence sur la période Néogène (Mazzoli et Helman, 1994) : dans ces conditions, il est raisonnable de penser qu'un couplage, même incomplet, entre Afrique et Apulie a abouti à des fluctuations des de la cinématique de l'Apulie.

La rotation de l'Apulie a déjà été interprétée comme un facteur majeur dans la formation de l'arc alpin (Calais *et al.*, 2002; Collombet *et al.*, 2002; Gidon, 1974; Laubscher, 1991; Ménard, 1988). Ses effets sur un champ de contraintes/déformations induit par un étalement gravitaire de la chaîne alpine ont été modélisés par (Delacou, 2005) sans que son influence sur l'extension Néogène ne soit clairement établie. Ces modèles rendent relativement bien compte du régime de déformation actuel. En revanche, il serait intéressant d' étendre ces modélisations pour prendre en compte des fluctuations des vitesses de convergence et de rotation de la plaque apulienne et tester l'évolution des directions de contraintes au cours du temps (Modèle 4D).

Dans un modèle d'étalement gravitaire, la direction d'extension se fait selon le gradient d'épaisseurs de croûte maximal. Le schéma classique se traduit donc par une extension perpendiculaire à la ligne de crête de l'orogène et correspond généralement à la direction de convergence. Dans un système orogénique cylindrique, l'épaisseur de croûte est relativement constante latéralement et au cours du temps et amène les forces de volumes à s'annuler selon la direction correspondant à l'axe de la chaîne. Dans le système alpin, la branche sud de l'arc occupe une position particulière, pour plusieurs raisons : (1) elle se place d'abord à une extrémité de l'orogène et représente ainsi une des directions d'échappement latéral possible (2) son histoire traduit une asymétrie de la chaîne. En effet, la synthèse thermochronologique présentée en partie IV montre que la branche sud de l'arc a connu une exhumation rapide et ancienne relativement à la branche nord. J'ai relié cette histoire à l'érosion rapide d'une cordillère qui se serait mise en place d'abord au niveau de la branche sud en se développant vers le nord. Ce diachronisme est une autre conséquence de la dynamique régionale ayant accompagné la formation de l'arc. Ainsi, par sa situation géographique, la branche sud subit et amplifie les effets de la dynamique de convergence et de rotation. Si elle subit les prémices de cette dynamique, elle en subit probablement également les premiers ralentissements. On peut dès lors postuler que la branche sud a enregistré les premiers effets du rééquilibrage

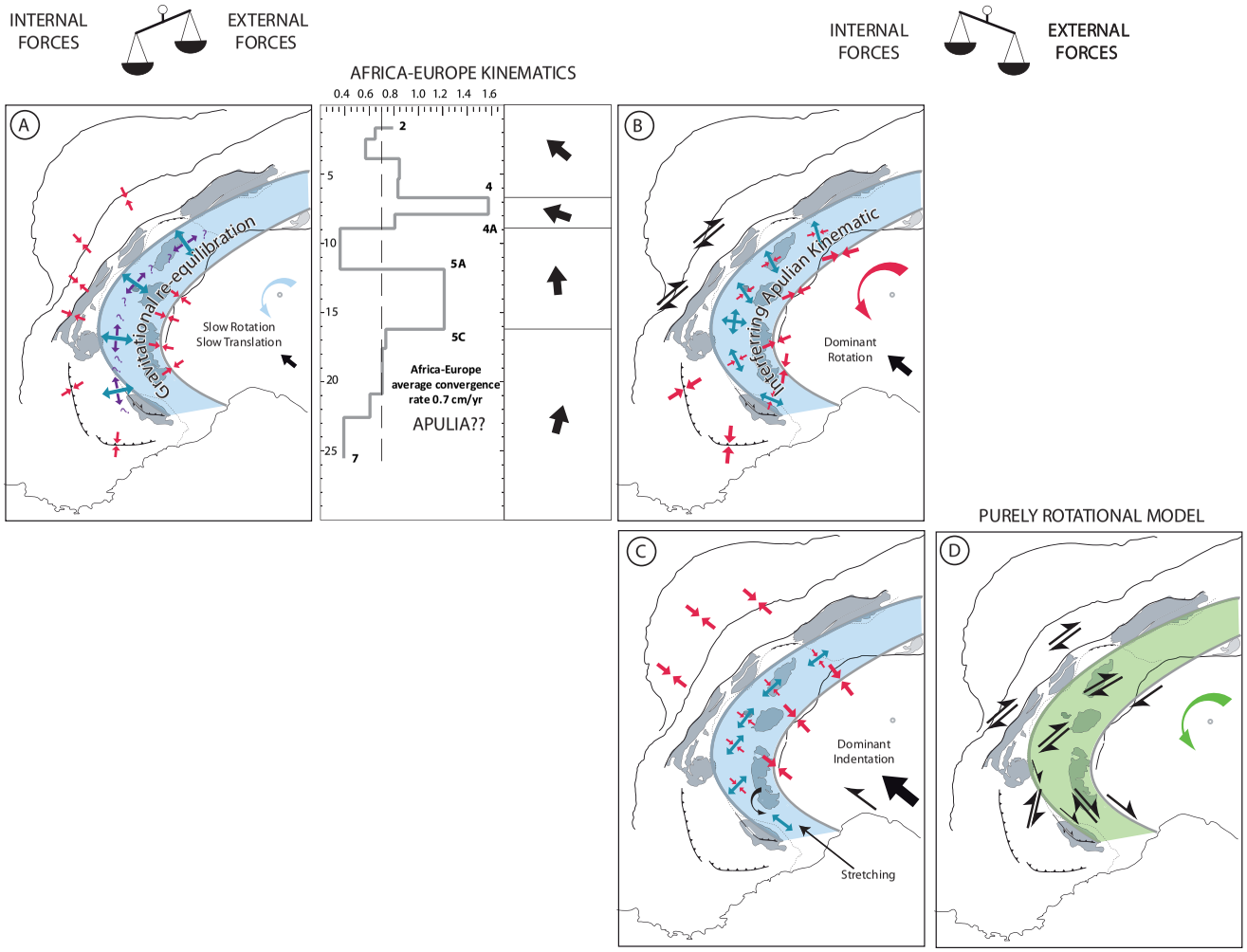


FIGURE 6.1 – Variations de(s) régime(s) de contraintes/déformations de l'arc alpin occidental au cours du Néogène. Équilibre instable entre l'étalement de la chaîne sous l'effet des forces de volume et la cinématique complexe de l'Apulie (Rotation+Indentation). (A) Prédominance des force de volume, tendance à l'extension muldirectionnelle ; (B) Prédominance de la rotation de l'Apulie et interférence avec le champs extensif interne à la chaîne, les direction de compression, fonction de la position dans l'arc réorientent la direction de la contrainte minimale locale et se traduit localement par une extension oblique/parallèle à la chaîne ; (C) Indentation prédominante, rotation faible ; (D) Modèle purement rotationnel. La cinématique entre Afrique et Europe fixe est reportée sous forme d'un graphique temps/taux de convergence (Modifié d'après Fellin *et al.*, 2005)(Données : Mazzoli et Helman, 1994). Des variations temporelles de ce taux de convergence pourraient expliquer les variations observés dans les régimes de contraintes/déformations (voir texte).

isostatique et donc subit la première les déformations en extension.

2.1 La branche sud de l'arc alpin : un découplage vertical ?

Dans la partie III, j'ai souligné un contraste entre l'arc structural dessiné par les zones métamorphiques internes et la morphologie générale de la chaîne qui présente, en carte, une géométrie moins courbe, à cheval entre zones internes et Zone Externe. La sismicité souligne également un contraste entre une structure profonde, imagée par l'arc sismique Piémontais, et une structure plus superficielle reliée à l'arc sismique Briançonnais. La géométrie de ces deux ensembles contrastés conduit à proposer un découplage vertical entre structures superficielles et profondes : dans la partie nord de l'arc (au nord du Pelvoux), l'arc sismique Briançonnais traduit une sismicité de croûte supérieure limitée par le front pennique crustal à la fois en carte et en coupe (Sue et Tricart, 1999, 2003). Cette limite est plus discutable au sud, où la sismicité déborde sur la zone externe alors que la sismicité des zones internes métamorphiques est plus probablement liée à l'arc sismique piémontais. Au sud des nappes de flysch exotiques d'Embrunais-Ubaye, le front pennique crustal accommode principalement une déformation décrochante (dextre) que l'on relie à la rotation de l'Apulie. Dans leur partie la plus à l'est, les zones internes prennent une orientation à 90 degrés de celle définie par les arcs sismiques et est globalement moins soumise à la sismicité. Il apparaît que la structure de la chaîne commandant la morphologie de l'arc alpin se distingue, dans la branche sud de l'arc, de la structure dessinée par la pile de nappes des zones internes. Je propose que cette configuration soit héritée d'un découplage vertical entre un arc structural ancien et l'arc orogénique proprement dit. Ce découplage aurait été effectif à la fin de la collision-poinçonnement Oligocène. Selon cette idée la terminaison sud de l'arc des zones internes constituerait une " relique " de la géométrie Oligocène, abandonnée à l'arrière du prisme de collision. Ceci expliquerait d'une part, le caractère ancien de la branche sud, rapidement exhumée au cours de l'Oligocène puis relativement figée jusqu'à un éventuel rajeunissement récent du relief. Dans ce schéma, le rifting Ligure se surimpose à l'histoire alpine sans que ses effets n'atteignent la branche sud de l'arc. Un découplage vertical permet également d'expliquer la direction d'extension E-W oblique par rapport à l'arc structural en la reliant à l'effondrement gravitaire d'un arc orogénique actuellement en avant de l'arc structural. Le manque de données concernant la structure profonde de la zone constitue la principale limite à la discussion de la configuration proposée. Il serait souhaitable que la zone fasse l'objet d'études tomographiques et sismiques (Type ECORS) ciblées. Ceci permettrait de vérifier l'existence ou non d'un découplage aux alentours de 15 km. Le Moho est quant à lui relativement bien imagé et montre une profondeur maximale en avant de l'arc structural ce qui tendrait à valider notre hypothèse.

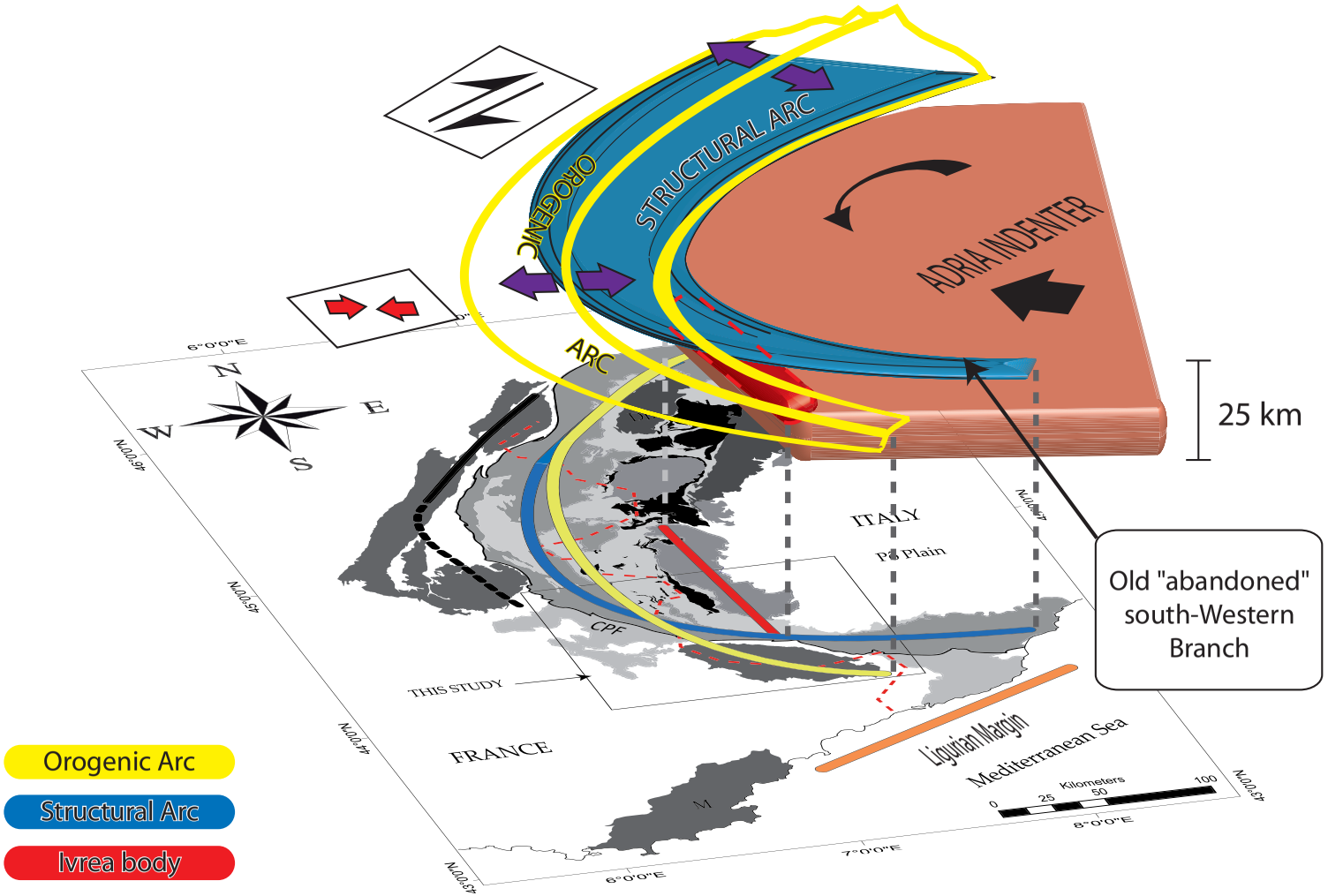


FIGURE 6.2 – Schéma tridimensionnel et carte simplifié des Alpes occidentales illustrant les relations entre arc structural en surface et structure profonde. Les Alpes sud-occidentales apparaissent comme une branche abandonnée en arrière de l'arc orogénique.

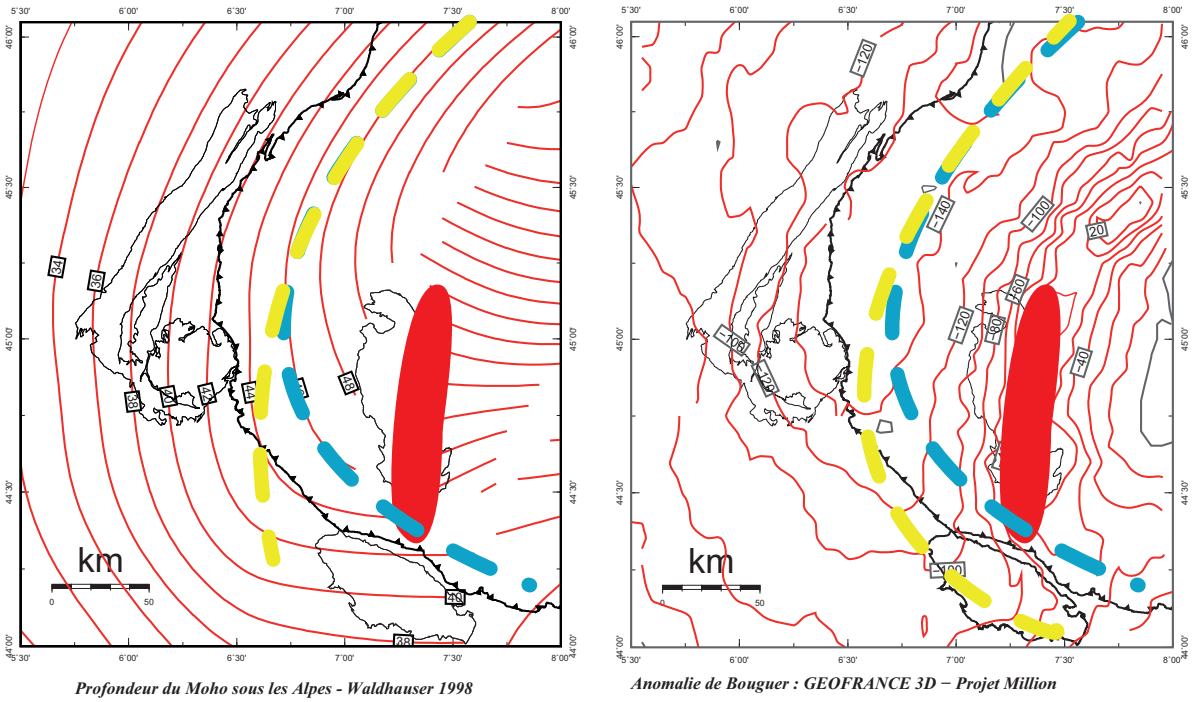


FIGURE 6.3 – Pofondeur du moho (à gauche, d'après Waldhauser *et al.*, 1998) et anomalie gravimétrique de Bouguer (à droite, d'après Masson *et al.*, 1999). L'arc structural de surface est souligné en bleu tandis que la courbe jaune souligne la crête d'épaisseur de croûte maximale suggérer par les isobathes/iso-anomalies. On souligne a nouveau un contraste entre arc de surface et structure en profondeur.

3 Refroidissement et exhumation régionale des Alpes sud-occidentales : une reconstruction

L'arc alpin occidental est né du poinçonnement de la bordure sud de l'Europe (paléomarge européenne de la Tethys) par le promontoire (ou la microplaque) apulo-adriatique animée d'un mouvement vers l'ouest ou le nord-ouest (voir discussion et références dans (Dumont *et al.*, 2008)). Cette géométrie en carte, fortement arquée, s'est formée par la combinaison complexe de rotations antihoraire et de cisaillements le long de décrochements, aboutissant à une rotation des marqueurs paléomagnétiques croissante du nord vers le sud depuis un canevas paléogéographique initialement commandé par la direction NE-SW (Collombet *et al.*, 2002; Thomas *et al.*, 1999). La branche regroupant les Alpes centrales et orientales témoigne de cette paléogéographie alpine préalablement structurée à la faveur de mouvements dominés par une convergence subméridienne des plaques. Les branches de l'arc alpin ne sont donc absolument pas symétriques dans leurs histoires et leurs structures.

Le prisme d'accrétion né au Crétacé supérieur lors de la subduction océanique, puis le prisme éocène nourri par l'accrétion de la marge continentale distale, très atténuée, est resté partiellement immergé jusqu'au stade de la collision, comme en témoigne la

sédimentation du « Flysch Noir » éocène Briançonnais.

À l'Éocène supérieur, alors que s'amorce la transition vers le stade de collision, le prisme alpin pèse toutefois suffisamment sur la lithosphère européenne pour que se développe un bassin flexural profond piégeant des turbidites (Grès d'Annot, Grès du Champsaur). Ce bassin, commun à l'ensemble des Alpes Occidentales, achève d'être comblé par des nappes superficielles, où dominent les flyschs exotiques (« flyschs à Helminthoides »), au début de l'Oligocène (front pennique des Auteurs). L'évolution des Alpes est alors commune à toutes les Alpes occidentales (À tout le futur arc).

À l'Oligocène inférieur, deux serrages donnent aux Alpes occidentales méridionales leur structure originale : une phase de procharriage, suivie dans la foulée d'une phase de rétrocharriage mettent en place la structure en éventail (« éventail briançonnais ») encore visible en coupe par exemple suivant la célèbre coupe du Guil ou de l'Ubaye. Au cours des procharriages, les zones internes métamorphiques HP-BT déjà largement exhumées chevauchent largement le domaine externe et les nappes internes superficielles (épaisseur de l'ordre d'une dizaine de km). Le domaine externe se structure lui-même en plis et chevauchements de socle et de couverture. C'est la mise en place du Front Pennique Crustal. Pour la première et dernière fois toute la transversale alpine est sujette à un fort raccourcissement. Les rétrocharriages affectent surtout les zones internes et présentent des structures qui, quoique ductiles, témoignent d'un refroidissement déjà avancé. En carte, nous rapportons à ce double serrage oligocène inférieur la formation de l'arc alpin occidental, en particulier sa branche sud, quasi ouest-est.

À ce double serrage correspond une orogenèse majeure : un relief important souligne alors l'axe de la structure en éventail, arqué en carte. Il est vigoureusement attaqué par l'érosion, alimentant la sédimentation clastique de piémont, désormais de type molasse et non plus flysch. Les données thermochronologiques disponibles soit sur roches in situ soit sur matériel détritique permettent de reconstituer une exhumation rapide (lag-time minimum) que l'on attribue à la seule érosion de la chaîne nouvellement soulevée. Cette chaîne est largement aplanie avant la fin de l'Oligocène : cela explique les âges anciens obtenus par le système traces de fission sur apatite en zone briançonnaise, dans l'axe de l'éventail de structures, significativement plus ancien que dans le reste de l'arc pour la même zone briançonnaise. Les Alpes sud-occidentales ont ainsi connu, il y a une trentaine de millions d'années, une brève période (comparée à la durée de la convergence alpine) où elles présentaient l'aspect d'une « fière » cordillère. Cette situation correspond à un pulse orogénique qui ne s'est ensuite jamais reproduit.

Dès le Miocène, les zones internes de l'arc commencent à s'étaler sous l'effet de leur poids alors que l'orogenèse en compression continue de se propager vers l'avant-pays. Des reliefs, pouvant être importants, se soulèvent en zone externe : c'est le début du

soulèvement des massifs cristallins externes (Pelvoux, Argentera). Au coeur de l'arc, les zones internes, que recouvrent directement les molasses oligocènes, ne montrent plus guère d'activité si ce n'est quelques failles inverses en profondeur, en bordure de la plaine du Pô, des failles normales liées à l'étalement gravitèrent et des décrochements accompagnant la rotation de l'Apulie.

Il a été proposé que les altitudes actuelles, et le relief, qui peuvent être importants, soient une acquisition récente, en relation avec un rebond isostatique postglaciaire (Champagnac *et al.*, 2007). Cette hypothèse conforte notre vision de la branche sud de l'arc alpin occidental en zones internes métamorphiques : une branche quasi figée depuis une trentaine de millions d'années.

L'histoire de la branche septentrionale et de son prolongement dans les Alpes centrales n'est pas comparable puisque le raccourcissement, l'épaississement de la chaîne et l'accentuation de la structure en éventail se poursuivent après 30Ma comme en témoignent les (rétro-) chevauchements importants en bordure nord de la plaine du Pô (chevauchements aveugles sous Milan actifs jusqu'au Miocène moyen) et le fonctionnement de la ligne péri-adriatique.

Une autre particularité des Alpes occidentales méridionales est leur proximité avec le bassin ligure et la chaîne des Apennins. Il apparaît que le rifting puis l'ouverture du bassin ligure sont intervenus alors que la chaîne était, ou du moins terminait, sa structuration. L'évolution complexe de la Méditerranée occidentale, conduite par une dynamique complexe de subductions et d'ouverture de bassins arrière-arc, pose la question de son influence sur l'orogénèse alpine et plus spécifiquement sur l'évolution de la branche méridionale de l'arc. À première vue, ces processus ne semblent pas avoir interféré avec la dynamique proprement alpine : ils se sont plutôt surimposés aux structures alpines déjà en place.

L'inertie relative de la branche sud de l'arc alpin occidental alors que la collision alpine se poursuit peut s'expliquer par le découplage vertical intervenu au sein du prisme crustal alpin au niveau de cette seule branche sud : c'est un héritage de la période de poinçonnement le plus actif à l'Oligocène : les structures apparaissent ainsi plus arquées en surface qu'en profondeur. Ce découplage vertical au dessus du poinçon apulo-adriatique explique que plusieurs géométries arquées se superposent en carte, dont un arc formé par la ligne de crête de la chaîne. Cette superposition d'arcs n'a pas d'équivalent plus au nord et fait l'originalité des Alpes sud-occidentales.

4 Conclusions

De nouvelles contraintes sur l'évolution néogène des Alpes occidentales méridionales ont été présentées à partir d'une approche multi méthodes intégrant les analyses tectoniques multi-échelles des réseaux de failles, l'analyse sismotectonique et la thermochronologie par traces de fission sur apatites. Cette étude a montré que les Alpes méridionales présentent une histoire tectonique complexe et originale au sein de l'arc alpin occidental.

L'évolution tectonique néogène à actuel de la branche sud est caractérisée par une exhumation ancienne. On relie cette exhumation à l'érosion rapide d'une haute cordillère mise en place très tôt dans l'histoire de la collision. L'exhumation stoppe de manière brutale peu de temps après le paroxysme de la collision au moment où se met en place un régime extensif affectant les zones internes.

On propose que le régime extensif néogène soit la conséquence d'un rééquilibrage d'une croûte sur épaissie. Les différentes directions d'extension identifiées par les analyses de fracturation le long de l'arc traduisent la modulation imposée par la rotation de l'Apulie au cours du Néogène.

Références

Ahorner, Z., Murawski, H. et Scheinder, G. (1972). Sismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin. *Geol. Rundsch*, 61(915-942).

Aki, A. et Richards, P. (1980). *Quantitative seismology*, volume 1-2. San Francisco.

Anderson, E. M. (1951). *The dynamic of faulting and dyke formation with applications to Britain.* Oliver & Boyd, Edinburgh, 2nd édition.

Anderson, H. et Jackson, J. (1987). Active tectonics in the Adriatic region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 91:937–983.

Angelier, J. (1975). Sur l'analyse de mesures recueillies dans les sites faillés : l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences - Series II A -Earth and Planetary Science*, 281:1805–1808.

Angelier, J. (1979). Determination of the mean principal direction of stress for a given fault population. *Tectonophysics*, 56:17–26.

Angelier, J. (1990). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 103:363–376.

Angelier, J. et Goguel, J. (1979). Sur une méthode simple de détermination des axes principaux de contrainte pour une population de failles. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences - Series II A -Earth and Planetary Science*, 288:307–310.

Angelier, J. et Mechler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie : la méthode des dihèdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7:1309–1318.

Argand, E. (1911). Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Essai de carte structurale au 1/500000. *Matér. Carte Géol. Suisse*, 27.

Argand, E. (1916). Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 14:145–191.

Armstrong, P. (2005). Thermochronometers in sedimentary basins. *Rev. Min. Geoch.*, 58:499–525.

Arthaud, F. (1969). Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(XI):729–737.

Arthaud, F. et Choukroune, P. (1972). Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plateforme Nord-Aquitaine. *Rev. Inst. Fr. Pét.*, 27:715–732.

Aubourg, C., Rochette, P., Stephan, J. F., Popoff, M. et Chabert-Pelline, C. (1999). The magnetic fabric of weakly deformed Late Jurassic shales from the southern subalpines chains (French Alps) : evidence for SW-directed tectonic transport direction. *Tectonophysics*, 307(1-2):15–31.

Ballevre, M., Lagabrielle, Y. et Merle, O. (1990). Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the Western Alps. *Mém. Soc. géol. France*, 156:27–236.

Barbarand, J., Carter, A., Wood, I. et Hurford, T. (2003). Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology*, 198(1-2):107–137.

Barféty, J., Gidon, M. et Kerckhove, C. (1968). Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes Françaises. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences - Series II A -Earth and Planetary Science*, 267:394–397.

Barféty, J., Gidon, M., Lemoine, M. et Mouterde, R. (1979). Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins dans la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du col d'Ornon. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris - Series II A -Earth and Planetary Science*, 289:1207–1210.

Baroux, E., Bethoux, N. et Bellier, O. (2001). Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophysical Journal International*, 145(2):336–348.

Batt, G., Braun, J., Kohn, B. et Mcdougall, I. (2000). Thermochronological analysis of the dynamics of the Southern Alps, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 112(2):250–266.

Becker, A. (2000). The Jura Mountains - An active foreland fold-and-thrust belt ? *Tectonophysics*, 321(4):381–406.

Benjamin, M., Johnson, N. et Naeser, C. (1987). Recent rapid uplift in Bolivian Andes : evidence from fission track dating. *Geology*, 15:680–683.

Bernet, M., van der Beek, P., Pik, R., Huyghe, P., Mugnier, J. L., Labrin, E. et Szulc, A. (2006). Miocene to Recent exhumation of the central Himalaya determined from combined detrital zircon fission-track and U/Pb analysis of Siwalik sediments, western Nepal. *Basin Research*, 18(4):393–412.

Bertrand, M. (1908). *Refoulements qui ont plissé l'écorce terrestre et sur le rôle des déplacements horizontaux*. Gauthier-Villars, Paris.

Beucher, R., Sue, C. et Tricart, P. (Submitted). Complex arc dynamics in the South-Western Alps inferred from seismotectonics. *Geophysical Journal International*.

Beucher, R., Tricart, P. et van der Beek, P. (in prep). Topographic and exhumational evolution of the southwestern Alps (France, Italy) : A synthesis and geodynamic implications.

Bistacchi, A. et Massironi, M. (2000). Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps : an integrated approach. *Tectonophysics*, 327:267–292.

Bott, M. H. (1959). The mechanism of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96:109–117.

Braun, J. (2002a). Estimating exhumation rate and relief evolution by spectral analysis of age-elevation datasets. *Terra Nova*, 14:210–214.

Braun, J. (2002b). Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth and Planetary Science Letters*, 200:331–343.

Braun, J. (2003). Pecube : a new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. *Computers & Geosciences*, 29(6): 787–794.

Braun, J., der Beek, P. V. et Batt, G. (2006). *Quantitative Thermochronology : Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data*. Cambridge University Press.

Bürgisser, J. (1998). *Deformation in foreland basins of the western Alps (Pelvoux massif, SE France) ; significance for the development of the Alpine ARC*. Thèse de doctorat, ETH-ERD, Zürich.

Béthoux, N., Sue, C., Paul, A., Virieux, J., Fréchet, J., Thouvenot, F. et Cattaneo, M. (2007). Local tomography and focal mechanisms in the south-western Alps : Comparison of methods and tectonic implications. *Tectonophysics*, 432:1–19.

Burkhard, M. (1986). Deformation of limestones from the Helvetic zone of western Switzerland (Phenomenons, mechanisms and tectonic interpretation). *Revue de Geologie Dynamique et de Géographie Physique*, 27(5):281–301.

Burkhard, M. (1988). Helvetic domain of the western edge of the Aar-massif (Tectonic and metamorphic evolution). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 81(1):63–&.

Burkhard, M. (1990). Aspects of the large-scale miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Sub-alpine molasse to Jura fold belt). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83(3):559–583.

Burkhard, M. et Sommaruga, A. (1998). Evolution of the western Swiss Molasse basin : structural relations with the Alps and the Jura belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 134(1): 279–298.

Burtner, R. L., Nigrini, A. et Donelick, R. A. (1994). Thermochronology of lower cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming thrust belt. *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 78(10):1613–1636.

Butler, R. W. H. (1992). Thrusting patterns in the NW French Subalpine chains. *Ann. Tecto.*, 6:150–172.

Butler, R. W. H., Matthews, S. J. et Parish, M. (1986). The NW external Alpine Thrust Belt and its implications for the geometry of the Western Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1):245–260.

Calais, E. (1999). Continuous GPS measurements across the Western Alps, 1996-1998. *Geophysical Journal International*, 138(1):221–230.

Calais, E., Bayer, R., Chery, J., Cotton, F., Doerflinger, E., Flouzat, M., Jouanne, F., Kasser, M., Laplanche, M., Maillard, D., Martinod, J., Mathieu, F., Nicolon, P., Nocquet, J. M., Scotti, O., Serrurier, L., Tardy, M. et Vigny, C. (2000). REGAL : a permanent GPS network in the Western Alps. Configuration and first results. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planètes*, 331(7):435–442.

Calais, E., Nocquet, J. M., Jouanne, F. et Tardy, M. (2002). Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996-2001. *Geology*, 30(7):651–654.

Carey-Gaillhardis, E. et Mercier, J.-L. (1987). A numerical method for determinig the state of stress using focal mechanisms of earthquakes populations : applications to Tibetan teleseisms and microseismicity of southern Peru. *Earth And Planetary Science Letters*, 82:165–179.

Carlson, W. D. (1990). Mechanisms and kinetics of apatite fission-track annealing. *American Mineralogist*, 75(9-10):1120–1139.

Carlson, W. D., Donelick, R. A. et Ketcham, R. A. (1999). Variability of apatite fission-track annealing kinetics : I. Experimental results. *American Mineralogist*, 84(9):1213–1223.

Carter, A. (1999). Present status and future avenues of source region discrimination and characterization using fission track analysis. *Sedimentary Geology*, 124(1-4):31–45.

Champagnac, J.-D. (2005). *Tectonique cassante de l'arc interne des Alpes occidentales : implications géodynamiques*. Thèse de doctorat, Universités de Neuchâtel et Grenoble I.

Champagnac, J. D., Delacou, B., Tricart, P., Sue, C., Burkhard, M. et Allanic, C. (2006). Regional brittle extension in Quaternary sediments of Lanslebourg (Haute-Maurienne valley, Western Alps). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177(4):215–223.

Champagnac, J. D., Molnar, P., Anderson, R. S., Sue, C. et Delacou, B. (2007). Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology*, 35(3):195–198.

Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B. et Burkhard, M. (2003). Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (South Valais). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 96(3):325–326.

Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B. et Burkhard, M. (2004). Brittle deformation in the inner NW Alps : from early orogenparallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. *Terra Nova*, 16(4):232–242.

Champion, C., Choukroune, P. et Clauzon, G. (2000). Post-miocene deformation in western provence. *Geodinamica Acta*, 13(2-3):67–85.

Choukroune, P. (1995). *Déformation et déplacements dans la croûte terrestre*. Masson, Paris.

Choukroune, P., Ballevre, M., Cobbold, P., Gautier, Y., Merle, O. et Vuichard, J. P. (1986). Deformation and motion in the western alpine arc. *Tectonics*, 5(2):215–226.

Collombet, M. (2001). *Cinématique et rotation des Alpes occidentales : approche paléomagnétique et modélisation analogique*. Phd, Université Joseph Fourier, Grenoble.

Collombet, M., Thomas, J. C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J.-P. et Gratier, J.-P. (2002). Counterclockwise rotation of the Western Alps since the Oligocene : new insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, 21:352–366.

Compagnoni, R. (2003). HP metamorphic belt of the western Alps. *Episodes*, 26(3):200–204.

Compagnoni, R. et Hirajima, T. (2001). Superzoned garnets in the coesite-bearing Brossasco-Isasca Unit, Dora-Maira massif, Western Alps, and the origin of the whiteschists. *Lithos*, 57(4):219–236.

Corrigan, J. (1991). Inversion of apatite fission-track data for thermal history information. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 96(B6):10347–10360.

Coward, M. et Dietrich, D. (1989). Alpine tectonics – an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1):1–29.

Crowley, K. D. (1993). LENMODEL - A forward model for calculating length distributions and fission-track ages in apatite. *Computers & Geosciences*, 19(5):619–626.

Daze, A., Lee, J. K. W. et Villeneuve, M. (2003). An intercalibration study of the Fish Canyon sanidine and biotite Ar-40/Ar-39 standards and some comments on the age of the Fish Canyon Tuff. *Chemical Geology*, 199(1-2):111–127.

Delacou, B. (2005). *Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin. Approche sismotectonique et modélisation numérique*. Thèse de doctorat, Universités de Neuchâtel et Nice Sophia-Antipolis.

Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D. et Burkhard, M. (2004). Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophysical Journal International*, 158(2):753–774.

Delacou, B., Sue, C., Nocquet, J. M., Champagnac, J. D., Allanic, C. et Burkhard, M. (2007). Quantification of strain rate in the Western Alps using geodesy : comparisons with seismotectonics. *In Conference on Modern Methods in Structural Geology and Tectonics held in honor of Martin Burkhard*, pages 377–385, Neuchatel, SWITZERLAND. Birkhauser Verlag Ag.

Delvaux, D. (1993). The TENSOR program for reconstruction : examples from the East African and the Baïkal rift systems. *Terra Nova*, 5:216.

Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Melnikov, A. et Ermikov, V. (1995). Palaeostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia .1. Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution. *Tectonophysics*, 252(1-4):61–101.

DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. et Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101:425–478.

Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Lepichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. et Bijuduval, B. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1-4):241–315.

Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F. et Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and evolution of Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84(10):3137–3180.

Dietrich, D. (1989). Fold axis parallel extension in an arcuate fold and thrust belt - The case of the Helvetic nappes. *Tectonophysics*, 170(3-4):183–212.

Dodson, M. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Geochemistry*, 58:259–274.

Donelick, R. A., Ketcham, R. A. et Carlson, W. D. (1999). Variability of apatite fission-track annealing kinetics : II. Crystallographic orientation effects. *American Mineralogist*, 84(9):1224–1234.

Droop, G., Lombardo, B. et Pognante, U. (1990). Formation and distribution of eclogite-facies rocks in the Alps. *In* Carswell, D., éditeur : *Eclogite-facies Rocks*, pages 225–259. Blackie, Glasgow.

Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J. M. et Albarède, F. (1997). The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, 387:586–589.

Dumitru, T. A. (1993). A new computer-automated microscope stage system for fission track analysis. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 21(4):575–580.

Dumont, T., Champagnac, J. D., Crouzet, C. et Rochat, P. (2008). Multistage Alpine shortening in the Central Dauphiné (French Western Alps) : implications for pre-Alpine restoration. *Swiss Journal of Geosciences*, 101(1):89–110.

Dunkl, I. (2002). Trackkey : a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers & Geosciences*, 28(1):3–12.

Esher, A., Hunziker, J., Marthaler, M., Masson, H., Sartori, M. et Steck, A. (1997). Geological framework and structural evolution of the Western Swiss-Italian Alps. Rapport technique.

Etchecopar, A., Vasseur, G. et Daignieres, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3(1):51–&.

Eva, E., Pastore, S. et Deichmann, N. (1998). Evidence for ongoing extensional deformation in the western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland. *Journal of Geodynamics*, 26(1):27–43.

Eva, E., Solarino, S., Eva, C. et Neri, G. (1997). Stress tensor orientation derived from fault plane solutions in the southwestern Alps. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B4):8171–8185.

Fah, D., Giardini, D., Bay, F., Bernardi, F., Braunmiller, J., Deichmann, N., Furrer, M., Gantner, L., Gisler, M., Isenegger, D., Jimenez, M. J., Kastli, P., Koglin, R., Masciadri, V., Rutz, M., Scheidegger, C., Schibler, R., Schorlemmer, D., Schwarz-Zanetti, G., Steimen, S., Sellami, S., Wiemer, S. et Wossner, J. (2003). Earthquake Catalogue Of Switzerland (ECOS) and the related macroseismic database. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 96(2):219–236.

Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D. et Alsdorf, D. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Rev. Geophys.*, 45.

Fellin, M. G., Picotti, V. et Zattin, M. (2005). Neogene to Quaternary rifting and inversion in Corsica : Retreat and collision in the western Mediterranean. *Tectonics*, 24(1).

Fitzgerald, P., Stump, E. et Redfield, T. F. (1993). Late Cenozoic uplift of Denali and its relation to relative plate motion and fault morphology. *Science*, pages 497–499.

Fitzgerald, P. G., Sorkhabi, R. B., Redfield, T. F. et Stump, E. (1995). Uplift and denudation of the central Alaska range - A case study in the use of apatite fission-track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100(B10):20175–20191.

Fleischer, R., Price, P. et Walker, R. (1965). Effects of temperature, pressure and ionisation on the formation and stability of fission tracks in mineral and glasses. *Journal of Geophysical Research*, 70:1497–1502.

Ford, M. (1996). Kinematics and geometry of early Alpine, basement-involved folds, SW Pelvoux massif, SE France. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89(1):269–295.

Fréchet, J. (1978). *Sismicité du sud-est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique*. Doctorat d'etat, Université des Sciences, Technologies et Medecine, Grenoble.

Frisch (1981). Plate motions in the Alpine resion and their correlation to the openning of the Atlantic ocean. *Geol. Rundsch.*, 70:402–411.

Froitzheim, N. et Manatschal, G. (1996). Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). *Geological Society of America Bulletin*, 108(9):1120–1133.

Fry, M. (1989). Southwestward thrusting and tectonics of the Western Alps. *In* Coward, M., Dietrich, D. et Park, R., éditeurs : *Alpinen Tectonics*, volume 45 de *Geological Society of London Special Publication*, pages 83–109. Blackwell scientific publications.

Fry, N. (1999). Striated faults : visual appreciation of their constraint on possible paleostress tensors. *Journal of Structural Geology*, 21(1):7–21.

Galbraith, R. (1981). On statistical model for fission track counts. *Mathematical Geology*, 13:471–488.

Galbraith, R. (1988). Graphical display of estimates having differing standard errors. *Technometrics*, 30:488–491.

Galbraith, R. (1989). The radial plot : graphical assessment of spreads ages. *Int. J. Radial. Appl. Instrum.*, 17:207–214.

Galbraith, R. et Laslett, G. M. (1993). Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks*, 21:459–470.

Gallagher, K., Brown, R. et Johnson, C. (1998). Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences*, 26:519–572.

Gallagher, K., Hawkesworth, C. et Mantovni, M. (1994). The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from fission track data. *Journal of the Geological Society of London*, 154:451–457.

Garver, J. I., Brandon, M. T., Roden-Tice, M. et Kamp, P. J. J. (1999). Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology. *Exhumation Processes : Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*, (154):283–304.

Gephart, J. (1990a). FMSI a Fortran program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanisms data to obtain the regional stress tensor. *Computers & Geosciences*, 16(7):953–989.

Gephart, J. W. (1990b). Stress and direction of slip on fault planes. *Tectonics*, 9(4):845–858.

Gephart, J. W. et Forsyth, D. W. (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data - Application to the San-Fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research*, 89(NB11):9305–9320.

Giardini, D., Grunthal, G., Shedlock, K. M. et Zhang, P. Z. (1999). The GSHAP Global Seismic Hazard Map. *Annali Di Geofisica*, 42(6):1225–1230.

Gidon, M. (1974). Alpine arc with vortical origin. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences*, Série D 278(21).

Gillet, P., Ingrin, J. et Chopin, C. (1984). Coesite in subducted continental-crust-P-T history deduced from and elastic model. *Earth And Planetary Science Letters*, 70(2):426–436.

Gleadow, A. J. W., Duddy, I. R., Green, P. F. et Hegarty, K. A. (1986). Fission-track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages. *Earth And Planetary Science Letters*, 78(2-3):245–254.

Goffé, B. et Choppin, C. (1986). High pressure metamorphism in the Western Alps : zoneography of metapelites, chronology and consequences. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 66:41–52.

Goguel, J. (1963). L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7:20–33.

Gratier, J.-P., Menard, G. et Arpin, R. (1989). Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaines Subalpines of the western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1):65–81.

Green, P. (1981). A new look at statistics in fission tracks dating. *Nuclear Tracks*, 5:76–86.

Green, P., Duddy, I., Gleadow, A. et Lovering, J. (1989a). Apatite fission track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. *In* Naeser, N. et McCulloh, T., éditeurs : *Thermal History of Sedimentary Basins - Methods and Case Histories*. Springer-Verlag, New York.

Green, P., Duddy, I., Gleadow, A., Tingate, G. et Laslett, G. (1985). Fission-track annealing in apatite : track lenght measurements and the form of the Arhenius plot. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 10:323–328.

Green, P., Duddy, I. R., Laslett, G. M., Hegarty, K. A., Gleadow, A. J. W. et Lovering, J. F. (1989b). Thermal annealing of fission tracks in apatite.4. Quantitative modeling techniques and extension to geological timescales. *Chemical Geology*, 79(2):155–182.

Grosjean, G., Sue, C. et Burkhard, M. (2004). Late Neogene brittle extension in the vivinity of the Simplon fault zone, central Alps, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97:33–46.

Gubler, E., Kahle, H. G., Klingele, E., Mueller, S. et Olivier, R. (1981). Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation. *Tectonophysics*, 71(1-4):125–&.

Guéguen, Y. et Palciauskas, V. (1992). *Introduction à la physique des roches*, volume 299. Hermann.

Huet, J. (2009). *Alpes de Haute-Provence, à tire d'ailes*. Jean Huet, http ://www.jean-huet.com.

Hurford, A. J. et Hammerschmidt, K. (1985). AR-40/AR-39 and K/AR dating of the Bishop and Fish canyon tuffs - Calibration ages for fission-track dating standards. *Chemical Geology*, 58(1-2):23–32.

Isacks, B., Oliver, J. et Sykes, L. R. (1968). Seismology and new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 73(18):5855–&.

Jenkins, G. et Watts, D. (1968). *Spectral analysis and its applications*. Holden-Day, Oakland, CA, 1st édition.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffe, B., Burov, E. et Agard, P. (2003). Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Science*, 303(5):353–409.

Julien, P. et Cornet, F. H. (1987). Stress determination from aftershocks of the Campania-Luciana earthquake of november 23, 1980. *Annales Geophysicae Series B-Terrestrial and Planetary Physics*, 5(3):289–300.

Kastrup, U., Zoback, M. L., Deichmann, N., Evans, K. F., Giardini, D. et Michael, A. J. (2004). Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. *Journal of Geophysical Research*, 109:B01402–B01424.

Ketcham, R. A., Donelick, R. A. et Donelick, M. (2000). AFTSolve : A program for multikinetic modelling of apatite fission-track data. *Geological Materials Research*, 2:1–32.

Kuhlemann, J. (2000). Post-collisional sediment budget of circum-Alpine basins (Central Europe). *Memorie di Scienze Geologiche, Padova*, 52:1–91.

Lardeaux, J. M., Schwartz, S., Tricart, P., Paul, A., Guillot, S., Béthoux, N. et Masson, F. (2006). A crustal-scale cross-section of the south-western Alps combining geophysical and geological imagery. *Terra Nova*, 18:412–422.

Laslett, G., Green, P. F., Duddy, I. et Gleadow, A. (1987). Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A Quantitative Analysis. *Chemical Geology*, 65(Isotope Geosciences Section):1–13.

Laubscher, H. (1991). The arc of the western alps today. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84(3):631–659.

Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemant, S., Noomen, R. et Veis, G. (1994). Geodetic determination of the kinematics of the Central Greece with respect to the Europe : implication for th eastern Mediterranean tectonics. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 100:12675–12690.

Lee, W. H. K. et Lahr, J. E. (1975). HYPO71 : A computer program for determining hypocenter, magnitude and firts motion pattern of local earthquakes. *U.S.Geol.Surv.Open File Rep.*, 75-331: 110pp.

Lemoine, M., Bas, T., Arnaudvanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., Degraciansky, P. C., Rudkiewicz, J. L., Megardgalli, J. et Tricart, P. (1986). The continental margin of the mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, 3(3):179–199.

Lemoine, M., Gidon, M. et Barféty, J. (1981). Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting tethysien. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris - Series II A -Earth and Planetary Science*, 309:1711–1716.

Lemoine, M., Graciansky, P. C. D. et Tricart, P. (2000). *De l'océan à la chaîne de montagnes : tectonique des plaques dans les Alpes*. Gordon and Breach, Paris.

Lickorish, W. H. et Ford, M. (1998). Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, 134(1):189–211.

Lickorish, W. H., Ford, M., Burgisser, J. et Cobbold, P. R. (2002). Arcuate thrust systems in sandbox experiments : A comparison to the external arcs of the Western Alps. *Geological Society of America Bulletin*, 114(9):1089–1107.

Lippitsch, R., Kissling, E. et Ansorge, J. (2003). Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B8):2376.

Lugeon, M. (1901). Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1(4):723–825.

Malusa, M. (2004). *Post metamorphic evolution of the Western Alps :kinematics constraints from a multidisciplinary approach (geological mapping, mesostructural analysis, fission track dating, fluid inclusions analysis)*. Phd, University of Turin, Turin, Italy.

Mancktelow, N. S. (1992). Neogene lateral extension during convergence in the central Alps - Evidence from interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics*, 215(3-4):295–317.

Marret, R. et Peacock, D. C. P. (1999). Strain and stress. *Journal of Structural Geology*, 21:1057–1063.

MARTHALER, M. (2001). *Le Cervin est-il Africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète*, volume 96. Loisirs et Pédagogie S.A., Lausanne.

MASSON, F., VERDUN, J., BAYER, R. et DEBEGLIA, N. (1999). Une nouvelle carte gravimétrique des Alpes occidentales et ses conséquences structurales et tectoniques. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 329:865–871.

MAZZOLI, S. et HELMAN, M. (1994). Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe - Some implications for recent central mediterranean tectonics. *Geologische Rundschau*, 83(2):464–468.

MECKEL, L., FORD, M. et BERNOUILLI, D. (1996). Tectonic and sedimentary evolution of the Dévoluy basin, a remnant of the Tertiary Western Alpine foreland basin, southeast France. *Géologie de la France*, 2:2–26.

MICHAEL, A. (1984). Determination of Stress From Slip Data : Faults and Folds. *Journal of Geophysical Research*, (89):11517–11526.

MICHAEL, A. (1987a). Stress rotation during the Coalinga aftershock sequence. *Journal of Geophysical Research*, (92):7963–7979.

MICHAEL, A. (1987b). Use of Focal Mechanisms to Determine Stress : A control Study. *Journal of Geophysical Research*, 91:357–368.

MÉNARD, G. (1988). *Structure et cinématique d'une chaîne de collision : les Alpes ocidentales et centrales*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble.

MÉNARD, G. et THOUVENOT, F. (1984). Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. *Bulletin de la Société Géologique de France*, XXVI:875–884.

MOLNAR, P., BURCHFIELD, B., KUANGYI, L. et ZIUYUN, Z. (1987). Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and qualitative estimates of its contribution to the convergence of India and Eurasia. *Geology*, 15:249–253.

MOLNAR, P. et TAPPONIER, P. (1975). Cenozoic tectonics of Asia : Effect of a continental collision. *Science*, 189:419–425.

MOSAR, J., STAMPFLI, G. M. et GIROD, F. (1996). Western Prealpes Medianes Romandes : Timing and structure. A review. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89(1):389–425.

MOSCA, P. (2006). *Neogene basin evolution in the western Po Plain : Insights from seismic interpretation, subsidence analysis and low temperature (U-Th)/He thermochronology*. Thèse de doctorat, Vrije Universiteit, Torino.

MUGNIER, J.-L. et MÉNARD, G. (1986). Le développement du bassin molasique suisse et l'évolution des Alpes externes : un modèle cinématique. *Bulletin du Centre de Recherche et d'Exploration-Production d'Elf Aquitaine Pau*, 10:167–180.

NAESER, C. (1979). Thermal history of sedimentary basin in fission track dating of subsurface rocks. *SEPM Sp. Publication*, 26:109–112.

NAESER, C. (1993). Apatite fission-track analysis in sedimentary basins - a critical appraisal. *In* DORE, A.G., A. J. H. C. S. D. et SYLTA, O., éditeurs : *Basin Modeling : Advances and applications*. Norwegian Petroleum Society.

NAESER, N. et MCCULLOH, T. (1989). *Thermal history of Sedimentary Basins*, volume 57. Trans Am. Geophys. Union.

NAJMAN, Y., CARTER, A., OLIVER, G. et GARZANTI, E. (2005). Provenance of Eocene foreland basin sediments, Nepal : Constraints to the timing and diachroneity of early Himalayan orogenesis. *Geology*, 33(4):309–312.

Nocquet, J. M. (2002). *Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale.* Phd, Université de Nice.

Nocquet, J. M. et Calais, E. (2003). Crustal velocity field of Western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. *Geophysical Journal International*, 154:72–88.

Nocquet, J. M. et Calais, E. (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean an dEurope. *Pure and Applied Geophysics*, 161:661–681.

Ortner, H., Reitera, F. et Acs, P. (2002). Easy handling of tectonic data : the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windows. *Computers & Geosciences*, 28(10).

Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Bethoux, N. et Frechet, J. (2001). A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106(B9):19367–19389.

Paul, T. A. et Fitzgerald, P. G. (1992). Transmission electron-microscopic investigation of fission track in fluorapatite. *American Mineralogist*, 77(3-4):336–344.

Pavoni, N. (1980a). Comparision of focal mechanisms of earthquakes and faulting in the Helvetic zone of the central Valais, Swiss Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 73:551–558.

Pavoni, N. (1980b). Crustal stresses inferred from Fault-Plane solutions of Earthquake and Neotectonic Deformation in Switzerland. *Rock Mechanics*, suppl. 9:63–68.

Platt, J. P., Behrmann, J. H., Cunningham, P. C., F., D. J., M., H., M., P., Shepley, M. G., S., W. et Weston, P. G. (1989a). Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. *Nature*, 337:158–161.

Platt, J. P., Cunningham, P. C., Weston, P., Lister, G. S., Peel, F., Baudin, T. et Dondey, H. (1989b). Thrusting and backthrusting in the Brianconnais domain of the western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1):135–152.

Pognante, U. (1991). Petrological constraints on the eclogite and blueschist facies metamorphism and P-T-t paths in the Western Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 9:5–17.

Pollard, D. D., Saltzer, S. D. et Rubin, A. M. (1993). Stress inversion : are they based on faulty assumptions ? *Journal of Structural Geology*, 15:1045–1054.

Ramsay, J. G. et Huber, M. I. (1983). *The techniques of modern structural geology.* Numéro 2. Harcourt Brace and Co.

Ratschbacher, L., Frisch, W., Neubauer, F., Schmid, S. M. et Neugebauer, J. (1989). Extension in compressional orogenic belts - The Eastern Alps. *Geology*, 17(5):404–407.

Reasenberg, P. A. et Oppenheimer, D. H. (1985). FPFIT, FPPLOT and FPPAGE : Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. *U.S.Geol.Surv.Open File Rep.*, 85-739:109pp.

Ricou, L. E., Dercourt, J., Geyssant, J., Grandjacquet, C., Lepvrier, C. et Bijuduval, B. (1986). Geological constraints on the alpine evolution of the mediterranean Tethys. *Tectonophysics*, 123(1-4):83–122.

Ritz, J. F. (1991). *Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocene. Implications sismotectoniques.* Phd, Univeristé de Montpellier II, Montpellier, France.

Ritz, J. F. et Taboada, A. (1993). Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164(4):519–531.

Rolland, Y., Lardeaux, J. M., Guillot, S. et 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.

Rollet, N., Deverchere, J., Beslier, M. O., Guennoc, P., Rehault, J. P., Sosson, M. et Truffert, C. (2002). Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics*, 21(3).

Rothe, J. P. (1941). Les séisme des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales. *Annales de l'Institut de Physique du Globe, Strasbourg*, 3:1–105.

Sambridge, M. (1999a). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138(2):479–494.

Sambridge, M. (1999b). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - II. Appraising the ensemble. *Geophysical Journal International*, 138(3):727–746.

Sassi, W. et Carey-Gaillhardis, E. (1987). Interprétation mécanique du glissement sur les failles : introduction d'un critère de frottement. *Annales Tectonicae*, 1:139–154.

Schardt, H. (1884). Geological studies in the Pays d'Enhaut Vaudois. *Bull. Soc.vaudoise des sc. nat*, XX:143–146.

Schmid, S., Fügenschuh, B., Kissling, E. et Schuster, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97:93–117.

Schmid, S. M. et Kissling, E. (2000). The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19:62–85.

Scholz, C. (1990). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press.

Sellami, S., Kissling, E., Thouvenot, F. et Fréchet, J. (1995). Initial reference velocity model for seismic tomography in the western Alps. *Abstract Suppl. EGS 20*, page Eur. Geophys. Soc. London.

Selverstone, J. (2005). Are the Alps collapsing? *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences*, 33:113–132.

Seward, D. et Mancktelow, N. S. (1994). Neogene kinematics of the central and western alps – evidence from fission-track dating. *Geology*, 22:803–806.

Seyferth, M. et Henk, A. (2004). Syn-convergent exhumation and lateral extrusion in continental collision zones - insights from three-dimensional numerical models. *Tectonophysics*, 382(1-2):1–29.

Shan, Y. H., Li, Z. et Lin, G. (2004). A stress inversion procedure for automatic recognition of polyphase fault/slip data sets. *Journal of Structural Geology*, 26(5):919–925.

Shuster, D. L., Ehlers, T. A., Rusmore, M. E. et Farley, K. A. (2005). Rapid glacial erosion at 1.8 ma revealed by 4he/3he thermochronometry. *Science*, 310(5754):1668–1670.

Siddans, A. W. B. (1983). Finite strain pattern in some alpine nappes. *Journal of Structural Geology*, 5(3-4):441–448.

Sinclair, H. D. (1997). Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins : The role of the passive margin versus slab breakoff. *Geology*, 25(12):1123–1126.

Sissingh, W. (2001). Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland : correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics*, 333(3-4):361–400.

Sommaruga, A. (1999). Decollement tectonics in the Jura foreland fold-and-thrust belt. *Marine and Petroleum Geology*, 16(2):111–134.

Spakman, W. et Wortel, M. J. R. (2004). A tomographic view on the Western Mediterranean geodynamics. *In* Cavazza, W., Spakman, W., Stampfli, G. et Ziegler, P., éditeurs : *The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to mantle*, pages 31–52. Springer, Berlin.

Spalla, M., Lardeaux, J. M., Dal Piaz, G., Gosso, G. et Messiga, B. (1996). Tectonic significance of Alpine eclogites. *J. Geodyn*, 21:257–285.

Stampfi, G. et Borel, G. (2004). The TRANSMED Transect in Space and Time : constraints on the Paleotectonic evolution of the Mediterranean domain.

Stampfli, G., Borel, G., Marchant, R. et Mosar, J. (2002). Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. Journal of the Virtual Explorer.

Steven, T., Mehnert, H. et Obradovitch, J. (1967). Age of volcanic activity in the San Juan Mountains, Colorado. Rapport technique, USGS.

Stüwe, K., White, L. et Brown, R. (1994). The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. *Earth And Planetary Science Letters*, 124:63–74.

Sue, C. (1998). *Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes : Approches structurale et sismologique*. Phd, Université Joseph Fourier, Grenoble I.

Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J. D., Allanic, C., Tricart, P. et Burkhard, M. (2007). Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps : an overview. *International Journal of Earth Sciences*, 96(6):1101–1129.

Sue, C., Grasso, J. R., Lahaie, F. et Amitrano, D. (2002). Mechanical behavior of western alpine structures inferred from statistical analysis of seismicity. *Geophysical Research Letters*, 29(8):4.

Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J. et Tricart, P. (1999). Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research*, 104:611–622.

Sue, C. et Tricart, P. (1999). Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briancon, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 92(2):171–181.

Sue, C. et Tricart, P. (2002). Widespread post-nappe normal faulting in the internal Western Alps : a new constraint on arc dynamics. *Journal of the Geological Society, London*, 159:61–70.

Sue, C. et Tricart, P. (2003). Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps : A major evolution of the alpine tectonics. *Tectonics*, 22(5):1–25.

Sykes, L. R. (1967). Mechanism of earthquakes and nature of faulting on mid-oceanic ridges. *Journal of Geophysical Research*, 72(8):2131–&.

Tagami, T. et O'Sullivan, P. B. (2005). Fundamentals of fission-track thermochronology. *Low-Temperature Thermochronology : Techniques, Interpretations, and Applications*, 58:19–47.

Tapponier, P. (1977). Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7:437–460.

Thomas, J. C., Claudel, M. E., Collombet, M., Tricart, P., Chauvin, A. et Dumont, T. (1999). First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps : evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps. *Earth And Planetary Science Letters*, 171(4):561–574.

Thouvenot, F., Fréchet, J., Guyoton, F., Guiguet, R. et Jenatton, L. (1990). Sismalp : an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 1:1–10.

Thouvenot, F., Paul, A., Fréchet, J., Béthoux, N., Jenatton, L. et Guiguet, R. (2007). Are there really superposed Mohos inthe south-western Alps ? New seismic data from fan-profiling reflections. *Geophysical Journal International*, 170:1180–1194.

Tricart, J. (1968). *Précis de géomorphologie, t.1 : géomorphologie structurale.* SEDES, Paris.

Tricart, P. (1984). From passive margin to continental collision : A tectonic scenario for the western Alps. *American Journal of Science*, 284:97–120.

Tricart, P. (2004). From extension to transpression during the final exhumation of the Pelvoux and Argentera massifs, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97(3):429–439.

Tricart, P., Bouillin, J.-P., Dick, P., Moutier, L. et Xing, C. (1996). Le faisceau de failles de haute-Durance et le rejeu distensif du front briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 323(série II a):251–257.

Tricart, P., der Beek, P. V., Schwartz, S. et Labrin, E. (2007). Diachronous late-stage exhumation across the western Alpine arc : constraints from apatite fission-track thermochronology between the Pelvoux and Dora-Maira Massifs. *Journal of the Geological Society of London*, 164:163–174.

Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C. et Lardeaux, J.-M. (2004). Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustrés, Western Alps). *Journal of Structural Geology*, 26:1633–1645.

Trumpy, R. (1960). Palaeotectonic evolution of the central and western Alps. *Geological Society of America Bulletin*, 71:843–908.

Turcotte, D. et Schubert, G. (1982). *Geodynamics : Application of Continuum Physics to Geological Problems*. John Wiley and Sons, New York, 1st édition.

Twiss, R. et Unruh, J. R. (1998). Analysis of fault slip inversion : Dothey constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 103(12205-12222).

van der Beek, P., Andriessen, P. et Cloetingh, S. (1995). Morphotectonic evolution of rifted continental margins : Inferences from a coupled tectonic-surface processes model and fission track thermochronology. *Tectonics*, 14.

van der Beek, P., Robert, X., Mugnier, J. L., Bernet, M., Huyghe, P. et Labrin, E. (2006). Late Miocene - Recent exhumation of the central Himalaya and recycling in the foreland basin assessed by apatite fission-track thermochronology of Siwalik sediments, Nepal. *Basin Research*, 18(4):413–434.

van der Beek, P., Valla, P., Herman, F., Braun, J., Persano, C., Dobson, K., Stuart, F. et Labrin, E. (in prep). Extracting denudation and relief history from thermochronological elevation profiles - II : Application to the French Western Alps.

Vasseur, G., Etchecopar, A. et Philip, H. (1983). Stress state inferred from multiple focal mechanisms. *Annales Geophysicae*, 1(4-5):291–297.

Vergely, P., Sassi, W. et Carey-Gaillhardis, E. (1987). Analyse graphique des failles à l'aide des focalisations de stries. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8(III):395–402.

Vernon, A., van der Beek, P., Sinclair, H. et Rahn, M. (2008). Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission track thermochronology database. *Earth And Planetary Science Letters*, 270:316–329.

Vialon, P., Rochette, P. et Menard, G. (1989). Indentation and rotation in the western Alpine arc. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1):329–338.

Vigny, C., Chery, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J. P., Barlier, F., Bayer, R., Briole, P., Calais, E., Cotton, F., Duquenne, F., Feigl, K. L., Ferhat, G., Flouzat, M., Gamond, J. F., Geiger, A., Harmel, A., Kasser, M., Laplanche, M., Le Pape, M., Martinod, J., Menard, G., Meyer, B., Ruegg, J. C., Scheubel, J. M., Scotti, O. et Vidal, G. (2002). GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period : 1993-1998. *Journal of Geodesy*, 76(2):63–76.

von Raumer, J., Abrecht, J., Bussy, F., Lombardo, B., Menot, R. P. et Schaltegger, U. (1999). The Palaeozoic metamorphic evolution of the Alpine External Massifs. *Schweizerische Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen*, 79(1):5–22.

Wagner, G., Reimer, G. et Jaeger, E. (1977). Cooling ages derived from apatite fission track, mica Rb/Sr and K/Ar dating : the uplift and cooling history of the Central Alps. *Mem. I. Geol. Miner. Padova*, 30:1–27.

Wagner, G. et van den Haute, P. (1992). *Fission track dating*. Elsevier, Amsterdam.

Waldhauser, F., Kissling, E., Ansorge, J. et Mueller, S. (1998). Three-dimensional interface modelling with two-dimensional seismic data : the Alpine crust-mantle boundary. *Geophysical Journal International*, 135(1):264–278.

Wallace, R. E. (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, 59:118–130.

Wiemer, S. (2001). A Software Package to Analyze Seismicity : ZMAP. *Seismological Research Letters*, 72:373–382.

Wissing, S. B. et Pfiffner, O. A. (2002). Structure of the eastern Klippen nappe (BE, FR) : Implications for its Alpine tectonic evolution. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 95(3):381–398.

Wolff, R. A., Farley, K. A. et Kass, D. M. (1998). Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer. *Chemical Geology*, 148:105–114.

Yamaji, A. (2000). The multiple inverse method : a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 22(4):441–452.

Yamaji, A. (2003). Are the solutions of stress inversion correct? Visualization of their reliability and the separation of stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 25(2):241–252.

Yamaji, A., Otsubo, M. et Sato, K. (2006). Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 28(6):980–990.

Yeats, R., Sieh, K. et Allen, C. (1997). *The geology of earthquakes*. Oxford University Press.

Zoback, M. L. (1992). 1st-order and 2nd-order patterns of stress in the lithosphere - The world stress map project. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 97(B8):11703–11728.

Table des figures

0.1 Vue de l'arc alpin vers le NE depuis Aix-en-Provence. Image Landsat drappée sur un modèle numérique de terrain. (Dr William Bowen, California Geological Survey, 2007. http://geogdata.csun.edu) 24

1.1 Vue de l'arc alpin enneigé depuis l'espace. (Image prise par l'instrument Meris (*Medium Resolution Imaging Spectrometer*) du satellite européen Envisat le 8 décembre 2008). 29

1.2 Modèle Numérique de Terrain soulignant la position des chaînes alpines péri-méditerranéennes. 30

1.3 Reconstitution paléogéographique de la Méditerranée occidentale et de l'Atlantique nord depuis le Trias supérieur jusqu'à l'Oligocène inférieur (D'après (Frisch, 1981)). LA= Laurasia, AF= Afrique, NA= Amérique du Nord, GR= Groenland, IB= Ibérie, BR=Briançonnais, AD= Adria, SA= bloc Corso-Sarde, Océans : CA (Atlantique central), SP (Océan Pénnique Sud). 31

1.4 Carte tectonique des Alpes occidentales d'après (Schmid *et al.*, 2004). Les tracés des coupes de la figure suivante sont également reportés. 33

1.5 Coupe des Alpes occidentales d'après (Schmid *et al.*, 2004) 35

1.6 Trois instantanés de l'histoire alpine au cours du Néogène d'après l'évolution proposée par (Champagnac *et al.*, 2006; Sue *et al.*, 2007).(a) Extension parallèle à l'axe orogénique, directement liée à l'extrusion latérale vers le bassin ligure et à la dynamique d'indentation/rotation de la microplaque apulienne. Les zones externes subissent encore la compression. (b) Régime tectonique après la fin de l'ouverture ligure, caractérisé par la propagation du front alpin vers le nord-ouest (Jura) et le sud-ouest (nappe de Digne), activation de décrochements dextres tout autour de la chaîne et soulèvement des massifs cristallins externes. L'extension parallèle est toujours active dans les Alpes internes mais semble décroitre vers le sud.(c) Extension perpendiculaire à l'axe orogénique déduite de l'étude des solutions focales des séismes. L'orientation des directions d'extension est perpendiculaire à l'axe de la chaîne alors que les zones externes ne subissent que peu de compression. Cette structure en éventail est également à relier au faible taux de raccourcissement actuel dans les Alpes. 37

1.7 Analyse de la base de données thermochronologiques disponible dans les Alpes occidentales et centrales (Vernon *et al.*, 2008). a) Interpolation des âges traces de fission sur apatites (isotherme de fermeture ≈110°C ; b) Interpolation des âges traces de fission sur zircons (isotherme de fermeture ≈200°C ; c) Variation du taux d'exhumation (Er) au cours du temps, calculé à partir des échantillons ayant permis une double datation (Apatites+Zircons). Les échantillons sont utilisés pour calculer un taux initial correspondant à la période entre la fermeture du système zircon et celui du système apatite. Le taux final correspond à la période suivant la fermeture Du système apatite. L'échelle de couleurs représente le rapport entre le taux d'exhumation initial et final et permet de distinguer les zones où les taux d'exhumation moyens ont accéléré (Er>1), sont restés stables (Er=1), ou ont décéléré (Er>1) après la fermeture du système apatite. d) Évolution des taux de sédimentation au cours du temps déterminés à partir des volumes sédimentaires préservés dans les bassins d'avant et d'arrière pays et reconnus comme provenant de l'érosion des Alpes occidentales et centrales. Les auteurs relient accélération des taux d'exhumation et augmentation de l'apport sédimentaire probablement en réponse à un facteur d'ordre climatique. 38

1.8 Sismicité alpine. A) Analyse de (Rothe, 1941) définissant les arcs sismiques Briançonnais et Piémontais. B) Carte de sismicité historique établie à partir de la base de données SisFrance sur la période 1241-2006 (Intensité des séismes). C) Sismicité instrumentale 1989-2002 (SISMALP) (Thouvenot *et al.*, 2007). 40

1.9 Exemple de séisme destructeur ayant affecté les Alpes occidentales au cours du siècle dernier : le séisme de Lambesc (Bouches-du-Rhône) survenu le 11 juin 1909 et dont la magnitude proche de 6 a entrainé la mort de 46 personnes et de nombreuses destructions matérielles. 40

1.10 Vision générale de l'arc des Alpes occidentales à partir de l'analyse sismotectonique (Delacou *et al.*, 2004). À gauche : Champ de déformations et contraintes. Les couleurs de fond représentent le type de déformation ; les tirets colorés représentent les directions interpolées des axes P (rouge) et T (bleu) des séismes ; les flèches correspondent aux directions de contraintes maximale (noir) et minimale (blanc). À droite : représentation des champs de déformations et des contraintes vus en 3 dimensions. Le contraste tectonique entre Zones internes et Zone externe, ainsi que les rôles de la topographie et des structures profondes sont soulignés. 41

1.11 A: Vitesses relatives à l'Europe stable et taux de déformations déduits de triangulation Delaunay sur le réseau de station GPS (d'après (Calais *et al.*, 2002)). B. Principales failles actives des Alpes occidentales et mécanismes aux foyers des séismes (d'après (Eva *et al.*, 1998; Sue et Tricart, 1999). 42

1.12 Quatre principaux modèles proposés pour expliquer les directions des chevauchements autour de l'Arc alpin. A: Vecteur convergence linéaire combiné à un étalement gravitaire d'un prisme préalablement courbe (Platt *et al.*, 1989a). B : Rotation de l'Apulie entraînant un système de chevauchements radiaux à l'arc (Vialon *et al.*, 1989). C : Vecteur convergence linéaire combiné à un éffondrement tardif sur une rampe entrainant la formation de deux systèmes chevauchants orthogonaux (Butler *et al.*, 1986). D : Mouvement vers le nord de l'Apulie suivi d'un poinçonnement à vergence ouest générant des systèmes chevauchants successifs et orthogonaux ainsi qu'un ensemble de systèmes décrochants (Ricou *et al.*, 1986). SRL : Simplon-Rhone-Line. Les Massifs Cristallins Externes sont représentés en noir. 45

2.1 Photo aérienne de l'Institut Géographique National et Modèle Numérique de Terrain (IGN+SRTM). Le pointé des failles est indiqué en rouge sur le MNT. Un scan du calque utilisé pour les pointés sur couple de photos aériennes est également représentés. 49

2.2 Plan de faille cannelé près du vallon de Fouillouse, Alpes de Haute Provence. 50

2.3 Exemples de plan de failles avec stries/fibres resneignat sur la cinématique. 51

2.4 Tableau récapitulatif des états de contraintes en fonction du rapport $\phi = [\sigma 2 - \sigma 3]/[\sigma 1 - \sigma 3]$ et du cercle de Mohr correspondant, pour des régimes compressifs, décrochants et extensifs (Ritz et Taboada, 1993). 52

2.5 Exemple d'analyse d'une population de failles. 55

2.6 Location map with the main Alpine tectonic zones. In white, the foreland and the hinterland of the Western Alpine arc are not differentiated. (1) External Crystalline Massifs (ECM): AR, Aiguilles Rouges; MB, Mont Blanc; B, Belledonne; P, Pelvoux; AM, Argentera-Mercantour. (2) Exotic Flysch. (3) to (8) : Internal Zones: (3) Sub-briançonnais zone; (4) Briançonnais zone; (5) Piemont " Schistes lustrés " zone; (6) Internal Crystalline Massifs: GP, Gran Paradiso; DM, Dora-Maira; (7) S, Sesia Austro-alpine Zone; (8) Ophiolites in the Piemont Zone. The thick line between external and internal zones corresponds to the Crustal Penninic Front (sensu (Sue et Tricart, 2003)). The rectangle locates (Figure 2.7). 61

2.7 Map of the study area presenting the locations of structural and micro-structural sites of observation, numbering refers to table 1 and Figure 2.13. The textures used are the same as on (Figure 2.6). The major faults appearing on the BRGM geological map (Bureau de Recherche Géologique et Minière, 1/250000 Gap geological map) are reported; among them are the CPF and the Bersezio Fault (See Text). The dashed line underlines the French-Italian border. 62

2.8 Lineaments of the South-western Alps deduced from Shaded SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, (Farr *et al.*, 2007)) Digital Elevation Model (A) and IGN (Institut Géographique National) aerial photographs (B). The rose diagrams represent trends of the faulting pattern. They allow distinction between N-S, N130-140 and N30-N40 subsets of faults. The CPF and contours of the Argentera massif are plotted for reference. 63

2.9 Morphological expression of faulting systems: A, B: Examples of brittle strike-slip structures observed along the NW-SE lineaments parallel to the Bersezio fault (from (Huet, 2009) with permission); C, D, E: Examples of brittle extensional structures trending N-S or N30-40. Locations of photographs are show in the insert. 65

2.10 Mount Arpet site showing example of two-stage site where extensional deformation is followed by strike-slip deformation. Left: conjugated normal faults and en-echelon tension gashes indicating extensional movements related to a first tectonic stage. Fault/striae pairs measurements along the outcrop lead to an extensional tensor solution represented here together with histogram of misfits. Right: Almost horizontal slickensides and spinning top highlight a second tectonic stage with dominant strike-slip deformation. A second tensor has been calculated and shows N-S compression axis. 66

2.11 Fouillouse / Les Chargours site illustrating a three-stage evolution along NW-SE fault. (A) General view of the NW-SE fault plane; (B) Photographs showing details with chronology from (I) horizontal meter-scale tectonic grooves overprinted by (II) a second generation of lower wavelength grooves that moderately plunge toward the SE. Final movement (III) is locally testified by subvertical ("stylostriae") affecting the blocking flank of horizontal grooves; (C) The third movement is confirmed by dragfolds; (D) Fault orientations and direction of slip are plotted on stereonets. Graphical estimations of the pressure (P) and tensional (T) are also reported. 68

2.12 Statistical repartition of azimuth, dip and plunge of fault and striae measurements used in this study. 69

2.13 Stereonets of the 79 new tensors computed in this study (Wulff nets, lower hemisphere). Circles represents $\sigma 1$ axis, squares represents $\sigma 2$ axis and triangles represents $\sigma 3$ axis. Faults and striae used for the calculation are also plotted. Numberings refer to the Figure 2.7 and Table 1. Boxed stereonets are from the same site. 72

2.14 Statistical distribution of the stress axes $\sigma 1$, $\sigma 2$ and $\sigma 3$ with the corresponding density contour diagrams computed for the all data base then for only extensional and strike-slip tensors (lower hemisphere equal area projection.). Az : Azimuth ; Pl : Plunge. . 74

2.15 Paleostress direction map with sigma 3 axis projected 75

2.16 Histogram showing the frequency of paleostress tensors versus φ ratio. The tensors are separated into two categories: from $\varphi = 0$ to $\varphi = 1$ for extensional tensor and $\varphi = 1$ to $\varphi = 0$ for strike-slip tensors. The frequence repartition shows mainly extensional tensors with low φ ratio while stress regime is difficult to precise for strike-slip tensors. The tensor database displays a wide range of φ ratio. 76

2.17 Three maps showing $\sigma 3$ orientations (projected subhorizontal axis) according to the class defined (see text): (A) Radial extension ($\phi < 0.25$); (B) Pure extension ($0.25 < \phi < 0.75$); (C) Strike-slip (vertical $\sigma 2$): Transpression ($\phi < 0.25$); Pure strike-slip ($0.25 < \phi < 0.75$); Transtension ($\phi > 0.75$). 77

2.18 Conceptual model presenting effect of interference between local and regional stress fields on the φ ratio and tectonic regime. 81

3.1 Localisation des réseaux SISMALP (triangles noirs) et RSNI (ancien IGG, triangle gris dans l'arc alpin occidental. Le cadre localise la zone cible de cette étude. 91

3.2 Exemple de séisme enregistré par le réseau SISMALP (Évènement du 25/04/1997 vers 10h14 (heure locale)). Les trois premiers sismogrammes sont clairs: ils permettent le pointé des temps d'arrivées et des sens de déviation du premier mouvement. Le quatrième sismogramme est perturbé par une source de relative basse fréquence. . . . 93

3.3 Modèles de vitesse utilisés lors de la détermination des mécanismes aux foyers des séismes. Modèle 12 couches MIN1D en gras (D'après Sellami *et al.*, 1995) et modèle 4couches R de routine SISMALP. 95

3.4 Exemples de mécanisme au foyer calculé à partir des pointés des temps d'arrivée (Évènement du 25/04/1997, Magnitude:??). 96

3.5 Définition du rake d'après (Aki et Richards, 1980) 97

3.6 Schéma de principe de la méthode d'interpolation des rakes des mécanismes au foyer (Voir section 4.1). 99

3.7 Location map with main tectonic zones. Main crystalline massifs: AR, Aiguilles Rouges; MB, Mont Blanc; B, Belledonne; P, Pelvoux; AM, Argentera-Mercantour; DB, Dent Blanche; GP, Gran Paradiso; S, Sesia; DM, Dora-Maira. The thick line between external and internal arcs corresponds to the Crustal Penninic Front (sensu (Sue et Tricart, 2003)). The rectangle locates the studied area. 105

3.8 Alpine seismicity and locations of SISMALP and IGG stations (period between 1989 and 1997, After (Sue et Tricart, 1999)). The Briançonnais and Piemontais seismic arcs meet in the study area, where the belt presents the most dense seismic activity. . 106

3.9 Main structural and geomorphic Alpine trends (see text for explanation). The discrepancy between surface and deep structures is an original feature of the southern branch. 109

3.10 A: Fault plane solutions computed for this study (period between 1997 and 2002). Numbers and dates of events (year, month, and day) refer to Table 1 where the focal-mechanism solution parameters are listed. B: Seismotectonic map showing reliable focal mechanisms computed in this study. The two sub-areas B (Briançonnais) and P (Piemontais) refer to the subsets used for stress inversion (Figure 3.13). 113

3.11 Stereonets of P and T axes from the 32 new focal-mechanism solutions computed in this study. 114

3.12 Stress-tensor stereonets inverted for the two domains (lower hemisphere, equal area). Inversions were performed using Michael's method (see text). Black squares: $\sigma 1$ (maximum principal stress axis); Red triangles: $\sigma 2$ (intermediate principal stress axis); Blue circles: $\sigma 3$ (minimum principal stress axis); ϕ: Shape ratio of the stress ellipsoid $(\sigma 2 - \sigma 3)/(\sigma 1 - \sigma 3)$. Larger white forms are best-fit solutions. The faulting type is determined based on (Zoback, 1992). a) Inversions performed using focal mechanisms computed in this study for the whole data set and for each of the two sub areas (Briançonnais and Piemontais). b) Inversions performed using all focal-mechanism solutions available for the two sub-areas (See (Delacou *et al.*, 2004) for previous compilation). Corresponding parameters are listed in Table 2. 116

3.13 Comparison of inversions performed in present and previous studies. Area codes used for inversion are the same as those listed in Table 2. Principal stress axes are symbolized by convergent arrow for $\sigma 1$ and divergent arrow for $\sigma 3$. a) Inversion performed by (Sue, 1998) using focal-mechanism solutions computed from the 1989-1997 SISMALP and GEOFRANCE 3D 1996 databases; b) Compilation of all data available before 2004 by (Delacou *et al.*, 2004); c) New inversions performed in this study; d) Synthesis of all studies, with stress inversion recalculated using a common approach, corresponding to stress-tensor stereonets of Figure 3.13. Inversion of B domain was performed with focal-mechanism solutions located in the white area. Enlarging the B domain to focal solutions located west of the CPF does not change the solution (white arrow). 118

3.14 A) Interpolation of the rake values for 428 reliable focal-mechanism solutions available in the Western Alps to show deformation modes (see text for explanation). Black dots locate the focal mechanisms. The CPF is underlined by red and the area in extension contoured in white. B) Density plot representing Rake values versus Moho depth from (Waldhauser *et al.*, 1998). C) Density plot representing Rake values versus Bouguer anomaly (GEOFRANCE 3D). 122

3.15 Summary map showing the current deformation in the Western Alps and surroundings. 124

4.1 (A) Relations entre un âge thermochronologique et l'histoire structurale. L'âge déterminé est contrôlé par l'histoire d'accumulation d'un isotope fils dans un minéral hôte. Cette histoire dépend de l'histoire thermique. L'histoire thermique est contrôlée d'une part par l'histoire d'exhumation de la roche échantillonnée, d'autre part par la structure thermique de la croûte. Ces dernières sont interdépendantes : du fait de la composante d'advection du transport de la chaleur, la structure thermique dépend de l'histoire d'exhumation qui peut elle-même être guidée par des différences dans la structure thermique et donc rhéologique. (B) Notion de température de fermeture illustrée par l'analogie du sablier. Dans un système clos, à gauche, le produit de la désintégration d'un isotope père s'accumule et est retenu dans le minéral hôte : l'âge isotopique évolue linéairement avec le temps. Dans un système ouvert, le produit de désintégration diffuse en dehors du minéral hôte : le système n'enregistre pas d'âge isotopique. 133

4.2 Formation d'une trace de fission par désintégration d'un atome d'Uranium 238 : a) Atomes d'Uranium 238 répartis dans le réseau cristallin de l'apatite. b) Fission spontanée d'un atome d'Uranium 238 et libération de deux particules lourdes chargées qui interagissent avec les atomes environnants (ionisation et échange d'électrons). c) Dommage laissé par le passage des charges issues de la fission et constituant une trace latente. D'après (Gallagher *et al.*, 1998). 135

4.3 Traces de fission dans l'Apatite. À gauche: Un minéral d'Apatite et sa structure hexagonale. Au centre: Section polie d'un grain d'Apatite avant attaque chimique (Microscope optique ×1000) (voir 2.2.1). À droite : Section polie observée au microscope après attaque chimique (voir 2.3) : les traces latentes ont été révélées, il est maintenant possible de compter les traces de fission (voir 2.2.1). 135

4.4 Méthode du détecteur externe. D'après (Gallagher *et al.*, 1998) 138

4.5 Représentation d'un âge traces de fission. (a) Détermination de la position du point représentant l'âge du cristal j d'âge t_j. Sa position sur l'axe $0{-}tj$ dépend de la précision statistique relative sur tj calculée selon $\sigma = (1/Ns,j + 1/Ni,j + 1/Nd) \times 0,5$, où Ns,j et Ni,j sont respectivement le nombre de traces spontanées et induites relatives au cristal j, et Nd celles relatives au dosimètre neutronique. En (b), lorsqu'on peut considérer que dans un échantillon une seule population d'âges est présente parmi les grains analysés, tous les points représentatifs sont dans l'intervalle$\pm$ 2 $\sigma t0$, où to est l'âge central. Dans le cas contraire, en (c), les points représentatifs des populations de grains d'âges différents au sein d'un même échantillon "sortent" de cet intervalle. . . 142

4.6 Échantillonnage complet réalisé au cours de cette thèse. Les échantillons datés dans le massif de Dora-Maira sont traités dans la partie V, les autres dans la partie IV. . . 143

4.7 Tectonic map of the Alpine and Ligurian-Tyrrhenian region and location of the studied area. (Modified from Jolivet *et al.*, 2003). 149

4.8 Simplified map of the studied area, showing the arc of the south Western-Alps, the internal and external zones. A. Tectonic map (modified after Schmid *et al.*, 2004). The ranges of thermochronological data available (Apatite and Zircon Fission Tracks, (U-Th)/He) as age of metamorphism peak are reported. See text for complete references. Black stars locate the additional ages obtained for this study (See Table 4 and Figure 4.9 for complete dataset). 150

4.9 Radial plots of the samples dated for this study. (RB15), (RB28), (RB39) from meta-arkoses sampled in the Briançonnais Zone; (R17-23) from the Eocene External Zone cover ("Grès d'Annot", sandstones); (RB32),(RB33),(RB35),(RB36) from paragneiss sampled in the Dora-Maira basement. Al samples are waiting for microprobe analysis. See Table 4 for complete dataset and locations. 158

4.10 Synthesis of thermochronological data avalaible in the studied area, exhumation history and sediment transferts. See text for references. 161

4.11 Evolution of the south Western Alps since the Late Eocene: synthetic reconstruction drawn from in-situ and detrital thermochronological data published. 167

5.1 Champs de températures calculés illustrant la perturbation des isothermes par la topographie. Notez que l'échelle horizontale est doublée pour le graphique (b) par rapport aux graphiques (a) et (c). La profondeur de pénétration de la perturbation est fortement corrélée à la longueur d'onde de la topographie λ (Comparez les graphiques a et c) et dans une moindre mesure à son amplitude z0. (D'après Braun *et al.*, 2006). . . . 177

5.2 Relations âge-altitude pour un système thermochronologique de basse température de fermeture (a), de haute température de fermeture (b) et avec évolution du relief (c). . 178

5.3 Effet de la topographie sur la forme de l'isotherme de fermeture d'un système thermochronologique. (a) Aux courtes longueurs d'onde ($\lambda < \lambda_c$), la forme de l'isotherme de fermeture ($T = T_c$) n'est pas affectée, la pente de la relation âge-altitude est égale à l'inverse du taux d'exhumation, $\dot{E}$, $\left(\frac{\partial a}{\partial h} = \frac{a_1 - a_2}{h_0} = \frac{1}{\dot{E}}\right)$; (b) À grande longueur d'onde ($\lambda \gg \lambda_c$), la topographie affecte de manière importante l'isotherme de fermeture, l'âge est alors indépendant de l'altitude $\left(\frac{\partial a}{\partial h} = 0\right)$ (c) À grande longueur d'onde, une variation des âges avec l'altitude indique un changement relatif de l'amplitude du relief depuis le passage des roches à l'isotherme de fermeture. 179

5.4 Exemple d'analyse spectrale basé sur une étude d'âges synthétiques obtenus par modélisation de différents scénarii d'exhumation. (a) Profil topographique obtenu à partir d'un Modèle Numérique de Terrain à 1km (île du sud de Nouvelle-Zélande) et âges U-Th/He prédits. Les valeurs moyennes ont été soustraites aux profils, les unités sont donc exprimées en relatif. (b) Spectre en puissance des profils d'âges et d'altitudes. (c) Partie réelle de la fonction d'amplitude calculée à partir des signaux altitude (Entrée) et âges (Sortie) pour différents scénarii d'exhumation. (d) Partie réelle de la fonction d'amplitude pour des âges prédits à partir d'un système de température de fermeture égal à $300°C$. Seul un transport vertical de matière est pris en compte dans les modélisations, les signaux âges et altitudes sont donc en phase, seule la partie réelle du gain est donc présentée (D'après (Braun *et al.*, 2006). 181

5.5 Représentation de trois stades de recherche d'une valeur dans un espace multidimensionnel par le NA. En haut à gauche, les 10 premiers points distribués de façon aléatoire dans l'espace et les cellules de Voronoi correspondantes. En haut à droite, les cellules de Voronoi pour 100 points générés par le NA (après 10 itérations) et en bas à gauche pour 500 (après 50 itérations). En bas à droite, représentation des valeurs de misfit réelles de l'espace. Plus la couleur est sombre, plus la valeur est proche de celle recherchée par le modèle (c.-a.d. plus le misfit est faible). D'après (Sambridge, 1999a,b). 185

5.6 Structure du code NA. Les routines gris clair sont données et/ou modifiées par l'utilisateur. Les fichiers gris foncé sont les entrées - sorties utilisées par le programme. D'après (Sambridge, 1999a,b). 186

5.7 Conceptual model illustrating the principle of spectral analysis of thermochronological ages. (a) Age-elevation relationship at short wavelengths - ages are strongly correlated to elevation; (b) Age-elevation relationship at long wavelengths - there is no correlation between age and elevation; (c) Effect related to change in relief - a correlation appears between ages and elevation at long wavelengths. 191

5.8 (A) Simplified tectonic map of the western Alps (modified from Schmid *et al.*, 2004) with location of the study areas and other external crystalline massifs (Aar; MB: Mont Blanc; B: Belledonne; PE: Pelvoux; Ar: Argentera) Internal Crystalline Massif (DM: Dora-Maira, GP: Grand-Paradis). Large black boxes indicate both sampling areas (shown in detail in Figure 3) and extent of the digital elevation models used within Pecube for the inversions. (B) Generalised structural cross-section between the Pelvoux and Dora-Maira massifs showing tectonic relationships with surroundings alpine units (after Tricart *et al.*, 2004). 192

5.9 Digital Elevation model of the Dora-Maira and Pelvoux crystalline massifs based on Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 90-resolution digital topography data, showing sample locations. Pink and purple pattern indicate the extent of the Pelvoux and Dora-Maira basement outcrop, respectively. 195

5.10 Age elevation profiles along transects in the Pelvoux and Dora Maira massifs. 198

5.11 Plots of data as function of elevation and horizontal distance along profiles for the Pelvoux and Dora-Maira massifs. The Pelvoux dataset shows tighter correlation of ages and elevations after correction of a general north-south trend in the data (see text for details). 199

5.12 Spectral analysis of the thermochronological dataset for both Pelvoux and Dora-Maira massifs: (a) Elevation and age profile interpolated from the AFT age-elevation dataset. The mean value has been subtracted from both profiles. (b) Power spectra of the elevation and age profiles. (c) The real part of the gain function between age and elevation calculated from equation (1). Results are shown for 1000 different age profiles generated by randomly selecting ages from the PDF's of individual sample ages in (b) and (c) (see text for discussion). Gain function using central ages is shown as black line in (c), together with the intrinsic error due to sampling. Green vertical bars delimit long- and short-wavelength domains used for calculating G_L, G_S (estimates shown as blue horizontal lines) and R. 204

5.13 Scatter diagrams showing results of the NA inversion for both Pelvoux and Dora-Maira dataset. Each dot corresponds to a forward model; its color is proportional to the misfit value between prediction and AFT data. Each diagram is the projection of runs into a two-dimensional space defined by two of the three parameters explored (Exhumation rate E; relief factor R; timescale for relief change τ); horizontal and vertical scales define the intervals for given parameters. 207

5.14 1D posterior PDFs for inversions performed on the Pelvoux and Dora-Maira datasets, obtained after the NA appraisal stage: (a) Exhumation rate E; (b) timescale for relief change τ; (c) Relief factor R. 209

6.1 Variations de(s) régime(s) de contraintes/déformations de l'arc alpin occidental au cours du Néogène. Équilibre instable entre l'étalement de la chaîne sous l'effet des forces de volume et la cinématique complexe de l'Apulie (Rotation+Indentation). (A) Prédominance des force de volume, tendance à l'extension muldirectionnelle; (B) Prédominance de la rotation de l'Apulie et interférence avec le champs extensif interne à la chaîne, les direction de compression, fonction de la position dans l'arc réorientent la direction de la contrainte minimale locale et se traduit localement par une extension oblique/parallèle à la chaîne; (C) Indentation prédominante, rotation faible; (D) Modèle purement rotationnel. La cinématique entre Afrique et Europe fixe est reportée sous forme d'un graphique temps/taux de convergence (Modifié d'après Fellin *et al.*, 2005)(Données : Mazzoli et Helman, 1994). Des variations temporelles de ce taux de convergence pourraient expliquer les variations observés dans les régimes de contraintes/déformations (voir texte). 226

6.2 Schéma tridimensionnel et carte simplifié des Alpes occidentales illustrant les relations entre arc structural en surface et structure profonde. Les Alpes sud-occidentales apparaissent comme une branche abandonnée en arrière de l'arc orogénique. 228

6.3 Pofondeur du moho (à gauche, d'après Waldhauser *et al.*, 1998) et anomalie gravimétrique de Bouguer (à droite, d'après Masson *et al.*, 1999). L'arc structural de surface est souligné en bleu tandis que la courbe jaune souligne la crête d'épaisseur de croûte maximale suggérer par les isobathes/iso-anomalies. On souligne a nouveau un contraste entre arc de surface et structure en profondeur. 229

Liste des tableaux

1 Parameters of the new paleostress tensors, with the location (DDEC LAT/LON WGS84, Z the altitude in meters), the $\sigma 1$, $\sigma 2$ and $\sigma 3$ azimuths and plunges, the φ ratio, N is the number of fault used in the inversion. 71

1 List and parameters of focal solutions computed in this study. ID: Identifying number (See Figure 3.10 for locations); Yr, year; Mo, month; Dy, day; Hr, hours; Mn, minutes; Long., longitude (DMIN); Lat., latitude (DMIN); Mag., magnitude (ML); RMS: root mean square of first arrivals inversions; ERH, ERZ: Horizontal and vertical error according to inversion of arrivals (FPFIT); Az, azimuth of fault plane; Dip, dip of fault plane; Rake, rake of fault plane solution; AzP(T), azimuth of P(T) axes; DipP(T), dip of P(T) axes; Zone: stress inversion zone (See Figure 3.10.). 112

2 Stress-tensor parameters corresponding to the stereonets of Figure 3.12. Ref: Reference of stress-tensor inversions; Zone: Zone chosen for inversion; Code: Codes of zones referring to Figure 3.12; $\sigma(1)(2)(3)$ Az(Pl): Azimuth and Plunge of principal stress axis; ϕ: shape ratio of the ellipsoid $(\sigma 2 - \sigma 3)/(\sigma 1 - \sigma 3)$. VAR: Variance of the inversion. 115

1 Températures de fermeture estimées pour les systèmes géo et thermochronologiques les plus courants. 134

2 Valeurs des âges traces de fission des standards utilisés et références bibliographiques associées. 137

3 Valeur du paramètre ζ utilisé dans les études. 139

4 Additional Apatite Fission Track ages obtained for this study. Age determinations for were performed by R. Beucher with $\zeta = 325.47 \pm 10.06$ for glass dosimeter IRMM-540; all ages are reported as central ages (Galbraith et Laslett, 1993). N, number of grains counted; ρ_s , spontaneous track density; ρ_i , induced track density; ρ_d , dosimeter track density; N_s , N_i , N_d , number of tracks counted to determine the reported track densities; χ^2 , chi-square probability that the single grain ages represent one population; D, age dispersion. 159

1 New apatite fission-track data from the Dora-Maira and Pelvoux massifs. Age determinations for the Pelvoux massif were performed by E. Labrin with $\zeta = 346.6 \pm 6.3$ for glass dosimeter NBS962 while age determinations for the Dora-Maira massif were by R. Beucher with $\zeta = 325.47 \pm 10.06$ for glass dosimeter IRMM-540; all ages are reported as central ages (Galbraith et Laslett, 1993). N, number of grains counted; ρ_s , spontaneous track density; ρ_i , induced track density; ρ_d , dosimeter track density; N_s , N_i , N_d , number of tracks counted to determine the reported track densities; χ^2 , chi-square probability that the single grain ages represent one population; D, age dispersion. 196

2 Fixed thermo-kinematic and elastic parameters used in Pecube. Crustal thickness and basal crustal temperature are set to obtain a mean geothermal gradient of $25°Ckm^{-1}$. Poisson ratio, Young's modulus and Equivalent Elastic Thickness are used for calculating the isostatic response to relief change. Equivalent elastic thickness simulates a moderate isostatic rebound. 208

Annexes

A Résultats complets des inversions selon méthodes

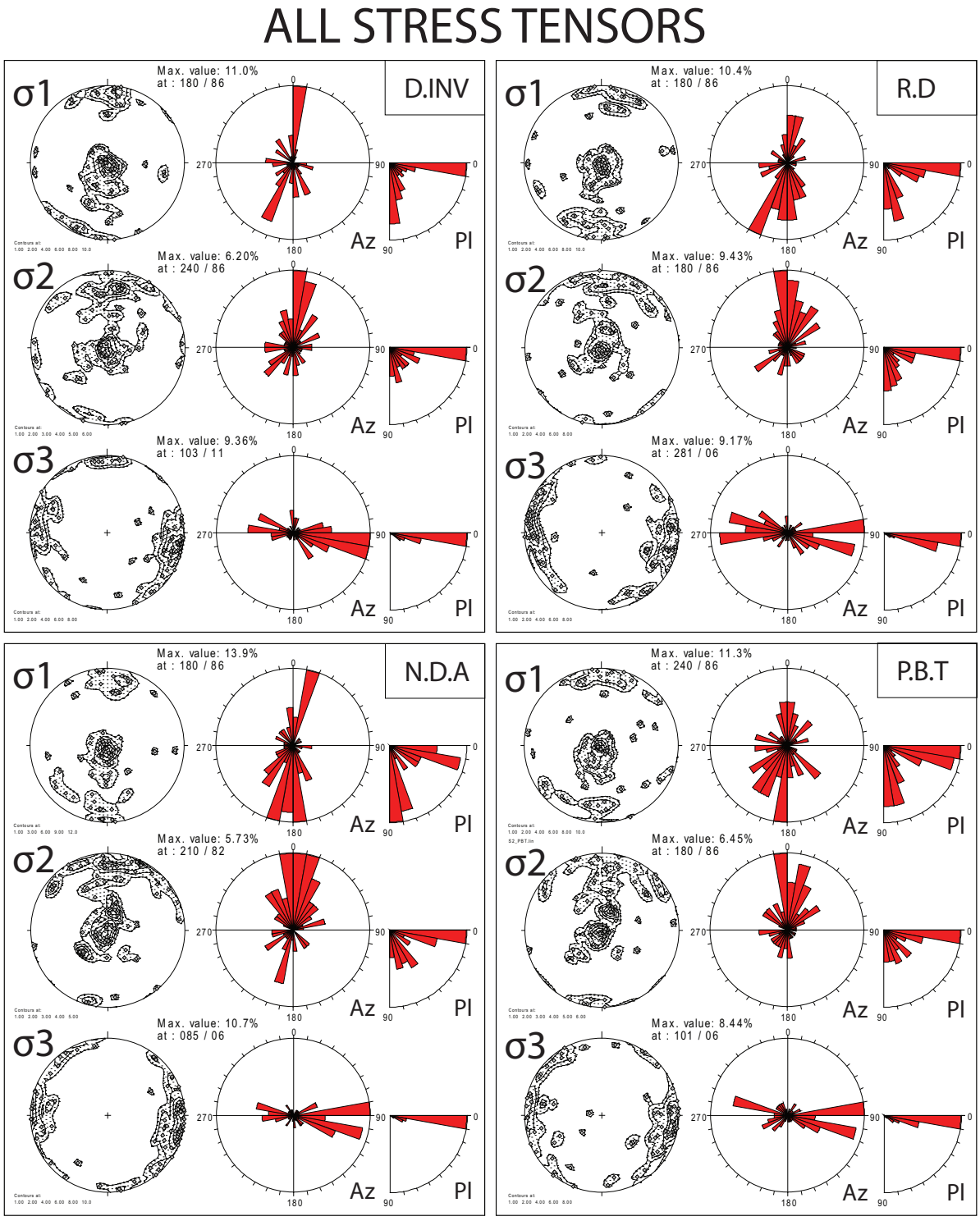
A.1 Paramètres complets des tenseurs selon méthodes

N°	CODE	Lat DDEC	Lon DDEC	Alt.	Nb Datasets	TYPE	DIRECT INVERSION										RIGHT DIHEDRA									NDA 30°								PBT												
							σ 1			σ 2			σ 3		Phi	M	SD	σ 1			σ 2			σ 3			σ 1			σ 2			σ 3		M	SD	SR	P			B			T			t
							Az	/	Dp	Az	/	Dp	Az	/	Dp				Az	/	Dp		Az	/	Dp		Az	/	Dp	Az	/	Dp	Az	/	Dp				Az	/	Dp	R%	Az	/	Dp	R%	Az	/	Dp	R%	
1	TEDURE	44,4529	6,8798	2540	10	N	322	/	88	067	/	00	157	/	02	0,0	1,9	0,9	255	/	69	0,43	053	/	19	0,3	145	/	07	0,3	211	/	83	056	/	06	326	/	03	13,4	8,0	0,2	209	/	86	85	044	/	00	45	331	/	00	51	32
2	CINFER	44,5305	6,8805	2707	14	N	194	/	76	003	/	14	093	/	03	0,4	5,9	5,2	165	/	84	0,46	018	/	05	0,3	287	/	03	0,2	191	/	73	047	/	14	315	/	10	13,7	11,2	0,2	187	/	69	80	059	/	12	39	325	/	10	51	26
3	CSAUTR	44,4789	6,8812	2682	22	D	352	/	09	016	/	68	258	/	20	0,0	3,8	2,7	350	/	05	0,43	183	/	85	0,3	080	/	01	0,3	354	/	07	191	/	83	085	/	02	5,7	6,0	0,5	357	/	04	89	209	/	86	92	087	/	02	93	16
4	ORONNA	44,4497	6,9007	2473	23	N	202	/	61	336	/	21	074	/	19	0,0	5,9	4,7	153	/	67	0,43	003	/	20	0,4	269	/	11	0,2	181	/	72	008	/	18	277	/	02				194	/	65	80	005	/	25	69	100	/	05	80	18
5	CFOSSA	44,5186	6,9037	1950	15	D	179	/	24	063	/	45	287	/	35	0,2	6,3	6,1	186	/	04	0,49	344	/	86	0,3	096	/	02	0,2	186	/	18	326	/	67	091	/	14	16,9	9,1	0,4	183	/	23	85	310	/	57	67	089	/	24	73	24
6	CBEC_N	44,5479	6,9299	2788	10	N	210	/	63	029	/	27	119	/	00	0,3	3,8	2,2	188	/	72	0,49	015	/	18	0,3	285	/	02	0,2	217	/	68	018	/	21	111	/	07	7,3	6,0	0,4	226	/	67	94	014	/	17	82	109	/	12	84	24
7	CBEL_N	44,5478	6,9327	2782	22	N	009	/	83	235	/	05	144	/	05	0,2	7,5	5,1	019	/	73	0,50	175	/	15	0,3	266	/	07	0,2	340	/	76	174	/	14	084	/	03	14,9	10,0	0,3	018	/	76	88	178	/	11	69	269	/	04	63	44
8	VGRA5N	44,4725	6,9337	1702	20	N	215	/	56	346	/	24	086	/	23	0,5	12,5	8,8	157	/	74	0,43	031	/	10	0,3	298	/	12	0,2	141	/	54	025	/	17	285	/	30	23,7	18,3	0,5	256	/	65	80	049	/	26	80	142	/	11	72	80
9	CFEUILL	44,4367	6,9395	2724	30	N	260	/	90	167	/	00	077	/	01	0,1	6,1	4,9	173	/	88	0,44	335	/	02	0,3	065	/	01	0,2	226	/	86	329	/	01	060	/	04	9,6	7,0	0,2	234	/	86	90	339	/	02	44	069	/	02	46	24
10	ARGENT	44,3968	6,9397	1763	9	D	220	/	09	321	/	51	123	/	38	0,5	6,2	3,9	214	/	14	0,44	320	/	49	0,4	113	/	38	0,2	221	/	19	339	/	52	119	/	31	3,9	5,0	0,7	218	/	18	65	333	/	55	79	116	/	31	81	34
11	BALM_D	44,5062	6,9713	2243	15	D	013	/	24	174	/	65	279	/	07	0,5	8,6	6,6	009	/	15	0,47	236	/	68	0,3	103	/	15	0,2	015	/	10	266	/	63	110	/	25	15,3	9,6	0,5	005	/	08	67	260	/	62	61	110	/	24	72	36
12	RCERIN	44,5638	6,9719	2158	26	N	157	/	81	262	/	02	353	/	08	0,1	7,2	6,5	146	/	83	0,45	263	/	03	0,4	353	/	06	0,2	157	/	81	258	/	02	349	/	09	8,3	8,1	0,5	156	/	80	93	255	/	02	92	346	/	10	94	20
13	MOZZEG	44,4378	6,9757	2097	9	N	155	/	82	274	/	04	004	/	07	0,2	7,8	5,1	141	/	79	0,45	035	/	03	0,3	305	/	11	0,2	215	/	86	023	/	04	113	/	01	19,9	11,3	0,3	267	/	85	86	013	/	03	72	104	/	12	73	14
14	TBERNA	44,3583	7,0016	1443	17	D	005	/	05	217	/	84	095	/	03	0,4	8,8	6,1	178	/	01	0,44	358	/	89	0,4	088	/	00	0,2	176	/	04	332	/	86	086	/	02	12,5	8,1	0,8	341	/	14	40	177	/	76	50	079	/	01	76	30
15	CHERSD	44,5232	7,0275	2259	18	D	329	/	11	116	/	77	237	/	07	0,9	8,4	7,9	345	/	37	0,44	134	/	48	0,4	243	/	16	0,2	006	/	30	135	/	47	259	/	27	17,0	15,0	0,5	309	/	45	52	120	/	47	56	219	/	00	83	82
16	CHERSN	44,5249	7,0286	2259	20	N	112	/	81	304	/	09	213	/	02	0,3	9,4	7,6	092	/	86	0,48	309	/	06	0,3	219	/	05	0,2	153	/	80	308	/	09	038	/	04	11,4	8,1	0,5	146	/	83	77,0	310	/	02	69	220	/	05	77	40
17	VARMA3	44,3863	7,0316	2387	9	D	200	/	10	038	/	79	290	/	03	0,8	3,0	1,4	196	/	20	0,47	024	/	70	0,3	287	/	03	0,2	195	/	18	032	/	71	287	/	05	5,3	5,5	0,5	194	/	21	87	030	/	68	90	285	/	05	95	46
18	SERVI1	44,4097	7,0358	1943	12	N	326	/	71	196	/	12	103	/	14	0,5	8,8	5,2	022	/	83	0,51	193	/	06	0,3	283	/	01	0,2	062	/	74	192	/	10	284	/	12	13,1	16,2	0,4	044	/	78	91	189	/	11	75	281	/	08	77	36
19	PLAUSA	44,4876	7,0359	1582	15	N	329	/	86	232	/	00	141	/	03	0,3	4,7	4,0	308	/	87	0,49	050	/	01	0,3	140	/	03	0,2	291	/	86	047	/	02	137	/	04	5,4	5,2	0,5	281	/	86	90	047	/	03	92	047	/	03	93	32
20	SERVI2	44,4065	7,0374	2076	10	N	301	/	81	032	/	00	122	/	09	0,0	1,6	1,6	168	/	79	0,43	025	/	09	0,3	294	/	06	0,2	194	/	83	019	/	07	289	/	01	12,2	10,6	0,4	249	/	86	92	191	/	03	71	100	/	01	68	16
21	VARMA1	44,3866	7,0434	2445	14	D	004	/	08	192	/	82	094	/	01	0,2	10,4	8,3	355	/	01	0,50	256	/	81	0,3	085	/	09	0,2	357	/	04	250	/	76	088	/	13	12,7	7,8	0,6	357	/	04	86	249	/	77	85	087	/	12	92	34
22	ARPET1	44,3562	7,0576	1913	13	D	010	/	00	277	/	83	100	/	07	0,5	6,7	6,3	177	/	20	0,49	358	/	70	0,3	267	/	00	0,2	176	/	18	004	/	72	267	/	02	11,6	6,2	0,5	176	/	18	92	013	/	71	90	268	/	04	90	28
23	ARPET2	44,3562	7,0576	1913	36	N	171	/	60	007	/	29	273	/	07	0,3	6,3	5,4	209	/	50	0,48	006	/	37	0,3	105	/	11	0,2	190	/	58	009	/	32	099	/	01	7,1	6,1	0,5	184	/	58	90	008	/	33	94	277	/	02	92	26
24	BELLI_D	44,5901	7,0711	1304	11	D	189	/	02	290	/	82	099	/	08	0,2	6,2	6,8	007	/	01	0,44	110	/	84	0,3	277	/	06	0,2	183	/	05	350	/	84	093	/	01	11,6	8,7	0,5	185	/	05	90	308	/	82	88	092	/	04	89	22
25	BELLI_N	44,5901	7,0711	1304	10	N	092	/	49	343	/	16	241	/	37	0,9	7,2	4,6	041	/	74	0,52	138	/	02	0,3	229	/	16	0,2	019	/	85	140	/	02	230	/	04	5,5	2,7	0,4	046	/	79	91	318	/	01	84	229	/	16	86	42
26	MARGHE	44,3951	7,0762	2517	17	N	206	/	65	011	/	25	104	/	06	0,3	7,2	5,3	181	/	80	0,48	013	/	10	0,4	283	/	02	0,2	220	/	76	013	/	13	105	/	06	10,7	6,8	0,5	219	/	77	87	011	/	12	86	103	/	05	92	32
27	RELVA4	44,5281	7,0844	1283	49	D	279	/	06	133	/	83	009	/	04	0,9	7,1	5,8	292	/	07	0,41	182	/	70	0,3	025	/	19	0,3	327	/	24	183	/	61	064	/	15	20,6	12,9	0,5	280	/	03	74	160	/	83	87	011	/	08	75	82
28	RELVAB	44,5281	7,0844	1283	14	D	168	/	33	002	/	56	262	/	06	0,2	3,5	2,9	163	/	15	0,37	055	/	47	0,3	265	/	39	0,3	156	/	34	006	/	52	256	/	15	8,8	7,7	0,5	156	/	38	83	359	/	48	89	256	/	11	83	10
29	MADONA	44,5363	7,0857	1369	73	N	279	/	79	037	/	05	128	/	10	0,1	12,9	14,3	203	/	63	0,47	050	/	24	0,4	315	/	10	0,2	224	/	68	053	/	22	321	/	03	12,5	14,1	0,6	214	/	63	70	051	/	27	66	319	/	06	85	36
30	RMARM1	44,4626	7,0929	1156	23	N	340	/	74	206	/	11	114	/	11	0,7	9,0	4,8	024	/	28	0,53	211	/	62	0,3	116	/	03	0,1	006	/	32	210	/	56	103	/	11	7,3	5,3	0,5	071	/	27	97	211	/	56	95	330	/	18	96	84
31	RMARM2	44,4626	7,0929	1156	46	N	228	/	63	013	/	23	109	/	14	0,0	4,4	4,4	103	/	73	0,52	337	/	10	0,3	245	/	13	0,2	165	/	80	337	/	10	068	/	01	14,0	8,0	0,4	077	/	55	84	340	/	01	78	244	/	39	85	68
32	CVAL_D	44,3798	7,1035	2402	24	D	008	/	13	149	/	73	275	/	10	0,1	7,7	7,9	019	/	11	0,47	129	/	61	0,3	254	/	26	0,2	018	/	15	138	/	62	281	/	23	9,3	8,2	0,5	016	/	16	87	141	/	62	89	281	/	22	92	24
33	NERA_N	44,3331	7,1169	2053	17	N	202	/	80	087	/	04	356	/	09	0,0	8,4	5,5	191	/	83	0,49	352	/	06	0,3	082	/	02	0,2	205	/	76	355	/	12	087	/	07	13,0	9,0	0,3	206	/	74	95	351	/	13	65	084	/	11	66	24
34	SALE_N	44,3589	7,1187	2483	10	N	180	/	42	044	/	38	294	/	24	0,3	7,2	4,8	185	/	49	0,46	009	/	41	0,4	277	/	02	0,2	207	/	55	015	/	34	109	/	06	14,7	4,9	0,5	218	/	52	94	019	/	36	90	117	/	10	93	18
35	STROPO	44,5042	7,1258	1012	15	N	157	/	66	003	/	22	269	/	10	0,1	5,3	4,1	208	/	64	0,49	354	/	22	0,3	090	/	13	0,2	174	/	70	357	/	20	267	/	01	8,9	5,9	0,4	172	/	66	90	355	/	28	80	085	/	00	80	30
36	ACSAMP	44,5547	7,1498	2012	18	N	210	/	81	032	/	09	302	/	00	0,1	7,1	6,6	077	/	73	0,53	344	/	01	0,3	253	/	17	0,2	130	/	82	343	/	07	252	/	04	12,0	7,5	0,3	061	/	42	74	178	/	01	47	229	/	62	74	84
37	PLUNG1	44,2984	7,1570	940	22	D	009	/	14	165	/	75	278	/	06	0,3	10,5	7,6	008	/	30	0,45	159	/	56	0,3	270	/	13	0,2	015	/	25	149	/	56	274	/	22	13,3	8,1	0,6	021	/	21	67	150	/	57	76	281	/	25	75	22
38	PLUNG2	44,2984	7,1570	900	15	D	008	/	02	268	/	81	098	/	09	0,1	7,1	6,6	009	/	03	0,49	177	/	87	0,3	279	/	01	0,2	184	/	05	036	/	84	275	/	03	9,4	7,7	0,4	017	/	01	94	118	/	87	89	287	/	03	87	52
39	CHIAPPI	44,3972	7,1604	1836	18	N	306	/	71	187	/	09	095	/	16	0,1	4,9	4,2	190	/	74	0,45	019	/	16	0,4	288	/	02	0,2	253	/	79	026	/	07	117	/	08	15,2	11,6	0,7	263	/	72	71	029	/	12	67	123	/	15	92	18

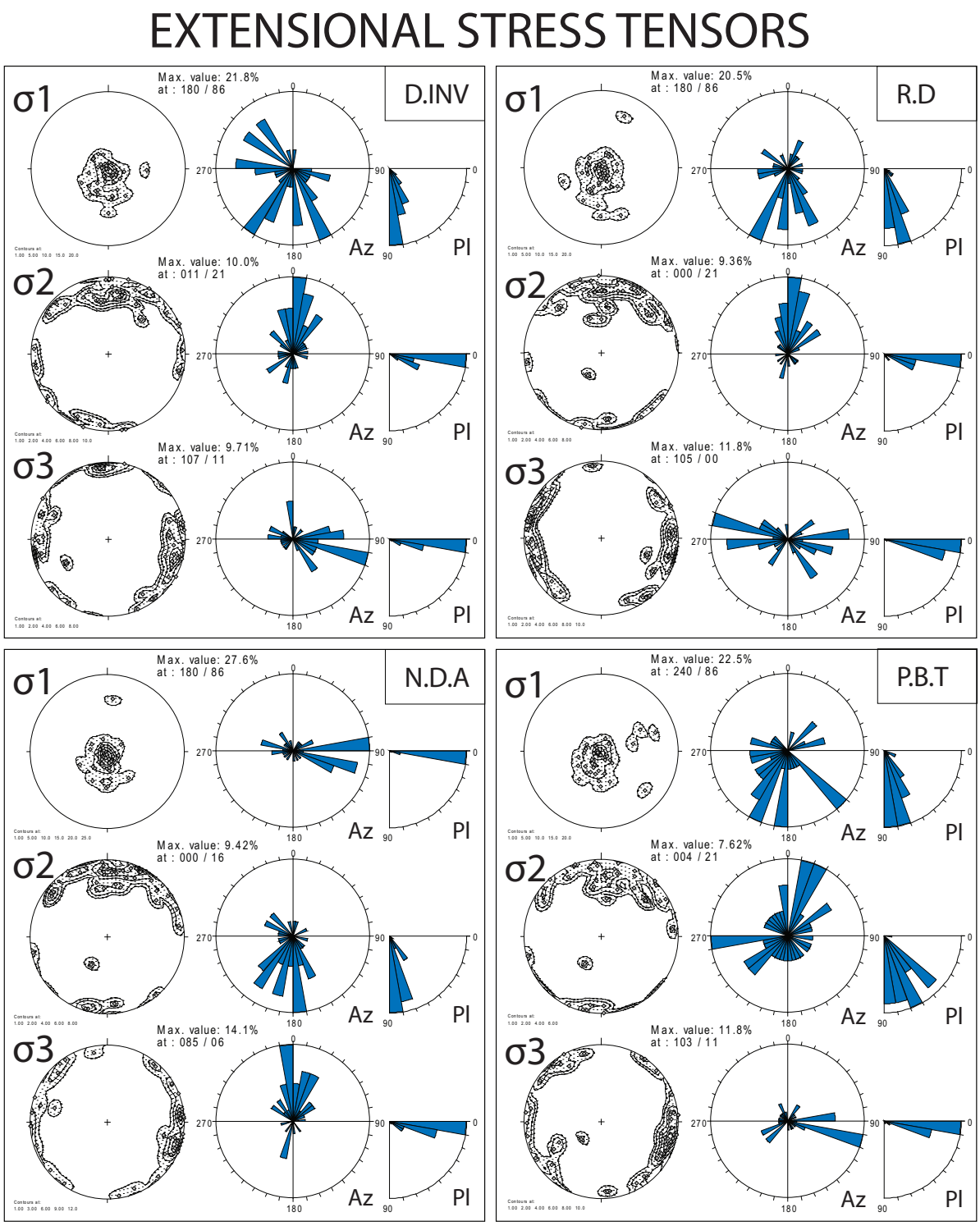
N°	CODE	Lat DDEC	Lon DDEC	Alt.	Nb Datasets	TYPE	DIRECT INVERSION										RIGHT DIHEDRA										NDA 30°										PBT											
							σ 1			σ 2			σ 3				σ 1			σ 2			σ 3				σ 1			σ 2			σ 3				P			B			T			t
							Az	/	Dp	Az	/	Dp	Az	/	Dp	Phi	M	SD	Az	/	Dp		Az	/	Dp		Az	/	Dp	Az	/	Dp	Az	/	Dp	M	SD	SR	Az	/	Dp	R%	Az	/	Dp	R%	Az	/	Dp	R%	
40	VINADI	44,3096	7,1732	928	18	D	201	/	36	016	/	54	109	/	02	0,9	3,8	3,8	180	/	25	0,49	022	/	63	0,3	274	/	09	0,2	163	/	26	016	/	59	260	/	14	7,9	8,5	0,5	177	/	28	86	012	/	61	91	273	/	08	91	44
41	COLET1	44,4103	7,2151	1129	11	N	217	/	71	013	/	18	105	/	08	0,1	3,0	2,0	139	/	64	0,46	000	/	20	0,3	264	/	16	0,2	173	/	73	357	/	17	267	/	01	7,4	5,0	0,4	205	/	71	91	003	/	22	82	095	/	09	81	10
42	COLET2	44,4103	7,2151	1129	10	C	330	/	07	235	/	34	071	/	55	0,1	5,4	4,9	143	/	06	0,49	237	/	38	0,3	045	/	52	0,2	328	/	04	233	/	54	061	/	36	10,2	10,4	0,4	329	/	05	89	230	/	42	39	068	/	37	71	26
43	VGRA4D	44,4112	7,2380	927	16	D	185	/	02	280	/	73	094	/	17	0,3	5,9	3,2	206	/	24	0,49	358	/	64	0,3	111	/	11	0,2	193	/	26	010	/	64	102	/	01	6,9	8,1	0,6	191	/	23	82	021	/	66	84	283	/	01	93	30
44	VGRA2D	44,4125	7,2389	938	13	D	005	/	09	218	/	79	096	/	06	0,3	5,9	5,1	017	/	11	0,49	206	/	79	0,3	107	/	02	0,2	010	/	18	203	/	71	101	/	04	6,3	5,3	0,5	005	/	17	77	212	/	73	89	097	/	06	82	34
45	VGRA2N	44,4125	7,2389	938	17	N	142	/	82	314	/	08	044	/	01	0,1	3,8	3,5	167	/	67	0,41	317	/	21	0,4	051	/	11	0,2	159	/	79	310	/	10	041	/	05	7,8	6,3	0,6	131	/	82	92	305	/	08	90	035	/	01	96	12
46	VGRA3D	44,4136	7,2399	919	21	D	350	/	06	090	/	57	256	/	32	0,0	8,3	6,3	012	/	05	0,49	146	/	83	0,3	281	/	05	0,2	005	/	11	178	/	79	275	/	01	11,6	8,3	0,5	359	/	12	92	185	/	80	88	090	/	01	89	22
47	TGAINA	44,2327	7,3135	764	11	D	002	/	17	178	/	73	272	/	01	0,3	5,6	4,1	032	/	09	0,47	190	/	81	0,3	301	/	03	0,2	018	/	13	195	/	77	288	/	01	6,8	3,7	0,5	042	/	13	75	199	/	72	91	312	/	05	72	66
48	VALLOR	44,3372	7,3573	859	16	D	029	/	12	143	/	61	293	/	25	1,0	5,3	3,5	210	/	10	0,47	099	/	64	0,3	304	/	24	0,2	231	/	16	049	/	74	141	/	01	22,8	15,4	0,5	180	/	15	86	074	/	49	85	283	/	36	87	80
49	RITTA1	44,3601	7,3646	944	7	D	103	/	25	267	/	64	010	/	06	0,2	5,3	2,3	080	/	07	0,50	314	/	77	0,4	171	/	10	0,2	094	/	13	310	/	74	186	/	09	9,0	3,7	0,7	120	/	13	77	291	/	76	66	202	/	01	88	12
50	RITTA2	44,3601	7,3646	944	6	N	131	/	74	319	/	16	228	/	02	0,1	5,0	2,4	031	/	76	0,43	127	/	02	0,3	217	/	14	0,3	109	/	78	306	/	12	215	/	03	7,5	8,3	0,5	137	/	73	92	301	/	15	84	032	/	02	86	14
51	RITTB1	44,3601	7,3646	944	8	N	159	/	75	023	/	11	291	/	10	0,4	5,8	3,5	202	/	68	0,50	039	/	21	0,3	306	/	06	0,2	171	/	78	038	/	08	306	/	09	7,1	4,8	0,3	207	/	65	90	034	/	25	76	304	/	05	71	52
52	RITTB2	44,3601	7,3646	944	7	N	268	/	88	170	/	00	080	/	02	0,1	1,9	2,0	309	/	74	0,47	065	/	07	0,3	157	/	14	0,2	318	/	82	068	/	03	158	/	08	5,1	5,1	0,4	312	/	82	91	060	/	04	77	150	/	09	71	28
53	RSARAY	44,2319	7,3870	1254	17	D	000	/	38	225	/	42	111	/	24	0,8	5,4	6,2	018	/	27	0,46	247	/	53	0,3	121	/	24	0,2	011	/	31	233	/	52	114	/	21	9,8	5,9	0,5	003	/	34	68	227	/	46	91	113	/	26	74	40
54	VALDIE	44,2874	7,4153	801	35	D	009	/	24	226	/	61	106	/	15	0,5	10,0	7,4	191	/	01	0,45	294	/	85	0,3	101	/	05	0,2	012	/	09	208	/	81	102	/	03	14,0	8,9	0,6	008	/	05	67	253	/	83	65	104	/	04	81	30
55	PIAFIN	44,2396	7,4309	1418	8	N	279	/	83	103	/	07	012	/	00	0,4	3,5	2,9	286	/	76	0,50	195	/	00	0,3	105	/	14	0,2	296	/	72	195	/	04	104	/	17	7,8	10,0	0,5	295	/	73	94	194	/	03	94	104	/	16	91	32
56	ROASHI	44,2836	7,4364	717	19	D	359	/	36	222	/	45	107	/	23	0,5	2,6	2,0	340	/	08	0,53	239	/	53	0,3	076	/	36	0,2	345	/	19	227	/	54	086	/	29	10,2	6,8	0,5	344	/	19	94	225	/	55	88	087	/	28	93	30
57	PSUFIT	44,1964	7,4427	1160	24	D	352	/	12	222	/	72	085	/	13	0,2	7,0	6,6	005	/	27	0,46	226	/	56	0,3	105	/	19	0,2	354	/	21	230	/	55	095	/	27	9,9	6,8	0,6	346	/	13	84	237	/	53	83	088	/	33	89	16
58	MDCROS	44,2978	7,4497	700	18	D	205	/	09	009	/	80	115	/	03	0,3	2,7	1,5	174	/	15	0,52	034	/	71	0,3	267	/	12	0,2	186	/	18	004	/	72	096	/	01	13,6	16,1	0,6	168	/	23	86	029	/	61	73	258	/	21	87	56
59	AROBIL2	44,2638	7,5016	892	7	D	205	/	44	016	/	45	111	/	05	0,0	2,6	1,3	192	/	16	0,46	359	/	73	0,3	101	/	03	0,2	197	/	34	005	/	56	103	/	05	14,1	12,0	0,4	202	/	42	95	012	/	46	80	105	/	03	79	18
60	AROBIL1	44,2638	7,5016	892	8	D	175	/	00	084	/	73	265	/	17	0,2	2,4	1,8	175	/	03	0,46	075	/	72	0,3	266	/	18	0,2	174	/	01	073	/	83	264	/	07	4,1	3,4	0,6	158	/	00	82	069	/	86	93	248	/	01	86	26
61	GIULIA	44,3091	7,5054	687	9	N	303	/	71	055	/	08	148	/	17	0,1	4,2	3,0	279	/	66	0,47	029	/	09	0,3	123	/	22	0,2	278	/	72	027	/	06	119	/	16	12,0	7,3	0,5	280	/	74	89	027	/	05	86	118	/	13	82	26
62	AROBIL3	44,2668	7,5103	1033	11	D	233	/	01	335	/	85	143	/	05	0,1	2,5	1,6	030	/	09	0,43	220	/	81	0,3	120	/	02	0,3	042	/	10	262	/	77	133	/	08	8,6	6,9	0,5	052	/	07	92	052	/	07	92	280	/	77	95	10
63	TFOLO1	44,2208	7,5145	943	8	D	099	/	27	337	/	46	207	/	31	1,0	3,1	1,4	269	/	05	0,45	111	/	84	0,3	359	/	02	0,2	241	/	30	078	/	59	335	/	07	22,6	16,0	0,4	110	/	05	83	357	/	68	62	211	/	22	76	82
64	TFOLO2	44,2208	7,5145	943	12	N	242	/	58	008	/	20	107	/	24	0,1	2,5	2,0	250	/	46	0,44	003	/	21	0,3	110	/	37	0,2	245	/	58	004	/	17	103	/	26	4,4	3,5	0,5	238	/	61	96	004	/	18	97	101	/	22	96	18
65	POLSHI	44,2193	7,5150	943	18	N	172	/	61	349	/	29	079	/	02	0,1	5,3	2,9	181	/	37	0,40	343	/	51	0,3	084	/	09	0,3	182	/	51	347	/	38	083	/	07	9,0	7,6	0,5	181	/	52	95	350	/	38	92	083	/	06	93	14
66	VERNAN	44,2395	7,5335	890	18	N	148	/	56	356	/	31	258	/	13	0,8	6,6	8,0	158	/	34	0,46	000	/	54	0,4	255	/	11	0,2	179	/	53	356	/	37	087	/	01	13,3	16,4	0,6	132	/	25	72	008	/	49	81	240	/	30	87	74
67	BCAMP2	44,1567	7,5988	2134	7	D	005	/	02	273	/	53	097	/	37	0,3	2,9	2,0	352	/	02	0,51	253	/	76	0,3	082	/	14	0,2	352	/	02	247	/	81	082	/	09	6,0	5,9	0,5	353	/	01	89	262	/	79	95	083	/	13	90	56
68	BCAMP1	44,1567	7,5988	2134	13	N	258	/	69	358	/	04	089	/	21	0,1	1,8	1,2	155	/	78	0,46	357	/	11	0,3	266	/	04	0,2	215	/	80	357	/	08	087	/	06	5,8	3,9	0,5	228	/	77	93	357	/	09	97	088	/	10	92	22
69	BCAMPC	44,1567	7,5988	2134	23	N	175	/	57	352	/	33	083	/	01	0,0	1,3	1,0	200	/	61	0,38	348	/	25	0,3	084	/	13	0,3	173	/	61	349	/	29	080	/	02	7,7	7,2	0,5	164	/	56	97	352	/	35	96	259	/	03	94	12
70	CTENDE	44,1523	7,6109	216	6	D	156	/	02	248	/	54	064	/	36	0,5	1,8	1,7	177	/	06	0,52	280	/	63	0,3	084	/	26	0,2	192	/	03	290	/	67	100	/	23	24,5	4,0	0,3	025	/	08	78	260	/	69	70	127	/	18	78	10
71	CPERLA	44,1552	7,6240	2085	23	D	205	/	41	349	/	43	098	/	19	0,7	7,9	5,9	200	/	32	0,47	327	/	44	0,4	090	/	29	0,2	182	/	47	334	/	39	076	/	15	13,5	8,8	0,6	236	/	15	84	343	/	43	85	128	/	45	92	82
72	CHEVOL	44,1552	7,6240	2154	16	D	262	/	05	007	/	70	170	/	19	0,9	5,3	5,3	249	/	11	0,50	009	/	69	0,3	156	/	18	0,2	235	/	18	018	/	67	141	/	13	6,4	4,8	0,5	263	/	11	82	026	/	68	92	169	/	19	82	56
73	BOARC1	44,1653	7,6250	2104	16	D	236	/	40	067	/	50	331	/	06	0,9	8,2	6,4	245	/	13	0,46	074	/	77	0,3	336	/	02	0,2	260	/	22	078	/	68	170	/	01	14,9	13,0	0,5	235	/	09	70	091	/	80	3	327	/	05	73	58
74	BOARC2	44,1653	7,6250	2104	12	N	129	/	80	259	/	06	350	/	07	0,1	3,8	3,5	244	/	74	0,42	148	/	02	0,3	057	/	16	0,3	169	/	82	329	/	08	059	/	03	11,3	5,6	0,5	135	/	77	93	331	/	13	92	241	/	03	92	14
75	CBOAR1	44,1653	7,6250	2104	7	C	230	/	01	321	/	41	139	/	49	0,8	3,6	1,7	079	/	21	0,44	332	/	37	0,3	192	/	45	0,2	097	/	38	328	/	39	212	/	28	14,0	7,4	0,5	229	/	03	84	322	/	45	93	134	/	46	89	84
76	CBOAR2	44,1653	7,6250	2104	31	N	100	/	73	003	/	02	272	/	17	0,1	4,8	3,7	264	/	84	0,48	358	/	00	0,3	088	/	06	0,2	196	/	87	356	/	03	086	/	01	11,4	7,9	0,5	188	/	86	93	355	/	04	92	085	/	00	92	28
77	CPERL1	44,1582	7,6261	2117	16	N	108	/	83	199	/	00	289	/	07	0,1	7,6	6,5	261	/	83	0,47	013	/	03	0,3	104	/	06	0,2	312	/	84	197	/	03	107	/	06	16,1	8,5	0,4	309	/	84	88	205	/	02	70	106	/	07	67	30
78	CPERL2	44,1582	7,6261	2117	10	D	206	/	08	097	/	67	299	/	21	0,4	11,4	7,6	208	/	23	0,48	039	/	67	0,4	299	/	04	0,2	213	/	21	029	/	69	123	/	01	12,4	15,1	0,6	211	/	17	67	055	/	72	63	302	/	05	85	36
79	TCHAUD	44,1711	7,6331	2116	14	N	272	/	88	015	/	00	105	/	02	0,1	8,0	4,7	332	/	86	0,48	234	/	01	0,3	143	/	04	0,3	288	/	82	081	/	07	171	/	04	8,1	8,1	0,1	254	/	82	085	084	/	08	33	175	/	10	40	30

A.2 Répartition statistique des azimuths, plongements et pendages des couples strie/faille mesurés

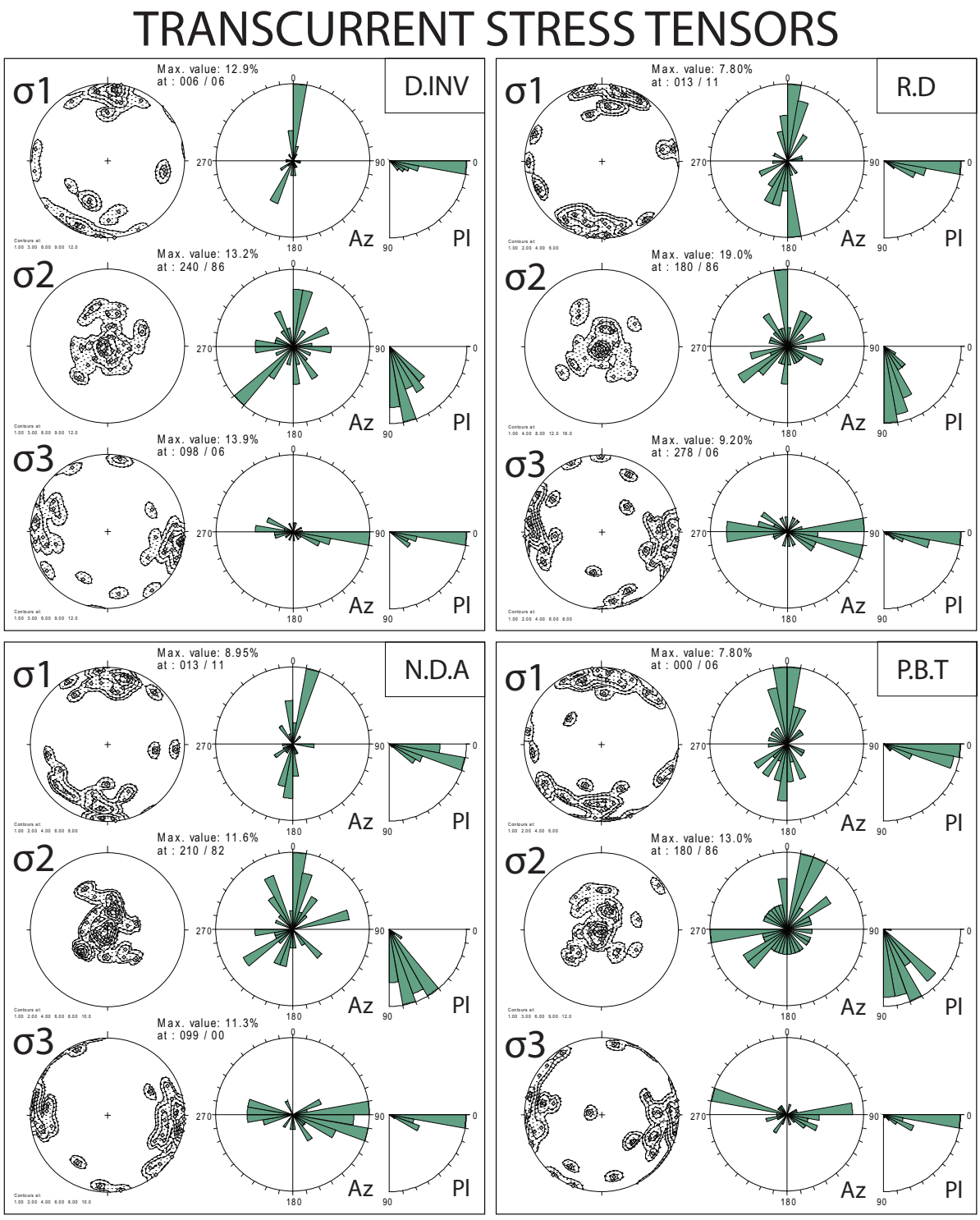
A.2.1 Base de données complète



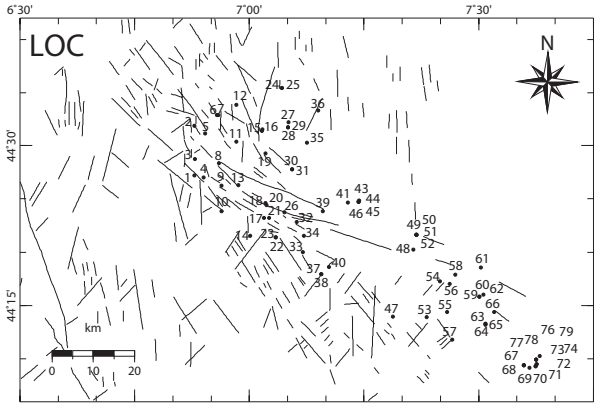
A.2.2 Tenseurs extensifs seuls



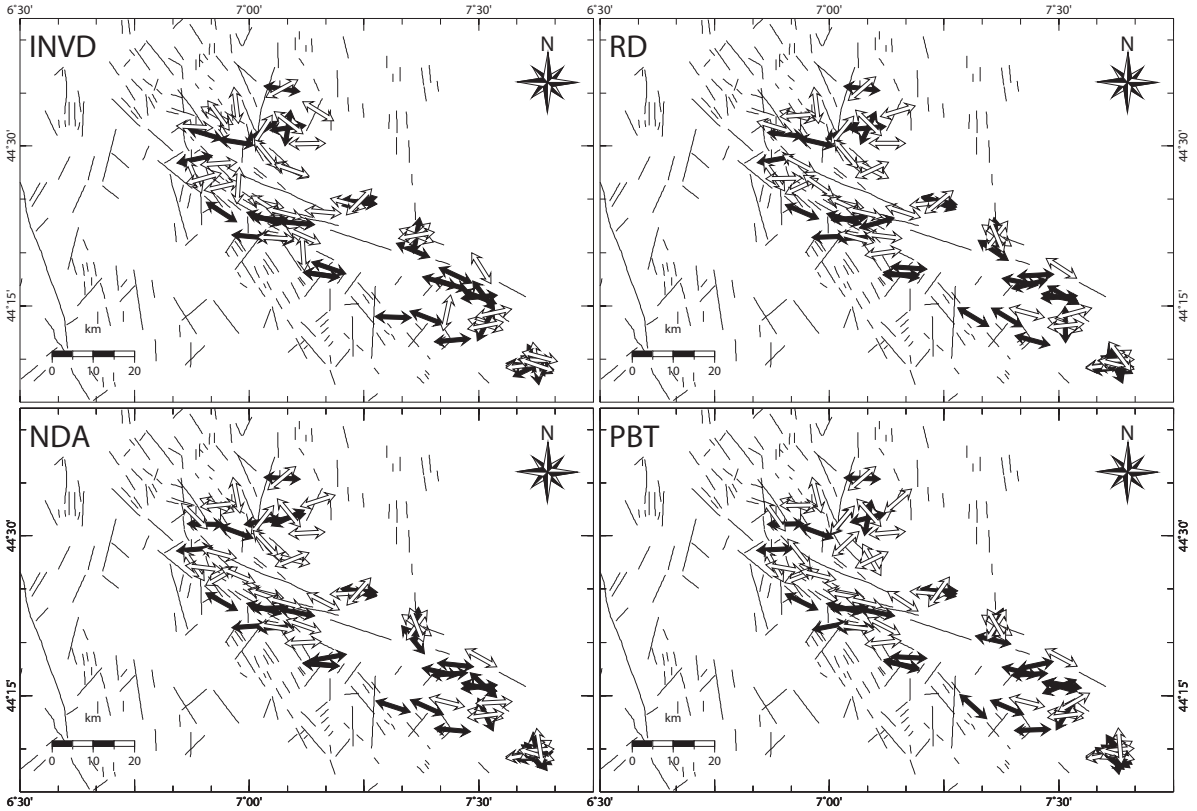
A.2.3 Tenseurs décrochants seuls



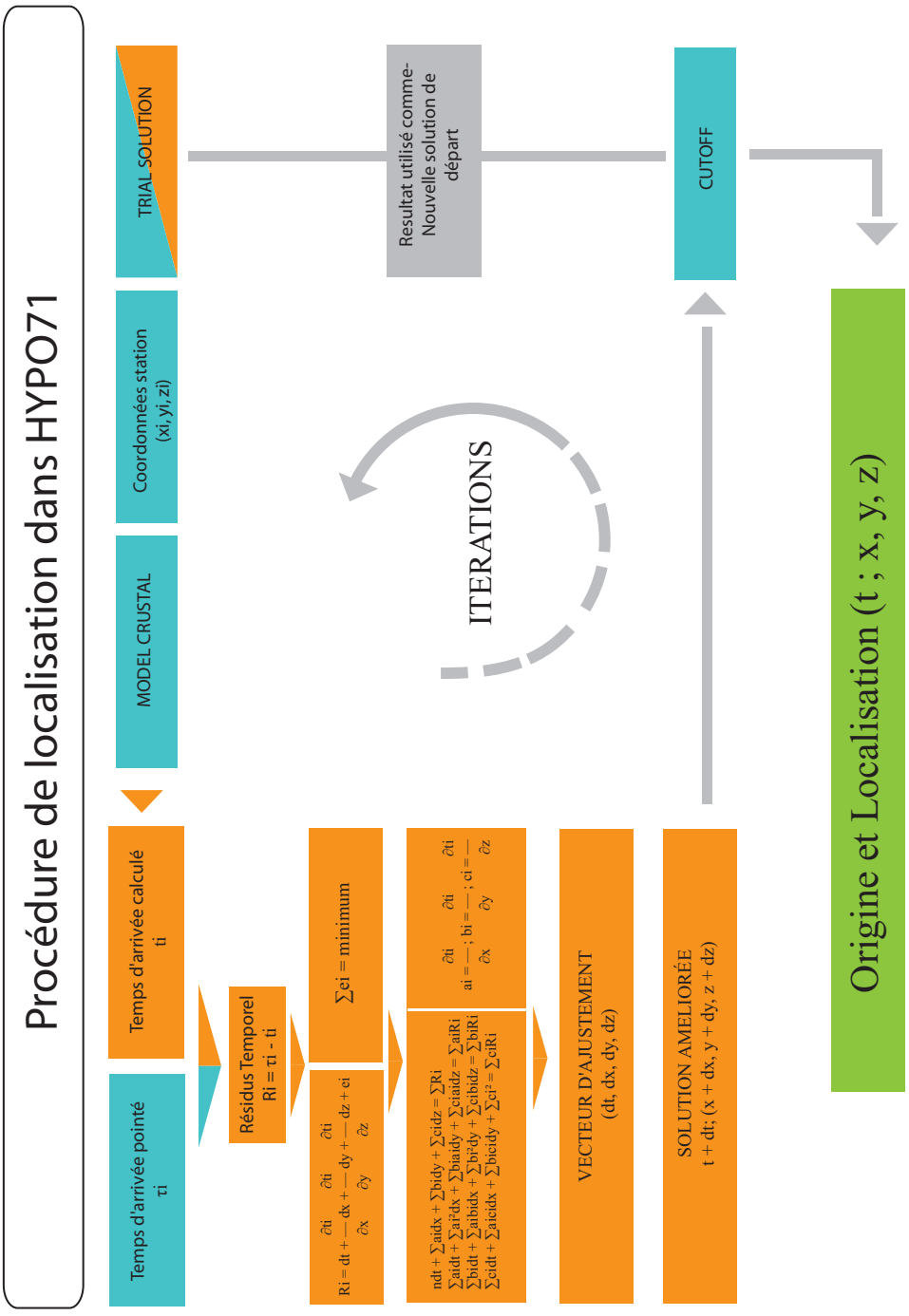
A.3 Projection des axes $\sigma 3$ selon méthodes



SIGMA 3 Projected



B Procédure de localisation de l'algorithme HYPO71

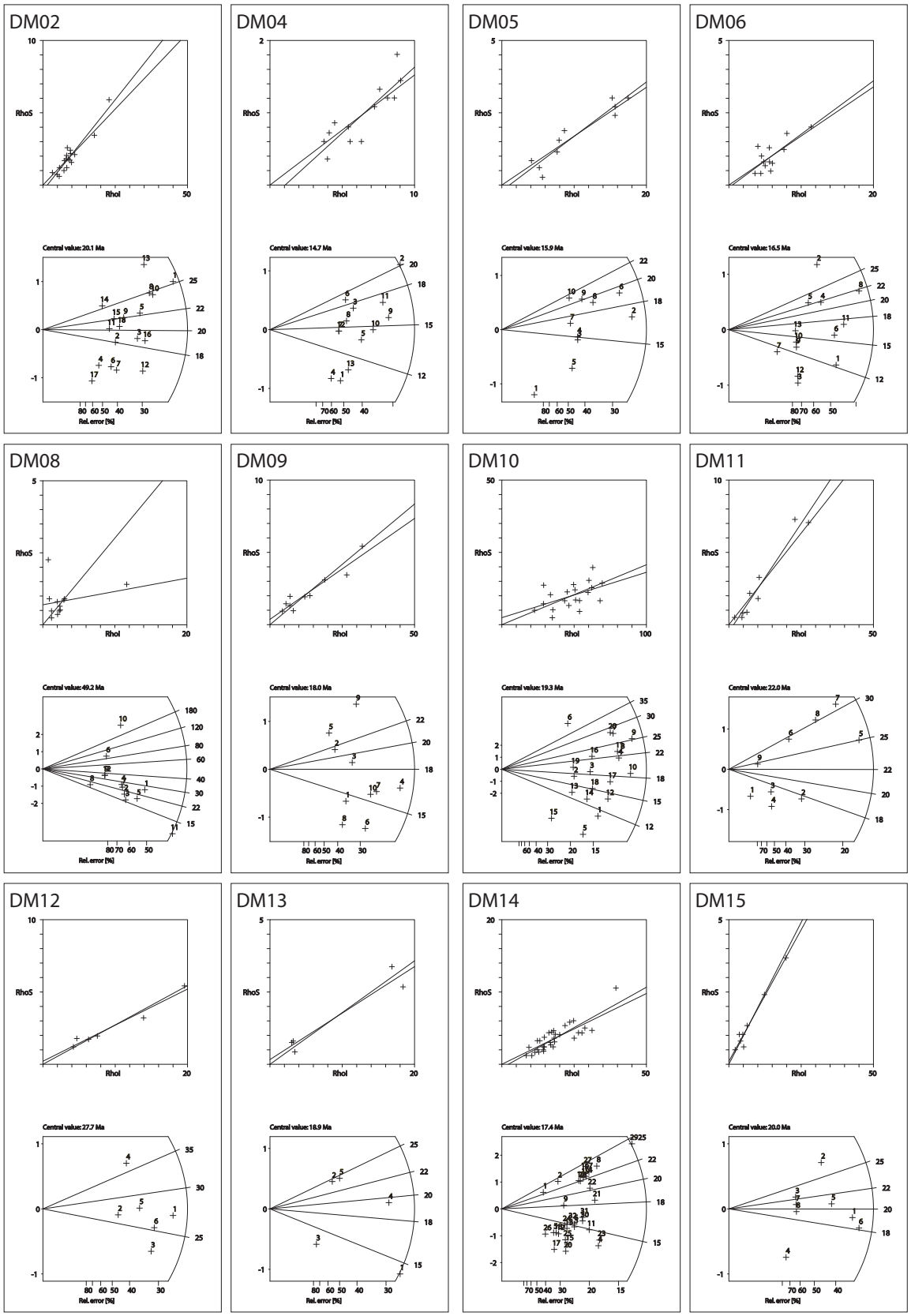


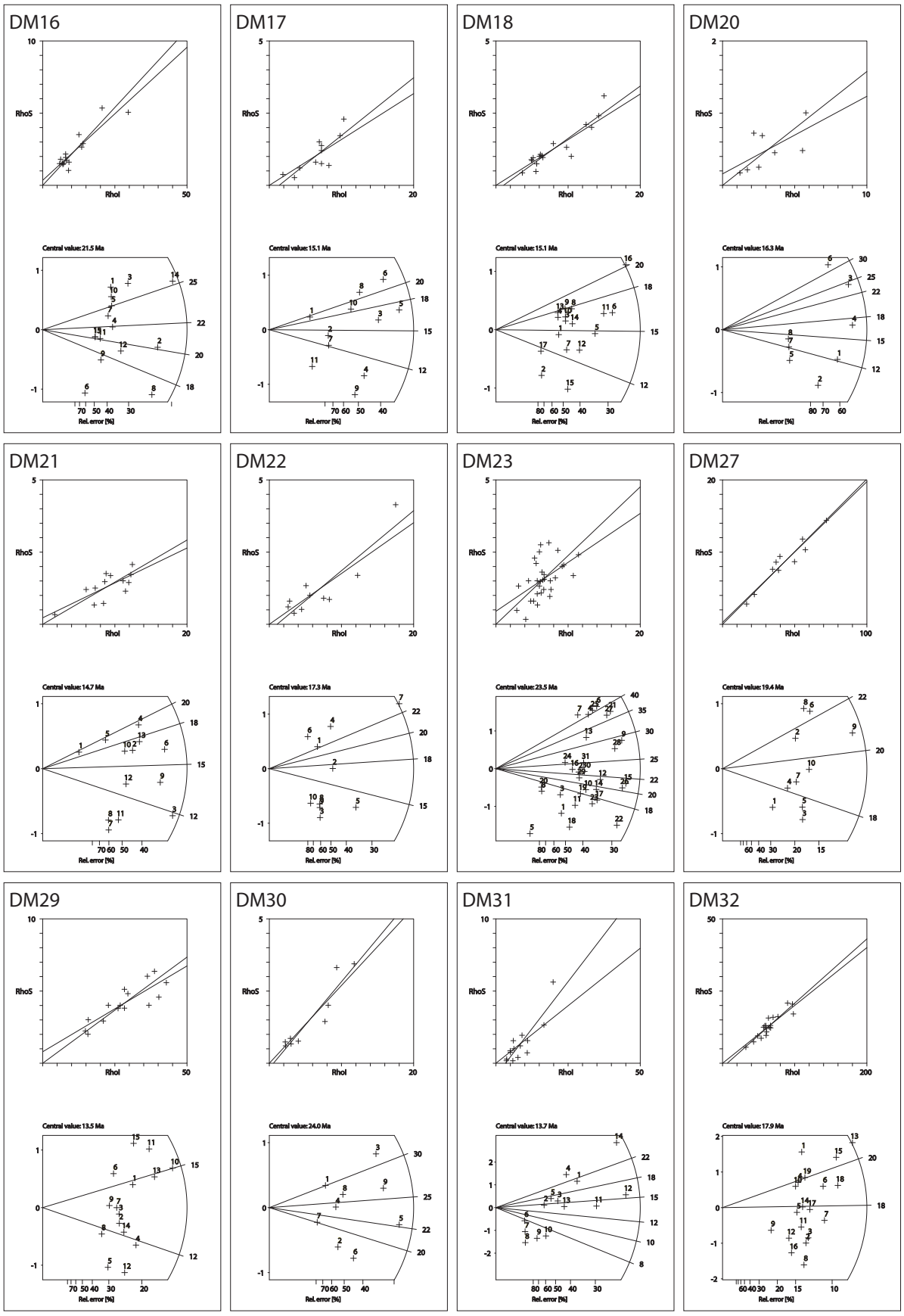
C Traces de Fission

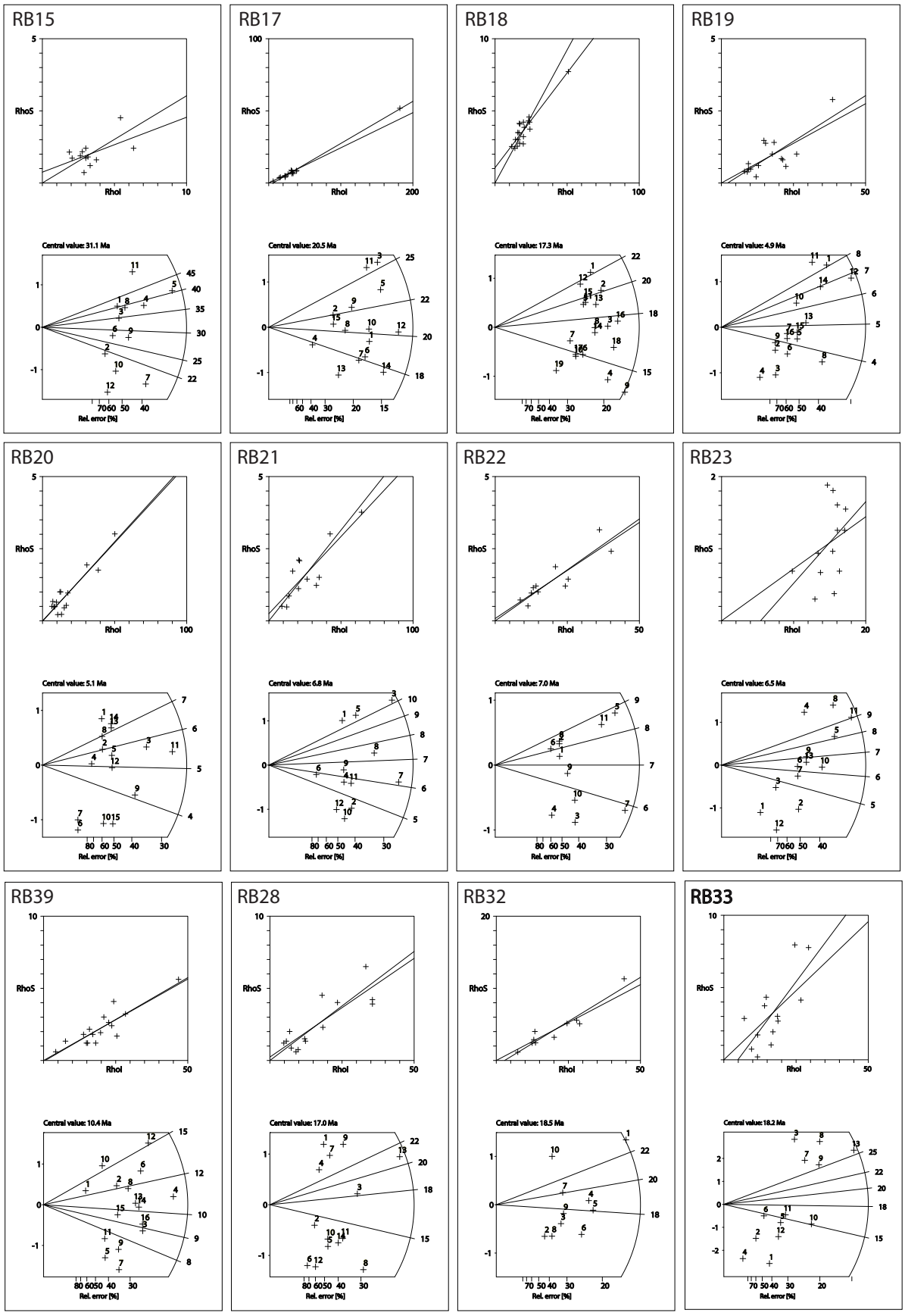
C.1 Échantillonnage complet

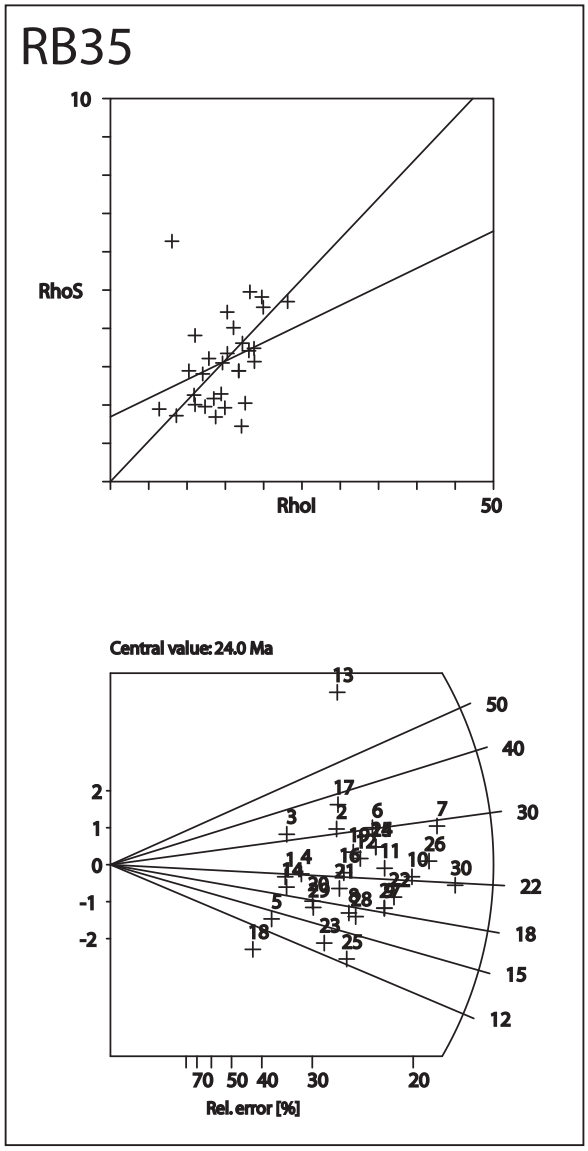
N°	ID	Coordonnées		Altitude en m	Lieu	Commentaires	Statut	Tri densimetrique		
		Lat DDEC	Lon DDEC					>3.1	<3.3	>2.9
1	RB01	44,4649	6,8542	2145	L'Aussé Blanche	Blocs d'arkoses dans shistes noirs éocènes	Pas assez matériel			
2	RB02	44,4200	6,9390	2430	Lac de Ruburent	Arkoses triasiques	Pas assez matériel			
3	RB03	44,4241	6,9365	2446	Col de Ruburent	Permien sombre	Pas assez matériel			
4	RB04	44,4156	6,9465	2376	Col de Ruburent	Permien Rhyolitique	Pas assez matériel			
5	RB05	44,5125	6,7955	2288	Eyssilloun	Grès de l'embrunais	Pas assez matériel			
6	RB06	44,5681	6,8116	1837	La Blachière	Faciès Verrucano très quartzeux	Pas assez matériel			
7	RB07	44,5678	6,8201	1828	La Blachière	Conglomérat de la Blachière (Stéphanien)	Pas assez matériel			
8	RB08	44,5678	6,8201	1837	La Blachière	Conglomérat de la Blachière (Stéphanien) Niveau plus massif	Pas assez matériel			
9	RB08.1	44,5671	6,8196	1857	La Blachière	Conglomérat de la Blachière rééchantillonage du 28/11	Pas assez matériel		X	
10	RB08.2	44,5670	6,8200	1875	La Blachière	Conglomérat de la Blachière rééchantillonage du 28/11	Irradié	X		
11	RB09	44,5642	6,8337	2335	Bergerie de la Blachière	Conglomérat de la Blachière (Stéphanien)	Pas assez matériel			X
12	RB10	44,5594	6,8483	2660	Fond du Vallon de Chillol	Verrucano	Pas assez matériel			X
13	RB11	44,5521	6,8860	2650	Col de Mary	Rα (Prasinites,,,)	Pas assez matériel			X
14	RB12	44,5522	6,8860	2652	Col de Mary	Rα (Prasinites,,,)	Pas assez matériel			X
15	RB13	44,5528	6,8817	2750	Col de Mary	Intercalations quartzo albitiques dans prasinites	Pas assez matériel		X	
16	RB14	44,5532	6,8774	2810	Est du col de Marinet	Prasinites	Pas assez matériel			X
17	RB15	44,5537	6,8782	2810	La roche noire	Prasinites	Attaque chimique			X
18	RB16	44,5653	6,8649	2553	Lac du Marinet	Prasinites	Attaque chimique			X
19	RB17	44,3800	6,8345	1937	Lac des Sagnes	Grès d'Annot, Faciès arkosique	Daté			X
20	RB18	44,3800	6,8345	1937	Lac des Sagnes	Grès d'Annot, Faciès conglomératique	Daté			X
21	RB19	44,3898	6,8752	2090	Ravin de la Lauze	Faciès micro-conglomératique	Daté			X
22	RB20	44,3898	6,8752	2090	Ravin de la Lauze	Faciès plus fin	Daté			X
23	RB21	44,4067	6,8785	2000	Ravin de la Lauze	Flysh à Helminthoïdes	Daté		X	
24	RB22	44,3875	6,9121	1975	Torrente Puriac	Grès grossier	Daté			X
25	RB23	44,3875	6,9121	1975	Torrente Puriac	Grès plus fin en sommet de banc	Daté			X
26	RB24	44,3764	6,9654	1767	Bersezio		Irradié			X
27	RB25	44,4502	6,8526	1724	Larche	Grès de l'embrunais	Pas assez matériel		X	
28	RB26	44,5428	6,6875	2400	Col de Vars	Nappe du Parpaillon	Pas assez matériel			X
29	RB27	44,5417	6,6912	2291	Col de Vars	Nappe du Parpaillon	Pas assez matériel			X
30	RB28	44,5003	6,8446	2523	Col du Vallonet	Grès de l'embrunais	Daté		X	
31	RB29	44,5679	6,8217	1912	La Blachière	Conglomérats de la Blachière, Stéphanien	Pas assez matériel		X	
32	RB30	44,4156	7,2704	895	Pradlève Val Grana	Micaschistes Gris, Porphyroïdes	Irradié	X		
33	RB31	44,4156	7,2704	895	Pradlève Val Grana	20m plus bas, plus fin et moins altérés	Irradié	X		
34	RB32	44,4818	7,4096	610	Mora del Vilar	Gneiss fins, oeillés, porphyroïdes	Daté			X
35	RB33	44,5644	7,3975	555	Venasca		Daté	X		
36	RB34	44,5682	7,3855	576		Granitoïdes très micacés	Irradié	X		
37	RB35	44,5682	7,3855	576		Granitoïdes très micacés plus sombres	Daté	X		
38	RB36	44,5682	7,3855	576		Granitoïdes très micacés plus fins oeillés,	Daté	X		
39	RB37	44,3793	7,0600	2492			Irradié		X	
40	RB38	44,4091	7,0150	2330		Refuge Gardetta	Irradié			X
41	RB39	44,3504	7,1205	2423			Daté		X	
42	RB40	44,4732	7,0115	1647			Irradié			X
43	RB41	44,4154	7,0684	1968			Pas assez matériel			X
44	DM01	45,0506	7,2806	716	Cervelli	Dora-Maira	Pas assez matériel			X
45	DM02	45,0694	7,2548	1188	Tonda-Merlo	Dora-Maira	Daté		X	
46	DM03	45,0296	7,2601	1440	Aquila	Dora-Maira	Irradié			X
47	DM04	45,0159	7,2490	1847		Dora-Maira	Daté			X
48	DM05	44,9646	7,2464	1061	Longhi	Dora-Maira	Daté		X	
49	DM06	44,9819	7,2658	1115	Serremotto	Dora-Maira	Daté		X	
50	DM07	44,9957	7,2724	1600	M. Paletto	Dora-Maira	Irradié			X
51	DM08	44,9503	7,2283	718	Rosetta	Dora-Maira	Irradié	X		
52	DM09	44,9251	7,2291	627	Saretto	Dora-Maira	Daté			X
53	DM10	44,9080	7,2118	627	Pramollo	Dora-Maira	Daté	X		
54	DM11	44,8754	7,1994	1459	Col Vaccano	Dora-Maira	Daté	X		
55	DM12	44,8473	7,2402	1019		Dora-Maira	Daté	X		
56	DM13	44,8485	7,2198	791	Serre	Dora-Maira	Daté	X		
57	DM14	44,7946	7,2018	1030	Rora	Dora-Maira	Daté	X		
58	DM15	44,8868	7,2644	425	Porte	Dora-Maira	Daté	X		
59	DM16	44,8301	7,1707	1647		Dora-Maira	Daté	X		
60	DM17	44,8215	7,1692	1268		Dora-Maira	Daté	X		
61	DM18	44,8177	7,1614	914		Dora-Maira	Daté	X		
62	DM19	44,7980	7,1302	772		Dora-Maira	Irradié	X		
63	DM20	44,7691	7,2035	792		Dora-Maira	Daté		X	
64	DM21	44,7069	7,1649	1419		Dora-Maira	Daté	X		
65	DM22	44,6919	7,1790	1132		Dora-Maira	Daté		X	
66	DM23	44,6766	7,1933	1031		Dora-Maira	Daté	X		
67	DM24	44,6397	7,2326	1822		Dora-Maira	Irradié	X		
68	DM25	44,6581	7,2617	1317		Dora-Maira	Irradié	X		
69	DM26	44,5736	7,2433	797		Dora-Maira	Irradié		X	
70	DM27	44,5919	7,2070	1283		Dora-Maira	Daté	X		
71	DM28	44,5541	7,1602	1786		Dora-Maira	Irradié	X		
72	DM29	44,7831	7,2085	645		Dora-Maira	Daté	X		
73	DM30	44,7466	7,2312	1537		Dora-Maira	Daté	X		
74	DM31	44,6229	7,2442	1680		Dora-Maira	Daté	X		
75	DM32	44,5858	7,2100	1303		Dora-Maira	Daté	X		

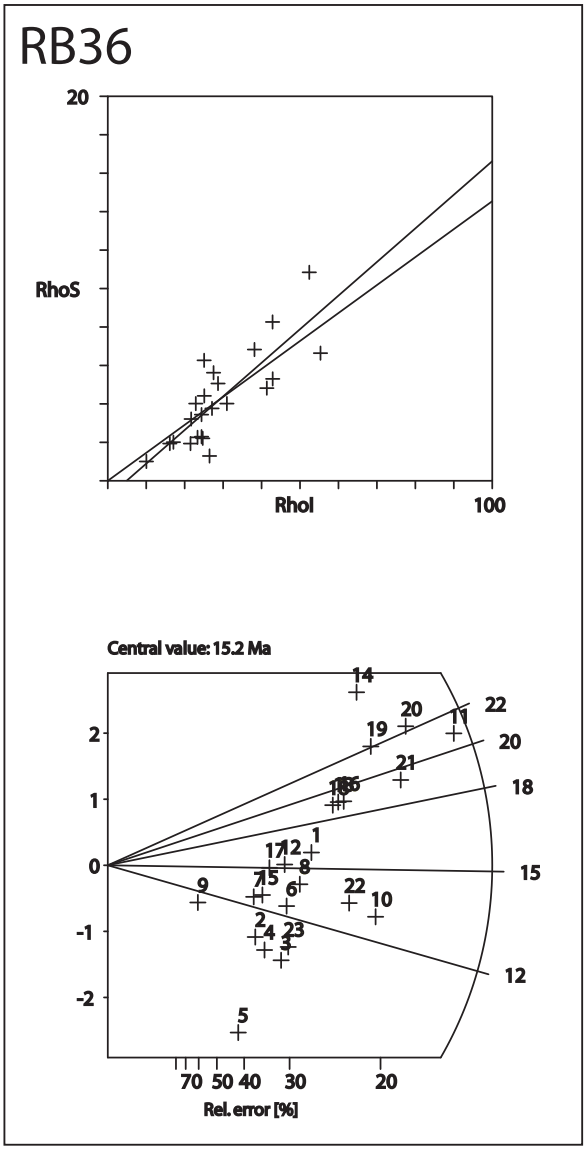
C.2 Diagrammes radiaux des comptages traces de fission




DM16
RhoS
Rhoi
Central value: 21.5 Ma
Rel. error [%]
DM17
RhoS
Rhoi
Central value: 15.1 Ma
Rel. error [%]
DM18
RhoS
Rhoi
Central value: 15.1 Ma
Rel. error [%]
DM20
RhoS
Rhoi
Central value: 16.3 Ma
Rel. error [%]
DM21
RhoS
Rhoi
Central value: 14.7 Ma
Rel. error [%]
DM22
RhoS
Rhoi
Central value: 17.3 Ma
Rel. error [%]
DM23
RhoS
Rhoi
Central value: 23.5 Ma
Rel. error [%]
DM27
RhoS
Rhoi
Central value: 19.4 Ma
Rel. error [%]
DM29
RhoS
Rhoi
Central value: 13.5 Ma
Rel. error [%]
DM30
RhoS
Rhoi
Central value: 24.0 Ma
Rel. error [%]
DM31
RhoS
Rhoi
Central value: 13.7 Ma
Rel. error [%]
DM32
RhoS
Rhoi
Central value: 17.9 Ma
Rel. error [%]


RB15
RhoS
Rhol
Central value: 31.1 Ma
Rel. error [%]
RB17
RhoS
Rhol
Central value: 20.5 Ma
Rel. error [%]
RB18
RhoS
Rhol
Central value: 17.3 Ma
Rel. error [%]
RB19
RhoS
Rhol
Central value: 4.9 Ma
Rel. error [%]
RB20
RhoS
Rhol
Central value: 5.1 Ma
Rel. error [%]
RB21
RhoS
Rhol
Central value: 6.8 Ma
Rel. error [%]
RB22
RhoS
Rhol
Central value: 7.0 Ma
Rel. error [%]
RB23
RhoS
Rhol
Central value: 6.5 Ma
Rel. error [%]
RB39
RhoS
Rhol
Central value: 10.4 Ma
Rel. error [%]
RB28
RhoS
Rhol
Central value: 17.0 Ma
Rel. error [%]
RB32
RhoS
Rhol
Central value: 18.5 Ma
Rel. error [%]
RB33
RhoS
Rhol
Central value: 18.2 Ma
Rel. error [%]


RB35
RhoS
Rhol
10
50
Central value: 24.0 Ma
50
40
30
22
18
15
12
2
1
0
-1
-2
70 50 40 30 20
Rel. error [%]


RB36
RhoS
Rhol
20
100
Central value: 15.2 Ma
22
20
18
15
12
2
1
0
-1
-2
70 50 40 30 20
Rel. error [%]

D Présentations réalisées lors de congrès

D.1 Réunion des Sciences de la Terre, Nancy 2008

RST Nancy 2008
21- 24 AVRIL
Tous géologues !

Géodynamique et orogenèse

Evolution cassante polyphasée tardive de l'arc alpin occidental : nouvelles données dans la branche sud de l'arc.

R. Beucher[1], C. Sue[2], P. Tricart[1], P. A. van der Beek[1].

1 Université Joseph Fourier, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, 38000 Grenoble.
2 UMR Domaines Océaniques, Brest.

La dernière décennie a vu progresser la connaissance de l'évolution tectonique tardive de l'arc Alpin occidental. Ces progrès ont surtout concerné la branche nord de l'arc, où une extension cassante a dominé en zones internes au Néogène, avec des caractéristiques variables dans le temps et dans l'espace. Les zones internes dans la branche sud de l'arc étaient restées à l'écart des études de fracturation tardi-alpine. On présente les résultats préliminaires d'une telle étude en privilégiant la succession des régimes tectoniques. En zone briançonnaise nous confirmons qu'un faisceau de failles détermine une structure régionale en lanières NW-SE, accompagnant la courbure de l'arc. Des bandes de cataclasites et de longs vallons glaciaires soulignent également cette courbure. Les failles sont des décrochements dextres, comme la faille majeure du faisceau, la faille de Bersezio, qui prolonge au sud la faille de haute Durance. Ici les jeux décrochants, bien plus importants qu'en haute Durance, commandent structure et morphologie. Nous montrons que cette structuration en coulissage se superpose à une structuration en extension, très oblitérée. Des failles normales conjuguées raides NE-SW accommodent une extension parallèle à la chaîne. Des blocs très basculés indiquent une extension accrue. Des failles normales NW-SE suggèrent une composante mineure en extension radiale à l'arc. Ce régime est en cours de caractérisation par analyse des populations de plans striés, pour le comparer au régime extensif anté-décrochement connu plus au nord. Nous montrons aussi que les décrochements dextres NW-SE sont localement démembrés. D'autres montrent des rejeux tardifs quasi-verticaux, avec effondrement au NE. Ils témoignent d'un dernier régime de fracturation à l'affleurement qui devra être comparé au régime sismotectonique actuel. D'ores et déjà, il apparaît une histoire régionale spécifique à intégrer aux modèles évolutifs à l'échelle de tout l'arc.

D.2 European Geosciences Union, Vienna 2009

Geophysical Research Abstracts,
Vol. 11, EGU2009-5651-1, 2009
EGU General Assembly 2009
© Author(s) 2009

Complex stress field pattern in the southwestern Alpine Arc inferred from new seismotectonic data

R. Beucher (1), C. Sue (2), and P. Tricart (1)

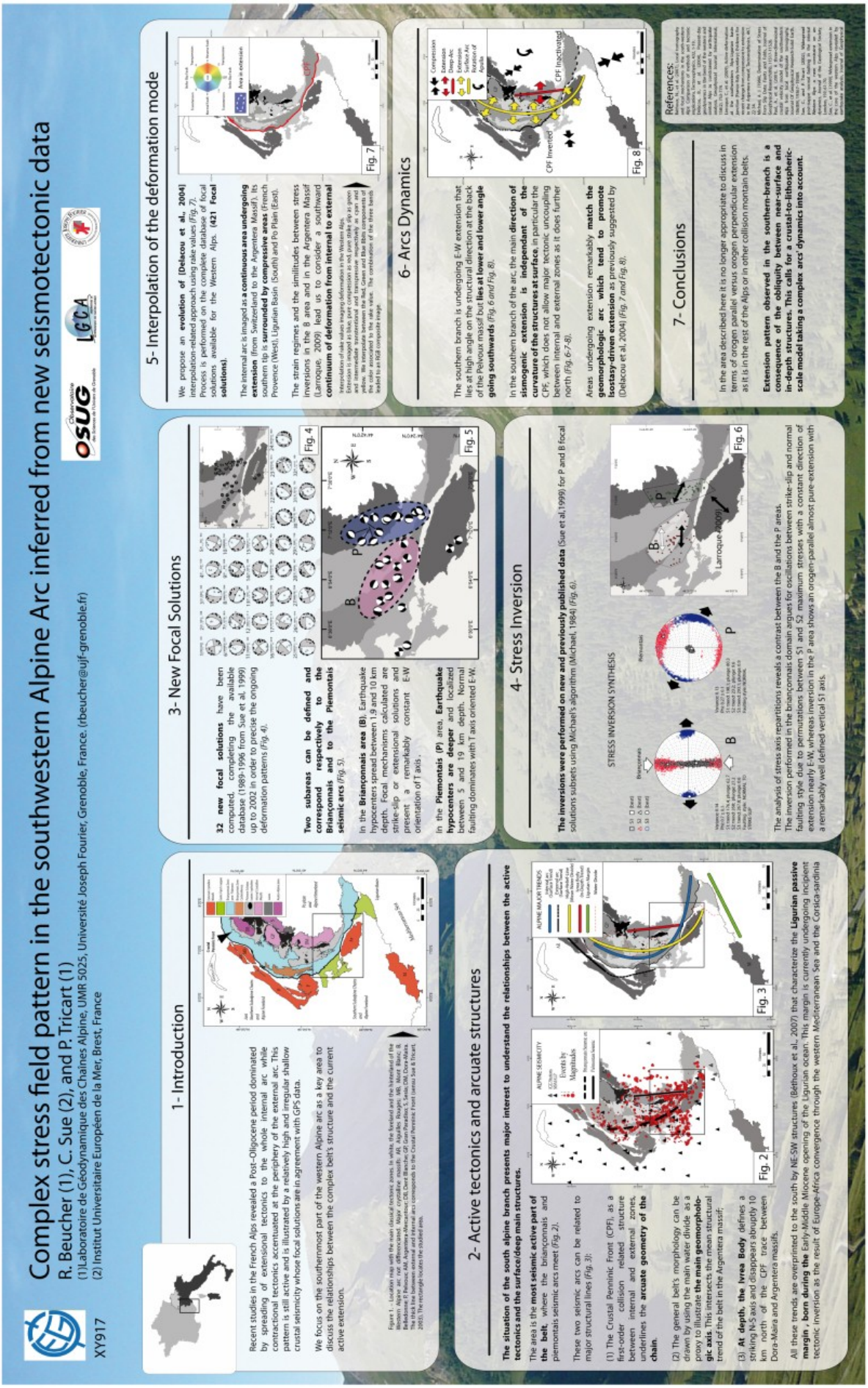
(1) Université Joseph Fourier, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Grenoble, France, (2) Institut Universitaire Européen de la Mer, Brest, France

Recent studies in the French Alps have revealed that during Post–Oligocene times, extensional stresses spread across the entire internal arc while contractional stresses accentuated at the periphery of the external arc. This pattern is still active and is illustrated by relatively intense and irregular shallow crustal seismicity, the focal mechanism solutions of which are in agreement with GPS data.

This study focuses on the NW-SE trending southernmost tip of the western Alpine arc. 32 new focal mechanisms have been computed, completing the available database (1989-1996 from Sue et al, 1999) up to 2002, in order to precise the current deformation pattern and to understand the relationships between compressional and extensional sectors. The seismicity of this southernmost branch has been relatively poorly studied, in spite of its key setting: 1) It is the most seismically active part of the Alps, where the map projections of the Briançonnais and Piemontais seismic arcs are superposed; 2) Alpine structures are oriented NW-SE, contrasting with NE-SW to N-S strikes further north, and complete the arc-shaped belt geometry; 3) Internal zones display a reduced width, being pinched between the external Argentera crystalline massif and the internal Dora-Maira crystalline massif.

Ongoing extension is clearly confirmed in the studied southern branch, as previously highlighted further north, but with a more pronounced tendency toward strike slip in the Briançonnais zone. The latter is affected by E-W extension with the minimal principal stress axis $\sigma 3$ remarkably stable in the entire studied area. Due to the arcuate geometry of the belt, this direction appears nearly perpendicular to the belt axis in its northern part and becomes almost parallel further south. Structural heritage, sustained by NW-SE axial lineaments, may have controlled the direction of extension. A high shape ratio $\phi = [(\sigma 2 - \sigma 3)/(\sigma 1 - \sigma 3)]$ of the stress ellipsoid could be calculated by inverting Briançonnais focal-mechanism solutions. This allows to attribute the observed coexistence of extensional and strike-slip solutions to permutations between the principal stress axes 1 and 2. In addition, the direction of extension computed in the Briançonnais zone is compatible with the compression undergone by the Provence fold-thrust belt in the south-western foreland of the Alps. The complex stress pattern in the NW-SE Briançonnais zone could result from interference between a local extensional stress field affecting the internal zones of the Alps and a far field compressional stress field due to plate convergence.

D.2.1 POSTER EGU



Évolution Néogène de l'Arc Alpin sud-occidental

Cette thèse cible l'évolution Néogène de la branche sud de l'arc alpin occidental. Une approche multi-méthodes associant études de terrain, sismotectonique et thermochronologie basse température y met en évidence un régime tectonique complexe ainsi qu'une évolution morphologique et structurale originale au sein de l'arc.

La fracturation s'organise autour d'un faisceau d'accidents NW-SE, à jeu principalement dextre, accompagnant la courbure de l'arc et commandant structure et morphologie. Par ailleurs, à l'échelle des massifs, une structuration en failles normales conjuguées NE-SW traduit une extension parallèle à la chaîne. D'autres failles normales traduisent une extension perpendiculaire à la chaîne. L'inversion des données microtectoniques a permis de caractériser des régimes de paléocontraintes décrochant et extensif. L'absence d'une chronologie cohérente à l'échelle régionale suggère que ces régimes ont coexisté. Je propose que ces régimes constituent deux extrêmes d'un régime de contrainte unique variable, résultant de l'interférence entre un champ de contraintes extensif, à tendance multidirectionnelle et propre à la partie interne, surépaissie de la chaîne, et un champ de contraintes décrochant à transpressif commandé aux limites de la chaîne.

L'analyse sismologique montre que l'arc interne subit actuellement un régime transtensif en zone Briançonnaise et un régime purement extensif en Zone Piémontaise, plus interne. La direction d'extension reste proche d'E-W, comme plus au nord à la latitude du Pelvoux, et indépendante de la courbure de l'arc. La caractérisation du régime extensif actuel en termes de directions tangentes ou radiales à l'arc est donc ici inadaptée. La Zone Externe présente un régime globalement transpressif à nuancer puisqu'elle est également affectée par de l'extension dans sa partie la plus interne. Je propose une corrélation entre la zone subissant l'extension et la zone d'épaisseur crustale maximum. Ce modèle s'inspire et étend celui proposé par [Delacou et al., 2004]. Il favorise un processus d'extension lié à un effondrement gravitaire de la chaîne. La structure arquée concerne surtout la croûte supérieure, les structures plus profondes étant plus linéaires. Ce découplage vertical des structures est probablement hérité du poinçonnement syncollision oligocène, responsable de la formation de l'arc interne. Il peut expliquer qu'au Néogène le découplage tectonique entre arc interne en extension et zone externe en transpression ne réactive pas, près de la surface, l'ancien front chevauchant de l'arc interne, comme c'est le cas plus au nord au sein de l'arc.

Quelques nouvelles données thermochronologiques (traces de fission dans l'apatite), replacées dans une synthèse des données existantes, confirment que les Alpes sud-occidentales ont connu une évolution structurale et morphologique originale au Néogène. Les zones internes présentent un refroidissement final homogène et rapide dès la fin de l'Oligocène. Le saut d'âge entre zone externe et zones internes, récemment mis en évidence à la latitude du Pelvoux, est confirmé dans l'ensemble de la branche sud de l'arc. Il témoigne de l'inversion du front chevauchant des zones internes peu de temps après le paroxysme de la collision. Je relie l'exhumation rapide des zones internes de la branche sud à la forte érosion d'une cordillère alpine axée sur les zones internes au front du poinçon apulien.

La quantification de l'évolution du relief à partir du système traces de fission sur Apatite a été testée sur la base de deux transects échantillonnés dans les massifs du Pelvoux et Dora-Maira. Les relations âges-altitudes à différentes longueurs d'onde permettent d'estimer un taux d'exhumation moyen de 0.4km/Ma pour le Pelvoux au cours des 7 derniers Ma, et de 0.1Km/Ma pour Dora-Maira au cours des 20 derniers Ma. Pour ces deux massifs, aucune évolution probante du relief n'est mise en évidence. On souligne dès lors le manque de résolution du système apatite pour quantifier l'évolution du relief.

Une synthèse des résultats permet de proposer que la déformation soit le résultat d'un équilibre instable entre l'étalement de la chaîne sous l'effet des forces de volume et la cinématique complexe de l'Apulie qui intègre à la fois une composante en translation et une composante rotationnelle.