



HAL
open science

Chronologie et évolution de la déformation de la croûte moyenne à la surface dans un prisme collisionnel en décrochement - impacts sur l'aléa sismo-gravitaire: Exemple des Alpes Sud-Occidentales.

Guillaume Sanchez

► **To cite this version:**

Guillaume Sanchez. Chronologie et évolution de la déformation de la croûte moyenne à la surface dans un prisme collisionnel en décrochement - impacts sur l'aléa sismo-gravitaire: Exemple des Alpes Sud-Occidentales.. Géologie appliquée. Université Nice Sophia Antipolis, 2010. Français. NNT : . tel-00527515

HAL Id: tel-00527515

<https://theses.hal.science/tel-00527515>

Submitted on 19 Oct 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.



Observatoire de la Côte d'Azur
Laboratoire Geoazur



**CHRONOLOGIES ET EVOLUTION DE LA DEFORMATION DE LA
CROUTE MOYENNE A LA SURFACE
DANS UN PRISME COLLISIONNEL EN DECROCHEMENT
- IMPACTS SUR L'ALEA SISMO-GRAVITAIRE:
EXEMPLE DES ALPES SUD-OCCIDENTALES.**

Guillaume Sanchez



Thèse de doctorat - Sciences de la Terre et de l'Univers

Soutenue le 24 juin 2010 devant le jury composé de :

M. Jean-Marc LARDEAUX	Professeur, Univ. Nice	Président du Jury
M. Pierre TRICART	Professeur, Univ. Grenoble	Rapporteur
M. Nicolas ARNAUD	DR, Univ. Montpellier	Rapporteur
M. Didier MARQUER	Professeur, Univ. Besançon	Examineur
M. Olivier BELLIER	Professeur, Univ. Aix en Provence	Examineur
M. Michel CORSINI	Professeur, Univ. Nice	Directeur de thèse
M. Yann ROLLAND	Maître de Conf., Univ. Nice	Directeur de thèse



THESE
pour obtenir le titre de
Docteur en Sciences



de l'UNIVERSITE de Nice-Sophia Antipolis

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

présentée et soutenue par

Guillaume SANCHEZ

*CHRONOLOGIES ET EVOLUTION DE LA DEFORMATION DE LA
CROUTE MOYENNE A LA SURFACE
DANS UN PRISME COLLISIONNEL EN DECROCHEMENT
- IMPACTS SUR L'ALEA SISMO-GRAVITAIRE:
EXEMPLE DES ALPES SUD-OCCIDENTALES.*



Thèse dirigée par **Michel CORSINI** et **Yann ROLLAND**

soutenue le 24 juin 2010 devant le jury composé de

M. Jean-Marc LARDEAUX	Professeur, Univ. Nice	Président du Jury
M. Pierre TRICART	Professeur, Univ. Grenoble	Rapporteur
M. Nicolas ARNAUD	DR, Univ. Montpellier	Rapporteur
M. Didier MARQUER	Professeur, Univ. Besançon	Examinateur
M. Olivier BELLIER	Professeur, Univ. Aix en Provence	Examinateur



Thèse préparée à l'observatoire de la Côte d'Azur
au laboartoire Géoazur.



Université de Nice-Sophia Antipolis
Parc Valrose
28 avenue Valrose
06108 Nice Cedex 2.

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.

Photo page de garde : *Le massif de l'Argentera-Mercantour (en arrière plan) et ses
couvertures sédimentaires vues depuis la cime de la Bonette (Alpes-Maritimes, France).*

REMERCIEMENTS

On m'aurait dit il y a quelques années que j'écrirai un manuscrit de thèse, je ne l'aurai point cru. Bien entendu, la réalisation de ce projet n'a pas été sans heurts mais l'aide et le soutien de nombreuses personnes que je tiens à remercier ici ont permis de mener à bien ce projet dans d'excellentes conditions à la fois humaines et matérielles.

Je voudrais tout d'abord témoigner de ma gratitude envers **Yann Rolland** qui a été présent tout au long de ces 3 années (et plus en comptant le Master) que ce soit sur le terrain ou au laboratoire. D'un soutien permanent, d'une grande générosité humaine, tu as su prodiguer les conseils qu'il fallait. A l'écoute, tu m'as laissé libre dans les choix finaux de rédaction et discussion de ma thèse. Je t'en remercie grandement.

Je tiens à remercier également **Gérard Giannerini**. Arrivé en cours de thèse, tu as su insuffler un impressionnant élan et ce, toujours dans la bonne humeur. Formidable interlocuteur, excellent géologue et pédagogue, j'ai grandement apprécié ta volonté de transmettre tes connaissances de la géologie notamment régionale. Je n'oublierai pas les très bons moments passés sur le terrain dans les Alpes ainsi que les innombrables discussions scientifiques et non scientifiques. Un grand merci.

Il y a 4 ans, je débarquais dans l'équipe Géochronologie Géochimie Pétrologie pour faire du terrain. Un an après et un master en poche, j'intègre l'équipe dans le cadre d'une thèse signe d'une confiance accordée. Je tiens donc à remercier **Michel Corsini** qui a cru en moi dès le début.

Ma gratitude va également à **Jean-Marc Lardeaux**. Sa culture et sa passion de la géologie, notamment celle des Alpes, sa pédagogie, sa volonté de transmettre son savoir, son professionnalisme et sa capacité à remettre en cause les concepts et idées ont été d'une grande aide et ont largement orienté mes travaux. Un grand Merci.

Merci aux membres du jury qui m'ont fait l'honneur d'accepter, de s'intéresser et de juger ce travail. Je tiens donc à remercier **Pierre Tricart**, **Nicolas Arnaud**, **Didier Marquer** et **Olivier Bellier**.

Un grand merci également à **Julie Schneider**. Arrivée alors que je commençais ma deuxième année de thèse. L'intégration fut extrêmement rapide, notamment dans les bars du vieux Nice.

Devenu ami sans jamais véritablement être collègue de travail, tu as su me conseiller et m'encourager dans les moments de doute. Je t'en remercie. Je me souviendrai longtemps des longues discussions, écoutant de la musique, attablés à une terrasse d'un des innombrables bars du vieux Nice le dimanche soir.

Mes remerciements vont également à **Chrystèle Vérati** sans qui le café et les mots-croisés du matin n'auraient pas eu la même saveur.

Je tiens à remercier **Michel Manetti**, pour le broyage et la séparation minérale et qui sans son aide, l'ensemble des analyses géochronologiques seraient du domaine du rêve.

Merci également au reste de l'Equipe de Valrose, **Véro, Jean-Pierre** dit JPG, **Sylvain, Flo, Riad, Clément, Natasha**. Garder cette ambiance, elle est précieuse par les temps qui court.

Au cours de ma thèse, j'ai eu la chance et le privilège de voyager à travers la France essentiellement du Sud, Aix en Provence et Montpellier (y'a des limites, c'est le Niçois qui parle). J'ai tout de même traversé la manche jusqu'à Londres en passant par Besançon (oui ce n'est pas le chemin le plus cours). J'ai pu rencontrer des gens sympathiques, passionnés avec une culture différente parfois, une autre langue même. Ils m'ont permis de m'extraire du cocon Niçois et de la côte d'Azur.

Je tiens donc à remercier **Régis Braucher** et **Didier Boulès** ainsi que l'ensemble de l'équipe Aster du CEREGE, **Georges Aumaître, Maurice Arnold** et **Laetitia Leani**.

Un grand merci au plus Montpelliérain des bretons qui est retourné dans sa région d'irréductible, **Marc Jolivet** pour avoir récupéré une situation mal engagée et pour m'avoir formé à la difficile et fastidieuse technique des traces de fission et ce dans une très bonne ambiance.

Merci à **Stéphanie Brichau** pour m'avoir formé à la thermochronologie basse-température ainsi que **Andy Carter** qui m'a accueilli dans son laboratoire de thermochronologie à Londres. Malgré quelques désaccords, je garde de ce séjour un bon souvenir.

Merci aux Bisontins **Emilien Oliot, Philippe Goncalves** et **Didier Marquer** pour m'avoir fait découvrir le monde merveilleux des pseudosections et ce formidable outil qu'est Perplex.

Je tiens à remercier l'ensemble des membres du laboratoire Géoazur avec qui j'ai pu avoir des discussions tout au long de ces années.

Merci à tous les potes anciens, actuels ou nouveaux thésards qu'il soit Niçois ou Montpelliérains. Les anciens, *Hervé, Samyr, Marie-Aude, Cédric, Renaud, Thom, Bruno, Flo* ; les actuels, *Romain P, Mickael* et les nouveaux, *Vicky, Marc,...*

Maintenant voilà le tour des potes. Le meilleur pour la fin.

Merci donc à tous les potes que je vois moins souvent mais c'est toujours un plaisir de vous retrouver *Jean-Mi, Michèle, Jean-Ma, Mathieu, Chrystèle, Laura, Juliette, Marianne...*

Merci à tous les potes capétiens ou pas, *Gus* et *Vince* (dits les bibis), *Séverine, Laetitia, Vané, Mascou, Pipin...* Quelle équipe !!!! Allez une seconde de silence, histoire de se rappeler les bons moments passés ensemble.

Merci aux co-bureaux, *Marion* et *Romain D*. J'ai eu plaisir à partager le bureau avec vous. Et puis Romain, bon courage pour la suite et la fin de cette merveilleuse aventure qu'est la thèse☺.

Merci à *Gueorgui* et *Pierrick*. Les soirées à jouer au foot sur le terrain et surtout sur la PlayStation ainsi que les apéros bilan resteront des grands moments.

Merci à *Marina* pour ces heures de discussions sur des sujets dont tu ne connaissais même pas l'existence avant de me connaître. La tectonique et les relations avec les grands glissements de terrain n'a plus de secret pour toi.

Merci à *Yann* pour les soirées, le champagne, les matchs de rugby, le magret de canard... Et c'est quand tu veux pour pendre ta crémaillère.

Merci également à *Rémi* et *Anne (Et Zoé)* pour les soirées endiablées dans les rues de Nice ou de Nîmes (Féria), les week-ends ski et les parties de pêche. J'attends toujours une première prise à Nice tout de même. Enfin, tu sais ce que l'on dit « c'est le jeu ».

Un grand merci à *Titou (dit Jaco Laborious)* et *Marion* pour les repas à l'union, les soirées handball et rugby à l'Idéal... mais aussi les vacances passées à Perpignan et dans cette magnifique région qu'est la vallée de l'Orb et le Caroux. La prochaine fois, promis j'éviterai de rester ¼ d'heure coincer au milieu de l'accrobranche. Merci à toi Marion d'avoir couru régulièrement avec moi et d'avoir supporté un thésard en fin de thèse qui a le cerveau complètement lobotomisé. Bon et on se voit en Ardèche la prochaine fois ?

Bien sûr, *Kévin* et *Solenne (et Titouan)*. Cela fait maintenant 6 ans que l'on se connaît. Beaucoup d'excellents moments qu'ils seraient trop nombreux à énumérer (soirées, ski...). J'ai été ravi et honoré d'être le témoin de votre mariage et de la naissance de Titouan. Il est rare de

trouver des personnes aussi sympathiques, hospitalières et présentes. Voilà, je sais que l'on se reverra même à distance. Donc, tout simplement merci d'avoir et d'être là.

Enfin, je tenais à remercier mon co-bureau et ami *Dimitri*, personnage rock and rollesque, extrêmement sympathique, serviable et toujours d'un optimisme rassurant, parfois déconcertant. La cohabitation n'est certes pas un exercice facile (je ne t'apprendrai rien à ce sujet, du reste) mais qu'il est bon d'avoir un ami sur qui compter jour et nuit (et ce n'est pas qu'une expression). L'entente et la complicité ont été totales tant d'un point de vue personnel, humain que professionnel. J'en garderai un très bon souvenir (les karaokés, les soirées dans le vieux, le terrain, les innombrables discussions sur le corps d'Ivrée, le découplage socle/couverture et j'en passe des conneries...). Voilà, on a réussi à la finir cette thèse. D'autres horizons et projets s'ouvrent maintenant. Et je sais que ta petite famille en est au centre. Tu as bien raison. Bon courage.

Pour finir, je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers *mes parents, ma sœur et Arthur* qui m'ont soutenu et encouragé jusqu'au bout.

A mes parents, ma sœur et Arthur.

RESUME

Ce mémoire présente une étude pluridisciplinaire, structurale, pétrologique et géochronologique multiméthodes (Ar-Ar, traces de fission, (U-Th)/He et cosmogénique ^{10}Be) permettant de contraindre les processus tectoniques (enfouissement, exhumation, faille active,...) depuis la croûte moyenne jusqu'en surface dans l'arc alpin Sud-Occidental.

(i) L'étude thermo-barométrique et Ar-Ar des zones de cisaillement montre que le massif de l'Argentera-Mercantour et sa couverture attachée permienne ont subi une histoire tectono-métamorphique similaire avec un pic d'enfouissement à 15-18 km autour de 34 Ma en relation avec le sous-charriage sous les unités métamorphiques internes. L'exhumation du massif (0.8mm/an) s'effectue en deux temps témoignant d'une transition entre une tectonique transpressive puis transtensive durant le Miocène (26 à 4 Ma) en relation avec le poinçonnement N-S mantellique (Corps d'Ivrée) et les mouvements rotationnels de la plaque adriatique.

(ii) La couverture sédimentaire est raccourcie et se déplace vers le Sud et ce durant tout le Miocène (23-8Ma). Ce déplacement est directement relié à la dynamique d'exhumation du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour, la pente résultant du soulèvement est favorable au découplage et au glissement de la couverture sédimentaire sus-jacente. De plus, le saut métamorphique entre le massif cristallin et la couverture sédimentaire ainsi que leur relation structurale conduit au concept de substitution de socle.

(iii) Après 8 Ma, socle et couverture sont couplés comme l'indiquent des âges AFT identiques dans la couverture et le socle. La tectonique récente affectant à la fois la couverture et le massif de l'Argentera-Mercantour est caractérisée par un système principal décrochant N140°, et N-S extensif minoritaire, à l'origine de mouvements transtensifs dans la région de l'Embrunais-Ubaye. L'initiation de ce jeu normal à 4-5Ma est contrainte par les âges AHe sous la faille du Camp des Fourches.

(iv) Ce système de faille toujours actif (sismicité et activité gravitaire associée) rend compte de ~40-60% de la rotation de la plaque adriatique. Il est mis en évidence par des morphologies glaciaires Holocènes décalées, datées par la méthode ^{10}Be à 12-13 ka, les surfaces de failles étant datées à 11-8 ka, et les glissements gravitaires à 10-2 ka.

Mots clés : Tectonique transcurrente, géochronologie multi-méthodes (Ar-Ar, FT, U-Th-He & ^{10}Be), exhumation, couplage/découplage, aléas sismo-gravitaires, Arc alpin sud-occidental.

ABSTRACT

This PhD thesis presents a multidisciplinary approach, structural, petrologic, geochronologic (Ar-Ar, fission tracks, (U-Th)/He and ^{10}Be dating) allowing to constrain the tectonic processes (burial, exhumation, active fault...) from mid-crustal depth to the surface in the South-Western Alps.

(i) Ar-Ar and thermobarometry in shear zones show that the Argentera-Mercantour massif and its attached Permian cover underwent a similar tectono-metamorphic history with a burial peak of 15-18 km at around 34 Ma due to underthrusting below the internal metamorphic unit. The exhumation path (0.8mm/an) of the massif took place in a transpressive, followed by a transtensive, regimes between 26 Ma and 5 Ma and between 5 and 0 Ma, respectively. Transpression is ascribed to Ivrea mantle body indentation while transtension is related to rotational movement of the Adriatic plate.

(ii) The sedimentary cover is shortened and transported southward during the Miocene period (23-7 Ma). This displacement is directly linked to the exhumation of the Argentera-Mercantour crystalline massif. The resulting slope of the basement-cover interface due to this uplift led to decoupling and downsiding of the overlying sedimentary cover. Further, the metamorphic gap between the crystalline massif and the sedimentary cover and their structural relationship lead to propose a model of basement substitution.

(iii) Since 8 Ma, cover-basement decoupling ceased as featured by similar AFT ages in both cover and basement rocks. The recent/brittle tectonic regime is characterized by a main network of N140°E strike slip faults, and a minor N-S extensional component. Tectonic displacement along both these faults led to the development of the Embrunais-Ubaye transtensional domain. The initiation age of this transtensional deformation is dated at 4-5 Ma by AHe ages below the Camp des Fourches fault.

(iv) This fault system still active (seismicity and landslide activity) accommodating 40-60% of counterclockwise rotation of the Adriatic plate. It resulted in offsets of the Holocene glacial morphologies, dated by ^{10}Be on quartz at 12-13 ka, while fault surfaces are dated at 11-8 ka, and gravity features at 10 to 2 ka.

Keywords: Strike-slip Tectonics, geochronology (Ar-Ar, FT, U-Th-He & ^{10}Be dating), exhumation, basement-cover coupling/decoupling, sismo-gravity hazard, SW Alps.

Table des matières

Résumé	8
Abstract	9
Prolégomènes	24
<hr/>	
Chapitre 1: Cadre géologique et stratégie d'étude	27
I. Des Alpes Occidentales à la Méditerranée Centrale.....	28
I.1. Structure et dynamique des Alpes occidentales.....	28
I.1.1. Structure actuelle des Alpes Occidentales	29
I.1.1.1. Description géologique et structurale	29
I.1.1.2. Imagerie géophysique des Alpes.....	33
I.1.1.2.1. Imagerie sismique	33
I.1.1.2.2. Profondeurs du Moho dans les Alpes occidentales.....	36
I.1.1.2.3. La tomographie crustale.....	38
I.1.1.2.4. Imagerie gravimétrique des Alpes Occidentales.....	40
I.1.1.3. Synthèse	42
I.1.2. Les Alpes Sud-Occidentales au sein du système Alpin	43
I.1.2.1. Cadre géologique et structural	43
I.1.2.1.1. Le massif de l'Argentera-Mercantour et son tégument.....	43
I.1.2.1.1.b. La croûte continentale européenne	43
I.1.2.1.1.c. Le tégument Permo-Triasique.....	44
I.1.2.1.2. La couverture sédimentaire : l'avant-pays	46
I.1.2.1.2.d. Les séries du Mésozoïque (Trias supérieur- Jurassique-Crétacé).....	46
I.1.2.1.2.e. Le Paléogène	46
I.1.2.1.2.f. Les bassins néogènes péri-alpins.....	47
I.1.2.2. Imagerie géophysique dans les Alpes Sud-Occidentales.....	48
I.1.3. Évolution géodynamique	50
I.1.3.2. Divergence : Riftogenèse et océanisation	51
I.1.3.3. Convergence : subduction puis collision	54
I.1.3.3.1. La subduction.....	54
I.1.3.3.2. La collision.....	56
I.1.3.4. Extension syn-convergence.....	58
I.1.4. Sismicité et tectonique active.....	60
I.2. Cinématique des plaques.....	62

I.2.2. Les différents modèles d'évolution cinématique	62
I.2.2.1. D'après les anomalies magnétiques	62
I.2.2.2. D'après les marqueurs tectoniques (linéations d'étirements)	64
I.2.3. Cinématique actuelle d'après la géodésie	65
I.2.4. Le poinçonnement Europe-Apulia : deux hypothèses de déformation	65
I.2.4.1. Déformation par rotation rigide	65
I.2.4.2. Déformation rigide-plastique	67
I.3. Le bassin Ligure et la Méditerranée centrale	67
I.3.1. Structure du bassin Ligure	68
I.3.1.1. La marge Nord-Ligure	68
I.3.1.2. Le bassin	69
I.3.2. Ouverture de la Méditerranée Centrale	70
II. Problématiques et stratégie d'étude.	72
<hr/>	
Chapitre 2: chemins P-T-t d'exhumation du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour.	77
I. Quantification multiméthodes des déplacements verticaux dans une chaîne en collision.....	78
I.1. La thermobarométrie : estimations P-T	78
I.1.1. Introduction	78
I.1.2. La modélisation de l'espace P-T : les pseudosections (PERPLEX)	79
I.1.2.1. Théorie et principes.....	79
I.1.2.2. Construction d'une pseudosection avec Perplex (P-T et T-X ou P-X)	80
I.1.2.2.1. Minimisation linéaire de l'énergie libre : simplicité et rapidité.....	80
I.1.2.2.2. Stabilité des assemblages de minéraux : une détermination automatisée	80
I.1.2.2.3. Stratégie numérique : une résolution à plusieurs niveaux de la grille P-T-X	81
I.1.2.3. Conclusions.....	83
I.1.3. Les thermomètres : (Fe-Mg) Chlorite et Chlorite-Quartz	83
I.1.4. Conclusions	84
I.2. La thermochronologie moyenne et basse température (MT-BT).....	85
I.2.1. La datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	85
I.2.2. La méthode des traces de fission.....	86
I.2.3. La datation (U-Th)/He.....	89
I.2.4. Significations des âges : diffusion thermique, fermeture et ouverture des systèmes isotopiques et rétention partielle	90

I.2.4.1. Diffusion thermique	92
I.2.4.2. Fermeture des systèmes isotopiques (=rétention)	93
I.2.4.2.1. Formulation de Dodson.....	93
I.2.4.2.2. Paramètres influençant la fermeture d'un système	93
I.2.4.3. Ouverture des systèmes isotopiques (=perte).....	94
I.2.4.4. Notion de Zone de rétention partielle (ZRP)	96
I.3. Application de la thermochronologie et la thermobarométrie à la quantification des processus d'exhumation.	97
II. Conditions métamorphiques et âge ^{40}Ar-^{39}Ar de la déformation alpine dans le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour.	98
Dating Low-Temperature deformation by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps) (Publication 1).....	98
II.1. Version française abrégée	99
II.1.1. Introduction.....	99
II.1.2. Cadre géologique du massif de l'Argentera-Mercantour.....	99
II.1.3. Pétrologie	100
II.1.3.1. Minéralogie, microstructures et réactions métamorphiques	100
II.1.3.2. Compositions chimiques des minéraux	101
II.1.4. Estimations des conditions pression-température-fluides.....	101
II.1.4.1. Température.....	101
II.1.4.2. Effet de la saturation en eau sur la composition en Si de la phengite : implications sur le baromètre phengitique.	101
II.1.4.3. Pressions	102
II.1.5. Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	102
II.1.6. Discussion	103
II.1.6.1. Effet de la déformation intra-granulaire à faible température sur le système Ar-Ar dans les muscovites.	103
II.1.6.2. Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les phengites néocristallisées dans les zones de cisaillement : âge de refroidissement ou âge de cristallisation.....	104
II.1.6.3. Réponse du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ aux interactions fluides-roches dans les zones de cisaillement.....	104
II.1.6.4. Age des déformations dans le massif de l'Argentera-Mercantour.....	105
II.1.7. Conclusions : implications pour la construction des chemins P-T-t- σ	105
II.2. Dating Low-Temperature deformation by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps).....	106

II.2.1. Introduction.....	107
II.2.2. Geological overview of Argentera-Mercantour massif	108
II.2.3. Analytical Procedures	111
II.2.3.1. Chemistry and petrology	111
II.2.3.2. ³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar method.....	112
II.2.4. Petrology	112
II.2.4.1. Mineralogy and microstructures	112
II.2.4.1.1. Protomylonite	113
II.2.4.1.2. Mylonite.....	113
II.2.4.1.3. Ultramylonite.....	114
II.2.4.2. Mineral reactions	114
I.1.1.1. Mineral chemistry	116
II.2.4.2.1. Phengite	116
II.2.4.2.2. Chlorite	117
II.2.5. Pressure-temperature-fluid estimates.....	117
II.2.5.1. Temperature estimates	118
II.2.5.2. Effect of H ₂ O saturation on the Si content in phengite, and bearing on phengite barometry.....	119
II.2.5.3. Pressure estimates.....	120
II.2.6. ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar dating	122
II.2.6.1. Dating of strained Variscan white mica.....	122
II.2.6.2. Dating of syn-kinematic Alpine white mica.....	122
II.2.7. Discussion	128
II.2.7.1. Robustness of the ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar system in white mica porphyroclasts during low temperature (<400°C) intra-granular ductile deformation.	128
II.2.7.2. ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar ages of neo-crystallized white mica in shear zones: closure temperature or crystallization age?.....	130
II.2.7.3. The response of the white mica K/Ar system to fluid-rock reaction in shear zones	130
II.2.7.4. Timing and condition of deformation in the Argentera-Mercantour massif.....	131
II.2.8. Conclusions: implications for the construction of P-T-t-σ paths.....	132
II.2.9. References.....	133
III. Age de refroidissement (Traces de fission et (U/Th)/He) et vitesses d'exhumation du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour.....	139
Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera-Mercantour massif (SW Alps) (Publication 2)	139

III.1. Version française abrégée	140
III.1.1. Introduction	140
III.1.2. Cadre tectonique	141
III.1.3. Histoire d'exhumation	141
III.1.4. Datations thermochronologie basse-température.	142
III.1.5. Discussion: implications tectoniques	142
III.1.5.1. Exhumation le long d'un système de failles décrochantes dans le massif de l'Argentera-Mercantour durant le Miocène (22-8 Ma).	142
III.1.5.2. Développement du système transtensif de l'Embrunais-Ubaye à 8-5 Ma.....	143
III.1.5.3. Implications sur l'évolution tectonique des Alpes Sud-Occidentales.....	143
III.2. Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera-Mercantour massif (SW Alps)	143
III.2.1. Introduction	144
III.2.2. Tectonic setting.....	144
III.2.3. Exhumation history.....	147
III.2.4. AFT and AHe thermochronology dating.....	147
III.2.4.1. Sampling and methods	147
III.2.4.2. Results	149
III.2.5. Discussion: tectonic implications.	151
III.2.5.1. Exhumation along transpressive dextral faults in the Argentera-Mercantour ECM during the Miocene (22-8 Ma).	151
III.2.5.2. Onset of the Embrunais-Ubaye transtensional system at 8-5 Ma.....	153
III.2.5.3. Implications for the tectonic evolution of SW Alps.....	155
III.2.6. Acknowledgments	155
III.2.7. References	156

Chapitre 3: champ de déformation Miocène à actuel et ses relations avec les mouvements de versants.....	163
---	-----

I. Deformation miocene dans les arcs de Nice et de Roya.....	164
---	------------

Évolution tectono-sédimentaire du bassin Miocène de Roquebrune-Cap Martin et de ses bordures : âge et modalités de déformation des arcs de Nice et de la Roya (Publication 3).....	164
---	------------

I.1. Abridged English version	165
--	------------

I.1.1. Introduction	165
---------------------------	-----

I.1.2. Geological context.....	166
I.1.3. Finite strain fields in the Arcs de Nice and de Roya and structural evolution of the RCMB	166
I.1.4. Discussion	167
I.1.5. Conclusions	168
I.2. Évolution tectono-sédimentaire du bassin Miocène de Roquebrune-Cap Martin et de ses bordures : âge et modalités de déformation des arcs de Nice et de la Roya. 168	
I.2.1. Introduction	168
I.2.2. Cadre géologique.....	169
I.2.3. Champs de déformation finis des arcs de Nice et de la Roya	171
I.2.3.1. Cartographie structurale de la jonction Arc de Nice-Arc de Roya	171
I.2.3.2. Relation tectonique-sédimentation dans le bassin Miocène de Roquebrune-Cap Martin (RCMB).....	173
I.2.3.2.1. Contexte structural du bassin de RCM	174
I.2.3.2.2. Message des sédiments du RCMB.....	178
I.2.4. Discussion	181
I.2.4.1. Le RCMB : un bassin syn-tectonique dans un contexte de raccourcissement N-S. 181	
I.2.4.2. Champ de déformation Miocène de l'Arc de Nice et de Roya	182
I.2.5. Conclusions	183
I.2.6. Références	184
II. Tectonique plio-quadernaire à actuel dans les Alpes sud-occidentales..... 188	
The active fault system in SW Alps (Publication 4)	188
II.1. Version française abrégée	189
II.1.1. Introduction.....	189
II.1.2. Investigations de terrain.....	189
II.1.3. Interprétations-Discussion	190
II.1.3.1. Les failles actives dans les Alpes Sud-Occidentales	190
II.1.3.2. Evaluation de l'aléa sismique	190
II.1.4. Conclusions.....	191
II.2. The active fault system of SW Alps.....	192
III. Failles actives et relations avec les grands glissements de terrain..... 199	
III.1. La méthode cosmonucléide ¹⁰Be produit in situ.....	200
III.1.1. Théorie et principes	200
III.1.1.1. Origine du ¹⁰ Be produit in-situ	200
III.1.1.2. Production de ¹⁰ Be :	201

III.1.2. De la concentration à l'âge ^{10}Be	201
III.1.2.1. Le taux de production.....	202
III.1.2.1.1. Variations spatio-temporelles.....	202
III.1.2.1.2. Effet de la géométrie du site.....	202
III.1.2.1.3. Effet de la profondeur	203
III.1.2.2. La modélisation de l'âge d'exposition ^{10}Be	204
III.2. Datation par cosmonucléides ^{10}Be des failles récentes et des grands glissements de terrains.	207
Relationships between tectonics, slope instabilities and climate changes: Cosmic ray exposure dating of active faults and landslides in the SW Alps (Publication 5).....	207
III.2.1. Version française abrégée.....	208
III.2.1.1. Introduction	208
III.2.1.2. Cadre régional, tectonique et gravitaire	209
III.2.1.3. Datation ^{10}Be	209
III.2.1.3.1. Stratégie et sites d'étude.....	209
III.2.1.3.2. Résultats	210
III.2.1.4. Discussions.....	210
III.2.1.4.1. Tectonique Holocène et relation avec les glissements de terrain	210
III.2.1.4.2. Impact du changement climatique sur la morphologie des versants.	211
III.2.1.5. Conclusions	212
III.2.2. Relationships between tectonics, slope instabilities and climate changes: Cosmic ray exposure dating of active faults and landslides in the SW Alps.....	213
<hr/>	
Chapitre 4: La dynamique néogène dans les alpes Sud-Occidentales.	227
I. Synthèse des chapitres précédents.....	228
I.1. Avant propos	228
I.2. L'arc Sud-Occidental.....	230
I.2.1. Structure crustale dans les Alpes Sud-Occidentales	230
I.2.2. Cadre structural	232
I.2.2.1. Zones Internes.....	232
I.2.2.2. Zones Externes.....	232
I.3. Chemin P-T-t dans le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour et sa couverture permienne solidaire.	233
I.3.1. Conditions métamorphiques et âge de la déformation ductile dans l'Argentera-Mercantour et sa couverture permienne.....	233

I.3.2. Age et trajet de refroidissement et d'exhumation dans le massif de l'Argentera-Mercantour.	235
I.4. Evolution tectonique de la couverture sédimentaire Mésozoïque et Cénozoïque	236
I.4.1. Evolution tectono-sédimentaire depuis l'Eocène jusqu'au Pliocène	237
I.4.2. Métamorphisme et conditions d'enfouissement.....	238
II. Interprétations et discussion : implications sur la dynamique Néogène du prisme Sud-Occidental	239
II.1. Relation structurale et temporelle entre la couverture sédimentaire et le massif de l'Argentera-Mercantour (découplage/couplage)	239
II.1.1. Découplage entre le massif de l'Argentera-Mercantour et sa couverture sédimentaire.	239
II.1.2. Relation entre les failles décrochantes et le couplage couverture-socle.....	239
II.2. Sur le mode d'exhumation du massif d'Argentera-Mercantour et le déplacement de la couverture à partir de données structurales, métamorphiques et les relations couverture-socle.	240
II.2.1. Le massif de l'Argentera-Mercantour : un socle de substitution.....	240
II.2.2. Mécanisme de substitution.....	241
II.3. Contrôle du découplage croûte-manteau sur l'exhumation du massif de l'Argentera-Mercantour et croissance du prisme orogénique dans les Alpes Sud-Occidentales depuis le Miocène.	244
II.3.1. Oligocène inférieur-Miocène supérieur (28-20 Ma).....	244
II.3.1. Miocène (20-8 Ma)	245
II.3.2. Miocène supérieur à l'actuel (8-0 Ma).....	247
II.4. Extension-raccourcissement : rotation antihoraire et convergence.	247
<hr/>	
Conclusions générales	251
Bibliographie	254
Annexes	286
I. Données traces de fission	286
II. Protocole expérimental de la méthode Cosmonucléides ¹⁰Be	293
II.1. Obtention de quartz pur	293
II.2. Extraction du Be	294

Table des illustrations

FIGURE 1-1. CARTE TECTONO-METAMORPHIQUE ET SEDIMENTAIRE DE LA CHAINE ALPINE METTANT EN EVIDENCE LA REPARTITION DES DOMAINES ALPINS : ALPES ORIENTALES, CENTRALES, MERIDIONALES, OCCIDENTALES (MODIFIEE D'APRES POLINO ET AL., 1990).....	28
FIGURE 1-2. CARTE STRUCTURALE SIMPLIFIEE DES ALPES OCCIDENTALES D'APRES SCHWARTZ (2002)	30
FIGURE 1-3. COUPES A L'ECHELLE CRUSTALE METTANT EN EVIDENCE LA GEOMETRIE DES STRUCTURES ET SIGNATURES METAMORPHIQUES DE L'ACTUELLE PILE DE NAPPES ALPINES DANS (1) LA BORDURE ORIENTALE, (2) LA FENETRE DES TAUERN, (3) LES ALPES CENTRALES, (4) LES ALPES PENNINES, (5) LES ALPES GRAIES, (6) LES ALPES COTTIENNES. (D'APRES POLINO ET AL., 1990).	32
FIGURE 1-4. CARTE REPRESENTANT LA DISTRIBUTION DES FACIES METAMORPHIQUES DANS LES ALPES ET LA LOCALISATION DES PROFILS SISMIQUES D'ECHELLE CRUSTALE D'APRES GOFFE ET AL. (2004) ; BOUSQUET ET AL. (2008).	34
FIGURE 1-5. DONNEES DU PROFIL SISMIQUE-REFLEXION PROFONDE ECORS-CROP (A) (TARDY ET AL., 1990). MODELES PROPOSES PAR (B) TARDY ET AL. (1990) ; (C) POLINO ET AL. (1990) ; (D) ROURE ET AL. (1990) ET JOLIVET (1995) ; (E) BUCHER ET AL. (2004); (F) SCHMID ET AL. (2004).....	35
FIGURE 1-6. COMPARAISON ENTRE QUATRE CARTE DE PROFONDEUR DU MOHO DANS LES ALPES OCCIDENTALES MODIFIEES D'APRES THOUVENOT ET AL. (2007) : (A) MENARD (1979), (B) GRELLET ET AL. (1993), (C) WALDHAUSER ET AL. (1998) ET (D) THOUVENOT ET AL. (2007).....	37
FIGURE 1-7. CARTE PRESENTANT LA LOCALISATION DES TROIS PROFILS TOMOGRAPHIQUES REALISES PAR LIPPITSH ET AL. (2003).	39
FIGURE 1-8. PROFIL TOMOGRAPHIQUE IMAGEANT LA STRUCTURE PROFONDE DES ALPES OCCIDENTALES D'APRES LIPPITSH ET AL. (2003).....	39
FIGURE 1-9. CARTE DE L'ANOMALIE DE BOUGUER DES ALPES OCCIDENTALES (D'APRES MASSON ET AL., 1999).....	41
FIGURE 1-10. COUPES GRAVIMETRIQUES DANS LES ALPES OCCIDENTALES LE LONG DU PROFIL ECORS-CROP AFIN DE VALIDER LES INTERPRETATIONS SISMIQUES (D'APRES MARCHAND ET AL., 1993).	42
FIGURE 1-11. CARTE GEOLOGIQUE DETAILLEE DU SOCLE CRISTALLIN EXTERNE DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR (D'APRES BOGDANOFF, 1986).....	44
FIGURE 1-12. CARTE STRUCTURALE ET TECTONIQUE DETAILLEE DES ALPES OCCIDENTALES MODIFIEE D'APRES LEMOINE ET AL., 2000.....	45
FIGURE 1-13. COUPES EQUILIBREES REALISEES DANS LA BRANCHE MERIDIONALE DE L'ARC DE CASTELLANE D'APRES LAURENT (2000).	47
FIGURE 1-14. CARTE TOMOGRAPHIQUE PAR INVERSION DES TEMPS DE TRAJET D'ONDES P A DIFFERENTES PROFONDEURS (0-5-10-15-20-25-30 KM) (PAUL ET AL., 2001)	49
FIGURE 1-15. MODELE DE L'EFFET GRAVIMETRIQUE CALCULE A PARTIR DE COUPES STUCTURALES INTERPRETATIVES BASEES SUR LA TOMOGRAPHIE ET GEOLOGIE DE SURFACE (LARDEAUX ET AL., 2006).....	49
FIGURE 1-16. MODELE GEOMETRIQUE 3D DES MOHOS SUPERPOSES DANS LES ALPES SUD-OCCIDENTALES DE SCHREIBER ET AL. (2010).....	50
FIGURE 1-17. DYNAMIQUE DU CYCLE ALPIN D'APRES LEMOINE ET AL. (1986).	51

FIGURE 1-18. RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU DOMAINE TETHYSIEN AU DOGGER INFERIEUR (AALENIEN, 175,6 MA) D'APRES STAMPFLI ET AL. (2002).....	52
FIGURE 1-19. RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU DOMAINE TETHYSIEN AU JURASSIQUE SUPERIEUR (OXFORDIEN, 161,2 MA) D'APRES STAMPFLI ET AL., 2002.....	53
FIGURE 1-20. RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU DOMAINE TETHYSIEN AU CRETACE SUPERIEUR (SANTONIEN, 85,8 MA) D'APRES STAMPFLI ET AL. (2002).....	54
FIGURE 1-21. LOCALISATION ET AGE DU METAMORPHISME HAUTE PRESSION ET ULTRA HAUTE PRESSION DANS LES UNITES DES ALPES OCCIDENTALES (ROSENBAUM AND LISTER, 2005).....	55
FIGURE 1-22. CONDITIONS DU METAMORPHISME HAUTE PRESSION (SCHISTE VERT A ECLOGITE) DANS LES ALPES OCCIDENTALES D'APRES AGARD ET LEMOINE (2003).....	56
FIGURE 1-23. CHRONOLOGIE DE MISE EN PLACE DE L'EDIFICE DE NAPPES BRIANÇONNAIS. (D'APRES DUMONT ET AL., 1997).....	57
FIGURE 1-24. CHAMP DE DEFORMATION ACTUELLE DES ALPES OCCIDENTALES (SCHWARTZ, 2000 ; LARDEAUX ET AL., 2006).....	59
FIGURE 1-25. A GAUCHE : CARTE DE SISMICITE DES ALPES OCCIDENTALES ET CENTRALES. A DROITE : CHAMP DE DEFORMATION ET DE CONTRAINTES DU DOMAINE ALPIN. (D'APRES DELACOU ET AL., 2004).....	61
FIGURE 1-26. RECONSTITUTION DES MOUVEMENTS RELATIFS DE L'AFRIQUE PAR RAPPORT A L'EUROPE DEDUIT DES ANOMALIES MAGNETIQUES DE L'OCEAN ATLANTIQUE D'APRES A-TAPPONNIER (1977); B-SAVOSTIN ET AL. (1985); C-DEWEY ET AL. (1989) ET D-ROSENBAUM ET AL. (2002). LE GRAPHE E- REPRESENTE LA CINEMATIQUE DES PLAQUES ET PARTICULIEREMENT LE TAUX DE CONVERGENCE CALCULE D'APRES ROSENBAUM ET AL. (2002) ET COMPARE AUX TAUX DE CONVERGENCE PROPOSES PAR DEWEY ET AL. (1989).....	63
FIGURE 1-27. EVOLUTION DES ALPES OCCIDENTALES D'APRES LES LINEATIONS D'ETIREMENT (D'APRES CHOUKROUNE ET AL., 1986).....	64
FIGURE 1-28. BASE DE DONNEES GPS UTILISEE, COMPILEE ET HARMONISEE PAR NOCQUET (2002).....	66
FIGURE 1-29. REPRESENTATIONS SCHEMATIQUES DE DEUX MODELES DE DEFORMATION PAR POINÇONNEMENT DE L'APULIE, SUIVANT DEUX DIRECTIONS DE CONVERGENCE (L.I-LIGNE INSUBRIENNE, F.P-FRONT PENNIQUE) D'APRES SCHWARTZ, 2000. A-MODELE DE DEFORMATION PAR ROTATION RIGIDE ANTI-HORAIRE (GIDON, 1974; MENARD, 1988; VIALON, 1990), B-MODELE PAR POINÇONNEMENT ET ECRASEMENT RIGIDE-PLASTIQUE (TAPPONNIER, 1977; LAUBSCHER, 1988).....	67
FIGURE 1-30. SCHEMA STRUCTURAL ET EXTENSION DES DIFFERENTS DOMAINES DANS LE BASSIN LIGURE D'APRES ROLLET ET AL. (2002).....	69
FIGURE 1-31. REVISION DE LA STRUCTURE CRUSTALE DU BASSIN LIGURE (CONTRUCCI ET AL., 2001). LA POSITION DES ESP DANS LE BASSIN LIGURE EST INDIQUEE.....	70
FIGURE 1-32. CARTE TECTONIQUE SIMPLIFIEE DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE ET CENTRALE (D'APRES FACCENNA ET AL., 2001).....	71
FIGURE 2-1. DIAGRAMME ISOBARIQUE ET ISOTHERMIQUE DE L'ENERGIE LIBRE EN FONCTION DE LA COMPOSITION POUR UN SYSTEME BINAIRE ILLUSTRANT LE CONCEPT DE SOLUTION NON-LINEAIRE DU PROBLEME D'EQUILIBRE DE PHASE ET SON APPROXIMATION LINEAIRE (CONNOLLY, 2005).....	81
FIGURE 2-2. PRINCIPE DE MODELISATION DES PHASES MINERALOGIQUES DANS L'ESPACE P-T DU LOGICIEL PERPLEX.....	82

FIGURE 2-3. SCHEMA DE FORMATION D'UNE TRACE DE FISSION. MODELE DU PIC D'EXPLOSION IONIQUE PROPOSE PAR FLEISCHER ET AL., 1975	87
FIGURE 2-4. GRAINS D'APATITES, AVEC LES TRACES DE FISSIONS SPONTANEEES ET SON IMAGE, AVEC LES TRACES DE FISSIONS INDUITES SUR LE DETECTEUR EXTERNE (FEUILLE DE MICAS). (JOLIVET, 1999)	88
FIGURE 2-5. EVOLUTION DU PARAMETRE ζ POUR 12 DETERMINATIONS.....	89
FIGURE 2-6. SCHEMA DE L'EFFET DU PHENOMENE D'EJECTION DES PARTICULES α SUR LA RETENTIVITE DE L'He (MODIFIE D'APRES FARLEY, 2002)	91
FIGURE 2-7. ZONE DE RETENTION PARTIELLE DES DIFFERENTS CHRONOMETRES UTILISES DANS CETTE ETUDE.	96
FIGURE 2-8. GEOLOGICAL MAP OF THE WESTERN ALPS MODIFIED AFTER BIGI ET AL. (1990) AND POLINO ET AL. (1990).	109
FIGURE 2-9. STRUCTURAL MAP OF THE EXTERNAL CRYSTALLINE ARGENTERA-MERCANTOUR MASSIF (SW ALPS).	110
FIGURE 2-10. MICROPHOTOGRAPHS OF STUDIED SHEAR ZONE SAMPLES SHOWING TEXTURAL AND MINERALOGICAL EVOLUTION FROM (A) UNDEFORMED ZONES TO (H) ULTAMYLONITES.....	115
FIGURE 2-11. P-MH ₂ O PSEUDOSECTIONS IN THE NaCaKFMASH SYSTEM CALCULATED AT 375°C FOR THE AUTIER SHEAR ZONE SAMPLE.....	119
FIGURE 2-12. NaCaKFMASH P-T PSEUDOSECTIONS CALCULATED FOR SHEAR ZONE SAMPLES FORMED IN THE GNEISS LITHOLOGY (AUTIER AND VALLETTA SHEAR ZONES) AND IN THE PERMIAN PELITE LITHOLOGY (CASTERINO SHEAR ZONE).	121
FIGURE 2-13. ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar SPECTRA OF DEFORMED VARISCAN GRANITE AND GNEISS MUSCOVITES IN THE ALPINE SHEAR ZONES.....	123
FIGURE 2-14. ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar SPECTRA OF ALPINE NEO-CRYSTALLIZED PHENGITES IN THE ALPINE SHEAR ZONE SAMPLES.....	127
FIGURE 2-15. GEOLOGICAL MAP OF THE WESTERN ALPS MODIFIED AFTER BIGI ET AL. (1990) AND POLINO ET AL. (1990).	145
FIGURE 2-16. STRUCTURAL MAP OF THE RECENT FAULT NETWORK IN THE SW ALPS (SANCHEZ ET AL., 2010A,B)...	146
FIGURE 2-17. FAULT NETWORK OF THE NW ARGENTERA, WITH AFT AND AHe RESULTS OBTAINED IN THIS STUDY AND FROM LABAUME ET AL. (2008).	149
FIGURE 2-18. AGE VERSUS PSEUDO-ELEVATION PLOT REPRESENTING A PSEUDO-VERTICAL TRANSECT OF THE TWO PROFILES CONSTRUCTED FROM AFT AND AHe AGES.	150
FIGURE 2-19. TEMPERATURE-TIME PATHS FOR THE ARGENTERA-MERCANTOUR ECM AND EXHUMATION HISTORY VERSUS TECTONIC EVENTS IN THE WESTERN ALPS.	153
FIGURE -2-20. BLOCK DIAGRAM OF THE NW PART OF THE ARGENTERA-MERCANTOUR ECM SHOWING THE GEOMETRY AND MAIN TECTONIC MOTIONS DURING (A) THE MIOCENE (22-8 MA) AND (B) LATE MIOCENE-PLIOCENE PERIOD (8-4 MA).	154
FIGURE 3-1. SCHEMA STRUCTURAL DE L'ARC DE NICE ET SES BORDURES.....	170
FIGURE 3-2. SCHEMA STRUCTURAL DE LA BORDURE ORIENTALE DE L'ARC DE NICE.....	172
FIGURE 3-3. CARTE GEOLOGIQUE DU BASSIN DE ROQUEBRUNE-CAP MARTIN.....	173
FIGURE 3-4. A : PANORAMA DU RCMB VUE DEPUIS LA COUPIERE (BORDURE NORD DU BASSIN). AU SW, LE COMPARTIMENT JURASSIQUE DU MONT GROS ET LA FAILLE DU MONT GROS (MGF) LIMITE LE RCMB. LES BRECHES MIOCENES PASSENT LATERALEMENT AU CONGLOMERAT QUI SE DEVELOPPE DANS TOUT LE BASSIN	

JUSQU'À LA LIMITE CRÉTACE AU NNW. À L'ARRIÈRE-PLAN, LE PLI N140E DU CAP MARTIN EST RECOUVERT EN DISCORDANCE PAR LES FORMATIONS MIOCÈNE DU RCMB. B : OLISTOLITHES INTÉGRÉS AUX FORMATIONS DE CONGLOMERAT ET PASSAGE ENTRE LES BRECHES ET CONGLOMERATS MIOCÈNES SUR LA BORDURE NORD DU BASSIN (LA COUPIÈRE). C : BRECHES DE BORDURE MARINE SERRAVALIENNE (MIOCÈNE) MONTRANT LES GASTEROPODES, LAMELLIBRANCHES ET ONCOLITHES. D,E : CHENAL N-S DANS LES POUDINGUES MIOCÈNES INDIQUANT UNE DIRECTION DE TRANSPORT DU NORD VERS LE SUD (GALETS IMBRIQUES).....	174
FIGURE 3-5 A, B. COUPES GÉOLOGIQUES DU RCMB RÉALISÉES À PARTIR DU GEOMODELEUR 3D (CALCAGNO ET AL., 2008).....	176
FIGURE 3-6A. COURBES D'ÉPAISSEUR DU CONGLOMERAT MIOCÈNE DU RCMB CALCULÉES À PARTIR DU 3D GEOMODELEUR. B. MODELE 3D DU RCMB ET DE SON SUBSTRATUM VUE DU SUD. C. MODELE 3D DU RCMB ET DE SON SUBSTRATUM VUE DU SE DANS L'AXE DE L'ANTICLINAL À CŒUR DE JURASSIQUÉ DU CAP-MARTIN	177
FIGURE 3-7. PHOTO ET SCHEMAS (A) DE GALETS STRIÉS ET (B) DE PICS STYLOLITIQUES DANS LES CONGLOMERATS MIOCÈNES.....	178
FIGURE 3-8. COUPE GÉOLOGIQUE DU CONGLOMERAT MIOCÈNE LE LONG DU CHEMIN DE LA VALLIÈRE LOCALISÉ AU CENTRE DU BASSIN (FIGURE 3-3).....	180
FIGURE 3-9A. BLOC DIAGRAMME DU RCMB DANS SON CADRE STRUCTURAL. B. BLOC DIAGRAMME MONTRANT L'ASYMÉTRIE DES FACIES SÉDIMENTAIRES AINSI QUE LES APPORTS À LA FOIS OUEST ET NORD DU BASSIN SYNTÉCTONIQUE DE ROQUEBRUNE-CAP MARTIN.	182
FIGURE 3-10. REGIONAL GEOLOGICAL MAP OF THE ACTIVE FAULT NETWORK IN THE SOUTH-WESTERN ALPS (HAUTES-ALPES TO ALPES-MARITIMES, FRANCE), WITH THE LOCATIONS OF KEY GEOLOGICAL MARKERS INCLUDING FAULTS, LANDSLIDES (JOMARD ET AL., 2007) AND GEOTHERMAL ANOMALIES.....	193
FIGURE 3-11. PICTURES OF FIELD RELATIONSHIPS IN THE ARGENTERA-MERCANTOUR CRYSTALLINE MASSIF (ORTHOgneiss) ALONG THE TINÉE FAULT ZONE TRANSECT	194
FIGURE 3-12. PICTURES SHOWING EVIDENCE OF RIGHT-LATERAL DISPLACEMENT OF THE ≥ 10 KA GEOMORPHOLOGY	195
FIGURE 3-13. RELATIONSHIP BETWEEN FOCAL MECHANISMS AND PALÉO-STRESS AXES ALONG THE JTF	196
FIGURE 3-14. BLOCK DIAGRAM SHOWING THE ACTIVE FAULT SYSTEM IN THE NORTH-WESTERN PART OF THE SOUTH-WESTERN ALPS	197
FIGURE 3-15 : PRODUCTION DU ^{10}Be PAR RAYONNEMENT COSMIQUE DANS LES PREMIERS MÈTRES DE LA CROÛTE TERRESTRE (VASSALLO, 2006).....	200
FIGURE 3-16. INFLUENCE DE LA GÉOMÉTRIE DU SITE D'ÉCHANTILLONNAGE SUR LA PRODUCTION EN COSMONUCLÉIDES.	203
FIGURE 3-17. ÉVOLUTION DU TAUX DE PRODUCTION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR (X) (LE ROUX, 2009).	204
FIGURE 3-18. ÉVOLUTION THÉORIQUE DE LA CONCENTRATION EN ^{10}Be EN FONCTION DU TEMPS D'EXPOSITION POUR DIFFÉRENTS TAUX D'ÉROSION (BRAUCHER ET AL., 1998).	205
FIGURE 3-19. A: STRUCTURAL MAP OF THE WESTERN ALPS AND LOCATION OF STUDY AREA WITH THE MAIN TECTONIC FRAMEWORK AND LANDSLIDE FEATURES OF HAUTE TINÉE-HAUTE UBAYE SECTOR.	214
FIGURE 3-20. A: SKETCH GEOLOGICAL MAP OF THE CAMP DES FOURCHES (CF) AREA.....	215

FIGURE 3-21. PALEOTENSORS CALCULATED (1,2,3,4,5) BASED ON THE DIRECT INVERSION METHOD (ANGELIER, 1990) IN THE MEASUREMENT SITES LOCATED IN FIGURE 3-20	217
FIGURE 3-22. PHOTOGRAPHS OF ACTIVE TECTONIC AND GRAVITY STRUCTURES WITH OBTAINED ¹⁰ Be AGES. A: POLISHED GLACIAL FEATURES DISPLACED BY VERTICAL DEXTRAL FAULTS; B: ¹⁰ Be AGE ON POLISHED GLACIAL SURFACE AND FAULT SURFACES; C: ¹⁰ Be AGE PROFILE ALONG A DEXTRAL FAULT SURFACE (LOCATED ON PHOTO A); D: WELL-PRESERVED STRIATION ON THE FAULT SCARPS. E: PHOTOGRAPH OF THE NW-SE VERTICAL FAULTS AND LANDSLIDE. F: UPPER PART OF LE PRA LANDSLIDE, SHOWING THE MAIN SLIDING SURFACE; G: ¹⁰ Be AGE PROFILE ALONG THE SLIDING SURFACE; H: TENSION CRACK ON THE EASTERN FLANK OF THE PRA LANDSLIDE.	218
FIGURE 3-23. SKETCH PRESENTING THE MODEL USED TO CALCULATE EXPOSURE AGES OF 3 SAMPLES DISTRIBUTED ALONG A LANDSLIDE SURFACE (A) AND AN ACTIVE DEXTRAL FAULT SCARP (B).....	219
FIGURE 3-24. AGE DISTRIBUTION REPORTED AT 1σ LEVEL OF THE TECTONIC AND GRAVITY ACTIVITIES BY BOTH A BINNED FREQUENCY HISTOGRAM AND PROBABILITY DENSITY DISTRIBUTION (SIRCOMBE, 2004).....	222
FIGURE 3-25. COMPARISON BETWEEN TECTONIC EVENTS, LANDSLIDE TRIGGERED (BIGOT-CORMIER ET AL., 2005) AND CLIMATIC DATA AT THE GLOBAL SCALE SINCE THE LAST GLACIAL MAXIMUM (ALLEY, 2004), AND AT THE ARGENTERA MASSIF SCALE BASED ON GEOMORPHOLOGIC STUDIES (FEDERICI AND STEPHANINI, 2001) AND POLLEN STUDIES (ORTU ET AL., 2008).....	223
FIGURE 4-1. CARTE GEOLOGIQUE DES ALPES OCCIDENTALES MODIFIE D'APRES BIGI ET AL. (1990) ET POLINO ET AL. (1990)..	229
FIGURE 4-2 : A. CARTE STRUCTURALE DU SYSTEME DE FAILLES RECENTES DANS ALPES SUD-OCCIDENTALES (SANCHEZ ET AL., 2010A,B).	231
FIGURE 4-3. CARTE GEOLOGIQUE DU MASSIF DE L' ARGENTERA-MERCANTOUR. LES AGES AR-AR, TRACES DE FISSION ET (U-Th)/He OBTENUS DANS LE CADRE DE CETTE THESE SONT INDIQUEES.	234
FIGURE 4-4. CHEMINS P-T DU MASSIF DE L' ARGENTERA-MERCANTOUR.....	235
FIGURE 4-5. COUPE N-S DES ALPES SUD-OCCIDENTALES AU TRAVERS DU MASSIF DE L' ARGENTERA-MERCANTOUR ET DE L' ARC DE CASTELLANE.	237
FIGURE 4-6. CARTE TECTONO-METAMORPHIQUE DES ALPES SUD-OCCIDENTALES.....	238
FIGURE 4-7. SCHEMA DU MODELE DE SUBSTITUTION..	241
FIGURE 4-8. MODELE DE SUBSTITUTION DE SOCLE.	242
FIGURE 4-9. COMPARAISON DES DONNEES STRUCTURALES ET PETROGRAPHIQUES OBTENUES DANS LE MASSIF DE L' ARGENTERA-MERCANTOUR, SON TEGUMENT PERMIEN ET LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE.	243
FIGURE 4-10. COUPES STRUCTURALES SCHEMATIQUES N-S DES ALPES SUD-OCCIDENTALES. A. OLIGOCENE TERMINAL-MIOCENE INFERIEUR. B. MIOCENE. C. PLIOCENE A ACTUEL.....	246
FIGURE 4-11. CHAMP DE DEFORMATION RECENT A ACTUEL DES ALPES SUD-OCCIDENTALES OBTENU PAR COMPILATION DES DONNEES GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES. CE CHAMP SE REVELE ETRE FORTEMENT PARTITIONNE AVEC UN SYSTEME DECRO-CHEVAUCHANT DANS LA PARTIE EXTERNE ET DECRO-EXTENSIF DANS LA PARTIE INTERNE DE L' ARC.....	248
FIGURE 4-12. RELATION ENTRE DEPLACEMENTS DANS L' ARC SUD-OCCIDENTAL ET LA ROTATION A GRANDE ECHELLE DE LA PLAQUE ADRIATIQUE.	249

Liste des Tables

TABLE 2-1. TEMPERATURE DE FERMETURE (Tf) POUR LES DIFFERENTS SYSTEMES RADIOCHRONOLOGIQUES UTILISES.	93
TABLE 2-2. REPRESENTATIVE PHENGITE AND CHLORITE COMPOSITIONS FROM SHEAR ZONE SAMPLES ANALYSED BY EPMA. STANDARD DEVIATIONS (2σ) ARE EXPRESSED WITHIN PARENTHESES.	117
TABLE 2-3. AVERAGE BULK GEOCHEMICAL COMPOSITION OF SHEAR ZONE SAMPLES.	118
TABLE 2-4. TEMPERATURE ESTIMATES BASED ON THE CHEMISTRY OF CHLORITE (CATHELINEAU ET AL., 1985; VIDAL ET AL., 2001, 2005). TEMPERATURES ARE PROVIDED IN °C.	118
TABLE 2-5. SUMMARY OF PHENGITE ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar DATING RESULTS FROM THE ARGENTERA-MERCANTOUR SHEAR ZONES. TWO DUPLICATES HAVE BEEN PERFORMED FOR EACH SAMPLE EXCEPT THE ME.05.08 SAMPLE.	126
TABLE 2-6. AFT DATA. FT WERE COUNTED ON AN OPTICAL ZEISS MICROSCOPE, USING A MAGNIFICATION OF 1250 UNDER DRY OBJECTIVES AT THE UNIVERSITY OF MONTPELLIER AND BIRKBECK COLLEGE OF LONDON. AFT AGES WERE OBTAINED USING THE STANDARD EXTERNAL DETECTOR METHOD AND THE ZETA CALIBRATION APPROACH (z=322 ± 5), OBTAINED ON DURANGO, FISH CANYON AND MONT DROMEDARY APATITE STANDARDS (HURFORD AND GREEN, 1983; HURFORD, 1990).....	148
TABLE 2-8. AHe DATA. MEASUREMENTS WERE MADE BY DEGASSING APATITE MULTIGRAIN (3 OR 4) ALIQUOTS THROUGH LASER HEATING AND EVALUATING 4He ON A QUADRUPOLE MASS SPECTROMETRY AT THE UNIVERSITY OF KANSAS, IGL.....	152
TABLE 3-1. ¹⁰ Be ANALYTICAL DATA OF THE LE PRA AREA (PRA).	220
TABLE 3-2. ¹⁰ Be ANALYTICAL DATA OF “LA CLAPIÈRE LANDSLIDE”. THESE AGES ARE RECALCULATED FROM (BIGOT-CORMIER ET AL., 2005) TAKING INTO ACCOUNT THE REVISED SEA-LEVEL HIGH LATITUDE ¹⁰ Be PRODUCTION RATE OF 4.5 AT.G ⁻¹ YR ⁻¹	221

PROLEGOMENES

Ce travail de thèse concerne le problème de la chronologie et l'évolution des phases de déformation au sein d'une chaîne de montagne. Cette question constitue un enjeu scientifique majeur pour la compréhension des phénomènes orogéniques (enfouissement, exhumation, dynamique des couvertures sédimentaires...), et la compréhension des aléas sismiques et gravitaires.

Les prismes orogéniques sont des zones d'épaississement crustal résultant de la convergence entre deux plaques lithosphériques. Les déplacements horizontaux et verticaux à l'intérieur du prisme de collision déformé conduisent à une architecture complexe juxtaposant des matériaux d'origine et de nature contrastée. Dans ce cas, le degré de couplage rhéologique entre les différentes unités impliquées dans le prisme orogénique influence fortement son évolution dynamique. La reconstitution des déplacements des différentes unités impliquées ainsi que leurs interactions est donc primordiale dans la compréhension des processus orogéniques.

Pour répondre pleinement à cette question, il est nécessaire de mettre en œuvre une approche multiméthode permettant de contraindre les processus tectoniques depuis la croûte moyenne jusqu'en surface. Des analyses pétrographiques et géochronologiques permettant de reconstituer des trajets P-T-t-d si précieux dans l'élaboration de modèle tectonique a été mise en œuvre en association avec une étude structurale depuis les niveaux fragile-ductile jusqu'à la surface.

Ce manuscrit est structuré en quatre parties :

(i) La première partie présente le cadre géologique et géodynamique de la zone d'étude, les Alpes sud-occidentales. Cette synthèse bibliographique apporte les connaissances requises pour une bonne compréhension des principaux résultats obtenus. A la suite de cette présentation, les principales questions scientifiques et la stratégie d'étude seront détaillées.

(ii) La seconde partie présente les résultats de l'analyse pétrologique et thermochronologique depuis la transition ductile-fragile (15-20 km) aux conditions de sub-surface (2-3 km) du massif

de l'Argentera-Mercantour. Ce travail a permis (1) de montrer le rôle crucial de la recristallisation dans les zones déformées dans l'ouverture/fermeture du système K-Ar ; (2) de mettre en évidence des conditions métamorphiques plus élevées que ce qui était généralement admis ; et (3) de caractériser le chemin P-T-t-d du massif de l'Argentera-Mercantour, en se basant sur l'approche multi-méthodes Ar/Ar, TF et (U-Th)/He. Ces méthodes permettent de discuter des mécanismes conduisant à l'exhumation d'une portion de croûte continentale, le timing des déformations à la transition fragile-ductile et des vitesses de refroidissement/exhumation de la croûte supérieure.

(iii) La troisième partie concerne l'étude du champ de déformation du Miocène à l'actuel dans l'arc externe sud-occidental. Elle permet d'aborder la dynamique des couvertures sédimentaires. Le style de la déformation récente dans le massif de l'Argentera-Mercantour ainsi que sa comparaison avec la déformation actuelle est traité et a permis d'aborder la question de l'extension dans un système globalement en décrochement.

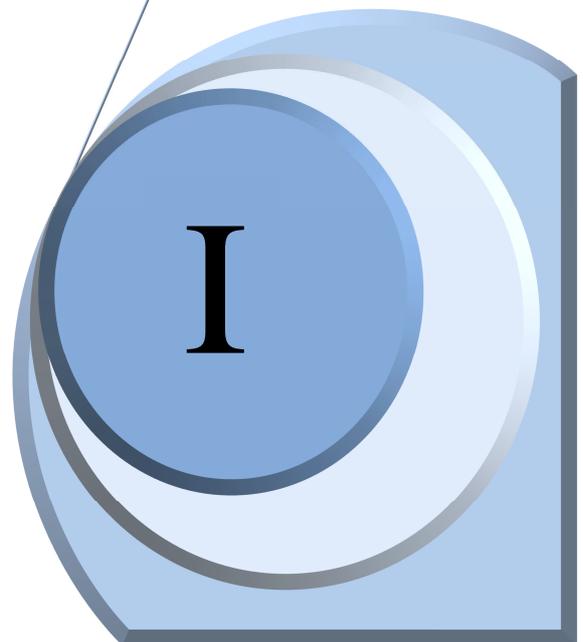
(iv) La quatrième partie est une synthèse des résultats obtenus permettant d'aboutir à un modèle géodynamique de l'arc sud-occidental. Ce chapitre synthétique montre clairement qu'il est possible à partir d'approche multiméthode de discriminer dans le temps les différentes phases de déformation et les déplacements dans une chaîne de montagne complexe.

Chapitre 1

Cadre géologique et stratégie d'étude

« Quelques brumes fumaient sur les pentes des Alpes, effaçaient les vallées en rampant vers les sommets dont les crêtes dessinaient une immense ligne dentelée dans un ciel rose et lilas »

Guy de Maupassant, extrait de *la vie errante*.



CHAPITRE 1: CADRE GEOLOGIQUE ET STRATEGIE D'ETUDE

***L**a compréhension de l'évolution géologique de l'arc Sud-Occidental de part sa position centrale entre deux domaines orogéniques, les Alpes et les Apennins et un domaine océanique -le bassin ligure- nécessite d'acquérir une vue d'ensemble du système Alpes-Méditerranée. Ce chapitre présente donc le cadre géologique et géodynamique de la chaîne Alpine et de la Méditerranée centrale. Cette synthèse bibliographique permettra de dégager les principales problématiques de 1er ordre qui seront abordées dans ce manuscrit et la mise en place d'une stratégie d'étude adéquate.*

Dans une première partie sera présentée la structure et les grandes étapes d'évolution des Alpes Occidentales et plus particulièrement de sa branche Sud. S'en suivra, la description des différents modèles de tectonique et de cinématique des plaques conduisant à la géométrie actuelle. De part sa proximité avec le bassin méditerranéen ligure, la compréhension de la tectonique de l'arc Sud-Occidental passe obligatoirement par une bonne connaissance de la tectonique et de l'évolution du bassin ligure et plus largement de la méditerranée centrale.

La deuxième partie détaille les problématiques abordées et la stratégie élaborée dans ce manuscrit.

tessinoises inférieures ; **NCA** : Alpes calcaires septentrionales ; **P** : préalpes ; **PA/GL/MA/PI/AN** : unités ophiolitiques ; **UP/TN/SU/MR/GP/DM** : unités penniques supérieures, Tauern, Suretta, Mont Rose, Grand Paradis, Dora Maira ; **Ze** : ophiolites de Zermatt-Saas ; **Ar** : péridotites d'Arami ; **SA** : sud alpin ; **TA/SB/PN** : unités penniques moyennes de Tambo, Grand St Bernard/Briançonnais et Pinerolese ; **SL** : zone de Sezia-Lanzo ; **VA** : flysch et ophiolites de l'unité valaisane ; **PF** : front pennique.

Sa situation géographique, au cœur de l'Europe, a fait de cette chaîne un laboratoire privilégié pour l'ensemble des disciplines des Sciences de la Terre, lui conférant le statut "de chaîne la mieux étudiée au monde". L'ensemble des travaux ont permis, depuis le début du XX^{ème} siècle (Argand, 1911; 1916) et en particulier depuis les années 1960 (e.g. Ellenberger, 1958; Goguel, 1963; Tricart, 1980, 1982, 1984; Choukroune et al., 1986; Lemoine et al., 1986; Coward and Dietrich, 1989 ; Stampfli et Marthaler, 1990; Dumont, 1994; Tricart et al., 1996; Lemoine et al., 2000) d'en dresser les grands traits paléogéographiques, structuraux et géodynamiques. Parallèlement, l'utilisation massive des méthodes géophysiques ont permis l'accès à une représentation à l'échelle lithosphérique ou crustale (e.g. Closs and Labrouste, 1963; Perrier, 1973, 1980 ; Polino et al., 1990; Roure et al., 1990, 1996; Tardy et al., 1990; Marchant, 1993; Groupe de recherche GéoFrance3D, 1997; Waldhauser et al., 1998; Paul et al., 2001 ; Thouvenot et al., 2007).

Ce chapitre présente les grands traits de la géologie alpine sur lesquels l'ensemble des géologues s'accordent et a pour but de synthétiser les notions géologiques et géophysiques nécessaires à la compréhension des discussions qui suivront. Un accent tout particulier sera porté sur la géologie de la partie la plus méridionale des Alpes Occidentales et sur sa place dans le système méditerranéen.

I.1.1. Structure actuelle des Alpes Occidentales

I.1.1.1. Description géologique et structurale

Les Alpes occidentales résultent de la collision, au début du Tertiaire, de deux lithosphères continentales, correspondant à la plaque Eurasiatique et au promontoire Apulien désolidarisé du craton Africain. Au Crétacé supérieur, la convergence de ces deux plaques a entraîné la fermeture par subduction de la Téthys alpine (ou océan Téthys-Ligure ou encore domaine Liguro-Piémontais) (Olivet, 1978) conduisant à la mise en place d'un prisme de collision (e.g. Schwartz, 2000). Il en résulte actuellement un édifice, d'échelle crustale, de nappes et d'écaillés déformées chevauchant l'avant-pays européen à l'Ouest et lui-même chevauché à l'Est par le

domaine Austro-Alpin. Sur l'ensemble de la chaîne alpine cet édifice est constitué de trois unités superposées. De bas en haut, on y distingue les unités d'origine européenne (Zones Dauphinoise et Briançonnaise), les unités d'origine océanique (Zone Piémontaise) et les unités d'origine apulo-africaine (Zone de Sezia, Nappe de la Dent Blanche ; **Figure 1-2**).

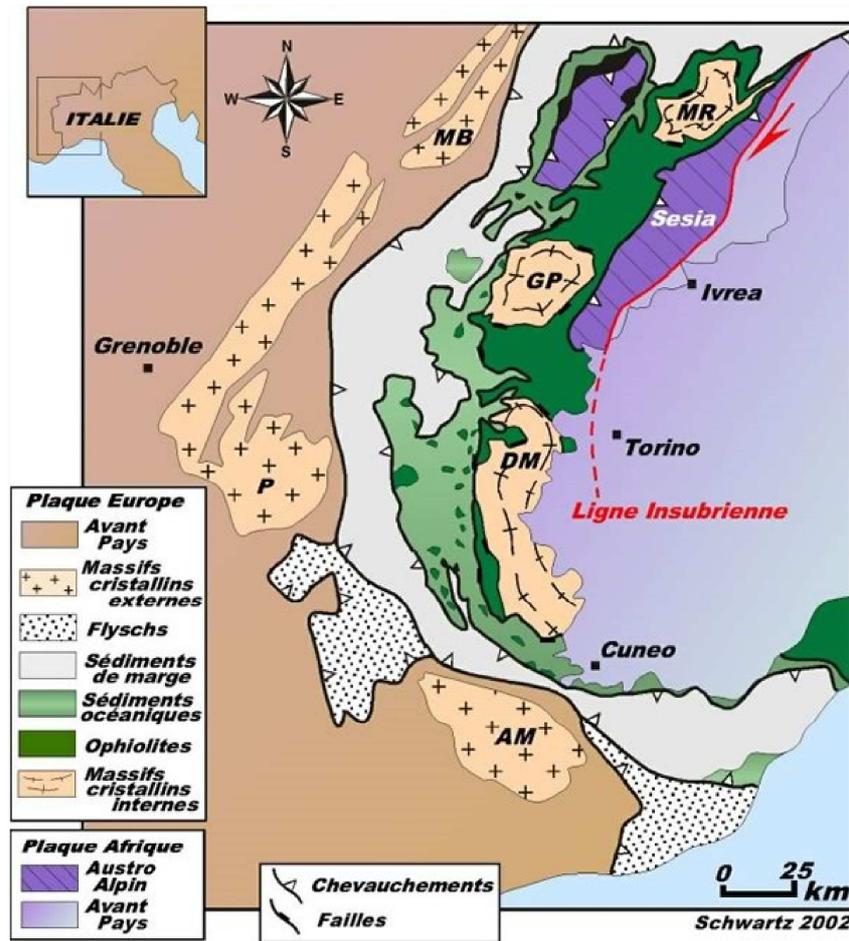


Figure 1-2. Carte structurale simplifiée des Alpes occidentales d'après Schwartz (2002). AM : massif de l'Argentera-Mercantour ; MB : massif du Mont Blanc ; DM : massif de Dora Maira ; GP : massif du Grand Paradis ; MR : massif du Mont Rose

Classiquement, deux ensembles structuraux majeurs ressortent de ce prisme de collision dans les Alpes Occidentales (e.g. Tricart, 1984)

(i) Les zones externes correspondent, d'une part, à de la couverture parautochtone sur de la croûte continentale européenne dans le domaine Dauphinois et affectée par une tectonique superficielle (**Figure 1-1**). Ces chaînes subalpines sont plissées et d'altitude modeste. A l'Est le socle est affecté par de grands accidents intra-crustaux qui individualisent les Massifs Cristallins

Externes (MCE) qui culminent à plus de 3000 m : l'Argentera-Mercantour, le Pelvoux, Belledonne, le Mont Blanc-Aiguilles Rouges, l'Aar-Gothard.

(ii) Les zones internes, d'autre part, constituées par la juxtaposition d'unités lithologiques contrastées et fortement métamorphiques. Ces unités correspondent à des domaines paléogéographiques océaniques et continentaux différenciées en trois ensembles :

- Il s'agit des unités Briançonnaises, sédiments de la paléo-marge téthysienne amincie et des Massifs Cristallins Internes de Dora Maira, du Grand Paradis et du Mont Rose.
- Du domaine océanique (pied de marge et croûte océanique) correspondant alors à la zone Piémontaise constituée d'ophiolites de l'océan Téthys-Ligure et de sa couverture sédimentaire, les « schistes lustrés », épais de quelques centaines de mètres, très plissés et métamorphiques contenant localement des blocs d'ophiolites.
- Du domaine Austro-Alpin (zone Sesia-Lanzo et nappe de la Dent Blanche) d'affinité Apulienne pour la plupart des auteurs.

Ces grandes unités structurales sont délimitées par d'importantes zones de chevauchements (**Figure 1-1** et **Figure 1-2**) :

(i) Le Chevauchement Pennique frontal ou front sub-briançonnais représente la limite chevauchante du front de nappes internes sur la zone externe séparant par la même, la Zone Externe Dauphinoise (ou Helvétique) des Zones Internes Briançonnaises (**Figure 1-3**). Il correspond à la limite majeure entre Alpes métamorphiques (prisme d'accrétion et de collision affecté d'un métamorphisme HP-BT) des Alpes non-métamorphiques à l'Ouest, et également au sous-charriage de la plaque Européenne.

(ii) Le chevauchement Austro-alpin frontal, plus interne que le précédent, cicatrise la trace de l'ancien océan Liguro-Piémontais.

(iii) La ligne insubrienne (ou ligne Péri-Adriatique ou encore ligne du Canavese) correspond à la limite orientale décro-chevauchante de la chaîne séparant le domaine Sud-Alpin de la zone interne (**Figure 1-3**).

Cette géométrie globale à déversement vers l'ouest et le nord est bien visible sur la série de coupes de la **Figure 1-3**. Quelle que soit la position du tracé de la coupe suivant l'Arc Alpin, on distingue un domaine interne métamorphique déversé vers l'Ouest et le Nord-Ouest sur la zone externe au niveau du chevauchement Pennique Frontal. Seul dans les Alpes Sud-Occidentales fait exception, le contact entre les zones internes et externes est vertical. L'ensemble du

complexe métamorphique des zones internes est chevauché par les unités Austro-Alpines qui constituent le sommet de l'édifice de nappes.

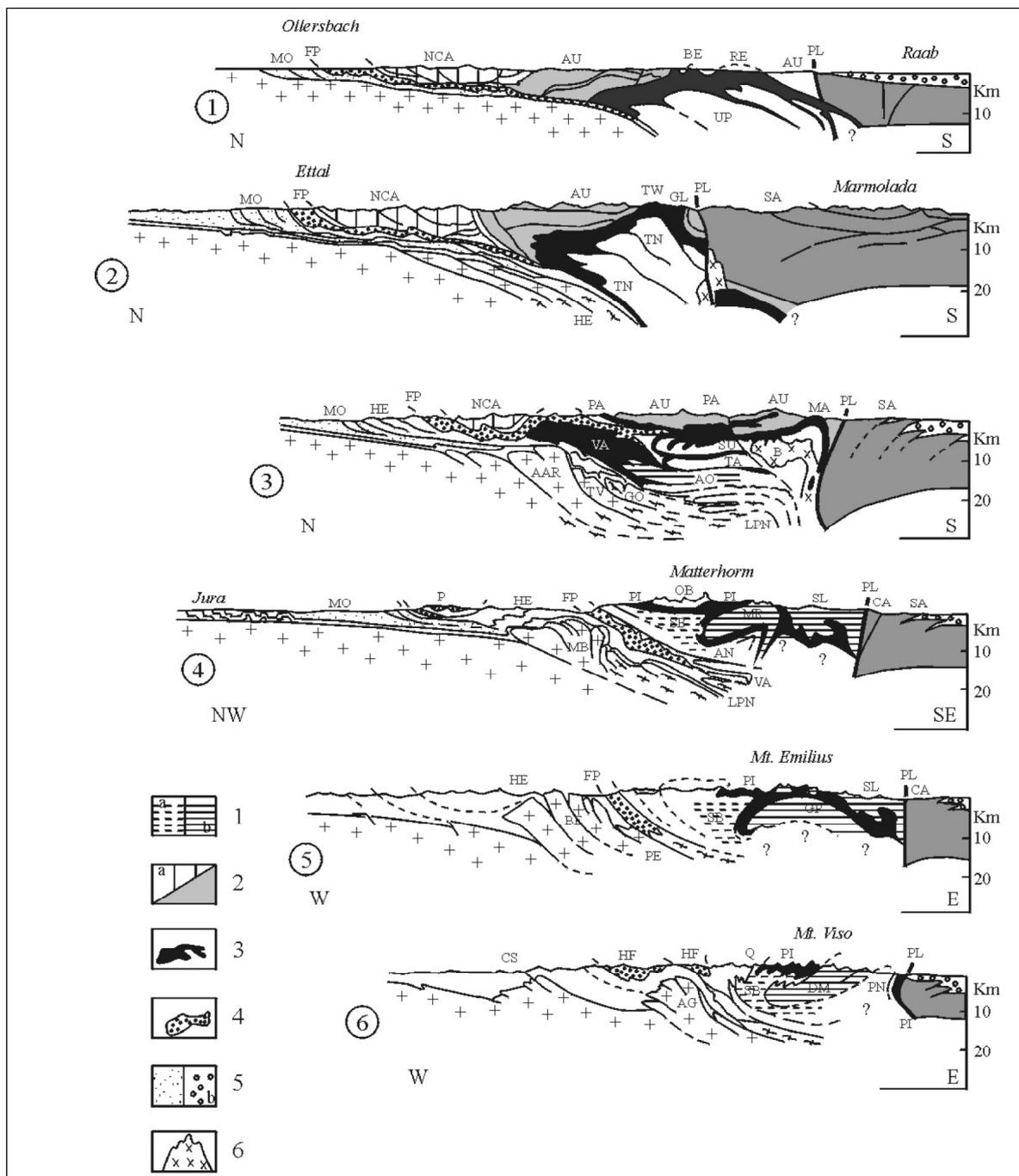


Figure 1-3. Coupes à l'échelle crustale mettant en évidence la géométrie des structures et signatures métamorphiques de l'actuelle pile de nappes alpines dans (1) la bordure orientale, (2) la fenêtre des Tauern, (3) les Alpes centrales, (4) les Alpes Pennines, (5) les Alpes Graies, (6) les Alpes Cottiennes. (d'après Polino et al., 1990). **AD** : nappe de l'Adula ; **AU** : nappes Austro-alpines orientales de socle et de couverture ; **BE/RE/TW** : fenêtres de Bernstein, Rechnitz et de Tauern ; **CA** : zone de Canavese ; **GO/TV/AAR/MB/BE/AG** : massifs cristallins externes du Gothard, de Tavetsch, de l'Aar, du Mont Blanc, de Belledonne et de l'Argentera-Mercantour ; **HE** : couvertures Ultra-Helvétiques, Helvétiques et Dauphinoises ; **HF** : flysch à Helminthoïdes ; **LPN** : nappes simplio-tessinoises

inférieures ; **NCA** : Alpes calcaires septentrionales ; **P** : préalpes ; **PA/GL/MA/PI/AN** : unités ophiolitiques ; **UP/TN/SU/MR/GP/DM** : unités penniques supérieures, Tauern, Suretta, Mont Rose, Grand Paradis, Dora Maira ; **SA** : sud alpin ; **TA/SB/PN** : unités penniques moyennes de Tambo, Grand St Bernard/Briançonnais et Pinerolese ; **VA** : flysch et ophiolites de l'unité valaisane ; **FP** : front pennique ; **PL** : système de failles périadriatiques. **1-** assemblage de HP dans le socle et les couvertures, **(a)** assemblage SB d'âge Eocène, **(b)** éclogitique/SB d'âge Crétacé-Eocène ; **2-** métamorphisme faible, **(a)** à faciès schiste vert et amphibolite **(b)** système austro-alpin oriental ; **3-** unités ophiolitiques ; **4-** unités de flyschs Crétacé ; **5-** dépôts tertiaires **(a)** molasse européenne, **(b)** molasse de la plaine du Pô ; **6-** plutons périadriatiques oligocènes.

I.1.1.2. Imagerie géophysique des Alpes

Les années 1950 marquent un tournant majeur dans l'histoire de la géologie Alpine. L'apport des méthodes géophysiques (sismique, gravimétrique et tomographique) permettent d'obtenir une image de la structure profonde des Alpes traduisant l'évolution tectonique de la chaîne à l'échelle de la croûte et de la lithosphère. Ces images permettent alors aux géologues de replacer les unités tectoniques dans un contexte géodynamique et fournissent de nouvelles contraintes pour établir des modèles expliquant la formation des Alpes.

I.1.1.2.1. Imagerie sismique

Dans les Alpes occidentales, les premières expériences de sismique active ont été réalisées dès 1956 et ont fourni les premières images de l'architecture crustale de la chaîne ([International Geophysical Year programme, 1956](#)). Dans les années 80 et jusqu'à la fin du siècle, ces expériences sismologiques vont se poursuivre et permettre à la communauté des Géosciences d'établir la géométrie crustale des Alpes Occidentales avec toujours plus de précision ([Alpine Explosion Seismology Group, 1976](#), [ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group, 1989](#), [Groupe de recherche GéoFrance 3D, 1997](#)) (**Figure 1-4**).

Le projet de référence en matière de géométrie crustale dans la partie occidentale de la chaîne, reste le projet ECORS-CROP (**Figure 1-5A**). Long de 350 km et réalisé entre 1986 et 1987 ([Bayer et al., 1987](#) ; [Nicolas et al., 1990](#)), ce profil sismique passe au niveau du massif du Grand Paradis suivant une géotransverse NO-SE entre le massif subalpin des Bornes et la plaine du Pô, et recoupe perpendiculairement l'ensemble des structures de la zone externe et des zones internes. Bien que le profil brut reste inchangé, les coupes d'échelle crustale interprétatives qui en découlent sont très différentes en fonction des auteurs. Elles reflètent relativement bien l'évolution des modèles d'échelle crustale des Alpes en fonction du temps et des idées (**Figure 1-5**).

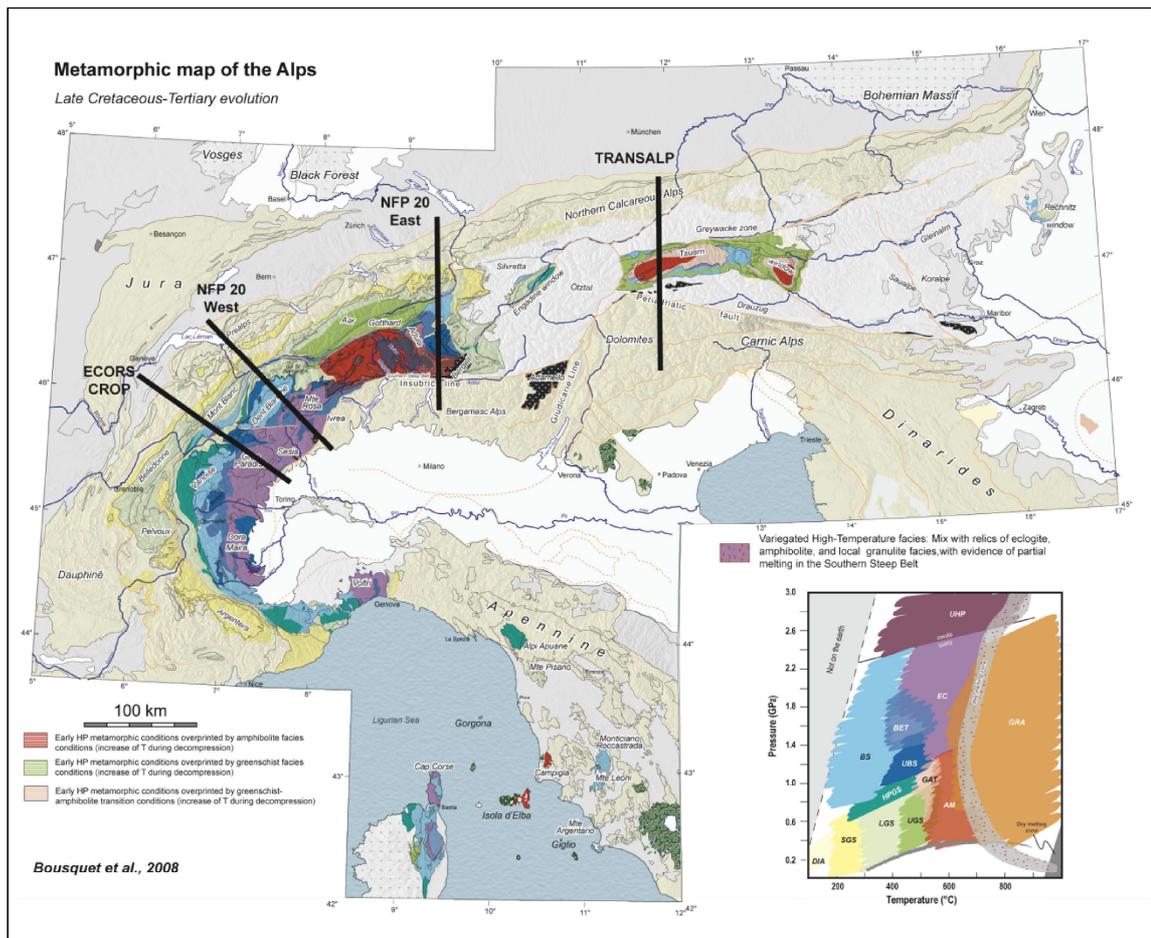


Figure 1-4. Carte représentant la distribution des faciès métamorphiques dans les Alpes et la localisation des profils sismiques d'échelle crustale d'après Goffé et al. (2004) ; Bousquet et al. (2008).

Sur la **Figure 1-5A**, les réflecteurs sismiques permettent d'imager sans ambiguïté le Moho européen à 37 km de profondeur à l'aplomb du massif de Belledonne. Ce Moho se localise sous une croûte inférieure litée sismiquement. La partie apulienne du profil est caractérisée par un ensemble de réflecteurs correspondant aux épais dépôts molassiques de la plaine du Pô, faisant écran au Moho. Sous les zones internes où les réflecteurs sismiques sont plus diffus et moins bien orientés, à part la série de réflecteurs rattachée au Front Pennique, la position du Moho dépend à l'heure actuelle des modèles et interprétations utilisés. Ainsi dans le modèle proposé par Tardy et al. (1990) (**Figure 1-5B**) le Moho sous les zones internes se localise à une trentaine de kilomètres de profondeur sous les nappes penniques inférieures (écailles de croûte européenne). Il s'agit alors du toit d'une écaille mantellique charriée sur la marge européenne et rattachée soit :

- Au corps d'Ivrée pour Tardy et al. (1990)
- Au manteau d'affinité européenne pour Polino et al. (1990) (**Figure 1-5C**).

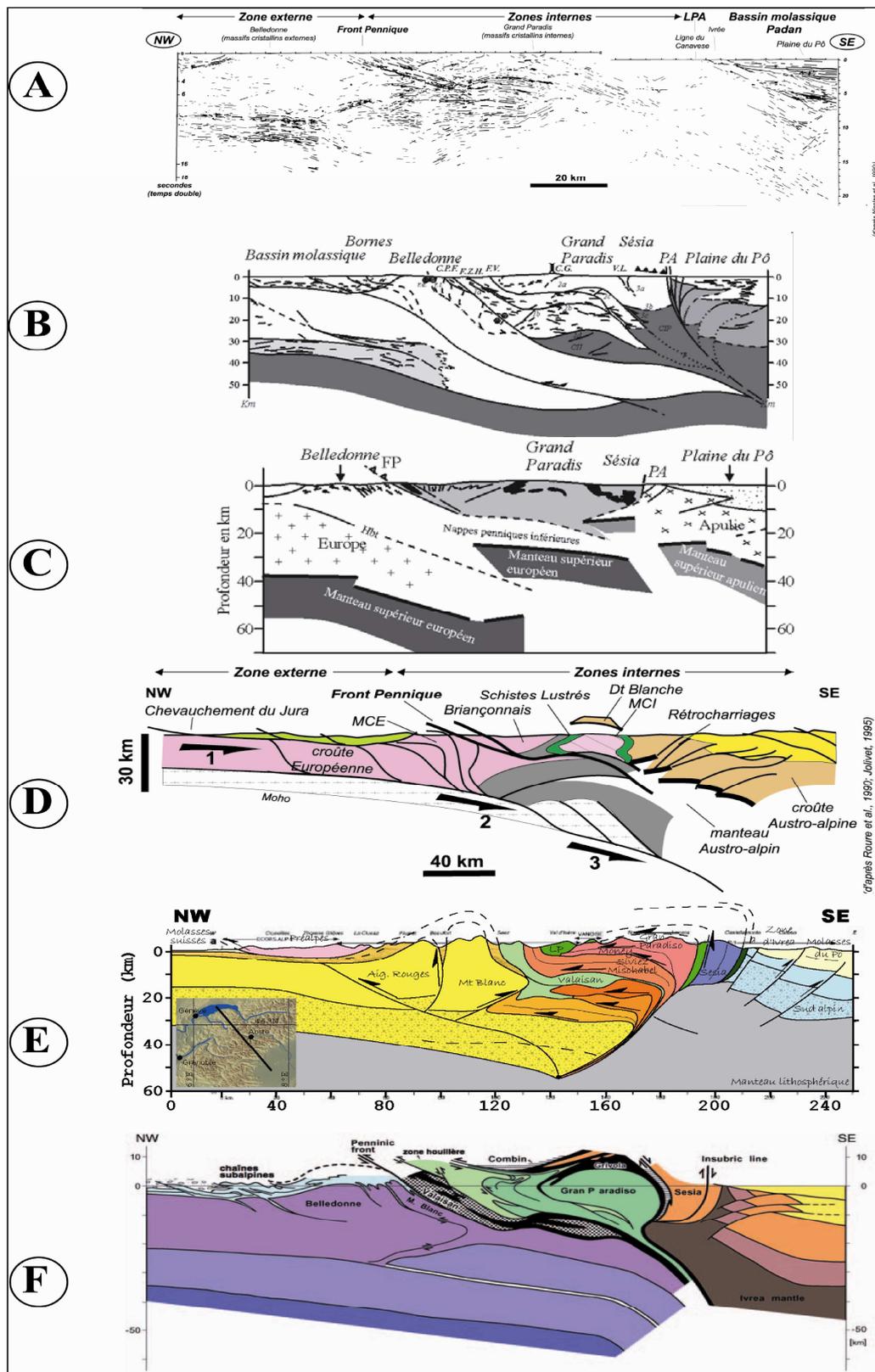


Figure 1-5. Données du profil sismique-réflexion profonde ECORS-CROP (A) (Tardy et al., 1990) avec 4 interprétations structurales (FP : front pennique ; PA : linéament péri-adriatique). La localisation du profil est représentée sur la **Figure I-4**. Modèles proposés par (B) Tardy et al. (1990) ; (C) Polino et al. (1990) ; (D) Roure et al. (1990) et Jolivet (1995) ; (E) Bucher et al. (2004) ; (F) Schmid et al. (2004).

- A un ensemble de « duplex » de croûte inférieure poinçonné par le manteau apulien pour Roure et al. (1990), Jolivet (1995) et Bucher et al. (2004) (**Figure 1-5D et Figure 1-5E**)
- Au sous-charriage de la croûte continentale européenne sous le corps d'Ivrée pour Schmid et al. (2004) (**Figure 1-5F**)

Quelles que soient les interprétations et modèles utilisés les auteurs s'accordent sur plusieurs points :

(ii) La flexion de la lithosphère européenne sous les zones internes caractérisée par le sous-charriage vers l'Est (subduction continentale) de l'ensemble de la marge passive européenne sous les unités métamorphiques des zones internes implique une structure profonde et asymétrique.

(iii) La présence de nombreux écaillages crustaux caractérisant un épaissement crustal formant la racine du prisme de collision jusqu'à 50 km de profondeur sous le massif du Grand Paradis.

(iv) Le décalage successif du Moho participant à la structuration du prisme de collision.

(v) L'allure des réflecteurs sismiques qui évoque la « gueule ouverte d'un crocodile » interprétée soit comme des plis aigus, soit comme un coin lithosphérique.

(vi) Le chevauchement Pennique Frontal apparaît comme une limite structurale majeure dans la structuration précoce de la chaîne alpine.

I.1.1.2.2. Profondeurs du Moho dans les Alpes occidentales

La structure profonde des Alpes Occidentales a été imagée depuis 1956 par des expériences de sismique active ou par les résultats de sismique passive (*International Geophysical Year programme, 1956; Alpine Explosion Seismology Group, 1976; European Geotraverse, 1986; ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group, 1989; NRP20 Deep structure of the Swiss Alps, 1997; Groupe de recherche GéoFrance 3D, 1997; TRANSALP working group, 2002*). Les modèles structuraux obtenus et présentés ci-dessus ont permis d'améliorer la connaissance de l'architecture de la chaîne à l'échelle crustale et de construire la topographie du Moho dans les Alpes Occidentales.

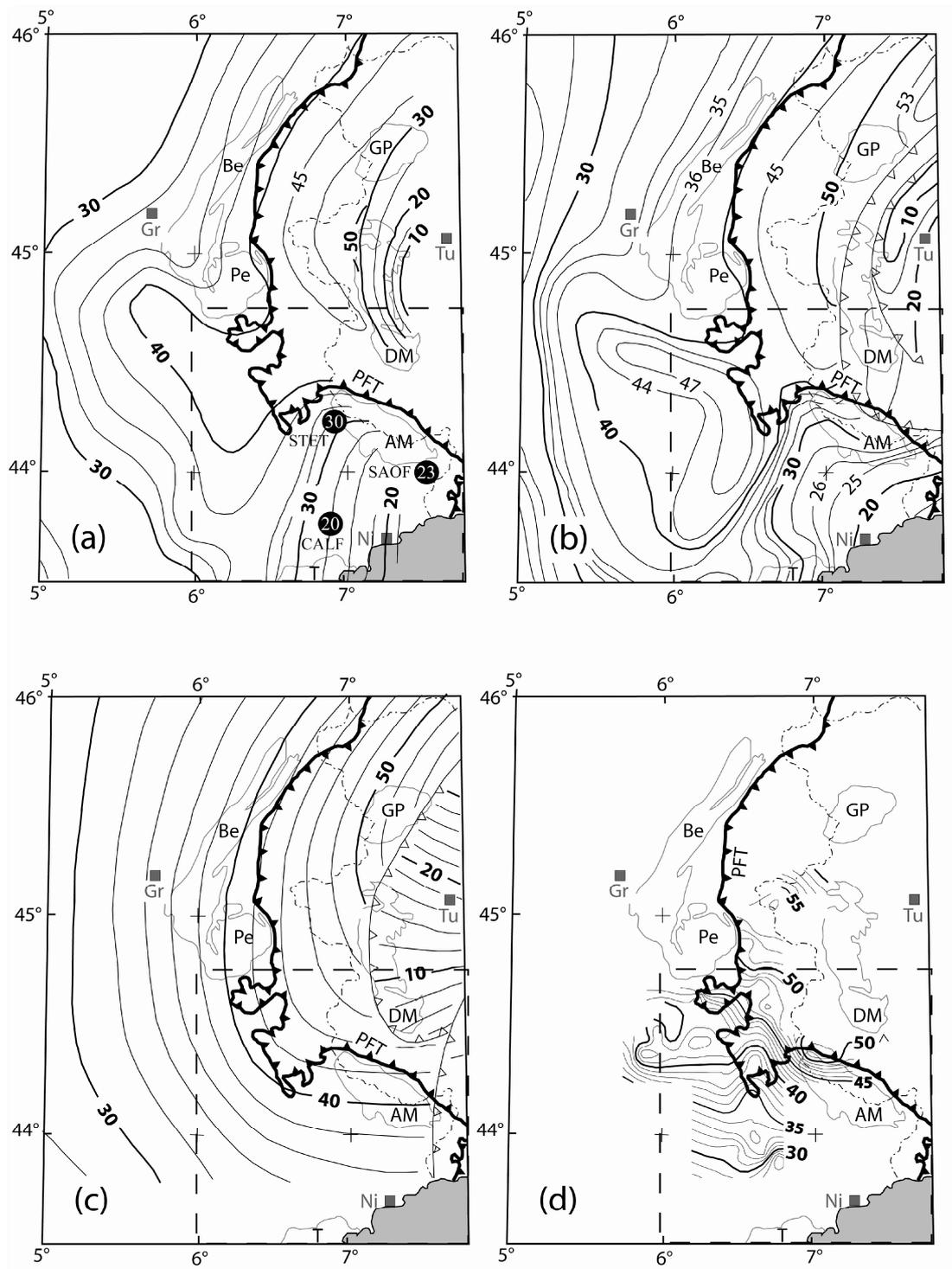


Figure 1-6. Comparaison entre quatre cartes de profondeur du Moho dans les Alpes Occidentales modifiées d'après Thouvenot et al. (2007) : (a) Ménard (1979) avec les profondeurs ponctuelles du Moho publiées par Bertrand et al. (2000), (b) Grellet et al. (1993), (c) Waldhauser et al. (1998) et (d) Thouvenot et al. (2007). Gr = Grenoble; Ni = Nice; Tu = Turin. Unités géologiques: Be = Belledonne; Pe = Pelvoux; AM = Argentera-Mercantour-Mercantour; DM = massif de Dora-Maira; GP = Gran Paradiso; PFT = Penninic Frontal Thrust; T = Tanneron.

La compilation des données a conduit depuis la fin des années 70 à diverses interprétations de la topographie du moho dans les Alpes occidentales. Les principaux résultats sont résumés ici :

- Présence d'une écaille de manteau, le corps d'Ivrée peu profond en position allochtone et déconnectée du Moho Européen autochtone (Ménard, 1979) (**Figure 1-6a**).
- un épaissement progressif de la croûte de Nice (27 km) aux contreforts du massif de l'Argentera-Mercantour (55 km) (Grellet et al., 1993 ; programme GéoFrance 3D ; Thouvenot et al., 2007) (**Figure 1-6b ; Figure 1-6d**).
- Une superposition d'unités mantelliques différentes à l'échelle des Alpes Occidentales (Waldhauser et al., 1998). Les auteurs proposent de distinguer trois Mohos : le Moho Européen, le Moho Adriatique et le Moho Ligure; le Moho Européen étant subduit sous le Moho Adriatique, lui-même chevauchant le Moho Ligure (**Figure 1-6c**).

I.1.1.2.3. La tomographie crustale

La tomographie sismique passive permet d'obtenir une image des structures mantelliques de la lithosphère à l'asthénosphère (de 50 à 1000 km) grâce aux variations des vitesses de propagation des ondes sismiques dans les milieux. Elle constitue donc un bon outil afin d'étudier le devenir des lithosphères subduites mais sont relativement imprécises en raison de l'ampleur de la zone observée. Cette méthode a été utilisée pour obtenir trois profils tomographiques le long de la chaîne Alpine (**Figure 1-7**).

Seul, le premier profil tomographique orienté NW-SE parallèle au profil sismique ECORS-CROP dans les Alpes Occidentales est présenté (Lippitsh et al., 2003) (profil 1, **Figure 1-7**). Il montre la lithosphère européenne et apulienne en collision (Lippitsh et al., 2003) (**Figure 1-8**). La limite entre les deux lithosphères est marquée par la présence du corps d'Ivrée. La lithosphère subduite (partie bleu entre 200 et 300 km) est discontinue suggérant son détachement (Lippitsh et al., 2003) et s'accompagne d'une remontée asthénosphérique. La lithosphère européenne, initialement pentée dans la zone de subduction a retrouvé une position actuelle plus horizontale. Au Sud, sous la plaine du Pô, une anomalie de vitesse négative suggère la présence de l'anomalie thermique correspondant au dôme thermique Tyrrhénien.

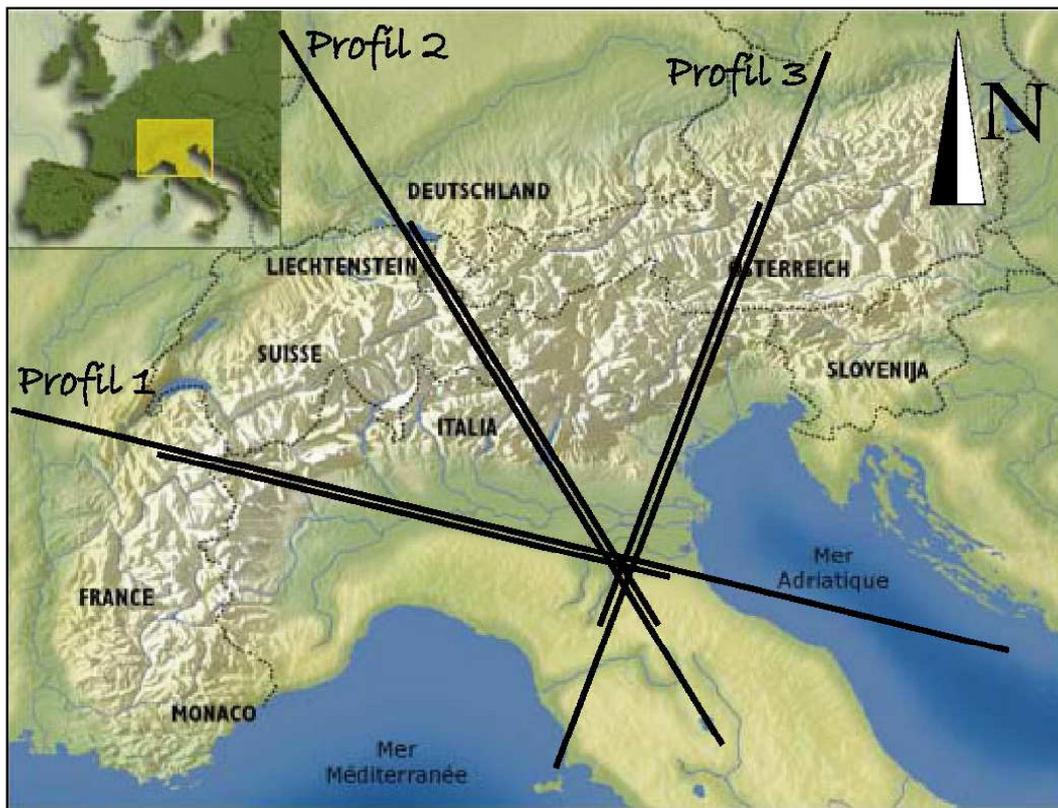


Figure 1-7. Carte présentant la localisation des trois profils tomographiques réalisés par Lippitsh et al. (2003).

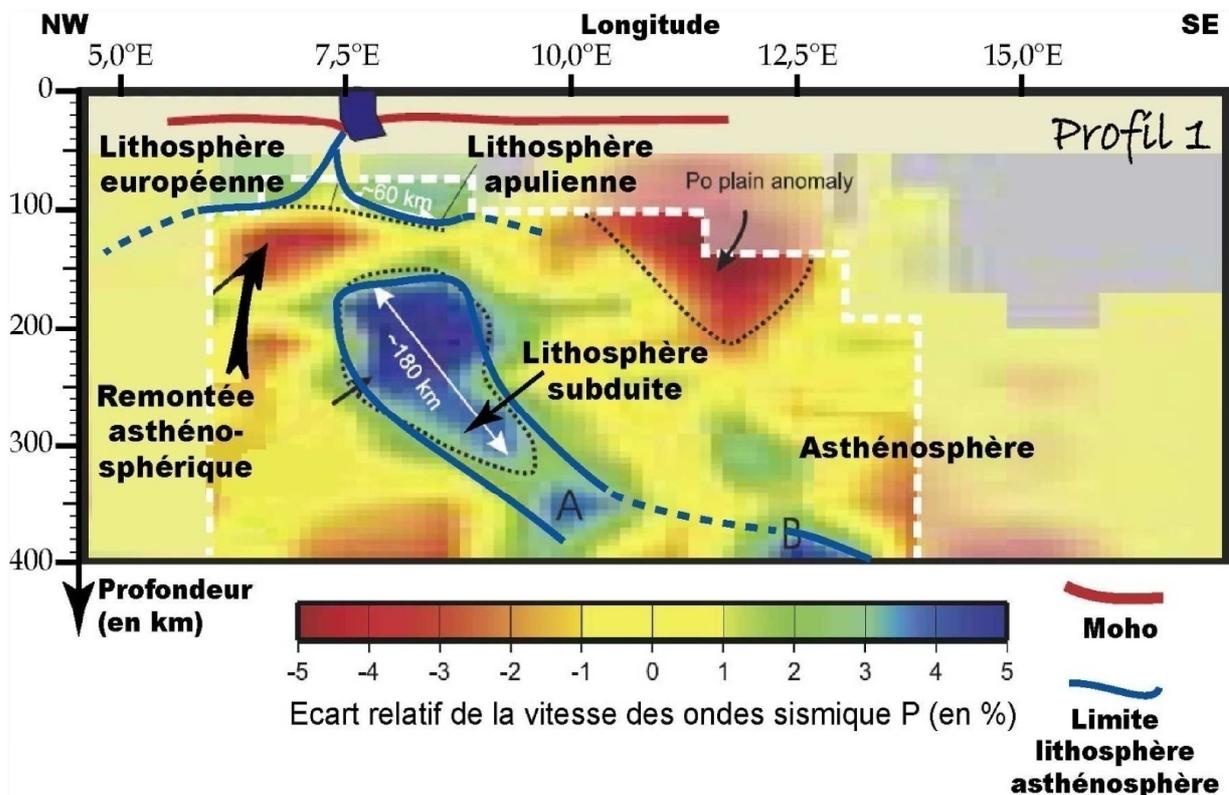


Figure 1-8. Profil tomographique imageant la structure profonde des Alpes Occidentales d'après Lippitsh et al. (2003).

I.1.1.2.4. Imagerie gravimétrique des Alpes Occidentales

La gravimétrie est basée sur la théorie d'attraction des corps. À l'échelle km, les hétérogénéités lithologiques dans la lithosphère provoquent une variation locale de la valeur du champ de pesanteur terrestre (g). Cette force d'attraction augmente si l'on se trouve à l'aplomb de roches denses et inversement.

La mesure du champ de pesanteur a permis depuis les années 50, d'obtenir les données gravimétriques nécessaires à l'élaboration de cartes d'anomalies de Bouguer. Ces cartes dans les zones orogéniques montrent généralement des variations négatives ou positives à grande longueur d'onde et sont interprétées comme liées à des changements de densité de la lithosphère suite à des variations d'épaisseur de la croûte et/ou de manteau lithosphérique.

Les Alpes Occidentales n'échappent pas à la règle. La carte d'anomalie de Bouguer (**Figure 1-9**), issues des travaux de [Masson et al. \(1999\)](#) réalisés dans le cadre du programme [GéoFrance 3D](#), montre les fluctuations négatives et positives de l'anomalie de Bouguer, avec de fortes valeurs négatives (-150 mgal) sous la zone Briançonnaise. Plus à l'Est, les valeurs deviennent brusquement positives à plus de +80 mgal, elles se rassemblent le long d'une étroite bande de forme arquée, d'allongement parallèle à l'axe de la chaîne allant de Cuneo à Locarno et définissant « l'anomalie d'Ivrée » ([Niggli, 1946](#)). La partie la plus orientale présente des valeurs de nouveau négatives (120 mgal), et sont interprétées comme la signature gravimétrique du remplissage sédimentaire du bassin subsident de la plaine du Pô.

La méthode d'imagerie gravimétrique, permettant d'imager la structure de la lithosphère, peut s'utiliser en carte mais peut également être utilisée en coupe ou profil gravimétrique. La comparaison entre d'un côté, les mesures gravimétriques mesurées sur le terrain le long d'un profil donné et de l'autre les valeurs gravimétriques calculées à partir d'un modèle structural (coupe d'échelle crustale) permet de tester la validité de la géométrie de la lithosphère déduite du modèle structural. Cette méthode a été utilisée le long du profil ECORS-CROP afin de valider les interprétations sismiques présentées en **Figure 1-5** ([Marchand et al., 1993, 1997](#)). Basé sur la géométrie des différentes unités et sur la nature des roches rencontrées sur les coupes d'échelle crustale, des valeurs de densité ont été attribuées aux différentes unités pour obtenir les coupes gravimétriques de la **Figure 1-10** ([Marchand et al., 1993](#)).

Le signal gravimétrique des modèles présentés ci-dessus rend compte des anomalies mesurées sur le terrain et permet d'obtenir une image de la lithosphère européenne subduite. Cependant, une différence majeure existe entre les modèles gravimétriques et sismiques. En effet la lithosphère européenne dans la partie Occidentale des Alpes est représentée de façon continue

sur les coupes gravimétriques ce qui implique que ces modèles ne montrent pas de détachement de la lithosphère subduite (Marchand et al., 1993). Toutefois les deux méthodes, gravimétrique et sismique, s'accordent sur le fait que la structure orogénique Alpine est caractérisée dans son ensemble par une remontée mantellique formant le corps d'Ivrée.

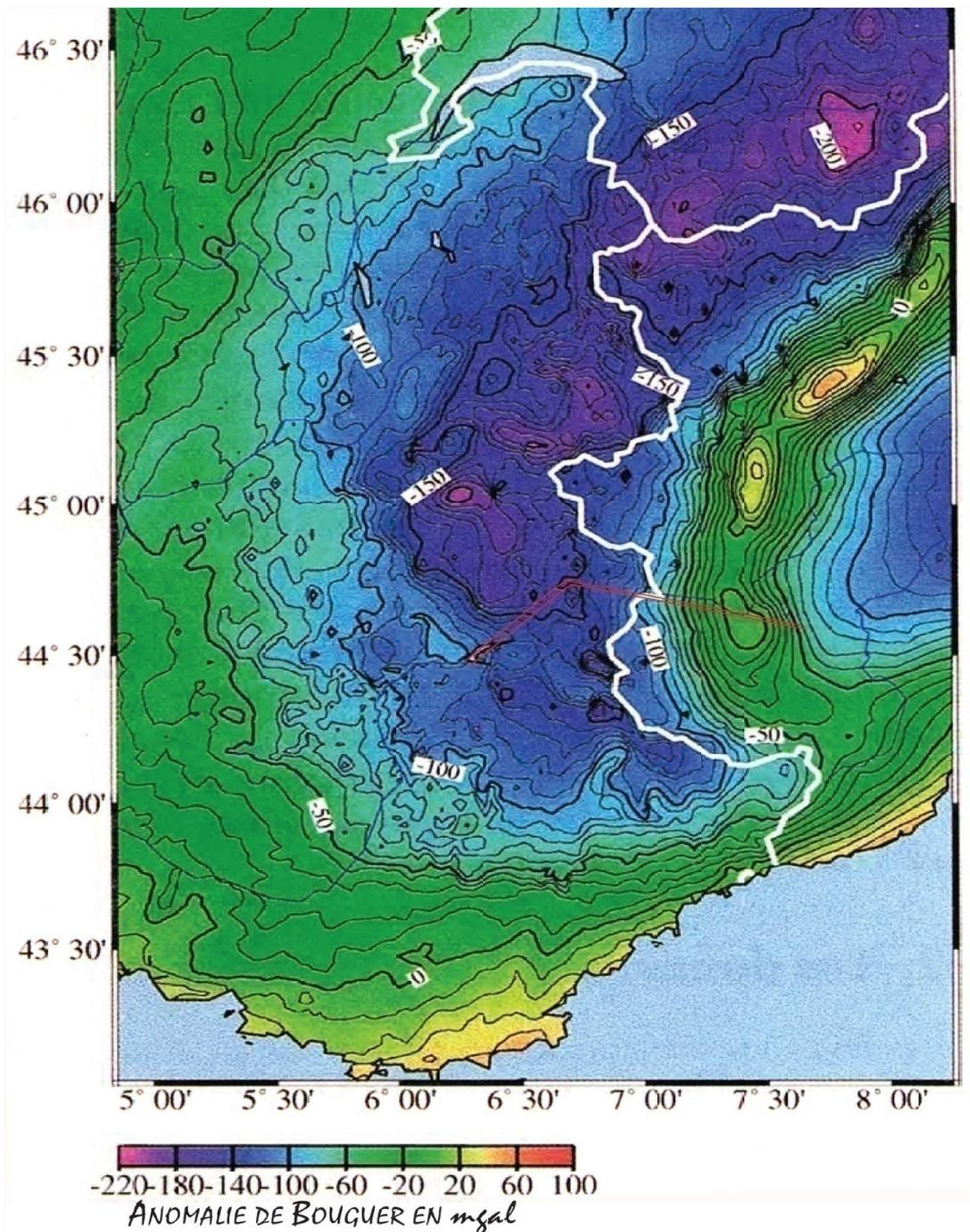


Figure 1-9. Carte de l'anomalie de Bouguer des Alpes occidentales (d'après Masson et al., 1999). Cette carte montre une forte anomalie positive sous le massif de Dora Maira en continuité avec le corps d'Ivrée plus au Nord.

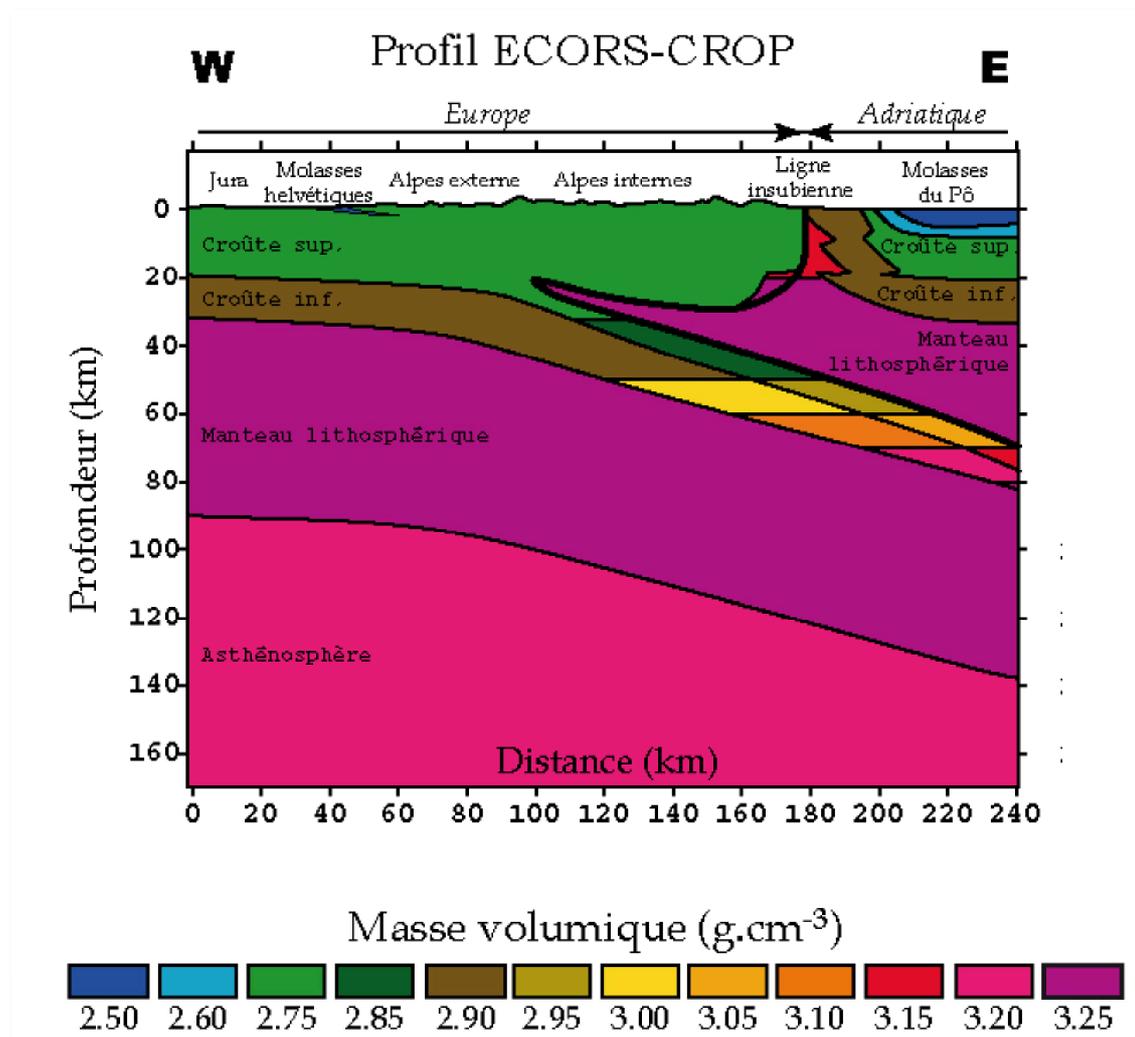


Figure 1-10. Coupes gravimétriques dans les Alpes Occidentales le long du profil ECORS-CROP afin de valider les interprétations sismiques (D'après Marchand et al., 1993).

I.1.1.3. Synthèse

Au final, les observations géologiques de surface couplées aux différentes images géophysiques fournissent une représentation de l'architecture générale de la chaîne des Alpes Occidentales et sur laquelle l'ensemble de la communauté des Géosciences s'accorde :

(i) À l'échelle crustale, les Alpes présentent un fort épaissement crustal dans la partie orogénique centrale où le Moho peut atteindre 50 à 60 km de profondeur.

(ii) Les observations géologiques de surface, les profils sismiques ainsi que les modèles gravimétriques indiquent d'une part la présence de deux domaines alpins différents : le domaine interne et le domaine externe, limités par le Front Pennique. D'autre part, les données

géophysiques indiquent la présence d'une anomalie mantellique ou corps d'Ivrée localisé à faible profondeur sous les Massifs Cristallins Internes.

(iii) À l'échelle lithosphérique, la lithosphère européenne n'est plus reliée au « slab » de la lithosphère subduite. Le détachement de la lithosphère en subduction ou « break-off » induit que les plaques tectoniques Europe et Apulie sont en collision, plus précisément dans une évolution post-subduction continentale.

I.1.2. Les Alpes Sud-Occidentales au sein du système Alpin

I.1.2.1. Cadre géologique et structural

Les Alpes du Sud font partie des Alpes Occidentales et en constituent la partie la plus méridionale. Elles se localisent géographiquement dans la zone externe ou Dauphinoise au Sud des Massifs Cristallins Externes du Pelvoux et de l'Argentera-Mercantour sur lesquels repose une couverture sédimentaire autochtone à paraautochtone d'âge Paléozoïque à Phanérozoïque.

Dans ce chapitre, nous présenterons le cadre géologique et structural du Massif Cristallin externe (MCE) de l'Argentera-Mercantour et les couvertures mésozoïques et cénozoïques.

I.1.2.1.1. Le massif de l'Argentera-Mercantour et son tégument

I.1.2.1.1.b. La croûte continentale européenne

Le socle varisque européen de l'Argentera-Mercantour est constitué d'unités métamorphiques structurées au cours du cycle varisque (Faure-Muret, 1955). Il comporte deux unités métamorphiques distinctes composées de gneiss ortho et para dérivés, souvent migmatitiques en association avec des complexes amphibolitiques (**Figure 1-11**). Cet ensemble métamorphique est intrudé par le granite de l'Argentera-Mercantour daté à 293 ± 10 Ma (Carbonifère supérieur-Permien inférieur ; Ferrara et Malaroda, 1969).

Les séries carbonifères reposent à l'Ouest et au Sud en discordance sur les séries métamorphiques. Ces unités sédimentaires d'âges Westphalien et Stéphanien composées de schistes noirs, d'arkoses et de conglomérats à galets de socle sont pincées dans des couloirs de failles au sein même du massif.

L'Argentera-Mercantour est fortement impliqué dans le prisme orogénique alpin ; les structures alpines (zones mylonitiques, schistosité, plans axiaux des plis) subverticales sont orientées principalement NW-SE et E-W et se verticalisent au contact du Front Pennique. Les grandes zones de cisaillement ductile N140 dextres (Valetta : VSZ, et Berzézio : BSZ) se

divisent au NW et au SE en plusieurs branches N90 chevauchantes vers le Sud (Tortise : TSZ et Fremamorte : FSZ) dans un régime transpressif (Corsini et al., 2004 ; Tricart et al., 2004) (**Figure 1-11**). Elles livrent les conditions et l'âge du métamorphisme alpin dans le domaine schiste vert. (350°C et 0,4 GPa ; Thermo-baromètre phengite-Chlorite) à 22,5 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar sur phengites) impliquant un enfouissement de 14 km pour cette portion de croûte européenne (Corsini et al., 2004).

Ces zones de cisaillement participent également à l'exhumation tardive du massif de l'Argentera-Mercantour entre 12 et 3 Ma (Bogdanoff, 2000 ; Bigot et al., 2000, 2006).

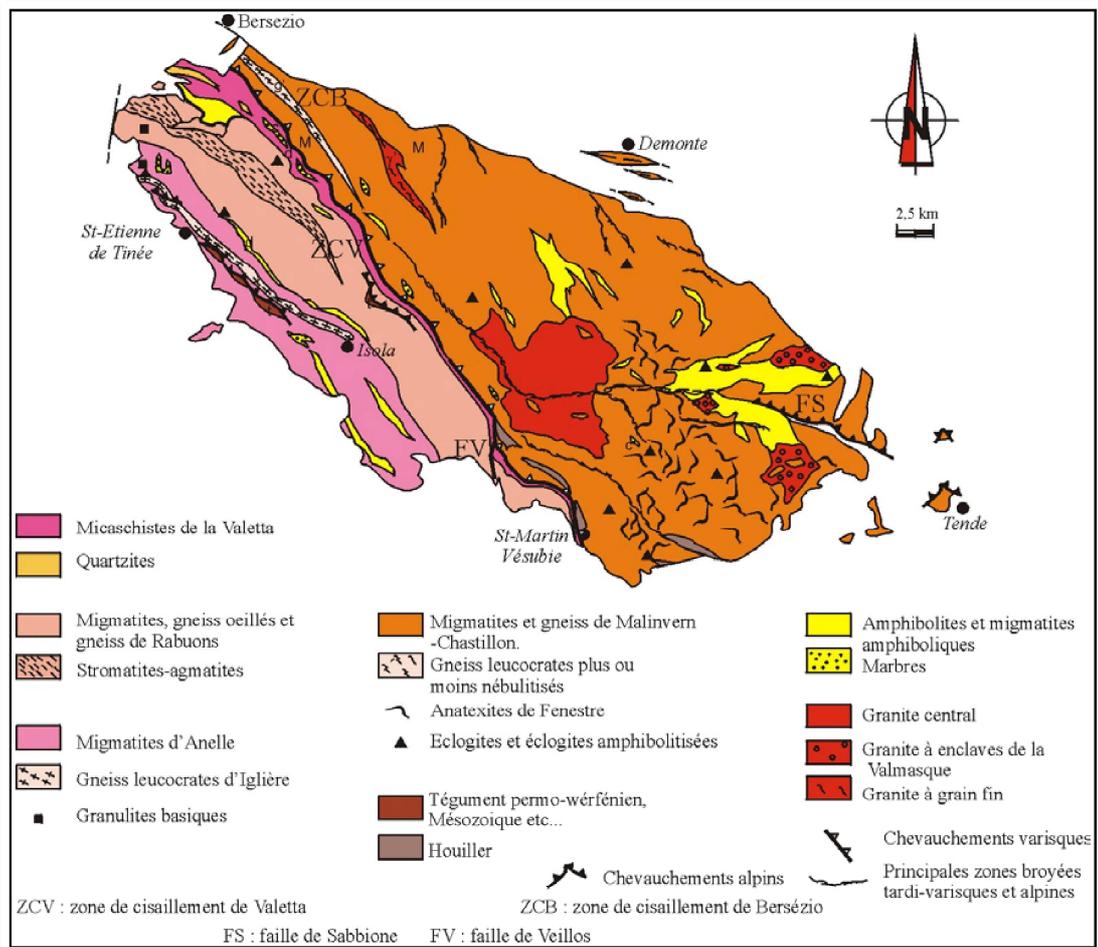


Figure 1-11. Carte géologique détaillée du socle cristallin externe de l'Argentera-Mercantour (D'après Bogdanoff, 1986)

1.1.2.1.1.c. Le tégument Permo-Triasique

Cet ensemble Permien plus Wérfénien est resté structuralement solidaire du socle de l'Argentera-Mercantour pendant l'orogénèse alpine et forme le «tégument» qui affleure autour du massif (**Figure 1-11**) ainsi que très largement au niveau du Dôme de Barrot. Les sédiments permien détritiques sont composés de pélites rouges, grès, conglomérats verts, rouges ou gris et

recouvrent en discordance les séries carbonifères ou directement le socle dans la partie méridionale sur le massif du Tanneron.

D'un point de vue structural, le tégument est déformé par des plis N90 à N130 dont la schistosité de plan axial est orientée N120-N140 dans la partie NE du massif et E-W sur l'ensemble des unités tégumentaires (Guardia et Ivaldi, 1985 ; Delteil et al., 2003) (Figure 1-12).

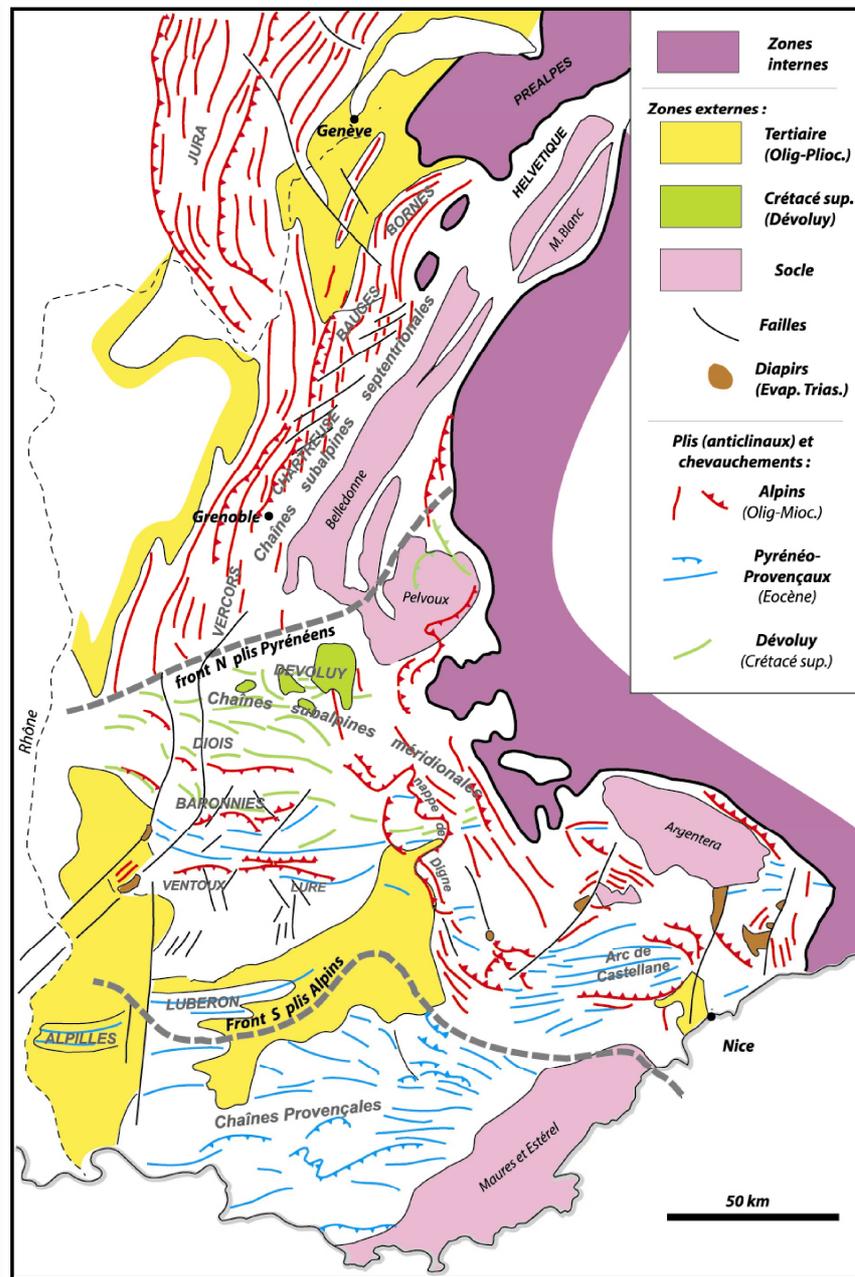


Figure 1-12. Carte structurale et tectonique détaillée des Alpes Occidentales modifiée d'après Lemoine et al., 2000.

D'un point de vue tectonique, l'ensemble des structures de l'Argentera-Mercantour et de son tégument indiquent un raccourcissement d'orientation sub-méridien avec une forte partition de la déformation qui génère, en régime transpressif, les décrochements et décrochevements de

type Valeta-Molières, les plis de socle et les plis affectant le Permo-Trias (Dôme de Barrot ; Cime du Diable ; Mont Bégo, ...).

I.1.2.1.2. La couverture sédimentaire : l'avant-pays

I.1.2.1.2.d. *Les séries du Mésozoïque (Trias supérieur- Jurassique-Crétacé)*

Tégument et socle sont recouverts en discordance par une couverture sédimentaire secondaire estimée entre 2.300 et 3.000 m d'épaisseur. Elle se compose pour l'essentielle de calcaires et de marnes du Jurassique au Crétacé indiquant un paléo-environnement de dépôt de type plateforme continentale (Campredon, 1977). Cet ensemble est décollé des massifs cristallins de l'Argentera-Mercantour et du Tanneron-Maures-Esterel, à la faveur des niveaux évaporitiques du Keuper (Trias supérieur) et de la base du Muschelkalk (Goguel, 1936 ; Fallot, 1949). Au Nord et au Nord-Est de l'Argentera-Mercantour, le Secondaire est verticalisé et chevauché par les unités internes.

Dans l'arc de Castellane, ces séries sédimentaires sont impliquées dans une tectonique en raccourcissement vers le Sud d'âge Miocène, soulignée par le développement d'un faisceau de chevauchements et de plis imbriqués (**Figure 1-12 ; Figure 1-13**, Tapoul, 1977 ; Giannerini, 1980-1981 ; Laurent et al., 2000). Ces structures de l'arc de Castellane passent en toute continuité aux structures de la nappe de Digne témoignant d'un raccourcissement Nord-Sud (**Figure 1-17**).

I.1.2.1.2.e. *Le Paléogène*

La série tertiaire de la zone externe constitue un cycle sédimentaire complet intervenant après une période d'émersion qui concerne l'ensemble de l'avant-pays et les enveloppes du massif de l'Argentera-Mercantour au Crétacé supérieur. Cette série se caractérise par de nombreuses discordances sur le crétacé terminal mais également sur le Jurassique et quelquefois sur le Trias. Cet ensemble Tertiaire regroupe des unités marno-calcaires à sa base (calcaire à Nummulites) passant ensuite à des formations détritiques de type flyschs à grès dans sa partie sommitale, traduisant une émersion progressive de la plateforme européenne.

Structuralement, cette série forme actuellement le cœur de synclinaux d'axes E-W dans l'Arc de Castellane oriental et NW-SE dans le domaine occidental (nappe de Digne) (**Figure 1-12 ; Figure 1-13**). Par contre les structures tectoniques affectant ces séries paléogènes dans l'arc de Nice sont nettement différentes. On y reconnaît cartographiquement l'interférence de deux types de plis, mais qui reste pour l'instant très peu documentée dans la littérature.

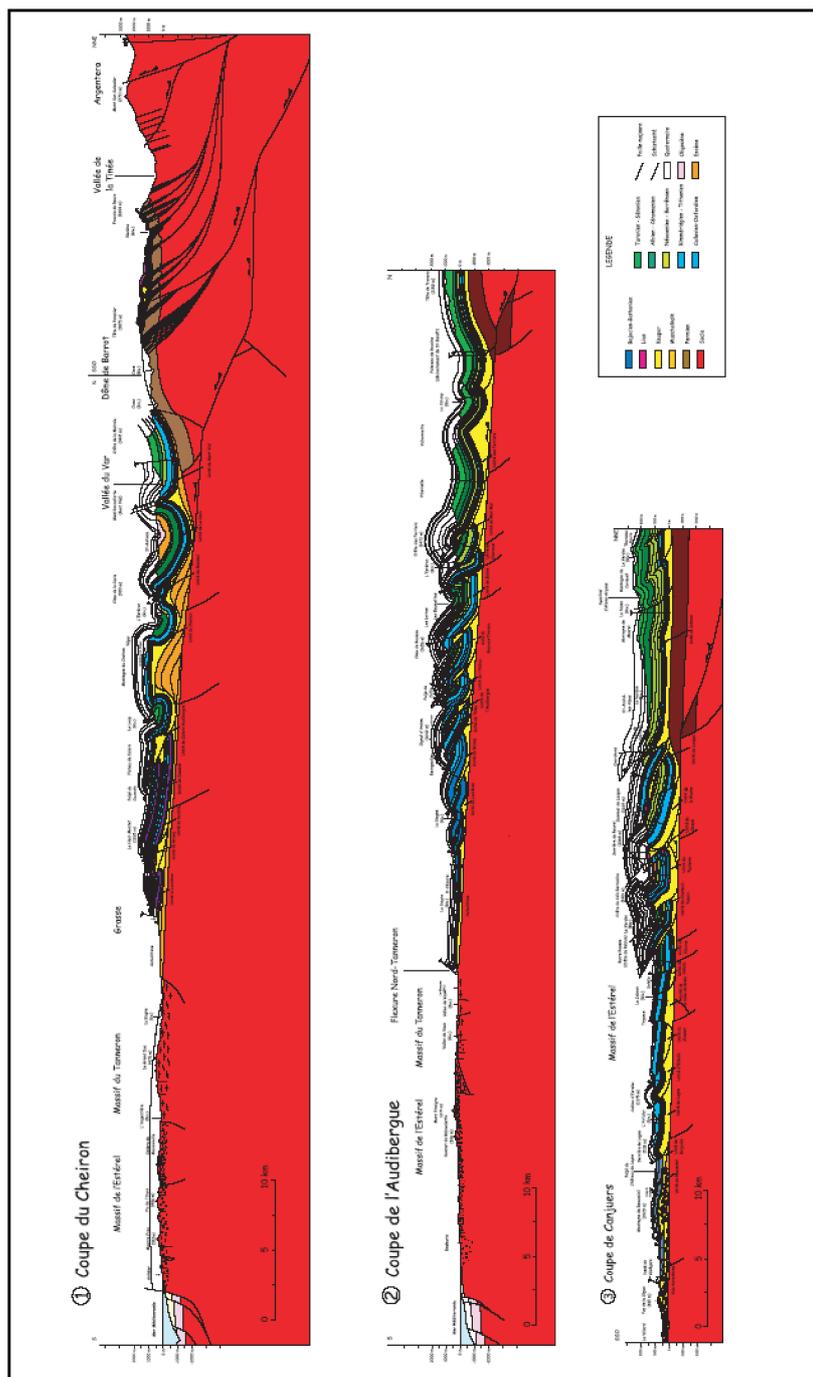


Figure 1-13. Coupes équilibrées réalisées dans la branche méridionale de l'arc de Castellane d'après [Laurent \(2000\)](#).

I.1.2.1.2.f. *Les bassins néogènes péri-alpins*

Cet ensemble est constitué par une succession de formations allant du Miocène au Quaternaire. On trouve à la base de ce complexe des formations molassiques deltaïques composées de conglomérats fluviaux remaniant des galets de roches issues des zones internes des Alpes. Cette série se poursuit par la sédimentation de molasses grés-conglomératiques à

faune littorale Miocène et se termine par la série chaotique du Pliocène caractérisée par des marnes et des conglomérats renfermant des méga-blocs de matériel Secondaire et Tertiaire.

Les différentes études géologiques menées sur les bassins molassiques du Miocène dans la région de Digne, Nice et Castellane montrent le caractère syn-tectonique de ces dépôts en relation avec le raccourcissement sub-meridien qui affecte l'ensemble de l'avant-pays à cette période (Giannerini et al., 1980). Ce régime de déformation se poursuit jusqu'au Plio-quaternaire affectant notamment les conglomérats du bassins de Valensole et du Var (Campredon et al., 1977).

I.1.2.2. Imagerie géophysique dans les Alpes Sud-Occidentales

Dans les Alpes Sud-Occidentales, de récentes études de tomographie sismique et de modélisation gravimétrique ont amélioré de manière significative notre connaissance de la structure crustale de la chaîne et ont particulièrement bien déterminé la forme et la position structurale du corps d'Ivrée (Paul et al., 2001 ; Lardeaux et al., 2006 ; Béthoux et al., 2007) (**Figure 1-14 ; Figure 1-15**).

Les données tomographiques par inversion des temps de trajet des ondes P obtenus dans le cadre du programme GéoFrance 3D permettent d'imager les contrastes de vitesses des ondes P dans la lithosphère continentale européenne. Ces données mettent en évidence la présence d'une anomalie de vitesse sous le Massif Cristallin Interne de Dora-Maïra correspondant au corps d'Ivrée. Il se caractérise par un fort gradient de vitesse des ondes P autour de 7.0 km/s et constitue pour Paul et al., 2001 et Béthoux et al., 2007 l'enveloppe rhéologique du corps d'Ivrée (**Figure 1-15**). Plus récemment, Schreiber et al. (2010) se sont focalisés sur la géométrie 3D du corps d'Ivrée à partir des données de tomographie crustale (**Figure 1-16**). L'ensemble de ces études semble s'accorder sur le fait que le corps d'Ivrée est découpé en deux unités distinctes :

(i) La première unité se localise sous le Massif Cristallin Interne de Dora-Maïra à une profondeur d'environ 10 km et semble s'interrompre brusquement à une profondeur de 17 km.

(ii) La seconde unité s'étend d'une vingtaine de kilomètre à 30 km de profondeur, qui représente la profondeur maximale de résolution des données tomographiques.

Dans l'ensemble l'anomalie du corps d'Ivrée de part sa signature de vitesse (7.0 à 7.4 km/s - Paul et al., 2001 ; Béthoux et al., 2007) diffère de la signature de vitesse (environ 8 km/s) d'un manteau supérieur dit normal.

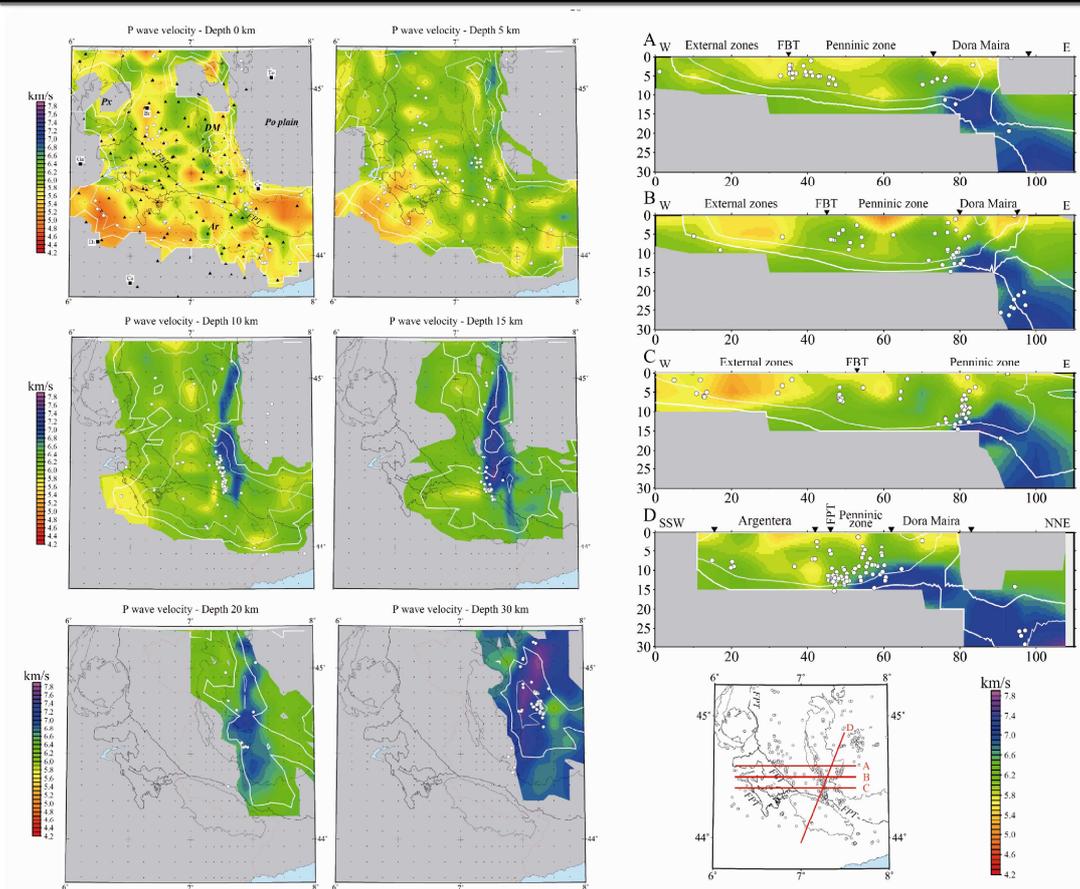


Figure 1-14. Carte tomographique par inversion des temps de trajet d'ondes P à différentes profondeurs (0-5-10-15-20-25-30 km). En bleu, la signature de vitesse correspondant à l'anomalie mantellique représentée par le corps d'Ivrée. **A, B, C, D** : Coupes tomographiques et localisation des hypocentres des séismes enregistrés lors de la campagne GéoFrance 3D (Paul et al., 2001)

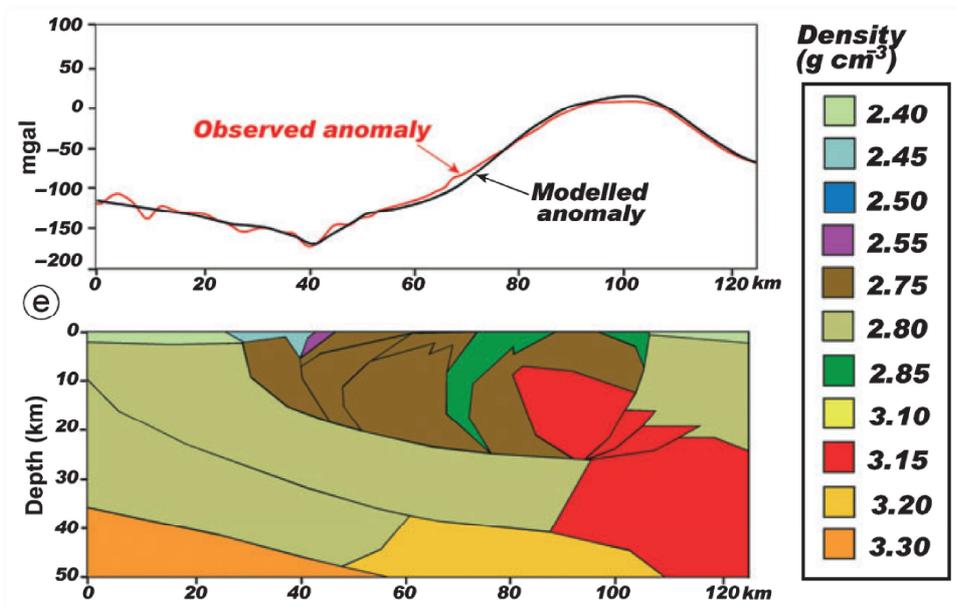


Figure 1-15. Modèle de l'effet gravimétrique calculé à partir de coupes structurales interprétatives basées sur la tomographie et géologie de surface (Lardeaux et al., 2006). Ce modèle montre une bonne corrélation entre l'anomalie de Bouguer observée et celle modélisée. La coupe orientée E-W est localisée dans la **Figure 1-13**.

D'après les auteurs (Marchand et al., 1993; Paul et al., 2001 ; Lardeaux et al., 2006 ; Béthoux et al., 2007) la vitesse de 7.0 km/s qui caractérise l'enveloppe du corps d'Ivrée est en accord avec les modèles minéralogiques du manteau à cette profondeur (**Figure 1-14**). Les densités recalculées d'après Bousquet et al. (1997), Marchand et al. (1993) et Lardeaux et al. (2006) pour le corps d'Ivrée sont estimées entre 3.15 et 3.25.

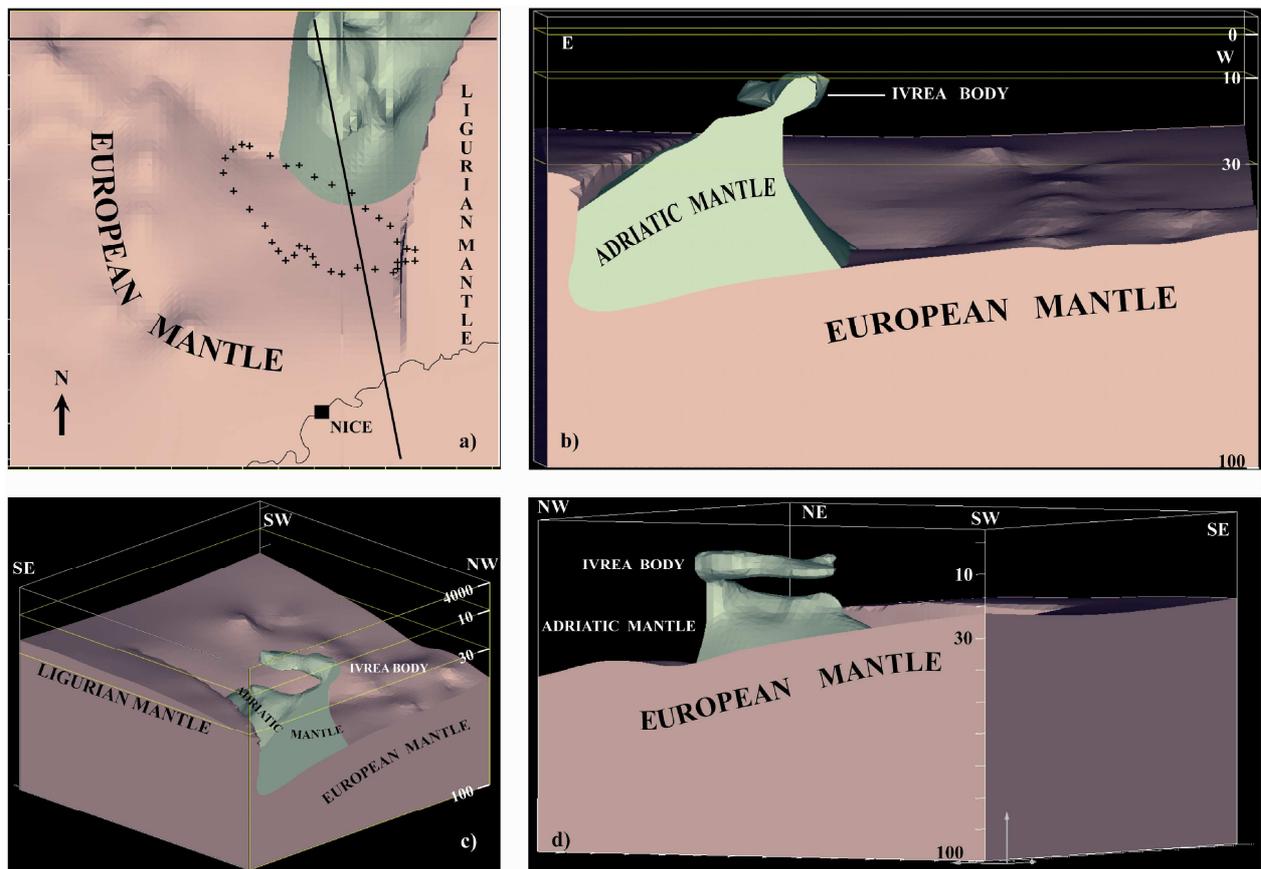


Figure 1-16. Modèle géométrique 3D des mohos superposés dans les Alpes Sud-Occidentales de Schreiber et al. (2010) construit à partir des cartes mohographiques de Waldhauser et al. (1998) et Thouvenot et al. (2007) (**Figure 1-6**) ainsi que des données de tomographie crustale (Paul et al., 2001). a. Vue du dessus de modèle 3D. La trace en surface du massif de l'Argentera-Mercantour est représentée en pointillé. b. vues du Nord-Est et c. du Sud-Est.

I.1.3. Évolution géodynamique

La chaîne alpine est le résultat d'une évolution orogénique quasi complète dont l'histoire est avant tout contrôlée par les mouvements des plaques Afrique (promontoire Apulien) et Europe. Comme la majorité des chaînes de montagnes, l'orogénèse Alpine résulte de l'évolution d'un océan, la Téthys Alpine qui débute au Mésozoïque après dislocation de la Pangée. La formation de la chaîne des Alpes s'est donc déroulée en trois étapes consécutives (**Figure 1-17**) :

- (i) -A- Un premier stade qualifié de riftogénèse Mésozoïque.
- (ii) -B- Un second stade d'accrétion océanique.
- (iii) -C- Un ultime stade de subduction puis de collision Tertiaire entre deux masses continentales : l'Europe et l'Apulie. Cette collision est toujours en cours aujourd'hui.

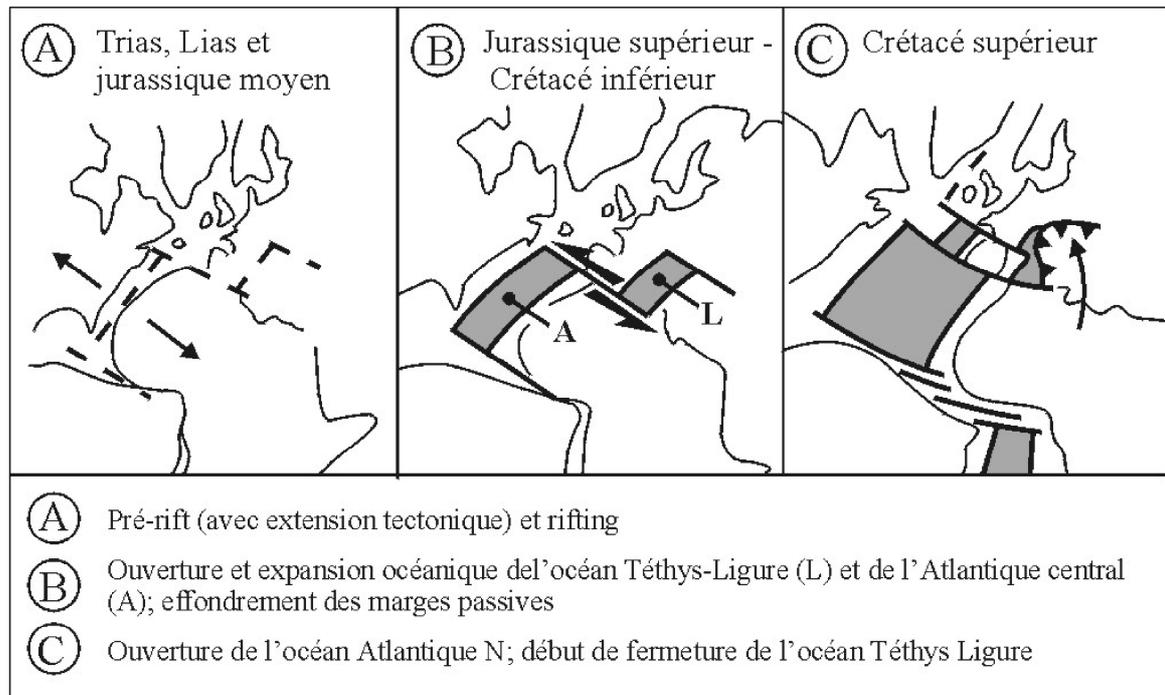


Figure 1-17. Dynamique du cycle Alpin d'après Lemoine et al. (1986). Ces schémas illustrent les trois étapes amenant à la formation des Alpes Occidentales.

Sans rentrer dans tous les détails et les incertitudes de reconstitutions de chacune de ces étapes, nous en rappelons les traits principaux aboutissant à l'architecture actuelle.

I.1.3.2. Divergence : Riftogénèse et océanisation

L'évolution géodynamique alpine débute au cours du Trias par un épisode de distension intracontinentale du socle Varisque pénéplané. À cette époque, une sédimentation de très faible profondeur se met en place dans une mer épicontinentale, aboutissant au dépôt de séries de carbonates de plate-forme, d'évaporites et de grès. Les niveaux évaporitiques triasiques auront bien plus tard une importance particulière dans la tectonique alpine, servant de niveau de décollement préférentiel aidant à la structuration des nappes de charriage et des chaînons de chevauchement et de plissement.

Au cours du Trias supérieur (Carnien 228 Ma), cette extension se traduit par l'apparition de failles normales syn-sédimentaires orientées N60° mais qui ne conduisent pas à l'ouverture de la Téthys Alpine (**Figure 1-18**). Ce n'est qu'au cours du Jurassique inférieur et moyen, alors que la direction d'extension est globalement orientée à N150°, que le rifting est suivi par la rupture crustale et par l'expansion océanique de la Téthys, dont un segment, l'océan Téthys-Ligure est couplé cinématiquement à l'Atlantique central (Lemoine et al., 1986; Lemoine et al., 1989; Coward et Dietrich, 1989; Coward et Ries, 1991; Dumont, 1994, Lemoine et al., 2000; Marthaler, 2001; Stampfli et al., 2002; Stampfli & Borel, 2004).

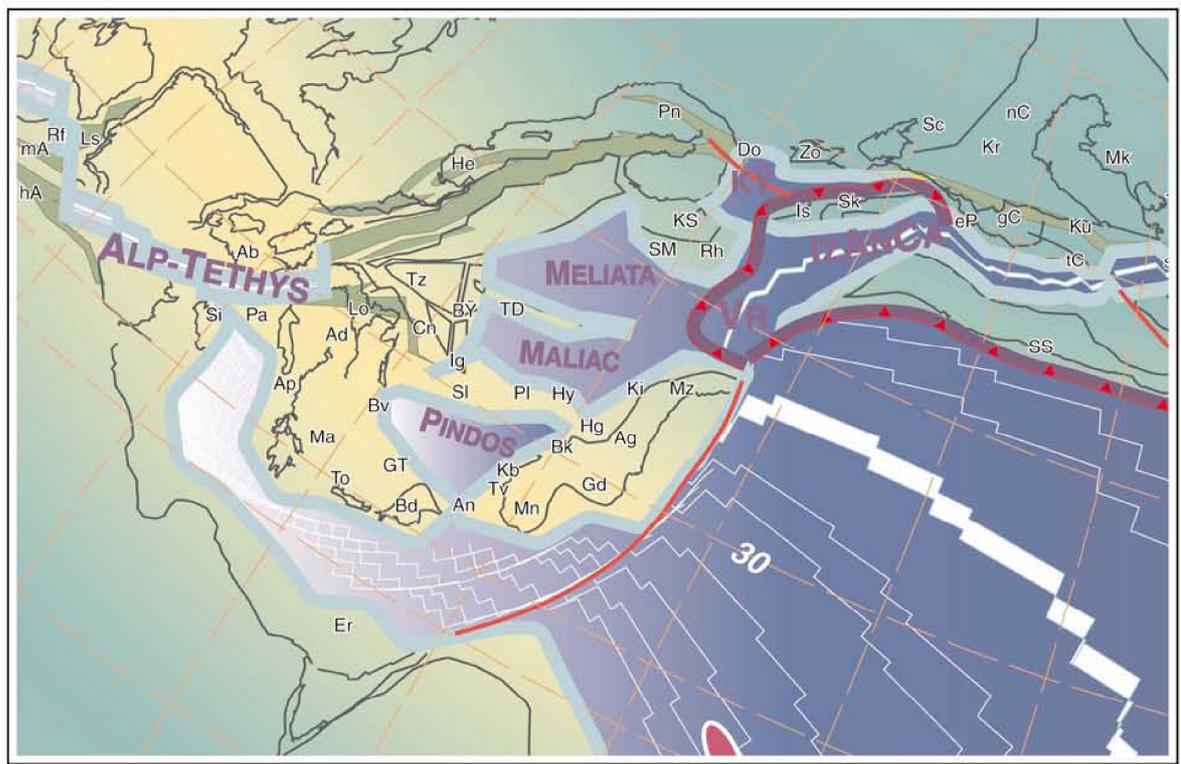


Figure 1-18. Reconstitution paléogéographique du domaine Téthysien au Dogger inférieur (Aalénien, 175,6 Ma) d'après Stampfli et al. (2002).

Cette ouverture océanique qui a lieu précisément au Dogger supérieur (165Ma) (**Figure 1-19**) aboutit à la différenciation de la marge en grands domaines paléogéographiques, reconnaissables aujourd'hui dans l'édifice tectonisé et constituant les différents domaines structuraux de la chaîne alpine.

Classiquement ce domaine océanique est décrit comme un bassin de petite dimension caractérisé par une accretion océanique supposée de type « ride lente » (Lemoine, 1980; Weissert et Bernoulli, 1985). Néanmoins pour certains auteurs (Polino et al., 1990; Lagabrielle et Cannat, 1990) ce domaine océanique devait être de dimension équivalente à l'actuel Atlantique Nord, car

même une expansion lente de quelques centimètres par an sur une durée de près de 50 Ma implique une ouverture de l'ordre de 1000km.

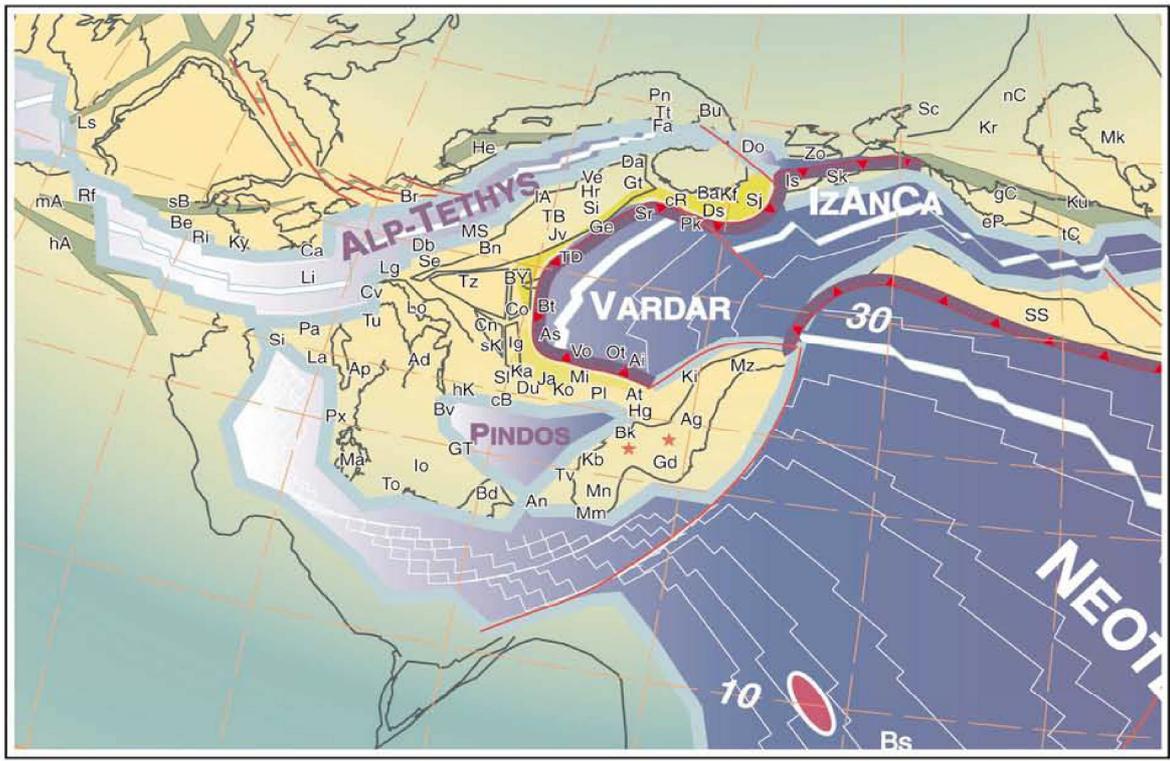


Figure 1-19. Reconstitution paléogéographique du domaine Téthysien au Jurassique supérieur (Oxfordien, 161,2 Ma) d'après Stampfli et al., 2002.

Cependant de nombreuses questions liées à cette période d'extension, sont encore en suspens à l'heure actuelle comme:

- (i) Le caractère symétrique ou asymétrique du rifting (Lagabrielle, 1987; Lemoine et al., 1987; Stampfli et Marthaler, 1990; Lardeaux et Spalla, 1991).
- (ii) Le rôle des structures liées à l'effondrement gravitaire de la chaîne hercynienne sur le début de l'extension (Malavieille et al., 1990; Rossi et al., 1993; Gardien et al., 1997).

Cette période distensive va se poursuivre jusqu'au Crétacé inférieur (Claudel et al., 1997 ; Lemoine et al., 1989). Cependant l'océan alpin va rapidement commencer à se refermer à partir du Crétacé supérieur. La poursuite de l'ouverture de l'Atlantique vers le nord (à l'ouest du bloc Ibérique), et vers le sud dans sa branche méridionale, va effectivement entraîner une rotation antihoraire de la plaque Africaine, entraînant le développement d'un contexte de convergence au niveau de la Téthys Alpine et aboutissant à sa subduction.

I.1.3.3. Convergence : subduction puis collision

I.1.3.3.1. La subduction

L'histoire de la formation des Alpes en tant que chaîne de montagne débute par l'installation, au cours du Crétacé supérieur, d'un contexte de convergence entre la plaque Européenne et la plaque Apulienne, considérée comme un promontoire de la plaque Africaine (**Figure 1-20**). Cette époque est marquée par une importante tectonique intra-océanique (Cénomano-Turonien) (Lagabrielle, 1987) associée à de l'écaillage océanique et des processus d'obduction.

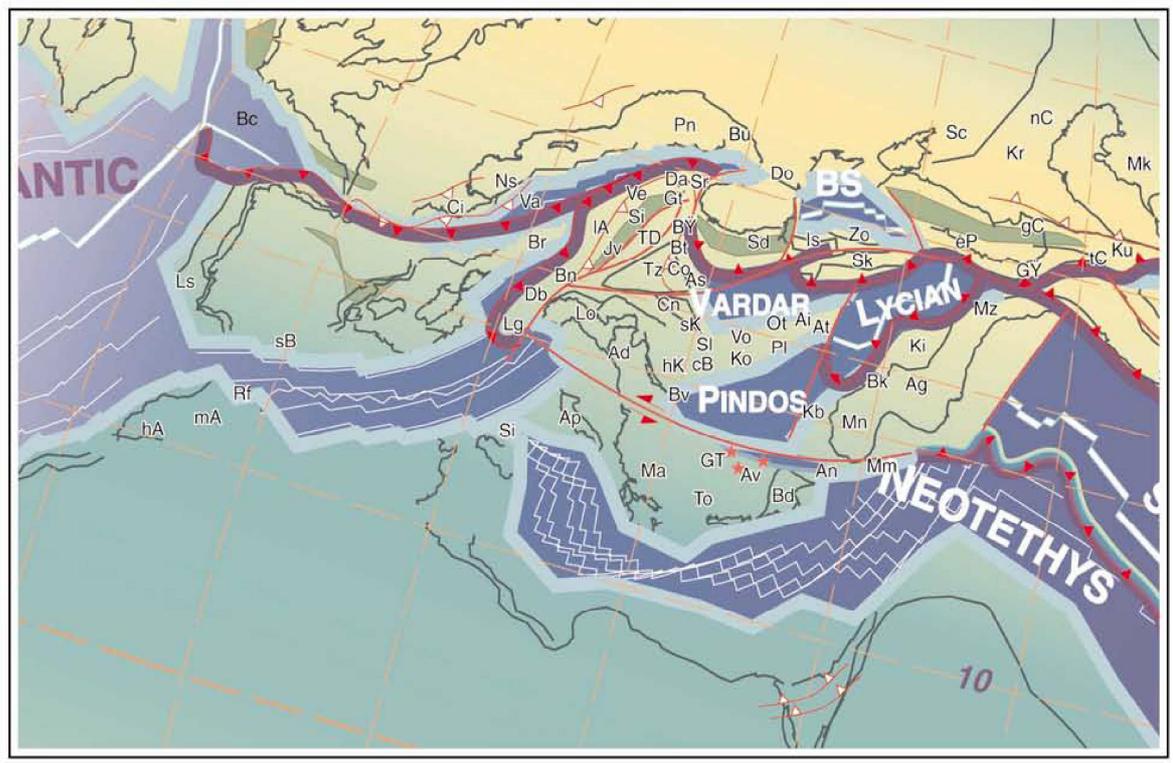


Figure 1-20. Reconstitution paléogéographique du domaine Téthysien au Crétacé supérieur (Santonien, 85,8 Ma) d'après Stampfli et al. (2002).

C'est dans ce contexte de convergence que se met en place la subduction vers le Sud du domaine océanique téthysien (Ernst, 1973; Ernst et Dal Piaz, 1978) mais également des séries sédimentaires et des portions de croûte continentale (Dal Piaz et al., 1972; Lardeaux et al., 1982; Lardeaux et Spalla, 1991) générant un métamorphisme haute pression (HP) à ultra haute pression (UHP) dans toutes les lithologies d'affinité océaniques et continentales (Droop et al., 1990; Spalla et al., 1996).

L'ensemble du prisme orogénique s'édifie alors avec une structuration en nappes de charriage, présentant un métamorphisme prograde d'Ouest en Est (du à l'enfouissement plus

important des unités proches du domaine océanique) depuis un faciès schistes verts, jusqu'à un faciès schistes bleus et écolitique dans les unités Piémontaises daté entre 60 et 40 Ma (Liewig et al., 1981; Caby et Bonhomme, 1982; Monié et Philippot, 1989; Takeshita et al., 1994; Cliff et al., 1998; Rubatto et al., 1998). Le métamorphisme haute pression est plus ancien dans les unités continentales Austro-Alpines (60-80 Ma) et plus récent (38-32 Ma) dans les unités continentales européennes du massif de Dora-Maira (Figure 1-21) où des conditions de ultra haute pression ont été caractérisées par le développement de paragenèses à coésite et pyrope stables (Dora-Maira: Chopin, 1984) montrant que cette unité a été enfouie à plus de 100 km de profondeur (e.g. Rosenbaum & Lister 2005 ; Figure 1-21 ; Figure 1-22).

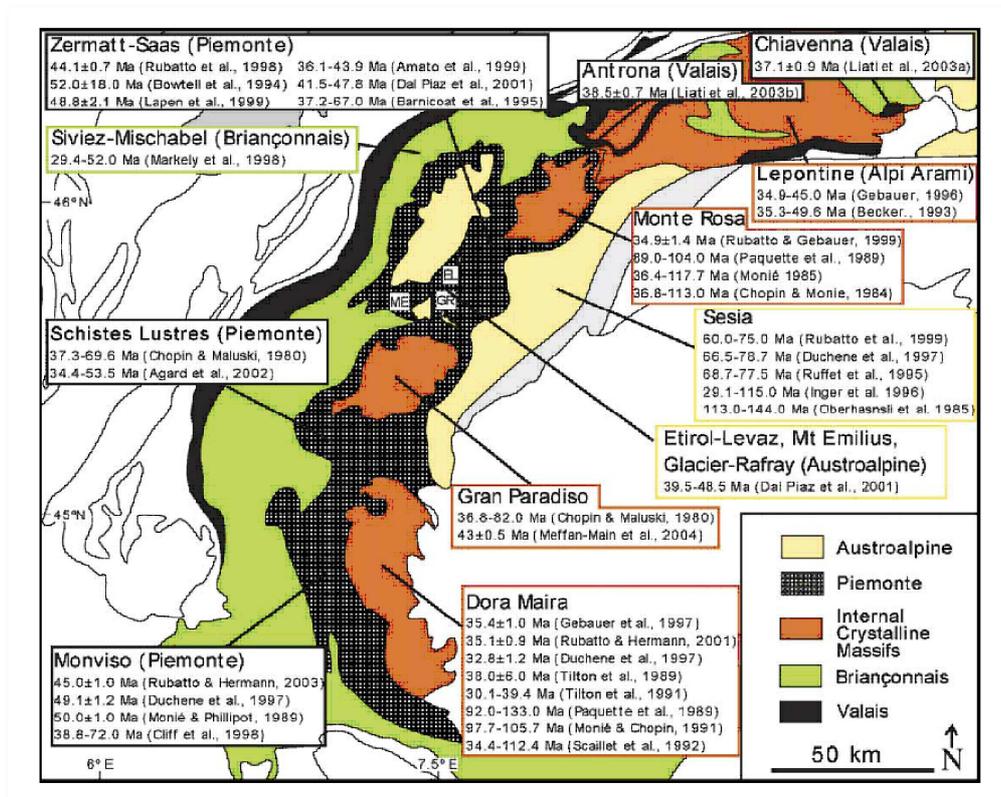


Figure 1-21. Localisation et âge du métamorphisme haute pression et ultra haute pression dans les unités des Alpes Occidentales (Rosenbaum and Lister, 2005).

Il est encore difficile à l'heure actuelle d'identifier de manière précise le ou les processus permettant la remontée en surface de ces roches profondes dans un temps relativement court. Les mécanismes classiquement proposés pour expliquer ces remontées de matériel profonds sont l'extrusion, l'extension le long de failles normales ductiles profondes, la dynamique interne des prismes d'accrétion, la rupture du slab... ou des combinaisons de tous ces processus (Duchêne et al, 1997a,b ; Schwartz, 2000).

Cette subduction fait place dès l'Eocène à l'entrée en subduction de la marge passive européenne sous l'Apulie. Les domaines externes Dauphinois ou Helvétiques vont alors être sous charriés sous le prisme orogénique (domaine interne métamorphique) à la faveur d'une discontinuité chevauchante majeure : le Front Pennique ou Chevauchement Pennique Frontal.

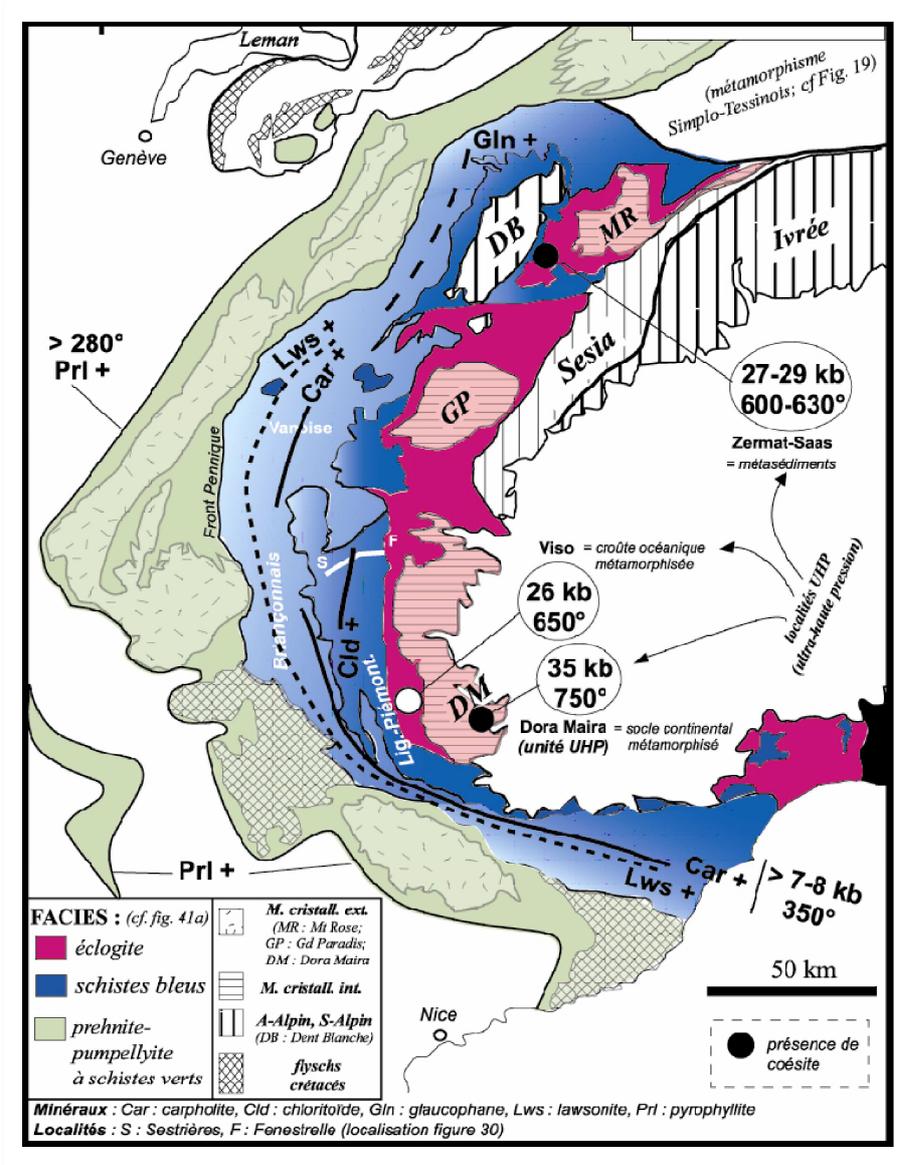


Figure 1-22. Conditions du métamorphisme haute pression (schiste vert à éclogite) dans les Alpes Occidentales d'après Agard et Lemoine (2003).

I.1.3.3.2. La collision

Cette « collision » s'initie donc à l'Eocène inférieur et correspond au raccourcissement des deux marges. Cela se traduit dans le Briançonnais et dans le Piémontais par une tectonique de nappes superficielles (Tricart, 1984) qui aboutira au premier empilement de nappes sous le

charriage du flysch à Helminthoïdes (Kerkhove, 1969; Debelmas, 1974; Dumont et al., 1997) (phase 1, **Figure 1-23**).

A partir de l'Oligocène, la collision continentale gagne par sauts successifs l'extérieur de l'arc alpin. La déformation est caractérisée par une tectonique de nappes de charriage affectant à la fois les zones internes, mais aussi des zones plus externes. L'édifice Briançonnais se déplace vers les zones externes (vers l'Ouest et le Sud-Ouest) par l'activation du Front Pennique (phase 2, **Figure 1-23**), aboutissant au décollement et au plissement des couvertures hélvétiques ou Dauphinoises. Une importante tectonique de socle s'initialise permettant le soulèvement des Massifs Cristallins Externes par l'intermédiaire de chevauchements profonds.

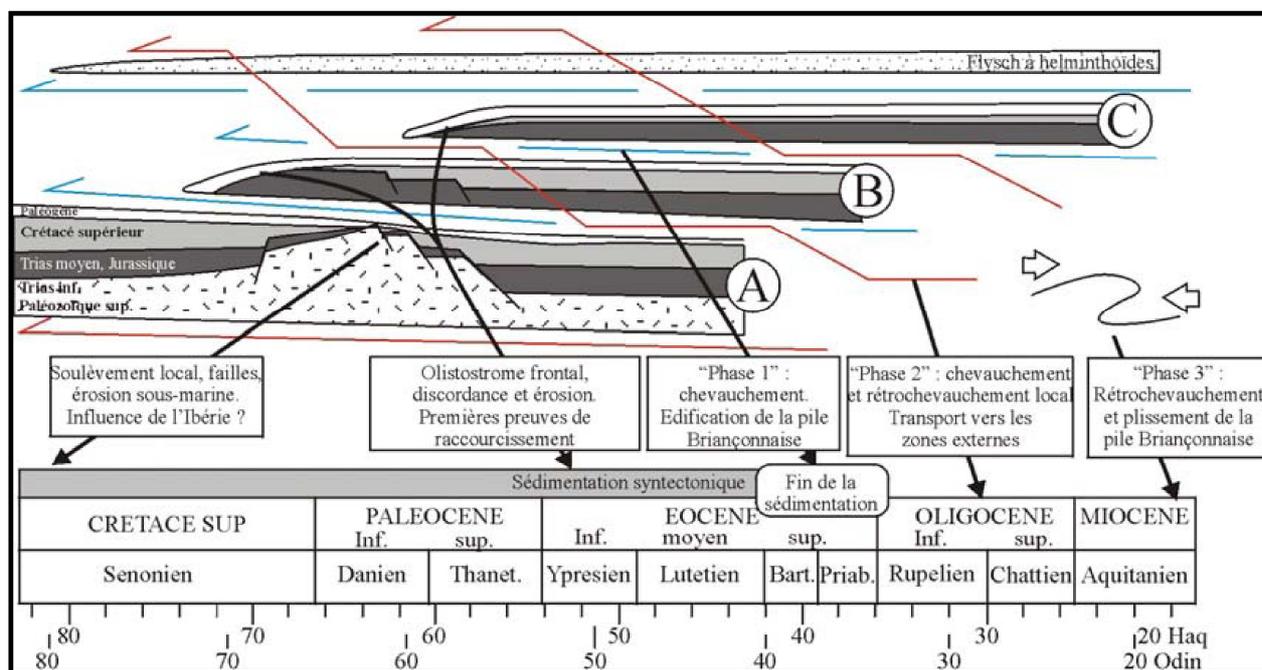


Figure 1-23. Chronologie de mise en place de l'édifice de nappes briançonnaises. Les premières étapes ont lieu avant l'interruption de la sédimentation (Crétacé sup.-Paléocène). Un premier empilement de nappes simple (C/B/A) a été construit lors de la phase 1, sous le charriage du Flysch à Helminthoïdes. Le découpage des nappes a été guidé par les structures précédentes, et le transport s'est probablement effectué vers le N ou le NW. Ensuite, ce premier édifice a été transporté vers l'W ou le SW sur la zone externe (activation du front Pennique) et redécoupé (phase 2), puis replissé et en partie rétrodérivé (phase 3) pour acquies sa géométrie actuelle (d'après Dumont et al., 1997).

Au front des nappes, dans l'avant-pays, des séries molassiques remaniant des produits du métamorphisme HP-BT, générés lors de la phase précédente, sédimentent en position de bassin d'avant chaîne (De Graciansky et al., 1971; Bodelle, 1971; Polino et al., 1991). Simultanément la marge européenne est épaissie par sous-charriage d'unités crustales progradantes vers l'avant pays. Cet empilement de nappes est décrit dans l'ensemble de la chaîne alpine, avec un maximum d'épaisseur observé dans les Alpes Suisses.

C'est à la même période, vers 30 Ma, qu'apparaît dans les zones internes le magmatisme alpin calco-alcalin (type Adamello) localisé le long de la ligne Insubrienne. Cet événement thermique serait également responsable de l'anomalie thermique du dôme Lepontin générant un métamorphisme HT-BP (Frey et al., 1974, 1980; Merle et Le Gal, 1988; Engi et al., 2004 ; Goffé et al., 2004). Classiquement, cette anomalie thermique est interprétée comme la manifestation du rééquilibrage thermique lié au « slab breakoff » de la lithosphère européenne (Von Blanckenburg et Davies, 1995) contemporanément à la mise en place de la plupart des masses plutoniques et des principales nappes de flysch (Stampfli et Marthaler, 1990).

A partir du Miocène inférieur, la surrection des Massifs Cratallins Externes (Tricart, 1982) marque le blocage de l'épaississement crustal en contexte de convergence. C'est à ce moment que l'édifice de nappes Briançonnaises est rétro-déversé et replissé (phase 3, **Figure 1-23**) sur les unités Piémontaises (Tricart, 1975 ; Caron, 1977). Le front de déformation atteint l'avant pays Dauphinois (Jura et nappe de Digne), dans un style tectonique de décollement de la couverture (le niveau de décollement principal étant situé dans les évaporites du Trias) tectonisant les molasses oligocènes (Siddans, 1979, Milnes et al., 1981; Siddans, 1984; Ricou and Siddans, 1986). Au même moment se développe, le long des structures peri-adriatiques, un important coulisage dextre entraînant la formation de grandes structures décrochantes dans les zones internes (Tricart et al., 1996; Sue, 1998; Bistacchi et al., 2000).

La dernière phase tectonique compressive fini-Miocène se caractérise par une déformation superficielle de couverture dans l'avant-pays Alpin (Digne, zone Dauphinoise et Jura) et le déplacement vers le Nord-Ouest des Préalpes.

I.1.3.4. Extension syn-convergence

De nombreux auteurs soulignent l'existence d'une tectonique extensive syn-convergence dans les zones internes (Ballèvre et al., 1990 ; Mancktelow, 1992 ; Merle et Ballèvre, 1992 ; Lazarre et al., 1994 ; Aillères et al., 1995 ; Tricart et al., 1996 ; Sue, 1998 ; Agard, 1999 ; Cannic et al., 1999; Bistacchi et al., 2000 ; Rolland et al., 2000 ; Schwartz, 2000; Tricart et al., 2001 ; Sue et Tricart, 2003; Malusa, 2004 ; Chanpagnac et al., 2006). Cette notion commence à être intégrée dans les schémas d'évolution des Alpes, mais de nombreuses questions demeurent concernant l'initiation du phénomène ainsi que sa relation avec la déformation actuelle.

La croissance d'un prisme orogénique à l'échelle de toute la chaîne s'achève avant la fin de l'Oligocène, avec l'avènement d'un régime distensif dans la partie interne du prisme (e.g. Tricart et al., 2006) (**Figure 1-24**).

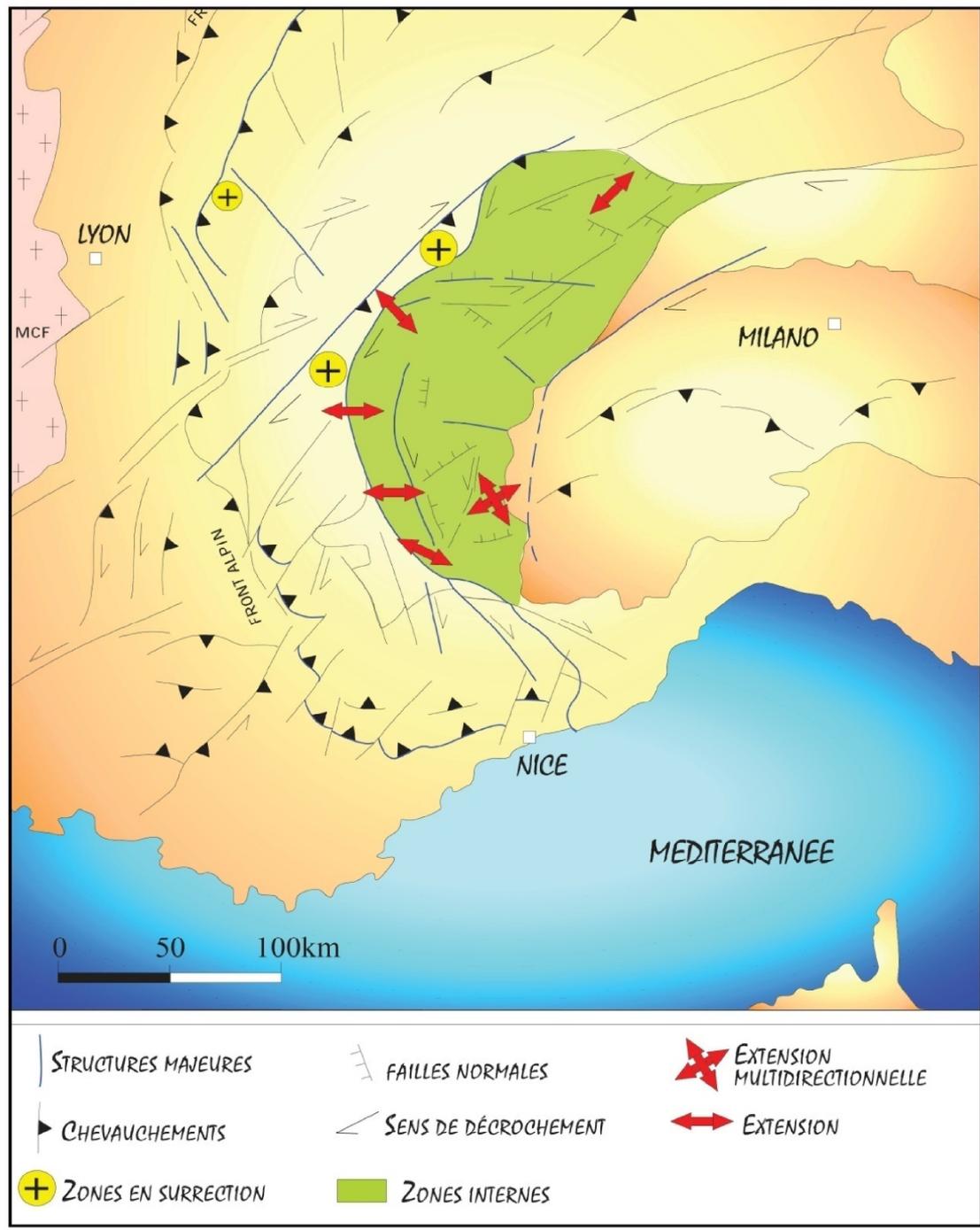


Figure 1-24. Champ de déformation actuelle des Alpes Occidentales obtenu par compilation de l'ensemble des données géologiques, géodésiques, géophysiques issus du programme GéoFrance 3D (Schwartz, 2000 ; Lardeaux et al., 2006).

Des déformations extensives parallèles ou perpendiculaires à la chaîne dans les zones internes sont décrites dès l'Oligocène supérieur, en domaine ductile dans les conditions schistes verts puis dans le domaine cassant (e.g. Ballèvre et al., 1990; Mancktelow, 1990; Rolland et al., 2000; Ganne et al., 2004; Schwartz et al., 2004). Cette extension multidirectionnelle accompagne

l'exhumation par dénudation tectonique des Massifs Cristallins Internes (Dora-Maira, Grand Paradis et Mont Rose) et des ophiolites (Mont Viso).

La réactivation en extension du Font Pennique, marqueur de la collision continentale est sans doute l'expression la plus spectaculaire de ce régime distensif (Sue et Tricart, 1999, 2003 ; Tricart et al., 2001). Son rejeu plus tardif dans le domaine cassant s'accompagne de failles normales affectant largement les zones internes. La réactivation des principales surfaces de charriages (nappes Briançonnaises et nappes piémontaises occidentales) entraîne de spectaculaires basculements de blocs. Il en résulte une extension perpendiculaire à la chaîne (Sue et Tricart, 1999, 2002; Bistacchi et al., 2000; Grosjean et al., 2004; Malusa, 2004).

Au total, depuis la fin de l'Oligocène, de l'extension accompagne l'exhumation finale des unités métamorphiques HP-BT et limite la croissance de la partie interne du prisme alpin, voire accommode son désépaississement. Durant la même période, la partie externe du prisme alpin poursuit sa croissance, à la faveur du chevauchement-soulèvement récent des Massifs Cristallins Externes (Lacombe et Mouthereau, 2002). Tout au long du Néogène et encore actuellement la chaîne a donc connu des régimes tectoniques contrastés, extensif dans l'arc interne et compressif dans l'arc externe.

I.1.4. Sismicité et tectonique active

Les Alpes occidentales sont considérées comme une zone de sismicité faible à modérée (Giardini et al., 1999). Cependant, l'occurrence de nombreux séismes destructeurs dont les intensités épicentrales ont pu atteindre IX sur l'échelle MSK et dont les magnitudes estimées par l'étude de la sismicité historique peuvent aller au-delà de 6 (Exemple : séisme de Lambesc, 1909) montre que l'ensemble de la chaîne occidentale est soumise à une sismicité potentiellement destructrice (Thouvenot et al., 1990). Certaines zones sont néanmoins sujettes à une sismicité plus importante, comme la Provence, le Briançonnais et la région Niçoise.

Dès les années 1940, le développement de la sismicité instrumentale a permis de définir deux grands arcs sismiques dans les zones internes, celui du Briançonnais et celui du Piémontais (Rothé, 1941). Plus récemment, la multiplication des réseaux sismologiques et des études sismotectoniques ont permis d'accroître les connaissances sur les régimes tectoniques actuels sur l'ensemble de la chaîne.

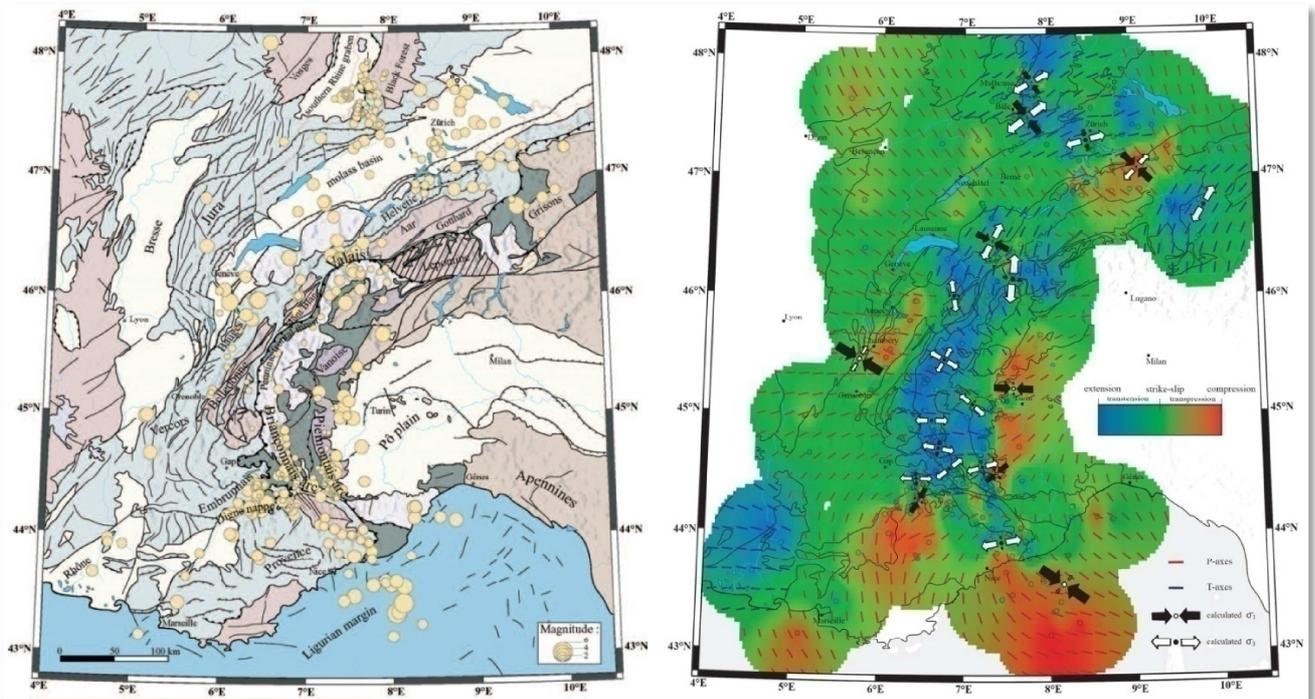


Figure 1-25. A gauche : Carte de sismicité des Alpes Occidentales et Centrales. A droite : Champ de déformation et de contraintes du domaine alpin. Le fond couleur représente le type de déformation. Les axes P sont en rouges et les axes T sont en bleu. Les flèches noires et les flèches blanches représentent les axes σ_1 et σ_3 , respectivement (d'après Delacou et al., 2004)

Trois grands régimes sismotectoniques ont été ainsi identifiés (**Figure 1-25**):

(i) Régime en extension se localise dans les zones internes (Briançonnais et Piémontais) et localement dans les zones externes au NW du massif de l'Argentera-Mercantour (Sue, 1998 ; Sue et al., 2000; Delacou et al., 2004 ; Bethoux et al., 2007 ; Larroque et al., 2009).

(ii) Régime en compression mis en évidence dans les zones externes, au niveau du front du Jura, de Belledonne, de la Provence, de la marge Ligure et de la plaine du Pô (Bethoux et al., 1992 ; Sue, 1998 ; Barroux et al., 2001 ; Larroque et al., 2001).

(iii) Régime en décrochement observé dans l'ensemble de la chaîne sans distinction entre zone interne et zone externe, le plus souvent spatialement relié avec les zones en extension et en compression. Il définit des régions à caractère transpressif ou transtensif.

- En domaine externe, les axes de raccourcissement dessinent un éventail d'axes compressifs (Eva & Solarino, 1998; Sue et al., 1999; Barroux et al., 2001; Kastrup et al., 2004) radial à l'arc alpin (déjà reconnue dans les travaux de Fréchet, 1978; Pavoni & Roth, 1990), depuis une direction NNW-SSE à l'Est de la Suisse, jusqu'à une direction NE-SW dans le sud de la France.

- En zones internes, ces décrochements sont compatibles avec les directions régionales d'extension, N-S dans le sud du Valais et E-W à NE-SW dans le Briançonnais et l'Argentera-Mercantour.

I.2. Cinématique des plaques

L'accès à une évolution géodynamique de la chaîne Alpine nécessite un changement majeur d'échelle d'observation. Il s'agit en effet d'interpréter son évolution tectonique au travers de la cinématique globale des plaques. Les déformations dans l'arc alpin sont fortement liées à deux évolutions cinématiques depuis le Crétacé :

- (i) L'évolution cinématique de la plaque Ibérique (Lagabrielle, 1987 ; Olivet, 1996).
- (ii) Les mouvements différentiels de la plaque européenne et du promontoire adriatique

Depuis les années 70, de nombreux auteurs ont tenté de reconstituer les mouvements Europe-Afrique soit en se basant sur les anomalies magnétiques enregistrées dans l'océan Atlantique depuis le Dogger (Dewey et al., 1973, 1989 ; Biju-Duval et al., 1977 ; Tapponnier, 1977 ; Olivet, 1978 ; Savostin et al., 1986, Rosenbaum et al., 2002), soit en se basant sur l'étude des linéations d'étirement en considérant que le champ de déformation finie observé est directement lié au déplacement des plaques (Malavieille et al., 1984 ; Choukroune et al., 1986).

En revanche, pour comprendre et interpréter l'évolution actuelle du système Alpin, les développements récents réalisés en géodésie spatiale permettent de déterminer les régimes de déplacements actuels entre les plaques Afrique et Europe (Calais et al., 2000 ; Nocquet et Calais, 2003)

I.2.2. Les différents modèles d'évolution cinématique

I.2.2.1. D'après les anomalies magnétiques

Quatre modèles de trajectoire de la plaque Afrique par rapport à la plaque Eurasie supposée fixe sont représentés par la **Figure 1-26**. Les modèles montrent une évolution en deux mouvements continus vers le Sud-Est et l'Est et cela jusqu'au Crétacé. Cela se traduit par un coulissage senestre E-W responsable du rifting et de l'ouverture de la Téthys en régime transtensif de type pull-apart. Celui-ci est suivi d'un mouvement vers le Nord, Nord-Ouest générant la fermeture océanique par subduction de la Téthys, suivie de la collision Alpine (Tapponnier, 1977 ; Olivet, 1978 ; Savostin et al., 1986 ; Dewey et al., 1989, Rosenbaum et al., 2002).

Bien que ces deux phases cinématiques soient généralement admises, le changement de direction Est-Ouest à Nord-Sud, associé au changement majeur de régime tectonique (transtensif à compressif) reste mal contraint dans le temps car il intervient durant la période magnétiquement stable du Crétacé (anomalies M0 à 120 Ma et M34 à 80 Ma). Ainsi, les taux de convergence estimés ainsi que la vitesse de déplacement de la plaque Afrique relativement à l'Europe dite stable sont encore sujet à controverses (**Figure 1-26E**).

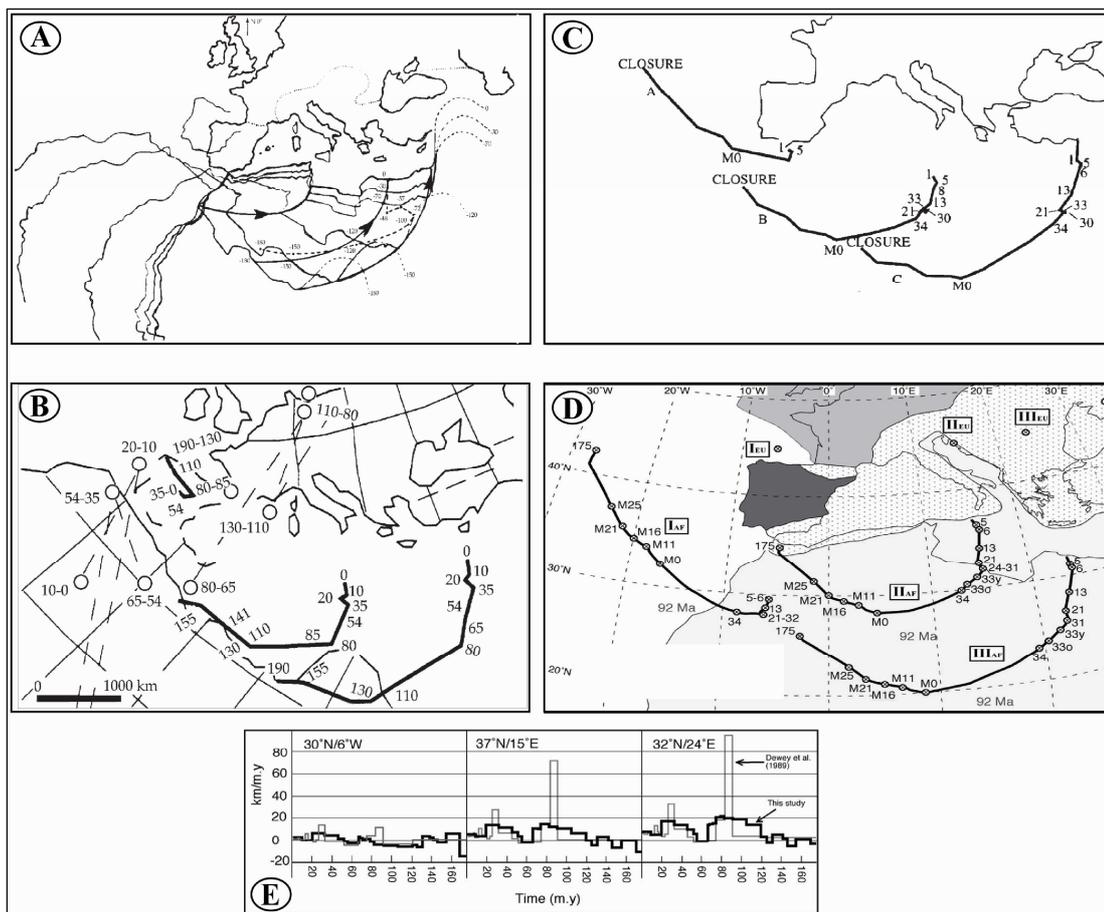


Figure 1-26. Reconstitution des mouvements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Europe déduit des anomalies magnétiques de l'océan Atlantique d'après **A-Tapponnier (1977)**; **B-Savostin et al. (1985)**; **C-Dewey et al. (1989)** et **D-Rosenbaum et al. (2002)**. Le graphe **E-** représente la cinématique des plaques et particulièrement le taux de convergence calculé d'après **Rosenbaum et al. (2002)** et comparé aux taux de convergence proposés par **Dewey et al. (1989)**.

Durant la convergence Nord-Sud, une évolution vers un mouvement Nord-Ouest est proposée dont l'âge varie de 37 Ma (**Olivet, 1978**; **Savostin et al., 1985** et **Bonnin, 1978** et **Ménard, 1988**) à 13.7-11.6 Ma (**Dewey et al., 1989**). Cependant comme le souligne **Lagabrielle (1987)**, l'histoire tectonique au Crétacé du domaine Liguro-Piémontais et de ses abords continentaux, dépend tout

autant du devenir de la microplaque ibérique que du mouvement respectif de l'Afrique et de l'Europe.

I.2.2.2. D'après les marqueurs tectoniques (linéations d'étirements).

Une autre façon de reconstituer la cinématique à l'échelle de l'arc Alpin est l'utilisation des cartes de linéations d'étirement en considérant qu'il existe une relation directe entre le champ de déformation et les déplacements. Ce postulat n'est valable que dans le cas d'une déformation générée dans un contexte tectonique où le régime dominant est le cisaillement simple (Ramsay and Huber, 1983).

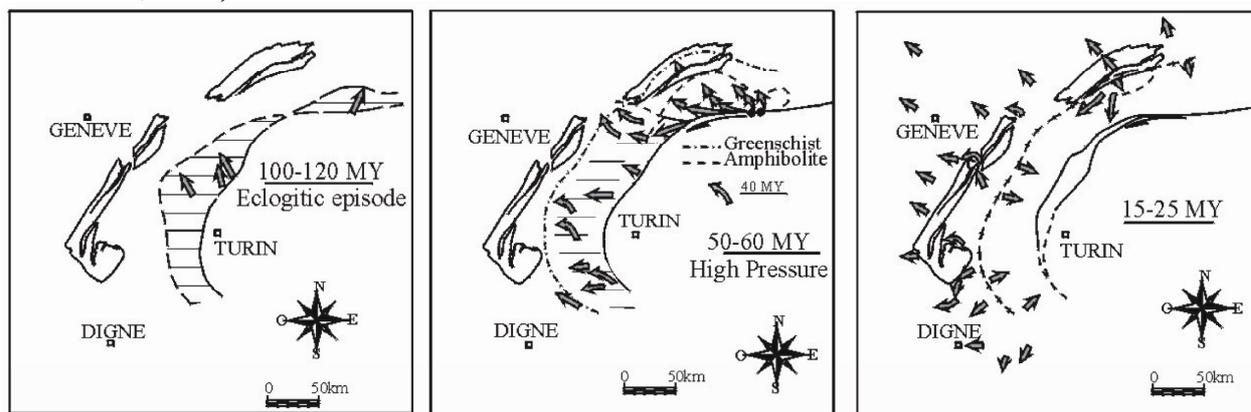


Figure 1-27. Evolution des Alpes occidentales d'après les linéations d'étirement (d'après Choukroune et al., 1986).

Une cartographie des linéations d'étirement et des sens de cisaillement au cours du temps dans les Alpes Occidentales (Choukroune et al., 1986) a permis de discuter la cinématique depuis 120-100 Ma (Figure 1-27). On distingue différentes générations de linéations d'étirement, mesurées en particulier dans les domaines éclogitiques des zones internes. Les linéations d'étirement obtenues indiquent une première direction de linéation éclogitique (étirements minéralogiques) globalement Nord-Sud (N150°), interprétée comme la direction initiale de charriage des matériaux océaniques et de la plaque africaine sur le continent européen. A partir de 40 Ma, une seconde génération de linéations, soulignées par des minéraux rétro-morphiques, de direction globalement E-W, est interprétée comme la direction de déplacement durant la collision continentale. Enfin, entre 25 et 15 Ma, la direction d'étirement des minéraux des faciès schistes verts indiquent un champ de déplacement radial à l'arc, impliquant une rotation rigide des objets. On constate donc que la direction d'étirement des zones ductiles subit une rotation au cours du temps. Si tous les auteurs s'accordent sur l'idée que le poinçon Apulien est responsable d'une telle dispersion des linéations, les champs de déformation et de déplacement qui en résultent sont encore largement débattus.

I.2.3. Cinématique actuelle d'après la géodésie

Les études de géodésie (**Figure 1-28**) montrent que le régime de déplacement actuel de la chaîne des Alpes Centrales et Occidentales est caractérisé par de faibles vitesses horizontales de l'ordre de 1 à 2 mm.an⁻¹ (Calais, 1999a; Calais et al., 2000a; Calais et al., 2002; Vigny et al., 2002; Nocquet, 2002 ; Nocquet & Calais, 2003; Nocquet & Calais, 2004). Elles indiquent, sur une transversale Lyon-Turin, un régime de type extensif, avec une bonne correspondance avec le régime sismo-tectonique en extension (Calais et al., 2002). A plus grande échelle, l'analyse des mesures GPS semble indiquer des conditions aux limites de la chaîne de type rotationnelles, avec un pôle de rotation situé au nord de Milan et une rotation antihoraire de la plaque apulienne de 0.52 °.Ma⁻¹ (Calais et al., 2002). Ce régime en rotation, postulé depuis les années 70 de part la géométrie arquée de la chaîne des Alpes occidentales (Gidon, 1974; Anderson & Jackson, 1987; Ménard, 1988; Vialon et al., 1989), et d'après les mesures plus récentes de paléomagnétisme et de modélisation analogique (Aubourg et al., 1999; Thomas et al., 1999; Collombet, 2001; Collombet et al., 2002), montre que le régime tectonique et géodynamique actuel de l'arc alpin doit être analysé avec précaution, loin de s'intégrer dans des concepts classiques de collision orogénique frontale.

I.2.4. Le poinçonnement Europe-Apulie : deux hypothèses de déformation

La majorité des auteurs s'entendent sur l'existence du poinçon apulien mais se distinguent par leur interprétation des déformations qui en résultent.

I.2.4.1. Déformation par rotation rigide

Si l'on considère une direction de déplacement du promontoire Adriatique ou Apulien vers le Nord-Ouest, l'alignement des Massifs Cristallins Externes Belledonne, Mont-Blanc et Aar représente un alignement frontal par rapport à la déformation tandis que l'alignement Pelvoux et Argentera-Mercantour se trouve parallèle à la direction de déplacement.

Dans cette hypothèse, certains auteurs (Gidon, 1974 ; Ménard, 1988 ; Vialon, 1990) considèrent que la déformation se fait par rotation rigide antihoraire où les unités déformées (prisme de nappes) se retrouvent bloquées sur l'avant pays et expulsées au moment de la rotation (**Figure 1-29A**).

Cette rotation est alors accommodée aux limites du système par de grandes structures décrochantes dextres au Nord et au Sud, sur lesquelles vient se greffer le chevauchement Pennique Frontal qui montre alors un jeu décrochant dextre.

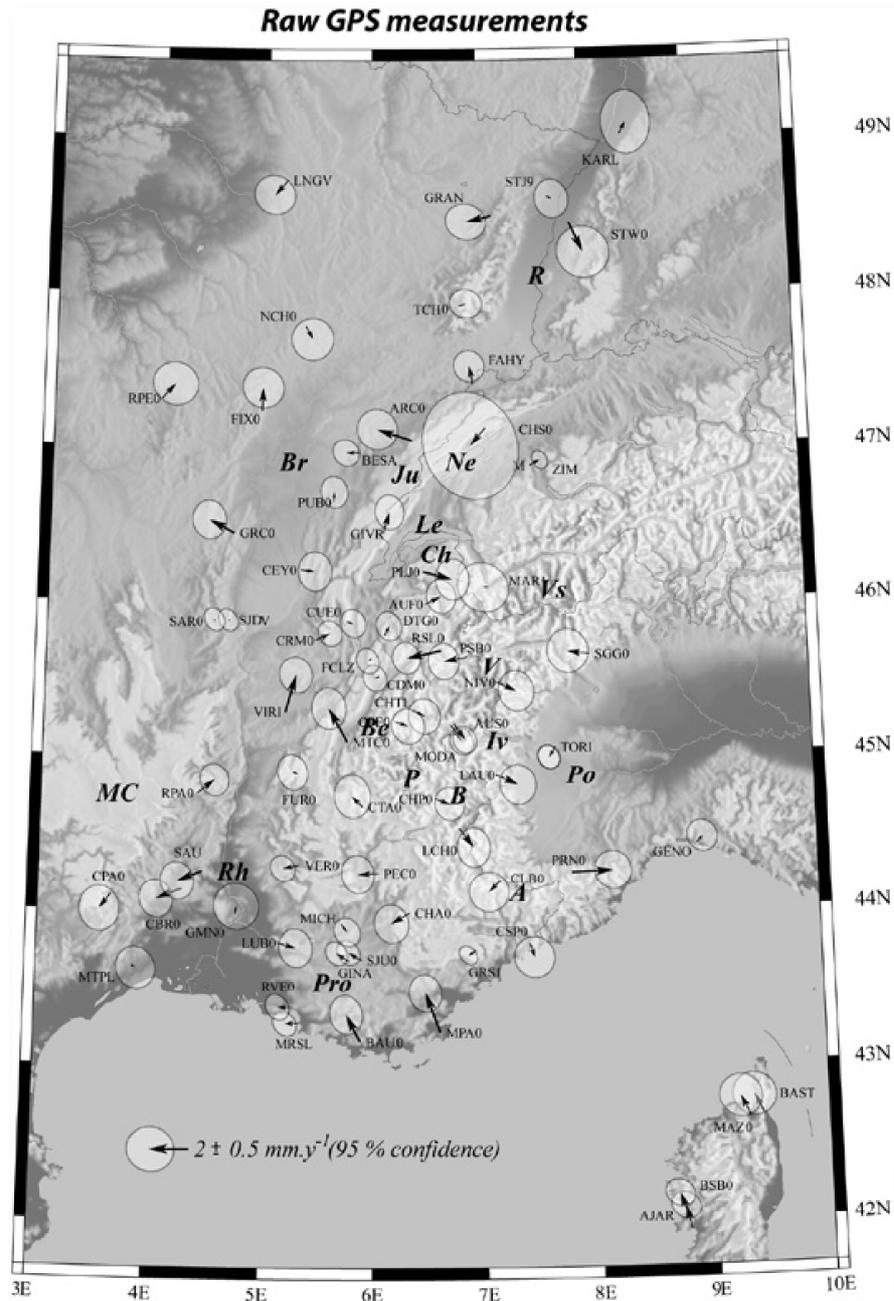


Figure 1-28. Base de données GPS utilisée, compilée et harmonisée par [Nocquet \(2002\)](#). Les vitesses sont définies par rapport à l'Europe stable et l'ellipse d'erreur à 95% de confiance est figurée.

En revanche, [Philip \(1987\)](#) et [Ritz \(1991\)](#) interprètent le champ de déformation tardif comme le résultat d'un raccourcissement accommodé par deux directions de décrochement majeur. D'une part senestre le long de l'axe Belledonne-Mont Blanc et du front Pennique, et d'autre part dextre au Nord et au Sud le long de la ligne Insubrienne et de l'axe Pelvoux-Argentera-Mercantour.

I.2.4.2. Déformation rigide-plastique

Si l'on considère que le mouvement Afrique-Eurasie, à l'origine de la collision, est orienté Nord-Nord-Ouest en relation directe avec les modèles cinématiques, d'autres auteurs (Tapponnier, 1977 ; Laubscher, 1988) proposent un modèle par poinçonnement et écrasement rigide-plastique (**Figure 1-29B**). Dans ce cas, de grands chevauchements accommodent la déformation comme précédemment, à la différence près qu'ici, les décrochements sont dextres au Nord et le long de la Ligne Insubrienne, et sénestres au Sud. Dans ce modèle, le Front Pennique reste uniquement une structure chevauchante vers l'avant pays européen, radial à l'arc Alpin.

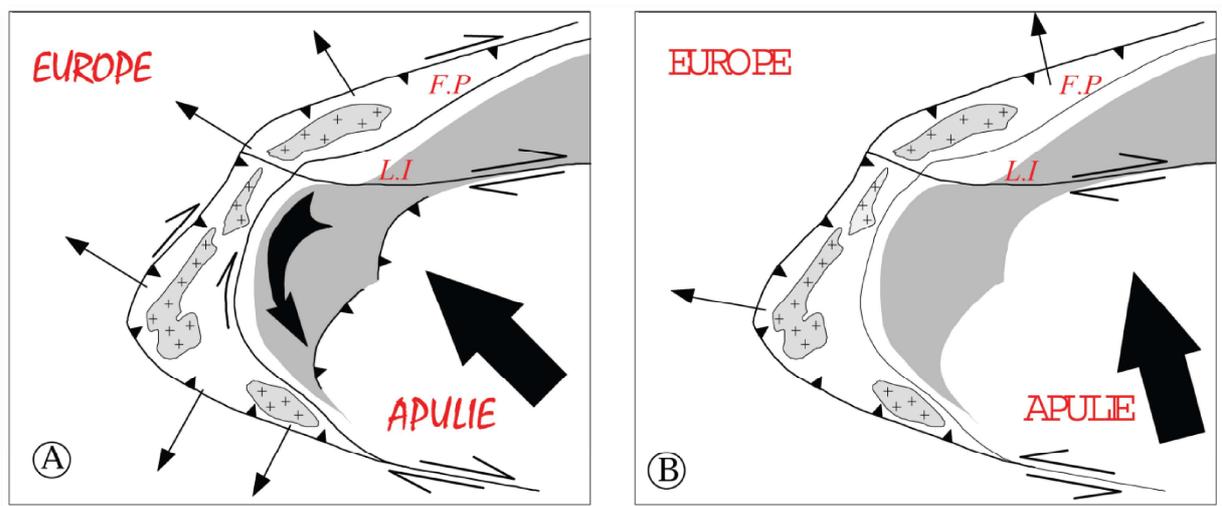


Figure 1-29. Représentations schématiques de deux modèles de déformation par poinçonnement de l'Apulie, suivant deux directions de convergence (**L.I**-Ligne Insubrienne, **F.P**-front Pennique) d'après Schwartz, 2000. **A**-Modèle de déformation par rotation rigide anti-horaire (Gidon, 1974; Ménard, 1988; Vialon, 1990), **B**-modèle par poinçonnement et écrasement rigide-plastique (Tapponnier, 1977; Laubscher, 1988).

Aujourd'hui, l'interprétation des déformations actuelles de la chaîne alpine est encore sujette à controverse par la communauté des géologues alpins. Plusieurs interprétations basées sur les études sismotectoniques et géodésiques ont été élaborées, notamment l'extrusion latérale (Ratschbacher, 1991 ; Champagnac et al., 2006) ou l'étalement gravitaire post-orogénique (Sue, 1998 ; Sue et al., 2007).

I.3. Le bassin Ligure et la méditerranée centrale

L'évolution géodynamique des Alpes Occidentales peut être englobée dans le système Méditerranéen au sens large. En effet la proximité géographique de ces deux grands systèmes

géologiques montre clairement que leur histoire géologique est étroitement liée. Pour bien comprendre l'enchaînement des événements géodynamiques et pour analyser l'évolution des Alpes du Sud, il est donc nécessaire de décrire l'évolution de la Méditerranée Centrale et particulièrement, la mise en place dans le système Alpes du sud, du bassin Liguro-Provençal.

I.3.1. Structure du bassin Ligure

La géologie et la structure du bassin profond et de sa marge n'étant pas directement accessibles, les principales observations proviennent d'études géophysiques, de dragage et de carottage. Des études sur le bassin ont permis d'imager la structure des marges et du bassin profond, notamment les différentes natures du socle acoustique (Rollet, 1999 ; Rollet et al., 2002).

I.3.1.1. La marge Nord-Ligure

L'analyse des profils sismiques a mis en évidence un socle acoustique sur lequel apparaissent des réflecteurs sismiques pentés vers le NE assimilés aux sédiments permien. L'ensemble est recouvert par la couverture mésozoïque elle-même située sous la nappe du flysch à Helminthoïdes. A noter que par endroit, au-dessus de la formation permienne, reposent en discordance des dépôts syn-rift d'âge Oligocène (2000-2500 m) (Bellaïche et al., 1976). Les sédiments Mio-Pliocène scellent les failles qui ont accommodées l'ouverture du bassin et recouvrent en discordance les sédiments anté et syn-rift.

La carte structurale (**Figure 1-30**) indique la présence de deux structures majeures sur la marge Nord-Ligure (Chaumillon et al., 1994), et sur sa conjuguée Corse (Rollet, 1999) :

(i) Les 1^{eres} structures de direction NE-SO s'étendent depuis Toulon jusqu'au large d'Albenga (Italie). Perpendiculaire à la direction d'extension du bassin, ce réseau de failles est hérité des cycles Hercynien et/ou Alpin (Le Cann, 1987).

(ii) Les 2nd structures de direction N140E qualifiées souvent de failles (ou zones) de transfert ou de zones décrochantes, jalonnent toute la marge depuis la Catalogne jusqu'au Golfe de Gênes (Sosson et al., 1998). Elles correspondent notamment dans la partie NE, au prolongement sur la marge des failles héritées de la mise en place des nappes alpines (couverture ou socle) (Rollet, 1999). Proche de la direction d'ouverture, ces failles qui traversent le bassin et recoupent les failles NE-SO (Réhault, 1981 ; Genesseeux et al., 1989 ; Rollet, 1999) contrôlent fortement la structure de la marge.

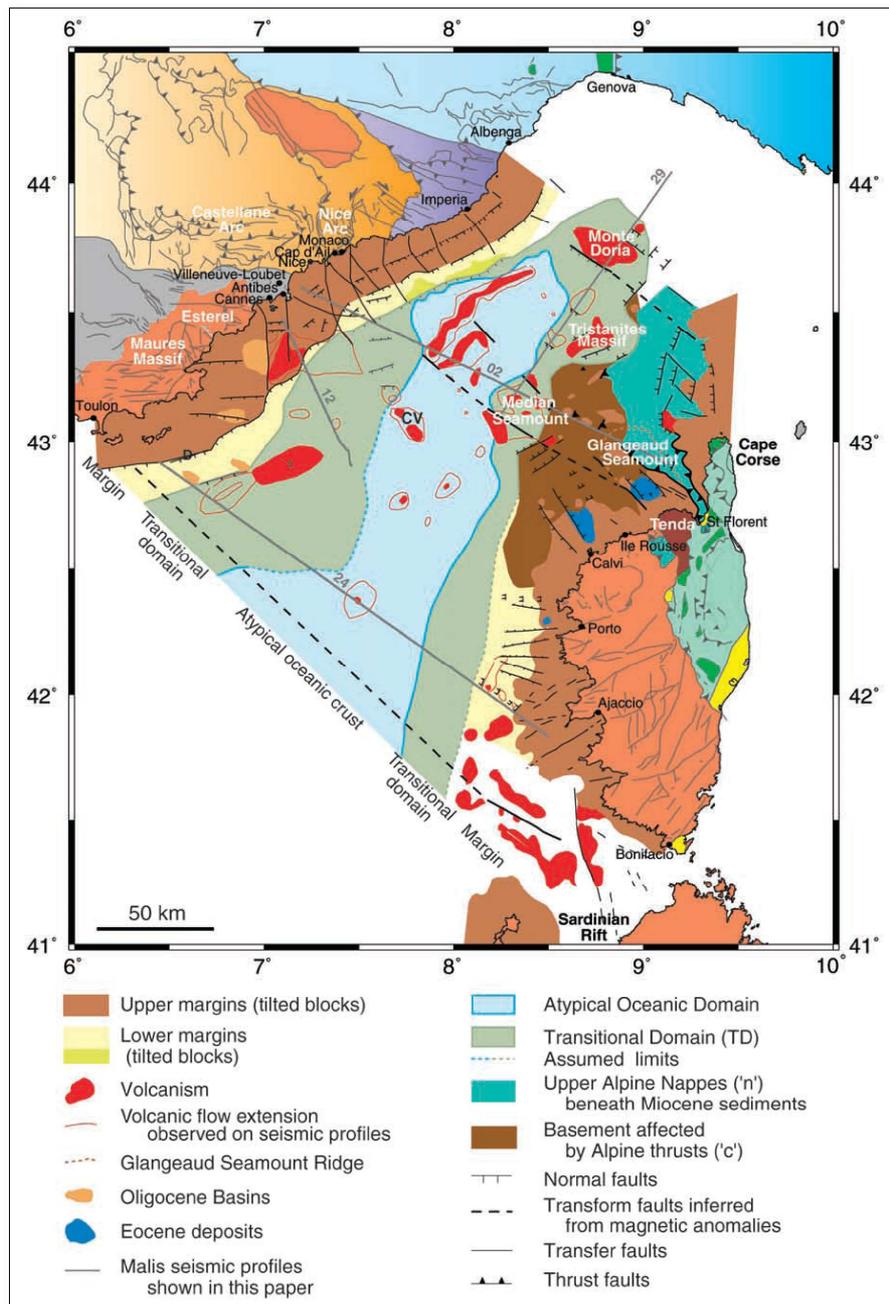


Figure 1-30. Schéma structural et extension des différents domaines dans le bassin Ligurien d'après Rollet et al. (2002).

I.3.1.2. Le bassin

Dans le bassin, l'imagerie géophysique (sismique réflexion et réfraction) a révélé l'existence de deux grands domaines géologiques sans toutefois en préciser convenablement les limites (Réhault, 1981 ; Burrus, 1984 ; Le Douaran et al., 1984 ; Le Cann, 1987 ; Pasquale et al., 1994 ; Gueguen, 1995 ; Mauffret et al., 1995 ; Contrucci et al., 2001). Il s'agit du domaine océanique et du domaine transitionnel (Gueguen, 1995 ; Rollet, 1999) (**Figure 1-31**).

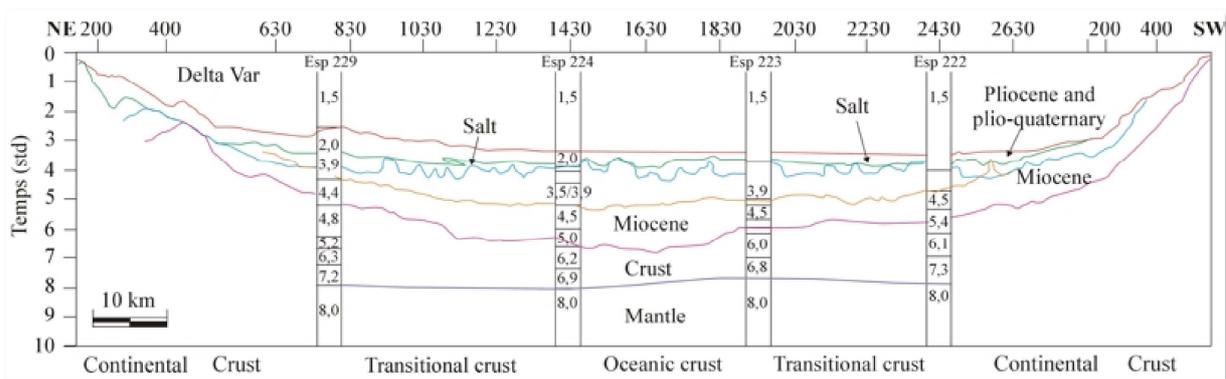


Figure 1-31. Révision de la structure crustale du bassin Ligure (Contrucci et al., 2001). La position des ESP dans le bassin Ligure est indiquée.

Ces deux domaines sont affectés par un volcanisme provenant d'édifices volcaniques discontinus et mis en évidence par les anomalies magnétiques (Rollet, 1999). Il est très important dans la zone de transition au niveau de la marge Nord Ligure et masque les limites des deux zones. La transition continent-océan est marquée par un approfondissement de la bathymétrie en pied de marge et correspond au passage entre les blocs basculés de socle et le domaine transitionnel.

Des directions structurales N30-40 et N130-140 d'orientations comparables aux structures de la marge, sont observées dans le bassin à partir des données sismiques et magnétiques.

I.3.2. Ouverture de la Méditerranée Centrale

Le rifting des bassins méditerranéens s'est initié depuis l'Ouest vers l'Est, entre 30 et 25 Ma (Jolivet et Faccenna, 2000) (Figure 1-32). Dans la Méditerranée Occidentale, l'extension semble débuter dans le Golfe du Lion (29 Ma : Gorini et al., 1994 ; Chamot-Rooke et al., 1999 ; Séranne, 1999), puis se poursuit vers l'Ouest et l'Est depuis la mer d'Alboran (22-23 Ma : Lonergan et White, 1997 ; 27 Ma : Platt et al., 1998 ; Comas et Soto, 1999) jusqu'au massif des Maures et de la Corse (20-15 Ma ; Jakni et al., 2000) (Figure 1-32). La zone d'extension atteint progressivement la Méditerranée Orientale par retrait de la plaque africaine plongeante sous les Apennins.

La géométrie de l'extension et la migration vers l'Est de la zone Tyrrhénienne qui est donc contemporaine du retrait de la plaque Apennine vers le SE (Patacca et al., 1990) permettent d'expliquer la rupture continentale et l'emplacement d'une zone océanique (Kastens et Mascle, 1990).

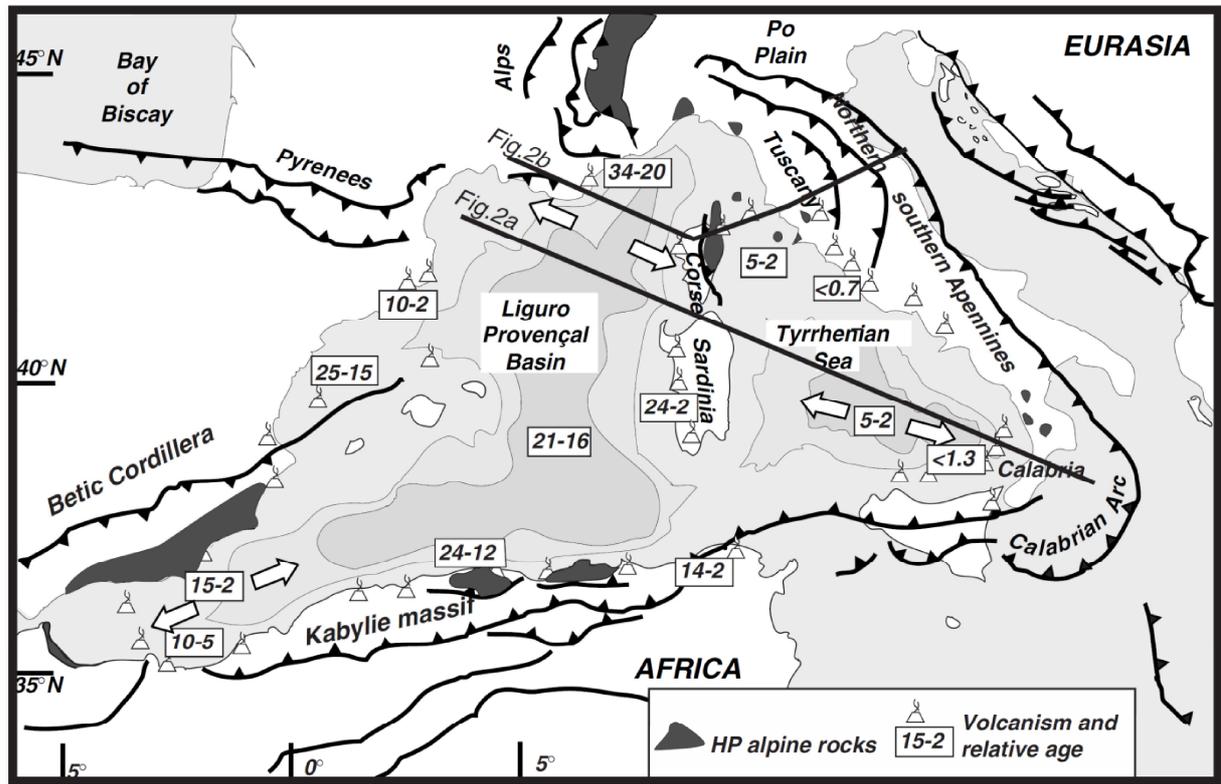


Figure 1-32. Carte tectonique simplifiée de la Méditerranée Occidentale et Centrale (d'après Faccenna et al., 2001).

Les deux mécanismes d'ouverture en arrière-arc du bassin Ligure et de la mer Tyrrhénienne semblent donc continus dans le temps (Malinverno et Ryan, 1986 ; Faccenna et al., 1997 ; Chamot-Rooke et al., 1999). Après le début de la collision alpine, une phase de distension intra-continentale affecte le pourtour de la Méditerranée alors que la compression est généralisée dans la chaîne alpine. L'extension intra-crustale aboutit à l'ouverture océanique autour de 20 Ma et se poursuit jusqu'à aujourd'hui en se propageant vers l'Est (Figure 1-32). Ces bassins méditerranéens situés au centre de deux zones de collision sont donc les témoins d'une extension arrière-arc dans un contexte tectonique global en convergence. La vitesse du recul de la partie océanique de la plaque africaine sous la mer Tyrrhénienne étant supérieure à la vitesse de convergence, Jolivet et Faccenna (2000) proposent donc que la dynamique propre du panneau océanique plongeant ait généré l'extension dans la région Méditerranéenne. Cette interprétation nous permet de mieux comprendre les événements Oligo-Miocène inférieur qui se sont déroulés dans la Méditerranée au Sud de la collision alpine.

II. PROBLEMATIQUES ET STRATEGIE D'ETUDE.

La géométrie actuelle des Alpes Sud-Occidentales résulte d'une succession d'évènements tectoniques et métamorphiques qui se sont déroulés entre le Crétacé et l'actuel, liés à la convergence entre la plaque Africaine et Européenne et à la dynamique propre, en subduction, du domaine océanique méditerranéen. Cette tectonique a abouti à la juxtaposition d'unités lithologiques et métamorphiques contrastées. Située à la limite entre deux domaines orogéniques, les Alpes et les Apennins et un domaine océanique, le bassin Ligure, cette partie de la chaîne Alpine la plus méridionale constitue donc une zone charnière soumise à des régimes tectoniques très contrastés.

Depuis l'Oligocène supérieur- Miocène inférieur, la partie interne de l'arc Alpin est dominée par un régime distensif diachrone accompagnant pour partie l'exhumation des unités continentales de HP. Au même moment, une importante tectonique de socle s'initie entraînant l'exhumation d'une portion de la croûte continentale supérieure européenne représentée dans les Alpes Sud-Occidentales par le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour et affectant largement la géométrie du prisme orogénique. Structuralement, au dessus de ce substratum, la couverture mésozoïque et cénozoïque des chaînons subalpins est décollée au niveau du Trias moyen-supérieur évaporitique et déformée en écaillés chevauchantes. Au Sud, durant cette même période, la dynamique de subduction méditerranéenne plus rapide que les mouvements complexes alpins conduit à l'ouverture en distension arrière arc du bassin Ligure. De plus, sous les Massifs Cristallins Internes se trouve une anomalie mantellique, le corps d'Ivrée localisée à quelques km de profondeur et autour de laquelle se concentre une grande partie de la sismicité.

Ce dispositif général pose ainsi de nombreuses questions sur la formation et la croissance du prisme orogénique dans les Alpes Sud-Occidentales.

- 1. Quel est le rôle et l'impact de l'exhumation du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour sur la dynamique de l'arc externe, notamment des couvertures sédimentaires structurellement au dessus ?*

En d'autres termes, cette question revient à se demander :

- (i) Quelle est l'ampleur et le timing des mouvements verticaux du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour ?

L'empreinte de la déformation alpine et les mécanismes d'exhumation du MCE de l'Argentera-Mercantour restent peu contraints. Quelles sont les conditions d'enfouissement du massif de l'Argentera-Mercantour ? Quels sont les mécanismes permettant son exhumation ? Quel est le timing précis des différentes étapes d'exhumation ?

(ii) Quel est le degré de couplage/découplage du massif de l'Argentera-Mercantour et de ses couvertures sédimentaires ?

Depuis les années 1950, il est admis que l'ensemble des structures de la couverture mésozoïque et cénozoïque sont contrôlées principalement par plusieurs niveaux de décollement dans le Trias indiquant un découplage important entre les couvertures sédimentaires et son socle, le massif de l'Argentera-Mercantour. Ce degré de couplage change-t-il depuis le Miocène ? Est-il toujours actif ?

2. *Quelles sont les relations entre la dynamique de l'arc interne et la dynamique de l'arc externe depuis le Miocène dans les Alpes Sud-Occidentales ?*

L'évolution tectonique Néogène des arcs internes et externes est très contrastée et controversée. A l'heure actuelle, plusieurs modèles sont proposés. La dynamique de l'arc alpin conduisant à l'exhumation tardive des massifs cristallins internes et externes pourrait être liée à (1) un effondrement gravitaire post-orogénique ; (2) une extension syn-convergence reliée aux forces tectoniques et de volume ; (3) un système plus complexe comportant des zones en extension et d'autres en compression dans un contexte globalement décrochant. Cette problématique de 1^{er} ordre entraîne ainsi plusieurs questions :

(i) Comment relier l'extension au cœur de l'arc avec les déformations visiblement en raccourcissement dans la partie de l'arc externe ainsi que l'exhumation du massif de l'Argentera-Mercantour ?

(ii) Existe-t-il une relation temporelle et structurale entre l'exhumation des unités métamorphiques internes et celle du massif de l'Argentera-Mercantour ?

(iii) Quel est le rôle du corps d'Ivrée dans l'exhumation des différentes unités géologiques ?

3. Transition entre tectonique long-terme et tectonique active

(i) La dynamique actuelle des Alpes Sud-Occidentales, caractérisée essentiellement jusqu'à par l'activité sismique, est-elle mesurable et quantifiable sur le terrain ?

(ii) L'étude de la tectonique récente permet-elle ainsi de mieux comprendre la dynamique actuelle des Alpes, dont la cinématique reste encore incertaine du fait de mouvements à faible vitesse ?

4. Les processus gravitaires sont-ils reliés à la tectonique ou sont-ils principalement l'expression de variations climatiques ?

Une réponse à toutes ces questions peut sembler ambitieuse. Mais ces problématiques sont toutes reliées les unes aux autres par une même dynamique d'exhumation. Ce travail de thèse s'inscrit ainsi dans une étude des processus tectoniques dans un continuum de la croûte moyenne à la surface. Une stratégie impliquant différentes méthodes pétrographiques, géochronologiques et structurales s'avère donc nécessaire afin de répondre pleinement à l'ensemble de ces interrogations. Notamment, le challenge de ce travail a été « la datation précise de la déformation et ce à tous les niveaux structuraux ». Couplée aux analyses pétro-métamorphiques et tectoniques, l'étude devient alors très puissante pour la compréhension des différentes étapes d'évolution de la déformation au sein d'un prisme orogénique via les chemins P-T-t-d d'unités géologiques.

Plus précisément, mon travail a consisté en:

(i) La détermination des déplacements verticaux via l'établissement des chemins P-T-t du massif de l'Argentera-Mercantour. J'ai couplé l'étude pétrographique, thermobarométrique et de modélisation des paragenèses permettant de caractériser les conditions P-T du massif cristallin de l'Argentera-Mercantour ainsi qu'une étude thermochronologique multi-méthode (Ar-Ar sur phengite syn-cinématique, traces de fission et U-Th/He sur apatite) permettant de contraindre l'âge de la déformation ductile et le refroidissement du massif au cours du temps. Premièrement, la thermobarométrie et la datation Ar-Ar de minéraux syn-cinématiques issus de zones de cisaillement ont été réalisées permettant de contraindre les conditions P-T et l'âge Ar/Ar des déformations ductiles. Deuxièmement, des datations traces de fissions et (U-Th)/He ont été réalisées le long de deux profils l'un au cœur et l'autre au NW du massif de l'Argentera-

Mercantour ainsi que dans sa couverture sédimentaire périphérique dans le but de contraindre les mécanismes d'exhumation.

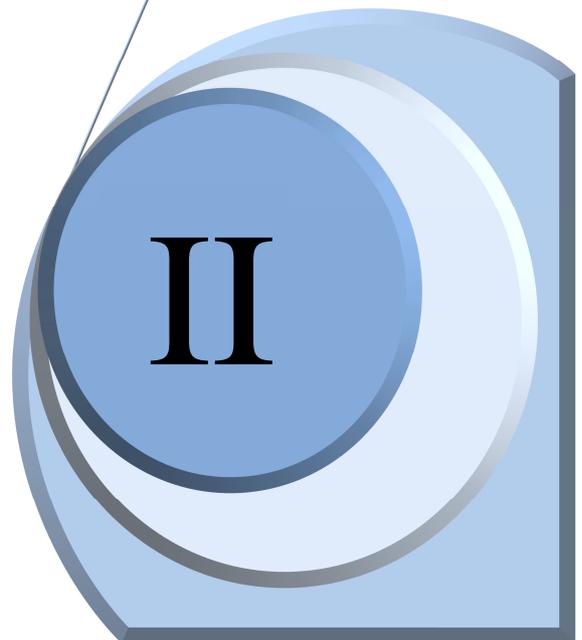
(ii) La cartographie des déformations du Miocène au Quaternaire et une comparaison avec la déformation actuelle a permis d'étudier les mouvements horizontaux au sein de l'arc externe. Là, encore la datation des événements tectoniques a été primordiale. A ces niveaux structuraux très superficiels, l'étude des bassins sédimentaires et ses relations avec la tectonique environnante constitue un outil essentiel pour caractériser les déformations alpines dans la couverture. A cela s'ajoute, l'utilisation de la méthode de datation absolue par nucléides cosmogéniques (^{10}Be) permettant de contraindre l'âge d'exposition de surfaces morphologiques (failles, glissements de terrain...). Ce type de méthode s'est avéré très performant pour dater les failles récentes modelant la surface ainsi que les glissements de terrain jalonnant ces failles. L'identification de failles récentes atteignant la surface et susceptibles d'être datées par cette méthode a constitué un véritable défi tant les indices de néotectoniques sont rares et discutés dans cette région. Cette partie du travail représente donc une formidable opportunité pour la caractérisation des aléas sismiques et gravitaires dans une région où la sismicité reste modérée.

Chapitre 2

*Mouvements verticaux:
chemins P-T-t d'exhumation
du massif cristallin externe
de l'Argentera-Mercantour.*

« Qu'est ce que le temps ? Si personne ne me le demande, je le sais. Si je veux l'expliquer à qui me le demande, je ne le sais plus. »

Saint Augustin, extrait de *Les Confessions*.



CHAPITRE 2: CHEMINS P-T-t D'EXHUMATION DU MASSIF CRISTALLIN EXTERNE DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR.

*L*a géométrie et la dynamique de l'arc externe a considérablement été affectée par l'exhumation d'une portion de croûte Européenne, le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour dès l'Oligo-Miocène. La caractérisation des mécanismes et vitesses d'exhumation du massif est donc cruciale dans la compréhension de la dynamique crustale de l'arc externe. Le métamorphisme, de part l'enregistrement des conditions thermobarométriques associé à la géochronologie et à la géologie structurale constituent des outils indispensables permettant la construction de chemins P-T-t-ε, fondamental dans la quantification des mouvements verticaux au sein de la lithosphère. Les méthodes de datations thermochronologiques basse-température complètent favorablement les outils d'analyses thermobarométriques et géochronologiques de plus haute-température permettant d'accéder à l'histoire de refroidissement et d'exhumation du massif.

La première partie passe donc en revue l'ensemble des techniques utilisées dans cette thèse conduisant à la quantification des mouvements verticaux dans un prisme collisionnel. Les méthodes permettant de contraindre les conditions métamorphiques (thermobarométrie conventionnelle et pseudosection P-T et P-MH₂O), l'âge des différentes phases de déformations ductiles (datation ⁴⁰Ar/³⁹Ar) ainsi que les modalités d'exhumation (thermochronologie basse-température traces de fission et U-Th/He) seront présentées.

La deuxième partie présente les résultats obtenus sur les conditions métamorphiques et les âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar de la déformation ductile alpine dans le massif cristallin de l'Argentera-Mercantour. Outre l'intérêt géologique régional, cette partie a pour but de révéler l'intérêt et la signification des datations ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur les minéraux néoformés lors de phases de déformation.

Dans la troisième partie, les âges de refroidissement ainsi que les vitesses d'exhumation du massif de l'Argentera-Mercantour seront présentés conduisant à une discussion sur les mécanismes d'exhumation.

I. QUANTIFICATION MULTIMETHODES DES DEPLACEMENTS VERTICAUX DANS UNE CHAÎNE EN COLLISION

I.1. La thermobarométrie : estimations P-T

I.1.1. Introduction

La thermobarométrie est une méthode de détermination des conditions pression et température (P-T) de formation d'assemblages minéralogiques. Elle est basée sur le principe idéal de préservation d'équilibres minéralogiques représentant une partie du chemin P-T suivi par la roche (Spear, 1989). La préservation doit impliquer non seulement l'assemblage minéralogique considéré mais également les compositions minéralogiques (Powell et al., 2005 ; Powell et Holland, 2008). Plus simplement, d'après le principe d'équilibre thermodynamique, la thermobarométrie prévoit que tous les minéraux à l'équilibre ont une composition chimique unique et identique pour une même phase minérale.

Une bonne compréhension des propriétés thermodynamiques de chaque système chimique que représentent les minéraux est donc indispensable. Depuis une vingtaine d'années, l'amélioration constante de la qualité des banques de données thermodynamiques des pôles purs des minéraux et des propriétés des solutions solides impliquant ces pôles (Berman, 1988 ; Gottschalk, 1997 ; Holland and Powell, 1998 ; Holland and Powell, 2003) ont permis le calcul d'équilibre de phases de plus en plus précis et pour des systèmes de plus en plus complexes. Parallèlement, le développement d'outils numériques capables d'effectuer des calculs d'équilibre intégrant les équations de thermodynamique a pris une large part au perfectionnement des estimations thermobarométriques (THERIAK : De Capitani and Brown, 1987 ; THERMOCALC : Powell and Holland, 1988 ; PERPLEX : Connolly, 1990 ; TWEEQ : Berman, 1991).

Plusieurs approches souvent couplées sont utilisées pour estimer précisément les conditions P-T des équilibres minéralogiques. Dans un premier temps, afin de contraindre la composition de la paragenèse d'équilibre, nous avons utilisé la méthode des « pseudosections » à partir du logiciel PERPLEX développé par Connolly et Kerrick (1987). Cette méthode utilise la composition chimique de la roche pour mimer le comportement d'un système minéral dont la minéralogie évolue en fonction des variations P et T. De façon indirecte, la thermobarométrie peut être réalisée à partir des pseudosections. Deuxièmement, afin de mieux contraindre les conditions P-T, des méthodes dites « conventionnelles », qui utilisent les compositions

chimiques des phases minérales à l'équilibre ont été utilisées (thermomètre de la chlorite : Vidal et al., 2001, 2005).

I.1.2. La modélisation de l'espace P-T : les pseudosections (PERPLEX)

Traditionnellement, les grilles pétrogénétiques montrent les relations de phases pour toutes les compositions possibles d'un système en fonction de variables environnementales (P,T...). Les champs divariants de stabilité des phases minérales sont ainsi représentés sans tenir compte de la composition de la roche totale. Par conséquent, il devient nécessaire de recalculer des diagrammes de phases représentant fidèlement la composition du système étudié. Ainsi, les sections de diagrammes de phases (ou pseudosections) calculées à partir d'une composition de roche totale définie et une minéralogie observée et chimiquement quantifiée (comme avec le logiciel Perplex) ont offert une alternative aux méthodes classiques de projections de phases.

I.1.2.1. Théorie et principes

Le principe d'une pseudosection est de modéliser les assemblages minéralogiques à l'équilibre dans l'espace P-T à partir d'une composition chimique d'un volume de roche et des données thermodynamiques disponibles. Les pseudosections calculées pour un système chimique défini préalablement correspondent donc à des portions ou sections de l'espace P-T pour lesquels les paragenèses sont prédites. Les informations thermobarométriques sont extraites grâce à la position dans l'espace P-T des champs de stabilité des minéraux ainsi que par les proportions et les compositions minéralogiques dans ces mêmes champs (voir section II). Une comparaison avec les paragenèses et les compositions chimiques observées dans les échantillons permet donc une estimation des conditions thermobarométriques de formation de l'association minéralogique (e.g. Vance and Mahar, 1998).

L'avantage de cette méthode, hormis l'estimation des conditions P-T, est qu'elle permet la modélisation d'une portion du chemin P-T à partir de l'analyse de l'évolution minéralogique et chimique lors de transformations texturales de la roche. Les pseudosections permettent ainsi de comparer les paragenèses observées avec celles prédites, même celles qui ont pu disparaître. Pour ces raisons et du fait d'être indépendante de la chimie de la roche, cette méthode se révèle être très avantageuse dans les zones textuellement compliquées, comme c'est le cas ici, où le métamorphisme se localise essentiellement dans des zones de cisaillement.

I.1.2.2. Construction d'une pseudosection avec Perplex (P-T et T-X ou P-X)

Plusieurs approches dont les modes de calcul d'équilibre différent, ont été développées et largement utilisées par les géologues. Le logiciel utilisé dans la présente étude est le logiciel PERPLEX créé par [Connolly et Kerrick \(1987\)](#). Basé sur le principe de calcul des surfaces d'équilibre où l'énergie libre du système chimique représenté par un assemblage de minéraux est minimale, cette technique permet d'estimer l'équilibre le plus stable pour une composition donnée et ce en tout point de l'espace défini préalablement. Autrement dit, le logiciel calcule, pour tout couple (P-T) les phases minérales stables en minimisant l'énergie libre du système.

I.1.2.2.1. Minimisation linéaire de l'énergie libre : simplicité et rapidité

Le problème de la minimisation est de trouver la quantité et la composition des phases qui minimisent l'énergie libre de Gibbs (G) du système chimique à pression et température constante ([White et al., 1958](#) ; [De Capitani et Brown, 1987](#)). La fonction d'énergie libre est une fonction non linéaire de la composition ; par conséquent la solution numérique des calculs d'équilibre de phases est compliquée, incertaine et nécessite souvent un temps de calcul important. [Connolly et Kerrick](#) en 1987 ont développé une méthode d'approximation par laquelle les variations continues de composition de phases minérales sont représentées par une série de valeurs discrètes de composition telles que chaque composition ont les propriétés thermodynamiques de la solution solide à une composition choisie. L'énergie libre devient donc une fonction linéaire de la composition définie par chaque segment entre les pseudocompositions (**Figure 2-1**).

La précision de l'approximation est dépendante de l'espacement entre les pseudocompositions ; étant donnée les ressources numériques actuelles et l'exactitude des modèles thermodynamiques des phases minérales, ceci ne constitue pas une importante limitation de la méthode.

I.1.2.2.2. Stabilité des assemblages de minéraux : une détermination automatisée

Le principe de base de la thermobarométrie est que les assemblages minéralogiques utilisés sont à l'équilibre. Le plus souvent il est nécessaire de connaître préalablement les différentes phases stables (THERMOCALC : [Powell and Holland, 1988](#)). Le logiciel Perplex présente l'avantage de déterminer et tester de manière automatique la stabilité des associations minérales obtenues lors du calcul d'équilibre sans qu'aucune des phases supposées à l'équilibre ne lui soient spécifiées ([Connolly et Petrini, 2002](#)). Ceci présente un certain avantage en ce qu'il évite

une connaissance préalable des minéraux à l'équilibre, notamment, dans le cas où certains minéraux présentent un équilibre métastable.

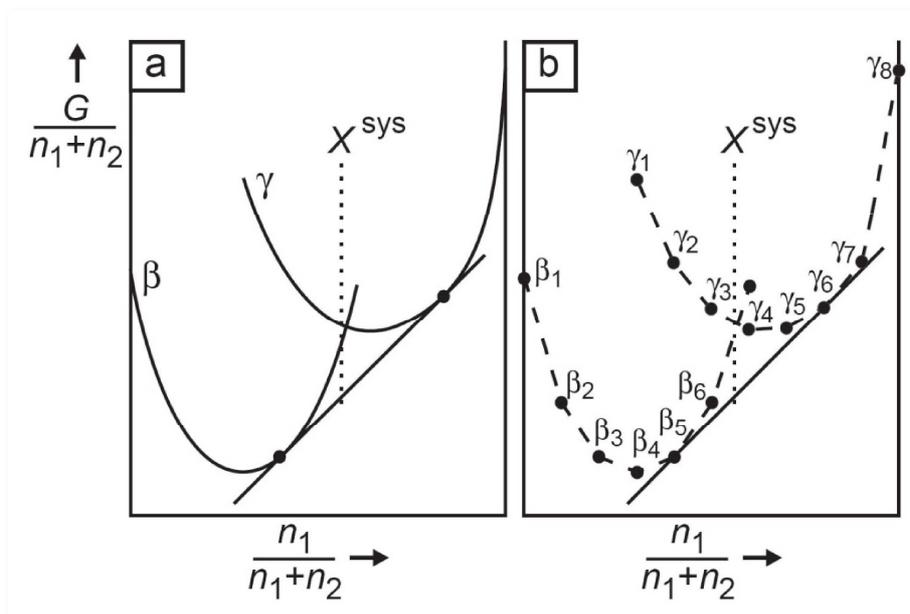


Figure 2-1. Diagramme isobarique et isothermique de l'énergie libre en fonction de la composition pour un système binaire illustrant le concept de solution non-linéaire du problème d'équilibre de phase et son approximation linéaire (Connolly, 2005).

I.1.2.2.3. Stratégie numérique : une résolution à plusieurs niveaux de la grille P-T-X

La technique de minimisation linéaire fournit une carte des équilibres minéralogiques d'un système thermodynamique pour une section de l'espace P-T-X (**Figure 2-2**). Les champs de stabilité dans lesquels la composition chimique et les proportions des phases stables varient en continu sont définis en tout point de l'espace (**Figure 2-2**). Une stratégie est proposée par Connolly et Kerrick (2002) et Connolly (2005) afin de déterminer directement les relations de phases en fonction de variables environnementales (P, T...). Les auteurs proposent ainsi un protocole de calcul d'équilibre de phase en tout point d'une grille, dont la résolution est définie préalablement par l'utilisateur et présente plusieurs niveaux de définition. Plus simplement, les pseudocompositions stables sont déterminées après 1,2 et 3 passages successifs à chaque nœud du maillage de la grille par minimisation linéaire de la surface d'énergie libre. Au premier passage, si le même assemblage est stable aux sommets d'une cellule alors l'assemblage est considéré comme stable à chaque niveau de résolution de la grille ; si la cellule est hétérogène, un calcul avec une résolution plus fine sera automatiquement effectué lors du deuxième passage.

La conséquence des pseudocompositions est que les variations continues des compositions de phases stables deviennent discontinues ; chaque champ de stabilité de phases d'une section caractérise alors des champs dits « pseudodivariants » dont chacun est défini par une pseudocomposition (**Figure 2-2a**). Les limites entre les champs « pseudodivariants » représentent ainsi soit une vraie transformation de phase soit une variation de la composition d'une solution solide. Dans le but de représenter uniquement les vraies limites de phases, les pseudocompositions qui représentent les mêmes phases sont considérées comme identiques. Ce processus est répété jusqu'au niveau de résolution maximale (3^{ème} passage) (**Figure 2-2b,c**).

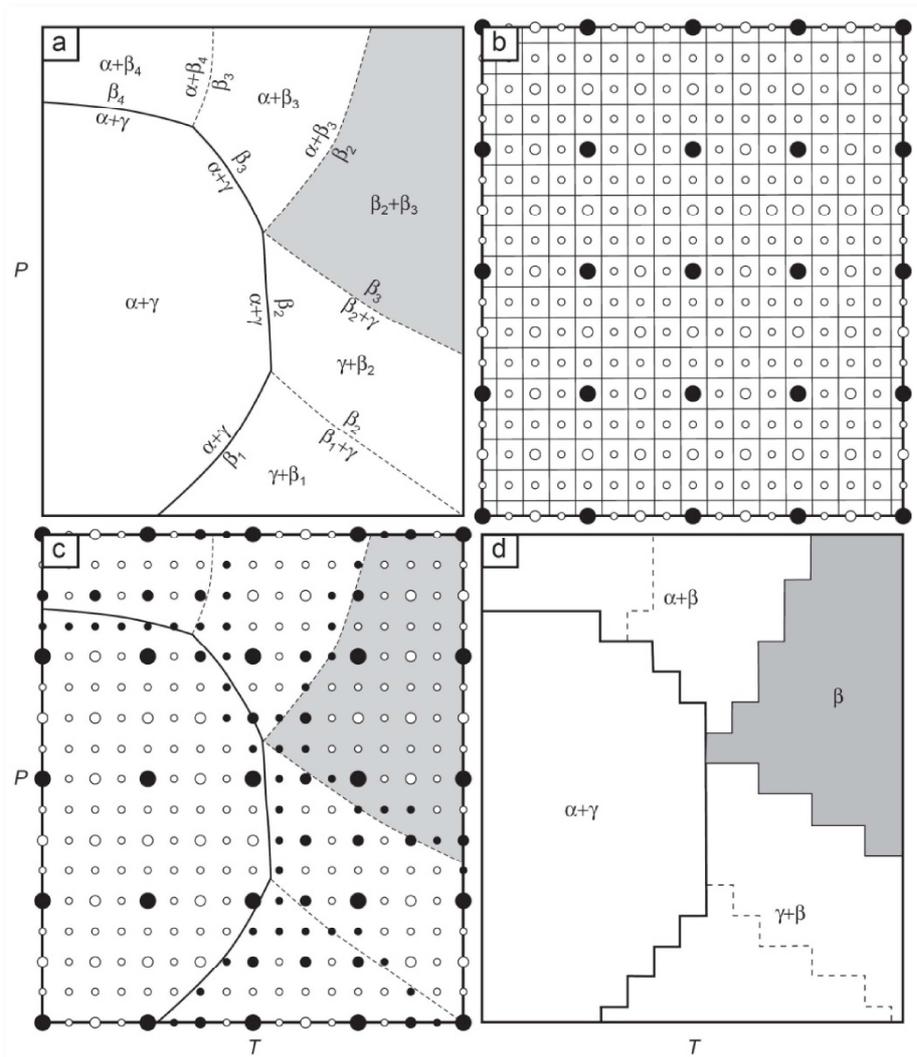


Figure 2-2. Principe de modélisation des phases minéralogiques dans l'espace P-T du logiciel PERPLEX. La figure montre une section d'un diagramme de phase en fonction de P-T pour un système binaire dans lequel les phases α et γ correspondent aux pôles purs représentés par une composition et β à une solution solide représentée par des « pseudo-compositions ». a. La conséquence de la discrétisation des compositions, les vraies phases $\gamma+\beta$, β et $\beta+\alpha$ décompose l'espace P-T en petit champ chacun correspondant à un assemblage de pseudocompositions unique et la limite entre ces champs sont définies par les réactions. Les limites peuvent ainsi approximer soit une

vrai transition de phase (formation de β par réaction continue ou discontinue $\beta_3=\beta_2+\gamma$, $\beta_2=\alpha+\gamma$, respectivement), soit par équilibration homogène d'une solution en fonction de P-T (la limite $\beta_1=\beta_2+\gamma$ approxime une variation de β dans le champ $\beta+\gamma$). b et c. Les relations de phases sont modélisées et cartées en échantillonnant l'espace P-T à 3 reprises avec un niveau de résolution de plus en plus fin (la taille des nœuds décroissent en fonction du niveau de résolution). d. La carte finale de la section de l'espace P-T est construite.

Au final, une carte des relations de phases ou champ de stabilité dont les limites représentent les transformations minérales peut être ainsi construite (**Figure 2-2d**). Les propriétés telles que la composition chimique et les proportions des phases minérales mémorisées lors de chaque minimisation peuvent être déterminées. Étant donné que ces propriétés varient de manière continue en fonction des variables environnementales, elles sont estimées par interpolation ou extrapolation triangulaires.

Cette stratégie de grille à plusieurs niveaux de résolution présente donc l'avantage d'être simple, rapide puisqu'elle réduit considérablement le nombre de minimisation à calculer et avec un niveau d'efficacité comparable à d'autres techniques.

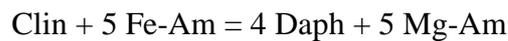
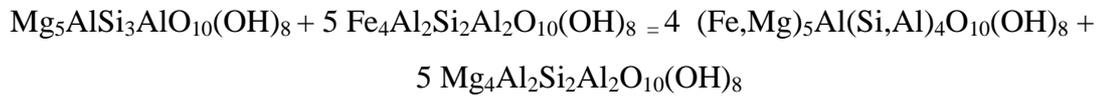
I.1.2.3. Conclusions

Pour finir, il faut garder à l'esprit qu'il s'agit d'une solution exacte (champ de stabilité des phases minérales) à un problème qui a été simplifié (linéarisation de la fonction d'énergie libre et pseudocompositions). Néanmoins, la confrontation avec les autres méthodes basées sur le calcul d'équation non linéaire montre que la méthode approximative utilisée par le logiciel PERPLEX est comparable. L'approximation occasionnée par la linéarisation de la fonction d'énergie libre est identique à l'incertitude des modèles thermodynamiques des phases.

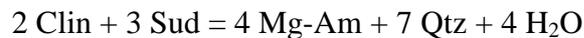
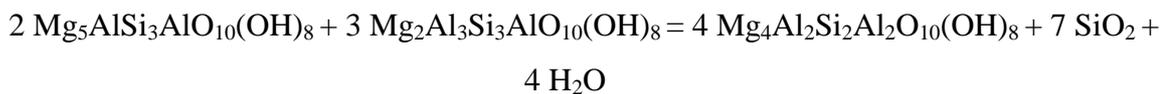
I.1.3. Les thermomètres : (Fe-Mg) Chlorite et Chlorite-Quartz

Les estimations de températures ont été réalisées à partir du thermomètre de la chlorite (Vidal et al., 2001, 2005). La chlorite est un minéral qui présente une grande variété de composition dépendante de celle de la roche totale et des conditions physicochimiques lors de sa formation telles que la température, la pression, la nature des fluides (Velde 1965; Cathelineau and Nieva 1985; Massonne and Schreyer 1987; Hillier and Velde 1991; Massonne and Szputka 1997; Leoni et al. 1998; Vidal et al. 2001). Pour ces raisons, la chlorite a le potentiel d'être utilisée pour estimer les conditions thermobarométriques.

Les températures de formation des chlorites ont été estimées à partir de deux relations d'équilibre (Vidal et al., 2001, 2005). Le premier équilibre est un équilibre dit interne basé sur les relations d'échange Fe-Mg entre plusieurs pôles purs de la chlorite (la daphnite, la clinochlore, l' (Fe, Mg)-Amesite) telles que :



Le deuxième équilibre utilisé est un équilibre associant la chlorite (clinochlore, sudoite, amesite) et le quartz tel que :



Une comparaison a été faite avec des thermomètres empiriques basés sur les relations entre l' Al^{IV} et la température (e.g. Cathelineau and Nieva, 1985).

I.1.4. Conclusions

Que ce soit à partir des méthodes de modélisation des pseudosections ou à partir des techniques plus conventionnelles d'inversion des conditions P-T, le principe fondamental de la thermobarométrie est la définition du système chimique à l'équilibre. Cette hypothèse est souvent considérée comme acquise sans que toutefois elle ne soit prouvée. En effet, des processus de diffusion lors de rééquilibrage chimique entre les minéraux durant ou après la cristallisation modifient la composition d'équilibre de la roche (Stuewe, 1997). Les estimations thermobarométriques représentent donc des températures apparentes d'équilibre chimique.

Ce type de problème joue un rôle important notamment pour la thermobarométrie impliquant les pseudosections. Par exemple, un partitionnement textural peut entraîner une différence entre la composition de la roche totale et celle du volume en équilibre. Ceci implique que les

pseudosections calculées ne représentent pas l'histoire complète de la roche et entraîne une différence entre les paragenèses observées et celles prédites.

Des précautions importantes doivent donc être prises par rapport au volume supposé à l'équilibre, notamment dans les zones à texture complexe comme les zones de cisaillement.

I.2. La thermochronologie moyenne et basse température (MT-BT)

Les méthodes de datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, traces de fission et (U-Th)/He sont les trois principales méthodes de thermochronologie utilisées à l'heure actuelle pour contraindre l'histoire thermique à des températures en deçà de 300°-500°C. Toutes sont basées sur la production, par décroissances nucléaires d'un isotope ou d'un dommage laissé par celles-ci dans le réseau cristallin et sur la rétention des produits de réaction contrôlée de manière thermique. Leur production radio-isotopique décroît exponentiellement et est constante en fonction du temps, ce qui permet à ces thermochronomètres d'être capables de mesurer le temps.

I.2.1. La datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$

La méthode de datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dérive de la méthode K/Ar basée sur la désintégration de l'isotope radioactif ^{40}K en $^{40}\text{Ar}^*$ radiogénique stable par capture électronique. Le rapport entre ces deux éléments est proportionnel à l'âge de fermeture du système isotopique (ou la température de fermeture du minéral) tel que :

$$^{40}\text{Ar} = \frac{\lambda}{\lambda_e} ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad (2-1)$$

Les âges Ar sont déterminés par la spectrométrie de masse à source gazeuse en mesurant simultanément l'élément père ^{40}K et l'élément fils ^{40}Ar suivant la relation :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \left(\frac{\lambda}{\lambda_e} \right) * \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} \right) \right] \quad (2-2)$$

Ceci est rendu possible par le remplacement du ^{39}K en ^{39}Ar par irradiation neutronique ($^{39}\text{K} + \text{In} \rightarrow ^{39}\text{Ar}$) avant le dégazage et les analyses au spectromètre. La concentration de l'élément père ^{40}K est ensuite calculée connaissant le taux de production de l' ^{39}Ar durant l'irradiation neutronique et le rapport $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ qui est constant dans la nature tel que :

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K} \Delta T \int \phi_E \sigma_E . dE \quad (2-3)$$

Avec ^{39}K et ^{40}K , la quantité d'atomes de ^{39}K et de ^{40}K ; ϕ_E , le flux neutronique d'énergie E ; σ_E , la section efficace de capture de la réaction $^{39}\text{K} + 1n \rightarrow ^{39}\text{Ar}$; ΔT , la durée de l'irradiation.

Les paramètres de l'irradiation étant difficiles à estimer, des standards d'âge connu (t_s) sont utilisés. Ces derniers permettent de définir un facteur de rendement de l'irradiation J tel que :

$$J = \left(\frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}} \right)_s \left(\frac{\lambda}{\lambda_\epsilon} \right) \Delta T \int \phi_E \sigma_E . dE \quad (2-4)$$

Avec $(^{39}\text{K}/^{40}\text{K})_s$, le rapport isotopique du standard.

$$\text{D'après (2-1) et (2-3),} \quad \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} \right)_s = \left(\frac{^{40}\text{K}}{^{39}\text{K}} \right)_s \left(\frac{\lambda_\epsilon}{\lambda} \right) \left(\Delta T \int \phi_E \sigma_E . dE \right)^{-1} (e^{\lambda t_s} - 1) \quad (2-5)$$

$$\text{Donc} \quad J = \frac{(e^{\lambda t_s} - 1)}{\left(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \right)_s} \quad (2-6)$$

Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de l'échantillon et le facteur J de rendement sont ensuite utilisés pour calculer l'âge Ar de l'échantillon suivant la relation suivante :

$$t = \left(\frac{1}{\lambda} \right) \ln \left[1 + J \cdot \left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} \right) \right] \quad (2-7)$$

Cette méthode implique quelques conditions, notamment qu'aucun excès d'argon n'aie été introduit dans le minéral, soit au moment de sa formation, soit lors d'événement tardif. Le système aura du rester fermé vis-à-vis du potassium et de l'argon depuis l'événement à dater. Pour finir, en dehors du possible argon en excès, l'argon présent dans le système n'a que deux origines, radiogénique ou atmosphérique. De plus, l'irradiation produit des réactions parasites. Une correction atmosphérique ainsi que pour l'interférence de masses est ainsi appliquée pour calculer l'âge. Les erreurs sur les âges Ar obtenus sont parfois inférieures à 1% mais en moyenne de 5%.

1.2.2. La méthode des traces de fission

La datation par traces de fission (FT) est une méthode utilisant les dommages plus ou moins permanents générés par la fission spontanée de ^{238}U , statistiquement constante au cours du temps. Ce processus provoque la scission d'un atome d' ^{238}U en deux particules atomiques de masses semblables (ou fragments de fissions) positivement chargées (**Figure 2-3**).

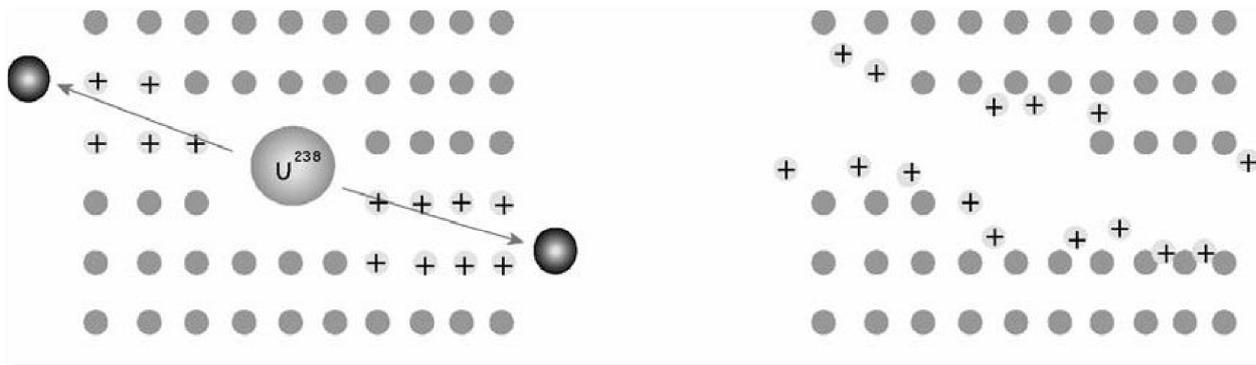


Figure 2-3. Schéma de formation d'une trace de fission. Modèle du pic d'explosion ionique proposé par Fleischer et al., 1975. La fission d'un atome de ^{238}U provoque l'émission de deux particules dans deux sens opposés. Celles-ci ionisent le réseau cristallin sur une distance de quelques microns et la répulsion des ions qui en découle produit un défaut dans le cristal : la trace de fission.

Cette forme de désintégration libère une énergie importante distribuée sous la forme d'énergie cinétique entraînant l'éjection des deux ions. Au cours de leurs déplacements, ces derniers interagissent avec le milieu induisant le long de leur trajet une désorganisation locale et linéaire du réseau cristallin (Fleischer et al., 1975). Ces perturbations du réseau cristallin créent des défauts, appelés traces de fission, d'une longueur totale de environ $20\mu\text{m}$ et d'un diamètre inférieur à $100\mu\text{m}$ pour les apatites. Bien que l'U soit stocké sous la forme d'éléments en trace, les apatites ont une concentration suffisante pour produire, à l'échelle des temps géologiques, un nombre de traces individualisables et donc mesurables. Ainsi, la concentration en U et l'âge de l'échantillon constituent une des premières limitations de la méthode.

Cette méthode est basée comme les autres méthodes sur la désintégration constante dans le temps d'un élément-père en élément-fils. Toutefois, pour le cas des traces de fission l'élément-fils n'est pas représenté par un isotope, mais par les dégâts (les traces) provoqués par la fission de l'isotope père (^{238}U) dans le réseau cristallin (**Figure 2-4**).

$$N_D = N_p(e^{\lambda t} - 1) \quad (2-8)$$

La concentration de l'élément fils est calculée à partir du comptage du nombre de traces spontanées sur une surface donnée d'un cristal. Chaque grain daté est monté, poli et ensuite attaqué chimiquement dans une solution d' HNO_3 . Ce processus permet une meilleure visibilité des traces du fait de leur petite taille facilitant ainsi le comptage au microscope optique. La concentration de l'élément père est déterminée par irradiation neutronique dans un réacteur

nucléaire, entraînant la fission de l' ^{235}U et formant des traces dites induites. Le rapport $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ étant fixe, la concentration d'un isotope peut être utilisée pour estimer l'autre. Le comptage des traces induites est réalisé suivant la technique du détecteur externe (Hurford, 1990) qui permet d'obtenir un âge individuel sur chaque grain (Figure 2- 4).

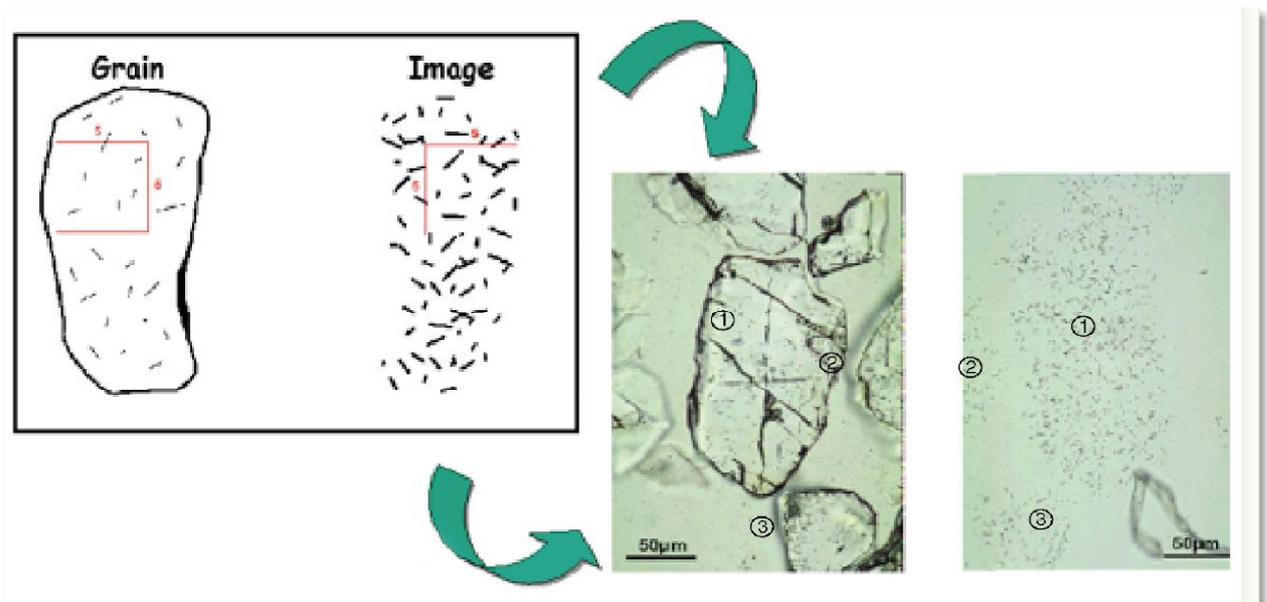


Figure 2-4. Grains d'apatites, avec les traces de fissions spontanées et son image, avec les traces de fissions induites sur le détecteur externe (feuille de micas). Lors du comptage des traces de fission sur le grain et son image, il faut tenir compte de l'effet miroir ; 1, 2, 3 représente un point et son image dans le grain et dans le détecteur externe, respectivement (Jolivet, 1999)

D'autres paramètres doivent être pris en compte dans la détermination de l'âge tels que la façon de compter de l'utilisateur, l'efficacité chimique... La méthode du Zéta ζ développée par Hurford et Green en 1982 et 1983 a ainsi été utilisée. Ce paramètre ζ , différent suivant l'utilisateur est ainsi déterminé expérimentalement par calibration à partir du calcul de l'âge d'échantillons standards, minéraux ou verres volcaniques d'âges bien connus. Typiquement, un ensemble de 12 standards (Mont Dromedary, Fisch Canyon, Durango) a été utilisé pour déterminer un $\zeta = 322,15 \pm 4.53$ qui a donc été par la suite injecté dans l'équation du calcul d'âge (Figure 2-5).

L'équation d'âge est donc :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left[1 + \lambda_d \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) \rho_d \zeta g \right] \quad (2-9)$$

Avec λ_d , constante de désintégration de ^{238}U ; ρ_s , ρ_i , les densités de traces de fissions spontanées et induites mesurées ; ρ_d , la densité de traces du dosimètre (verre dont la

concentration en U est connue et permet de déterminer le flux de neutron dans le réacteur) ; ζ , facteur prenant en compte différents paramètres difficiles à évaluer comme la constante de fission λ_f , la capture électronique lors de l'irradiation et l'erreur inhérente au comptage de l'utilisateur ; g, facteur géométrique égal à 0.5 dans la présente étude car les traces sont comptées sur une surface.

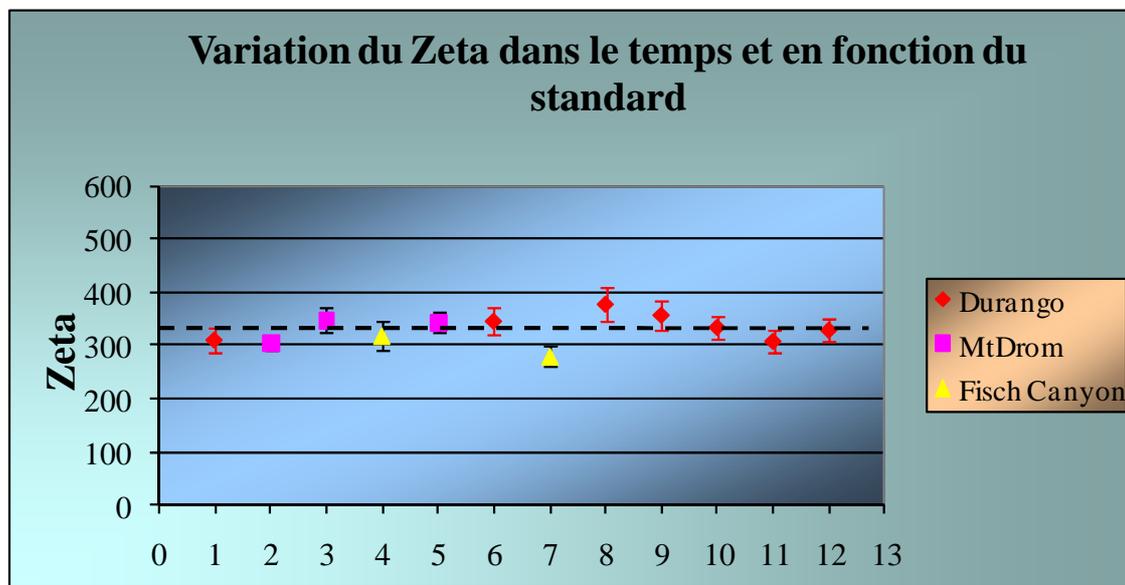


Figure 2-5. Evolution du paramètre ζ pour 12 déterminations. La ligne en pointillé représente la valeur de 322.15 ± 4.53 correspondant à la moyenne pondérée des valeurs.

Un âge est calculé pour plusieurs grains du même échantillon. Par convention, toutes les mesures se font dans l'axe <c> des apatites où la vitesse d'effacement (cicatrisation) des traces est la plus lente (Green et Durrani, 1977 ; Laslett et al., 1984). Le choix des grains en fonction de leur morphologie et celle des traces s'avère crucial pour la validité des âges obtenus. Ce dernier constitue donc une moyenne calculée à partir de plusieurs grains (au moins 20). Dans la présente étude, nous utiliserons les âges dits centraux qui représentent la moyenne de la distribution logarithmique des âges individuels pondérés du poids de la mesure de chaque âge. Les erreurs sont estimées à 2σ et représentent la dispersion des âges pour une population de grains. La dispersion est calculée grâce au test statistique du χ^2 .

1.2.3. La datation (U-Th)/He

La méthode (U-Th)/He est basée sur l'accumulation de ^4He produit par décroissance des isotopes parents ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th et le ^{147}Sm . La diffusion de ^4He radiogénique à l'extérieur du minéral est contrôlée par la température et la diffusivité de l'He au sein du minéral considéré. Ainsi, la concentration de ^4He et les isotopes parents peuvent être utilisés pour calculer un âge

He de refroidissement. Les mesures sont faites en utilisant une procédure analytique en deux étapes à savoir le dégazage du minéral par chauffe et l'analyse au spectromètre de masse à source gazeuse pour mesurer l'⁴He suivie de l'analyse par Inductively-Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICPMS) afin de mesurer l'U et le Th. Basés sur plusieurs mesures du même échantillon, les âges He ont généralement une erreur standard, approximativement entre 3 et 5 %.

L'une des complications majeures relatives à la méthode est le phénomène d'éjection de particules α au sein du minéral (**Figure 2-6**). En effet, les particules α des séries de désintégrations de l'U et du Th sont émises avec une énergie cinétique suffisante pour traverser plusieurs microns ($20 \pm 10 \mu\text{m}$) à travers le solide avant de se stabiliser (Zeitler, 1977 ; Farley et al., 1996). Ceci entraîne inévitablement des hétérogénéités d'âge He apparentes au sein du minéral daté avec des zones en excès et des zones en perte. Farley et al., 1996 ont montré que les âges He peuvent être corrigés de l'effet causé par l'éjection de particules α en introduisant un facteur correctif F_T rendant compte de la taille du grain. Ce paramètre F_T représente donc le pourcentage de perte d'He du grain du à l'éjection (**Figure 2-6**). On remarquera toutefois que ce paramètre correctif sous-entend que les éléments parents U et Th doivent avoir une distribution homogène au sein du minéral. De plus, aucun excès d'He ne doit être introduit dans le minéral, soit au moment de sa formation (He atmosphérique hérité) soit par l'intermédiaire d'inclusions fluides (He mantellique et crustal) ou minérales riches en He. Toutefois, la faible concentration de l'He dans l'atmosphère et sa forte diffusivité dans les minéraux rendent ces hypothèses fortement probables. De plus, la concentration de l'He mantellique ou crustal et la densité d'inclusions dans les minéraux riches en U-Th telles que les apatites doivent être très fortes pour affecter les âges He. Ainsi, un soin particulier doit être pris lors de la sélection des minéraux à dater. Une taille supérieure à $70 \mu\text{m}$ a été automatiquement prélevée. Les grains qui présentaient des inclusions minérales potentiellement riches en U et Th ont été écartés. Dans tous les cas, la reproductibilité des âges est souvent un argument fort de qualité des résultats.

1.2.4. Significations des âges : diffusion thermique, fermeture et ouverture des systèmes isotopiques et rétention partielle

Le problème majeur de ces méthodes basées sur la production par décroissance radioactive ou liée à un dommage du réseau réside dans leur capacité à retenir ou conserver l'Ar radiogénique, les TF ou l'He radiogénique dans le minéral hôte. Cette faculté de rétention est très sensible à la durée des événements thermiques au 1^{er} ordre, ce qui confère à ces méthodes un avantage

indéniable pour contraindre les histoires de refroidissement (Fetchig et Kalbitzer, 1966 ; Naeser et Faul, 1969 ; Zeitler, 1987).

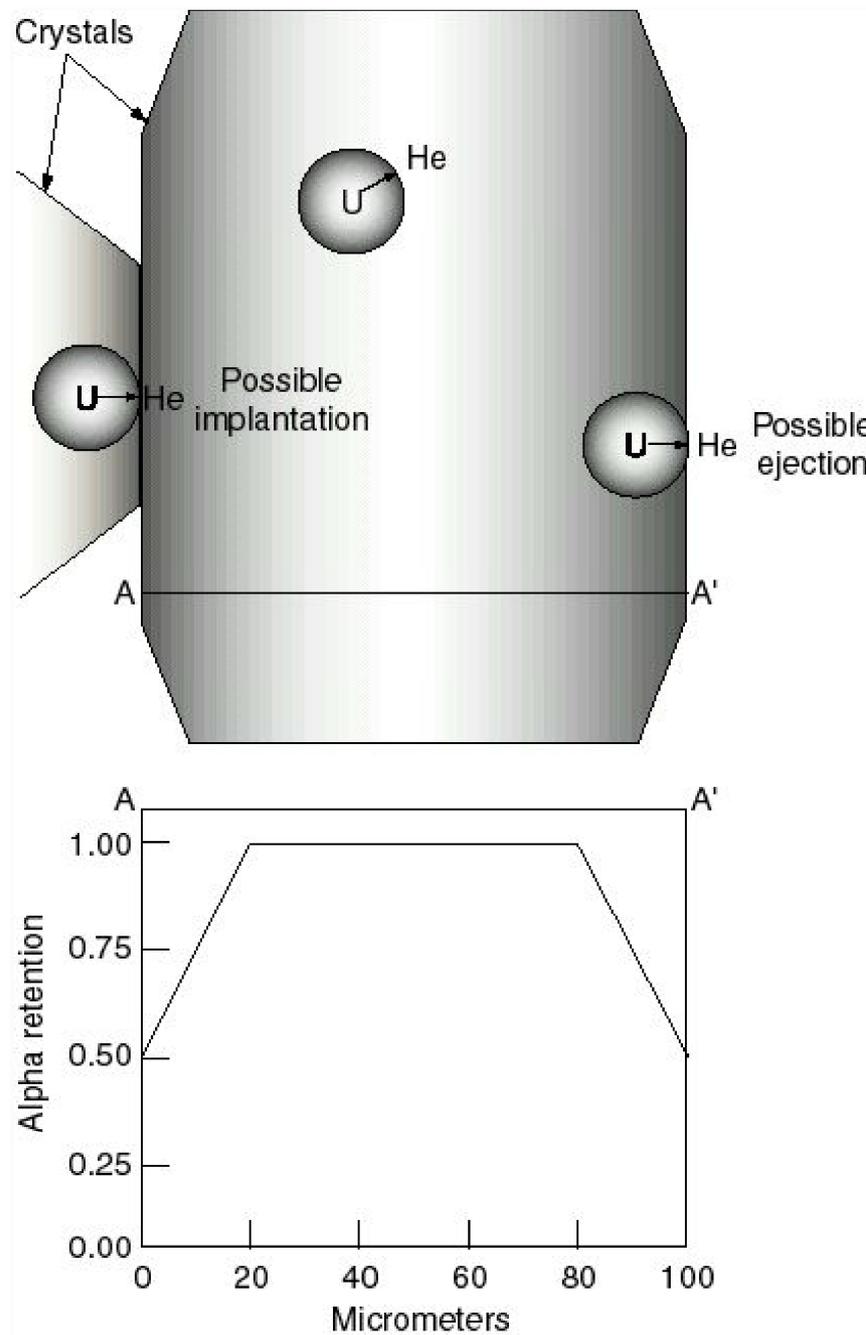


Figure 2-6. Schéma de l'effet du phénomène d'éjection des particules α sur la rétention de l'He (modifié d'après Farley, 2002). La partie supérieure de la figure illustre les trois possibilités à l'intérieur d'un cristal d'apatite : la rétention de l'He, l'implantation de l'He et l'éjection de l'He. « U » correspond au site de l'élément parent U ou Th et la sphère grisée représente le diamètre maximum d'éjection de la particule α lors de la désintégration. La partie inférieure de la figure montre les variations de rétention de l'He du cœur aux bordures du grain (Farley et al., 1996).

I.2.4.1. Diffusion thermique

Le transport chimique dans les roches se fait par diffusion, activée thermiquement. Ce concept est facilement démontrable pour l'Ar et l'He puisqu'il s'agit de gaz ; par conséquent ils n'entretiennent pas les mêmes relations que les éléments ioniques avec le réseau cristallin. La rétention des TF est également contrôlée par la diffusion thermique ; en fait, le réseau cristallin se réorganise spontanément sous l'effet de la température. Ce processus est toutefois plus compliqué que pour l'Ar ou l'He.

Les expériences de diffusion en laboratoire ont permis de démontrer que la diffusion de l'Ar, l'He et les TF aux échelles de temps expérimentales obéit à la loi d'Arrhenius dont la forme générale est (celle-ci est légèrement différente pour les TF mais comparable au 1^{er} ordre) :

$$D = D_0 e^{\left(\frac{-E}{RT}\right)} \quad (2-10)$$

Où D_0 est le facteur fréquentiel ($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), R est la constante des gaz parfaits ($1.987 \cdot 10^{-3} \text{ kcal} \cdot \text{K}^{-1}$), T la température absolue (K), et E l'énergie d'activation du processus de diffusion ($\text{kcal} \cdot \text{mol}^{-1}$)

Etant donné les profondeurs d'investigation de la présente étude ($\sim 15 \text{ km}$), on considère que les processus de diffusion sont essentiellement fonction de la température et pas de la pression.

Les micas sont anisotropes. La diffusion est donc hétérogène et se fait plus rapidement le long de l'axe c parallèle au plan basal (Robbins, 1972). Le domaine de diffusion de l'Ar dans les micas est équivalent à la taille du grain (Hames et Hodges, 1993 ; Hodges et al., 1994 ; Hames et Bowering, 1994 ; Dunlap, 1997) ou légèrement inférieure (Harrison et al., 1985 ; Wright et al., 1991). De même, pour l'He dans les apatites la diffusion atomique se fait à l'échelle du grain de manière isotrope (Reiners et Farley, 1999, Farley, 2000 ; Reiners et al., 2004).

Dans le cas des TF dans l'apatite, la diffusion thermique qui permet la cicatrisation ou la restauration totale du réseau cristallin s'opère à différentes échelles, toutes inférieures à la longueur totale des défauts laissés par les fragments de fission. Ceci implique différents modes de diffusion des TF souvent compliqués (Green et al., 1986, Laslett et al., 1987 ; Carlson, 1990 ; Crowley et al., 1991 ; Laslett et Galbraith, 1996). Depuis une dizaine d'années, de nouveaux modèles ont été développés à partir de données expérimentales sur les processus de cicatrisation des TF pour une large variété de composition (Ketcham et al., 1999, 2007 ; Donelick et al., 1999 ; Guedes et al., 2006, 2008). Ces modèles représentent une étape importante dans la compréhension des processus de rétention des TF et dans l'interprétation des âges TF. Toutefois,

aucun de ces modèles ne fournit une information satisfaisante sur ces processus de diffusion des TF.

I.2.4.2. Fermeture des systèmes isotopiques (=rétention)

La fermeture isotopique d'un système, par définition, a lieu lorsqu'un minéral ne présente plus d'échanges isotopiques avec les minéraux environnants.

I.2.4.2.1. Formulation de Dodson

[Dodson \(1973\)](#) formula d'un point de vue analytique l'évolution d'un système isotopique ou thermochronomètre dont la capacité à conserver l'isotope ou le défaut au sein du minéral est fonction de processus de diffusion thermique. Plus la température décroît, plus la diffusion volumique diminue et tend exponentiellement vers zéro. A haute température, la diffusion volumique va permettre un rééquilibrage isotopique efficace, à basse température, la diffusion volumique va devenir si lente que l'isotope fils va s'accumuler dans le minéral hôte et enregistrer le déséquilibre isotopique. Ainsi, [Dodson \(1973\)](#) introduit le concept de température de fermeture définit comme la température spécifique à chaque thermochronomètre du minéral daté en dessous de laquelle la composition isotopique ou le nombre de défauts du minéral n'est plus modifié.

Méthodes	Tf (°C)
(U-Th)/He apatite (Farley, 2000)	70
TF apatite (Wolf et al., 1998)	110
Argon mica blanc (Harrison et al., 2009)	425

Table 2-1. Température de fermeture (Tf) pour les différents systèmes radiochronologiques utilisés.

Les températures de fermeture d'un système donné sont de 70°C pour l'(U-Th)/He dans les apatites ([Farley et al., 2000](#)), de 110°C pour les traces de fission dans les apatites ([Wolf et al., 1998](#)) et de 425°C pour l'argon dans les micas blanc ([Harrison et al., 2009](#)) (**Table 2.1**).

I.2.4.2.2. Paramètres influençant la fermeture d'un système

Différents facteurs influencent la fermeture d'un système. Ils sont résumés ici :

(i) La taille du grain par rapport à l'échelle de diffusion peut être significatif en ce qui concerne les thermochronomètres Ar et He. La conservation des TF est indépendante de la taille des grains.

- i. La composition peut également influencer la rétention de l'isotope considéré et donc localement la température de fermeture (T_f). Ainsi, dans le cas de l'Ar, [Dahl \(1996\)](#) introduit le concept de porosité ionique pour montrer l'effet de la composition des minéraux sur les processus de diffusion. La porosité ionique correspond tout simplement à la proportion d'espace libre au sein du réseau cristallin. Plus la porosité est grande, plus la diffusion sera facilitée. Ainsi, il est montré que des phengites riches en Mg seront plus résistantes aux pertes d'argon que celle riches en Fe car le réseau est plus compact ([Monié, 1985](#) ; [Scalliet et al., 1992](#)) De même pour les TF, une forte concentration en Cl ainsi que la présence d'OH, Fe, Mn dans les apatites contribuent à améliorer la capacité de conservation des TF ([Carlson et al., 1999](#) ; [Donelick et al., 1999](#) ; [Ketcham et al., 1999](#) ; [Barbarand et al., 2003](#)). Les températures de fermeture de l'He pour l'apatite ne semblent pas être dépendantes de la composition ([House et al., 2002](#)). Toutefois, [Green et Duddy \(2006\)](#) suggèrent que des études complémentaires sont nécessaires.
- ii. Les traces liées au recul des particules α lors de la désintégration de l'U modifierait les propriétés de diffusion de l'He au cours du temps dans les apatites et conduiraient à l'amélioration de la rétention de l'He dans le minéral hôte ([Green et al., 2006](#) ; [Shuster et al., 2006](#)).

I.2.4.3. Ouverture des systèmes isotopiques (=perte)

Lors d'une crise thermique, l'équilibre du système isotopique est perturbé conduisant à la perte de l'isotope. Si l'on en croit la formulation de Dodson, l'ouverture du système isotopique considéré est uniquement fonction des paramètres de diffusion, du taux de refroidissement et de la taille des grains analysés (voir §I.2.4.1 et §I.2.4.2). Toutefois, plusieurs études ont montré dans le cas de l'argon que :

(i) Sous des conditions P-T identiques certains systèmes s'étaient ouverts et d'autres non ([Chopin et Maluski, 1980](#)).

(ii) Si l'ouverture était contrôlée uniquement par la diffusion volumique, les pertes ne seraient que partielles car le temps nécessaire au rééquilibrage total est souvent beaucoup plus long que l'événement thermique ([Lo et Onstott, 1995](#) ; [Hames et Cheney, 1997](#)). La diffusion thermique est extrêmement lente.

La température ne serait donc pas le seul paramètre limitant l'ouverture d'un système. La déformation, la recristallisation, les circulations fluides et d'autres ont été proposés comme

paramètres gouvernant les pertes d'argon et donc à l'origine du rajeunissement des âges $Ar^{39}Ar$ (Wijbrans et McDougall, 1986 ; Hammerschmidt et Franck, 1991 ; Scalliet, et al., 1992 ; Hames et Cheney, 1997). Le système pouvant même être remis à zéro sous sa température de fermeture T_f lors d'un évènement métamorphique associé à la déformation (e.g. Costa et Maluski, 1988 ; Kelley, 1988 ; Goodwin et Renne ; West et Lux, 1993 ; Krischner et al., 1996 ; Reddy et Potts, 1999). Ainsi, les différents processus de déformation, de transformations minéralogiques et de circulations fluides vont permettre une réouverture plus efficace du système chimique favorisant les échanges chimiques et isotopiques. Si bien que de nombreux auteurs suggèrent que la méthode Ar/Ar permettra de dater un évènement de déformation même si celui-ci se produit sous la T_f du système (Kliegfield et al., 1986; Wibjans and McDougall, 1986; Kelley, 1988; Goodwin and Renne, 1991; West and Lux, 1993; Kelley et al., 1994; Krishner et al., 1996; Reddy et al., 1996). Dans ce cas, le concept de T_f basé sur le principe de ralentissement progressif du processus de diffusion volumique uniquement fonction de la température dans un milieu anhydre et sans échanges inter-granulaires ne fonctionnerait plus.

Les zones de cisaillement sont le lieu de processus métamorphiques associés à une déformation fragile-ductile extrêmement forte assistés par les fluides. Souvent étudiées dans le but de dater la déformation, elles représentent des zones privilégiées dans lesquels les rééquilibrages isotopiques et donc les pertes sont facilités (e.g. Challandes et al., 2003, 2008). L'interprétation du comportement de ces systèmes isotopiques dans ces zones reste encore difficile à maîtriser car il existe différents modes de déformations, et qu'elle est généralement très hétérogène (e.g. Dunlap, 1997 ; Challandes et al., 2003). En définitive, la température demeure pour l'instant le paramètre principal pris en compte concernant l'ouverture/fermeture d'un système.

Il faut tout de même noter que ces différents processus peuvent en théorie affecter les autres systèmes géochronologiques comme l'Hélium. Toutefois, les températures atteintes dans le métamorphisme sont largement supérieures aux températures de fermeture -excessivement basse- de l'(U-Th)/He. Ceci conduit à penser que ces processus n'auront pas d'influence sur l'ouverture de ce système puisque le système He est ouvert aux températures de la déformation ductile. Par contre, le système (U-Th)/He pourra rester sensible à des circulations de fluides, même si elles opèrent de façon plus localisée à ces températures.

I.2.4.4. Notion de Zone de rétention partielle (ZRP)

Les propriétés de diffusion de l'Ar, de l'He ainsi que des TF dans les minéraux favorisant soit la perte, soit la rétention conduisent au concept de zone partielle de rétention (ZRP). Très utilisée pour les systèmes isotopiques basses températures comme l'He et les TF, la ZRP est ainsi définie par une température inférieure correspondant à la température (de fermeture) pour laquelle l'équilibre isotopique est conservé. Tandis que la limite supérieure correspond à la température (d'ouverture) pour laquelle les pertes sont quasi totales. Bien entendu pour les raisons évoquées précédemment concernant l'ouverture du système isotopique de l'Argon, cette notion de ZRP est peu utilisée dans les zones déformées. La largeur de la ZRP est fonction de la chimie des minéraux.

Parmi tous les thermochronomètres utilisés le système He sur apatite est celui qui possède une ZRP la plus basse (~80-40°C ; Wolf et al. 1998). Le système Ar sur muscovite est celui qui a la ZRP la plus haute (~450-350°C ; Harrison et al., 2009) par rapport aux autres thermochronomètres utilisés dans cette étude tandis que le système TF sur apatite correspond à une ZRP intermédiaire (~110-60°C, Green et al., 1986) (Figure 2.7).

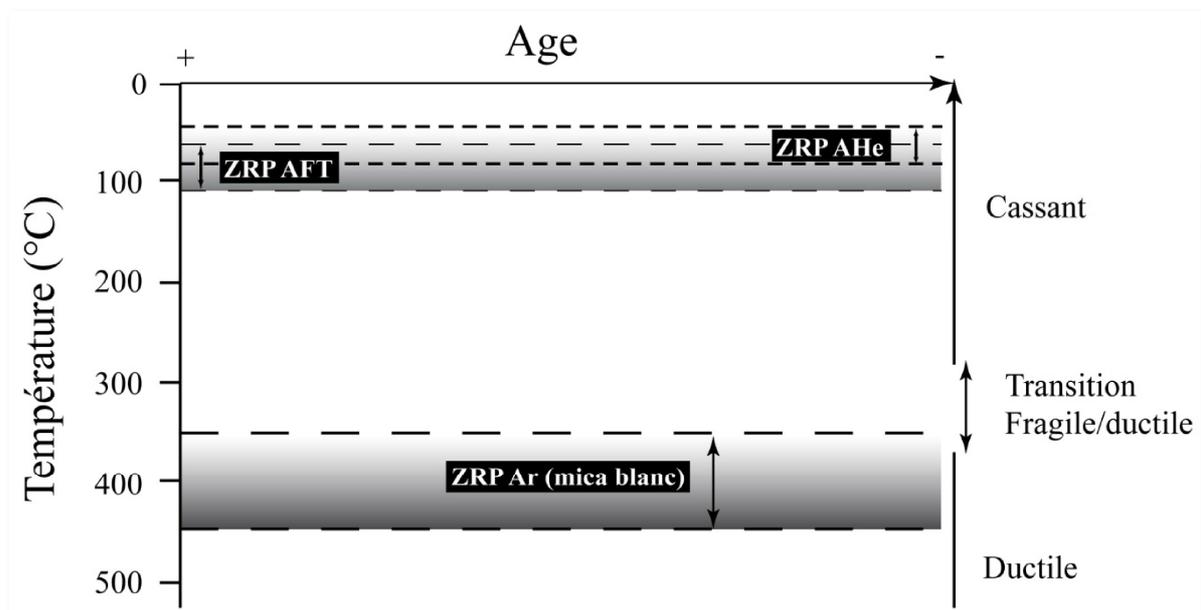


Figure 2-7. Zone de rétention partielle des différents chronomètres utilisés dans cette étude. L'association des méthodes permettra de contraindre l'histoire thermique de la roche depuis 450°C-350°C, ZRP Argon dans les micas blancs ; 120°C-60°C pour les traces de fission et 80°C-40°C pour l' (U-Th)/He.

I.3. Application de la thermochronologie et la thermobarométrie à la quantification des processus d'exhumation.

L'exhumation, processus accommodant le raccourcissement dans un orogène est caractérisée par le soulèvement d'une portion de roches par rapport à la surface de la terre. Ce mouvement se fait par des processus soit d'érosion, soit tectonique conduisant à une redistribution des masses crustales au sein du prisme (Brandon et al., 1998 ; Hodges et al., 1998 ; Vanderhaeghe et al., 2003 ; Spotila et al., 2001 ; Willet et al., 2003 ; Spotila, 2005). Ainsi, la quantification des mouvements verticaux en utilisant la thermochronologie et la thermobarométrie s'avère être important pour la compréhension des processus tectoniques long-terme à l'échelle crustale.

La sensibilité thermique des chronomètres radioisotopiques de moyenne, basse et très basse température fournit ainsi une information sur l'histoire de refroidissement de la roche exception faite du système argon dans les zones déformées (cf. §I.2.4 et §II). Ainsi, en considérant un gradient géothermique constant au cours du temps, l'exhumation des roches peut être déduite des âges de refroidissement ; ces derniers correspondant au 1^{er} ordre au passage ou à l'exhumation des roches à travers la profondeur équivalente à la température de fermeture du système isotopique considéré (cf. §I.2). La précision de l'histoire d'exhumation est donc limitée par la connaissance de la structure thermique de la croûte supérieure (Mancktelow et Graseman, 1997 ; Elhers et Farley, 2003). Dans la présente étude, les conditions thermiques en fonction de la profondeur ont été estimées à partir de la thermobarométrie. Couplée aux méthodes de datations thermochronologiques, elles ont permis de contraindre et de discuter des différentes étapes d'exhumation, ainsi que les vitesses de refroidissement ou d'exhumation du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour. L'échantillonnage sur des transects faisant plusieurs km ainsi que loin des principales failles permet de s'affranchir des éventuelles perturbations de la structure thermique dans les tous derniers kilomètres en relation avec la topographie et/ou les circulations de fluides (Ehlers, 2005 ; Braun, 2005).

II. CONDITIONS METAMORPHIQUES ET AGE ^{40}Ar - ^{39}Ar DE LA DEFORMATION ALPINE DANS LE MASSIF CRISTALLIN EXTERNE DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR.

Dating Low-Temperature deformation by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps) (Publication 1)

Article soumis à Lithos.

G. Sanchez^{1*}, Y. Rolland¹, M. Corsini¹, E. Olliot², P. Goncalves², J. Schneider¹, C. Verati¹, J.M. Lardeaux¹, D. Marquer².

¹Géosciences Azur, UMR 6526, 28 Av de Valrose, BP 2135, 06103 Nice, France

²UMR6249 Chrono-environnement, 16 route de Gray, 25030 Besançon - France.

RESUME

Le comportement du système K-Ar dans les zones de cisaillement est adressé par la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des micas blancs dans le massif de l'Argentera-Mercantour (Alpes du Sud-Occidentales). Les granites et gneiss migmatitiques Varisque sont extrêmement déformés durant l'orogénèse alpine. Basé sur la thermobarométrie conventionnelle sur chlorite et les pseudosections P-T-MH₂O calculées à partir de composition moyenne de roche totale, les conditions durant la déformation cisailante sont estimées à $375^\circ\text{C} \pm 30^\circ\text{C}$ et $4.8\text{-}7 \pm 1$ kbar dans un système saturé en H₂O. Dans cet environnement de faible température, les analyses Ar-Ar sur les muscovites varisques à différents degrés d'intensité de déformation ductile ne montrent aucune évidence de remise à zéro isotopique de l'argon, tous les âges des muscovites peu déformées à ultra-déformées sont compris entre 296 et 315 Ma. Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dupliquées de phengites néoformées montrent des âges similaires pour chaque zone de cisaillement. A l'échelle du massif de l'Argentera-Mercantour, différentes étapes de déformation sont datées entre 33 et 20 Ma indiquant une propagation vers l'Ouest de la déformation dans les zones de cisaillement durant la phase Alpine. Dans la partie SE du massif l'âge des zones de cisaillement sont compris entre (1) 33.6 ± 0.6 Ma dans une zone de cisaillement et (2) 26.8 ± 0.7 Ma - 26.3 ± 0.7 Ma dans deux zones de cisaillement. A l'ouest du massif, les âges des zones de cisaillement sont plus jeunes et compris entre (3) 22.2 ± 0.3 Ma et 20.5 ± 0.3 Ma. Ces résultats révèlent la capacité de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les phengites syn-cinématiques de dater la déformation dans une zone de cisaillement avec des minéraux qui ont cristallisé sous leur

température de fermeture. Les âges sur muscovites varisques restent inchangés malgré l'intense déformation ductile et les circulations fluides. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et la thermobarométrie enregistrent la déformation à différentes profondeurs durant le sous-charriage et l'exhumation du massif. Associé à la thermobarométrie, les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de phengites syn-cinématiques permettent la reconstruction précise de l'histoire profondeur-déformation dans des unités de faible degré métamorphique (<400°C).

Mots clés : Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, géothermobarométrie phengite-chlorite, zones de cisaillement, Alpes Sud-Occidentales, Massif Cristallin externe de l'Argentera-Mercantour.

II.1. Version française abrégée

II.1.1. Introduction

Bien que largement utilisée pour contraindre l'âge de déformation (Kliegfield et al., 1986; Wibjans and McDougall, 1986; Kelley, 1988; Goodwin and Renne, 1991; West and Lux, 1993; Kelley et al., 1994; Krishner et al., 1996; Reddy et al., 1996), la signification des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de minéraux syn-cinématique en terme (1) d'âges de cristallisation, et donc proche de l'âge de déformation ou (2) un âge de refroidissement sous la température de fermeture reste largement débattue (e.g. Dunlap, 1997 ; Challandes et al., 2003).

Ce papier présente les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas blancs échantillonnés dans des zones de cisaillement de faibles températures du Massif Cristallin Externe de l'Argentera-Mercantour. La robustesse du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans les micas blancs varisques durant des événements de déformation dans les zones de cisaillement assistées par des fluides ($T < 400^\circ\text{C}$) sera argumentée. De plus, des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été réalisées sur des micas blancs néo-cristallisés syn-cinématique dans le même échantillon. Leur signification en termes d'âges de refroidissement ou de cristallisation sera discutée.

II.1.2. Cadre géologique du massif de l'Argentera-Mercantour

Le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour, portion de croûte continentale Européenne (**Figure 2-8**) est principalement composé de gneiss, granite et micaschistes (**Figure 2-9**). Les grès et pélites permienes sont fréquemment attachés au socle de l'Argentera-Mercantour, tandis que la couverture sus-jacente triasique à Cénozoïque carbonatée est détachée au dessus du trias évaporitique (Faure-Muret, 1955). L'ensemble de la structure, la foliation et

les zones de cisaillement résultent de l'histoire varisque et alpine (Faure-Muret, 1955 ; Vernet, 1964 ; Malaroda et al., 1970 ; Bogdanoff, 1980).

Le métamorphisme alpin dans le MCE de l'Argentera-Mercantour est localisé essentiellement dans les zones de cisaillement héritées de l'épisode varisque (**Figure 2-9**) bien que la schistosité pénétrative observé dans l'ensemble du massif en dehors des zones de cisaillement contient des recristallisations fines de phengite-chlorite. Deux principales zones de cisaillement N140°E décrochevauchantes dextres, La Valletta et Bersézio ainsi que la zone de cisaillement N90°E chevauchante de Fremamorte recoupent le massif (**Figure 2-9** ; Corsini et al., 2004 ; Baietto et al., 2009). Cette dernière se connecte aux zones de cisaillement d'Autier (ASZ), Neigliier (NSZ) et Castérino (CSZ). Ces mouvements décrochevauchants se produisent dans des conditions schistes verts, dans la croûte moyenne ($P > 4$ kbar) au Miocène inférieur en réponse à un raccourcissement N-S dans les Alpes Sud-Occidentales (Corsini et al., 2004). Ces zones de cisaillement sont réactivées participant à l'exhumation finale dans les 15 derniers millions d'années (Bigot-Cormier et al., 2006 ; Sanchez et al., soumis).

II.1.3. Pétrologie

II.1.3.1. Minéralogie, microstructures et réactions métamorphiques

La minéralogie et les microstructures observées dans les zones de cisaillement du massif de l'Argentera-Mercantour varient graduellement de roches non déformées à des ultramylonites en passant par des protomylonites et des mylonites (**Figure 2-10a**). Les changements minéralogiques majeurs observés à travers les zones de cisaillement est le remplacement du feldspath K, et de la biotite par la phengite et la chlorite. De plus, il y a progressivement une augmentation de la proportion d'oxyde riche en Ti (rutile) et une diminution des muscovites primaires varisques, du plagioclase, du feldspath K et du quartz (**Figure 2-10a,g**). Malgré un changement minéralogique dans la matrice, les prophyroclastes de feldspaths et muscovite primaire sont présentes mais varie en taille, en proportion, et montrent des évidences de déformations intracristallines et des processus de pression-dissolution (**Figure 2-10e,g**).

Ces changements dans le mode des minéraux à travers le gradient de déformation est cohérent avec l'évolution des réactions métamorphiques suivantes :



Ces zones de cisaillement sont largement appauvries en SiO₂ (diminution du quartz) durant l'évolution progressive de la déformation confirmant que ces zones de cisaillement fonctionnent comme un système ouvert (e.g. [Streit and Cox, 1998](#)).

II.1.3.2. Compositions chimiques des minéraux

La composition des phengites ne présentant pas de variations significatives entre les sites microstructuraux et sur l'ensemble de l'échantillon, une seule population de phengite est considérée avec une proportion de Si de 3.24 ± 0.05 p.f.u. pour ASZ; 3.20 ± 0.06 p.f.u. pour VSZ; 3.36 ± 0.05 p.f.u. pour CSZ et 3.32 ± 0.05 p.f.u. pour NSZ (**Table. 2-2**). La chlorite montre des compositions cohérentes sur l'ensemble des zones de cisaillement.

II.1.4. Estimations des conditions pression-température-fluides.

La pression, la température et les conditions de saturation durant le métamorphisme ont été étudiées dans trois zones de cisaillement (Autier, Valletta, Castérino) en utilisant la thermobarométrie conventionnelle et les pseudosections. Ces dernières ont été réalisées dans le système NaCaKFMASH en utilisant Perplex 07 ([Connolly, 2005](#)).

II.1.4.1. Température

Les chlorites et phengites sont à l'équilibre compositionnelle durant la déformation. La température a été estimée à partir du thermomètre basée sur les équilibres de la chlorite et du quartz (e.g. [Cathelineau et al., 1985](#) ; [Vidal et al., 2001, 2005](#)). Les températures obtenues pour les zones de cisaillement analysées sont de $375^{\circ}\text{C} \pm 30^{\circ}\text{C}$ (**Table. 2-2**).

II.1.4.2. Effet de la saturation en eau sur la composition en Si de la phengite : implications sur le baromètre phengitique.

La plupart des champs de la pseudosection P-MH₂O indique un assemblage principal biotite-chlorite-phengite-épidote-albite-quartz en accord avec la pétrographie des zones de cisaillement (**Figure 2-11**).

Les calculs thermobarométriques montrent que le Si dans la phengite est stable dans le domaine sursaturé en eau avec des valeurs de substitution plus faible que dans le domaine sous-saturé. Dans notre cas, les réactions 1-3 impliquent que H₂O est en excès dans le système

pendant toute la cristallisation de la phengite ; par conséquent, la forte dépendance à la pression dans le domaine sursaturé conduit à la nécessité d'utiliser les valeurs de Si de la phengite dans ce domaine. Ainsi, nos résultats montrent l'efficacité du baromètre phengitique pour estimer la pression dans des conditions sursaturées en eau.

II.1.4.3. Pressions

Les pseudosections calculées pour ASZ et VSZ prédisent un large champ dont la paragenèse (biotite + chlorite + phengite + épidote + albite + quartz) est cohérente avec celle observée dans les lames minces (**Figure 2-12**). La phengite est présente partout tandis que la chlorite disparaît à 425-475°C. La modélisation des isoplethes de la Si dans la phengite indique une gamme comprise entre 3.10 et 3.35 p.f.u à travers le champ de la paragenèse stable en accord avec les données de microsonde de 3.24 et 3.20 pour ASZ et VSZ respectivement. La pseudosection calculée pour CSZ diffère légèrement. Le champ de stabilité cohérent avec les observations est identique mais compris entre $310 < T < 425^{\circ}\text{C}$, $3 < P < 10$ kbar sachant que la chlorite disparaît à $325^{\circ}\text{-}425^{\circ}\text{C}$ (**Figure 2-12**). Les valeurs de Si modélisées sont comprises entre 3.30 et 3.45 p.f.u cohérentes avec celles mesurées à la microsonde (3.36 en moyenne).

II.1.5. Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Sept analyses réalisées par Corsini et al. (2004) sur les muscovites varisques déformées de la VSZ et de la FMZ montre des spectres d'âges en escalier similaires avec une tendance pour les étapes de haute-température à converger vers des âges compris entre 305 et 315 Ma ainsi que 296-299 Ma pour les zones de cisaillement de la Valletta et de Fremamorte, respectivement (**Figure 2-13**).

Sept nouvelles datations réalisées sur des phengites néoformées provenant de quatre zones de cisaillement (Autier, Castérino, Neiglier et la Valletta) viennent compléter les trois datations réalisées également sur les phengites par Corsini et al. (2004). Des doublons ont été effectués pour vérifier la reproductibilité des âges obtenus. L'ensemble des échantillons montre un âge plateau, excepté les échantillons de la zone de cisaillement d'Autier (**Figure 2-14**). Ces derniers montrent un spectre d'âge perturbé. Toutefois, un des échantillons présente un mini-plateau à 32.7 ± 0.5 Ma tandis que le second présente un âge apparent à 34.0 ± 0.1 Ma ainsi qu'un âge isochrone à 34.0 ± 1.1 Ma suggérant un âge minimum de 34.0 Ma proche de l'âge géologique réel. Les spectres d'âges obtenus pour les échantillons de la zone de cisaillement de Castérino

montrent une forme en scelle témoignant d'un excès d'argon. Les âges de 26.3 ± 0.2 Ma et 27.3 ± 0.1 sont donc des âges maximum. L'âge réel serait toutefois proche de 26.3 comme l'atteste l'âge obtenu sur la *zone de cisaillement de Neiglièr*. Cette dernière montre un spectre plat permettant de définir un âge plateau de 26.3 ± 0.1 Ma et 26.3 ± 0.5 pour chaque doublon. La *zone de cisaillement de la Valletta* montre un âge plateau bien défini à 20.5 ± 0.3 Ma.

II.1.6. Discussion

Dans ce papier, nous avons essayé de dater des événements de déformation pouvant être associés à des mouvements tectoniques en utilisant le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Dans notre cas, les zones de cisaillement étudiées sont caractérisées par une intense localisation de la déformation ductile durant la phase décrochevauchante alpine. Marquées par une intense circulation fluides, elles sont le site de réactions métamorphiques impliquant des minéraux hérités varisques à des niveaux structuraux profond ($5-7 \pm 1$ kbar) et à 375°C sous la température de fermeture du système Ar dans les micas ($\sim 425^\circ\text{C}$; Harrison et al., 2009).

II.1.6.1. Effet de la déformation intra-granulaire à faible température sur le système Ar-Ar dans les muscovites.

Les différents processus de déformation sont souvent évoqués pour expliquer une perte partielle d'argon dans les minéraux (Lee, 1995; Hames and Cheney, 1997; Reddy et al., 1999; 2001; Kramar et al., 2001; Mulch et al., 2002). Les spectres d'argons observés pour les muscovites varisques indique pour les hautes températures un âge préservé proche de l'âge de cristallisation comme le montre les âges similaires obtenus dans le massif des Maures-Tanneron situé plus au Sud et non affecté par le métamorphisme alpin (Corsini et al., 2009; Rolland et al., 2009b). De plus, le métamorphisme la déformation alpine n'affectent pas l'ensemble du spectre, seulement 20% essentiellement dans les basses températures du spectre d'âge sont affectés témoignant de processus de perte partielle d'argon qui dans la plupart des cas est en relation avec la déformation (Mulch et al., 2002). Toutefois, les spectres d'âge obtenus sont identiques quelque soit l'intensité de la déformation (protomylonites, mylonites ou ultramylonites) suggérant que la remise à zéro partielle du système Ar n'est pas fonction de processus de déformation. Il est notamment possible qu'une partie de la perte d'argon observée soit due à l'altération des bordures de grains lors d'intenses réactions fluide-roche ou bien à la néocristallisation de micro-inclusion de phengite dans les fractures ou en bordure.

II.1.6.2. Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les phengites néocristallisées dans les zones de cisaillement : âge de refroidissement ou âge de cristallisation.

La plupart des phengites néoformées cristallisent en dessous de la température de fermeture. Les différents âges ont été obtenus entre 34 Ma et 20 Ma. Si on considère un soulèvement de 1-1.5 mm/an (Bogdanoff et al., 2000 ; Bigot-Cormier et al., 2006 ; Sanchez et al., soumis), un gradient géothermique de 20-25°C/Ma (**Figure 2-12**) et la température de fermeture du système Ar dans les micas blancs, les âges obtenus ne devrait excéder 20 Ma. Si les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ correspondent à des âges de refroidissement, alors (1) aucun âge plateau ne serait obtenu et (2) les âges sur les différents agrégats d'un même échantillon ou entre différents échantillons d'intensités de déformation variables devrait être significativement différents. Cependant, les doublons pour une zone de cisaillement ainsi que les âges obtenus sur des échantillons de déformations différentes d'une même zone de cisaillement sont similaires dans la marge d'erreur. Par conséquent, ces âges sont ainsi fortement en accord avec l'hypothèse d'un âge de cristallisation plutôt que des âges de refroidissement.

II.1.6.3. Réponse du système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ aux interactions fluides-roches dans les zones de cisaillement.

La solubilité de l'argon est largement supérieure dans la phase fluide (e.g. Kelley, 2006) conférant aux fluides, le caractère de réservoir infini pour ce gaz. Les mylonites de l'Argentera-Mercantour se sont formées à des niveaux structuraux de croûte moyenne durant une intense réaction fluide-roche. La recristallisation de chlorite et phengite au dépens des feldspaths et du quartz suggère que la croissance des phengites néoformées provient de la recristallisation complète de minéraux et non pas de la substitution de la muscovite. Durant le métamorphisme schistes verts, l'argon localisé dans les minéraux varisques riches en K (mica blanc, feldspath K, biotite) est progressivement relâché dans la roche durant leur déstabilisation. Ainsi, l'argon est facilement transféré dans la phase fluide principalement H₂O puisque l'argon est plus soluble dans les fluides que dans les phengites néoformés. Les zones de cisaillement étant considérées comme des systèmes ouverts où les fluides sont rapidement évacués (Fourcade et al., 1989; Dipple and Ferry, 1992), l'argon en excès concentré dans les fluides est expulsé du système. Un tel processus est nécessaire pour rendre compte de l'homogénéité et la reproductibilité des spectres d'âges obtenus sur les phengites alpines. Ce processus argumente en faveur d'un âge de cristallisation pour les phengites néoformées s'il est montré que la croissance des micas blancs ne se fait pas par substitution et que le système était ouvert à la circulation fluide.

II.1.6.4. Age des déformations dans le massif de l'Argentera-Mercantour.

Ces zones de cisaillement se sont formées à des profondeurs de croûte moyenne ($4.8 < P < 7$ kbar) et des températures de $375 \pm 30^\circ\text{C}$ suggérant leur activation à des profondeurs de 15-21 km.

Différentes étapes de déformations ont été datées entre 34 et 20 Ma suggérant une propagation vers l'Ouest de la déformation. L'âge à 34 Ma serait relié au sous-charriage de la croûte Européenne sous les unités métamorphiques internes à la faveur de l'activation du Front Pennique (Simon-Labric et al., 2009). Les autres groupes d'âges 26-20 Ma sont compatibles avec un système en transpression cohérent avec un raccourcissement N-S (Corsini et al., 2004; Baietto et al., 2009). Cette évolution tectonique Oligo-Miocène est en accord avec les modèles de déformation continentale dans le système Periadriatique en relation avec l'indentation antihoraire de la plaque adriatique (Ciancaleoni and Marquer, 2008).

II.1.7. Conclusions : implications pour la construction des chemins P-T-t- σ

Cette étude révèle :

(1) l'utilité du couplage barométrie phengitique (pseudosections) et datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur mono-grain de phengites néoformées pour l'estimation des conditions et l'âge des déformations.

(2) les principaux processus contrôlant le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans les zones de cisaillement durant des épisodes métamorphiques de faible température. Les principales conclusions sont :

- Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des porphyroclastes ne sont pas fonction de l'intensité de la déformation. La circulation fluide et la déformation ductile ont des effets limités sur le système $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ si la néocrystallisation n'est pas effective puisque les muscovites varisques préservent leur enregistrement isotopique au moment de leur cristallisation. Ainsi, ces minéraux extrêmement déformés ne peuvent pas fournir l'âge de la déformation.
- Pour obtenir un âge de déformation, il est nécessaire de dater les minéraux qui ont cristallisés dans un système ouvert, à partir d'espèces minérales différentes ou directement à partir de la phase fluide ; contrairement aux réactions de substitution qui durant la déformation ne seront pas complètement remise à zéro.
- La substitution de Si dans la phengite dans le système NaCaKFMASH est fortement dépendante de la saturation en fluide. Dans un système sursaturé, la silice dans la phengite peut être utilisée comme un bon géobaromètre.

II.2. Dating Low-Temperature deformation by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps)

ABSTRACT

The behaviour of the K-Ar system in shear zones is examined by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas, in the Argentera-Mercantour massif (SW Alps). Variscan migmatitic gneiss and granite (300-315 Ma) were intensely deformed during the Alpine orogenic event. Based on conventional thermobarometry on phengite and chlorite and P-T-MH₂O pseudosections calculated with shear zone bulk compositions, the conditions during shear deformation were estimated at $375\pm 30^\circ\text{C}$ and $4.8-7 \pm 1$ kbar in a H₂O-saturated system. In this low temperature environment, Ar-Ar analysis of the Variscan muscovite for various grades of ductile strain intensity shows no evidence of any $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ isotopic resetting, all ages from lightly to highly deformed muscovite scatter between 296-315 Ma. Duplicate $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ dating of very fine grained neofomed phengite crystal evidences similar ages for each shear zone. At the Argentera-Mercantour massif scale, several stages of shear zone development are dated between 33 and 20 Ma, indicating a Westward propagation of shear zones during the Alpine orogeny. In the SE part of the massif shear zone ages are grouped between (1) 33.6 ± 0.6 Ma in one shear zone and (2) 26.8 ± 0.7 Ma - 26.3 ± 0.7 Ma in two shear zones. In the West of the massif, younger shear zone ages range between (3) 22.2 ± 0.3 Ma and (4) 20.5 ± 0.3 Ma. These results demonstrate that the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method on syn-kinematic white mica allows the determination of precise ages of shear zone deformation with minerals that crystallized below their predicted closure temperature, while Variscan muscovite ages remain unchanged in spite of intense ductile deformation and large scale fluid circulation. The ages and thermobarometry record deformation at different depth during Alpine underthrusting and exhumation of the massif. Together with precise thermobarometry undertaken on the basis of mineral chemistry and whole-rock composition, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white mica leads to the reconstitution of precise depth-deformation history of low-grade (<400°C) metamorphic units.

Keywords: $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ dating, phengite-chlorite geothermobarometry, shear zones, South-Western Alps, Argentera-Mercantour External Crystalline massif.

II.2.1. Introduction

Tectonic models are critically dependent on the quantification of the timing of deformation. Given that K-rich mineral phase (micas) are common in highly deformed zones (Mitra, 1992), the application of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating technique on micas has frequently been attempted to constrain deformation ages (Kliegfield et al., 1986; Wibjans and McDougall, 1986; Kelley, 1988; Goodwin and Renne, 1991; West and Lux, 1993; Kelley et al., 1994; Krishner et al., 1996; Reddy et al., 1996). However, the significance of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of kinematically related minerals in terms of crystallization age, thus close to deformation age or cooling to below their closure temperature remain largely equivocal and discussed (e.g., Dunlap, 1997; Challandes et al., 2003). Analytical (Kramar et al., 2001) and experimental (Mares and Kronenberg, 1993; Dunlap and Kronenberg, 2001, Harrison et al., 2009) works undergone to quantify the influence of shear deformation on the Ar isotopic system in pre-existing minerals (porphyroclasts) have clearly shown that deformation produces partial Ar loss. Ar loss is ascribed to diffusion as a function of the mineral structure and of the deformation type (Hames and Bowring, 1994). Direct dating of deformation is supposed to be achieved if dynamic crystallization has occurred at, or below, the closure temperature of analysed minerals (West and Lux, 1993). Still, the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages is commonly interpreted as cooling ages through a temperature of $\sim 350^\circ\text{C}$ for white mica (e.g., Dodson, 1973), which has been recently re-evaluated to 425°C (Harrison et al., 2009). However, some authors reported unreset Ar ages even in cases of extreme mylonitic deformation and including cases of rocks buried during long time-span orogenic histories at temperatures above those predicted for closure of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ system (e.g., Kramar et al., 2001). Therefore, does the concept of closure temperature initially evidenced for minerals that crystallized at HT and progressively cooled to LT apply well to minerals that underwent polycyclic LT to MT ($300\text{-}450^\circ\text{C}$) evolution? In this case, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages could reflect mixing between partially preserved and neocrystallized mineral ages (Dunlap et al., 1991; Villa et al., 1997). Even for deformation-related neocrysts, this is unsure if whether they represent the time of crystallization, of the cessation of fluid circulation, or the cooling down to below their closure temperature (Challandes et al., 2003; Challandes et al., 2008).

To resolve this issue, there is a need in finding a “natural laboratory” area where several generations of strain zones are formed in a metamorphic context at or below predicted closure temperature of a given Ar-bearing mineral type, and where it is possible to separate pre-existing and neo-crystallized mineral generations. In the Argentera-Mercantour massif (SW Alps, France), a muscovite-bearing Late Variscan basement is deformed by several shear zone events

during the Alpine compressive phase (35-22 Ma; Corsini et al., 2004). In this paper, we have applied the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method on white mica sampled in these low temperature shear zones, as it represents an opportunity to investigate the robustness of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ system in the pre-existing Variscan muscovite during low-grade fluid-assisted shear zone deformation events ($T < 400^\circ\text{C}$). Further, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating is also performed on the neo-crystallized syn-tectonic Alpine white micas in the same samples to constrain stages of Alpine deformation. In addition, petrological and thermo-barometric analyses of the dated shear zone sets allow defining the relative depth and temperature during the Tertiary deformation events.

II.2.2. Geological overview of Argentera-Mercantour massif

The Argentera-Mercantour massif belongs to the External Crystalline Massifs (ECM) of South-Western Alps, which is part of the European continental crust (**Figure 2-8**). It is mainly composed of migmatitic gneisses interlayered with amphibolites, marbles, quartzites and late anatexitic granitoids. Permian and Early Triassic silts and sandstones are frequently attached to the basement, whereas the overlying Triassic to Early Cretaceous carbonates are detached above the Late Triassic evaporites (Faure-Muret 1955). Within the Variscan basement the overall structure and particularly the schistosity and shear zones result from the superposition of Variscan and Alpine deformation histories (Faure-Muret, 1955; Vernet 1964; Malaroda et al. 1970; Bogdanoff 1980). During the Variscan orogeny, the Argentera-Mercantour massif experienced a polyphased deformation history culminating in a high grade metamorphic context. Geochronological studies have provided evidence for an early high pressure - high temperature metamorphism during the Late Ordovician - Early Devonian times (462-332 Ma-U/Pb on zircon; Paquette et al., 1989; Rubatto et al., 2001) followed by medium to low pressure metamorphism and anatexis during the Upper Carboniferous ($330-315 \pm 7$ Ma - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on biotite; Monié & Maluski, 1983 and 323 ± 12 Ma - U/Pb on zircon; Rubatto et al., 2001). The Argentera granite emplacement seals the end of the high temperature metamorphism and subsequent melting during the Upper Stephanian/Lower Permian times (285-293 Ma, Rb/Sr; Ferrara & Malaroda 1969).

The Alpine metamorphic imprint in the Argentera-Mercantour massif mainly consists in the development of a network of ductile shear zones that mostly reactivated late-Variscan shear zones punctuated by late Carboniferous metasediments (**Figure 2-9**).

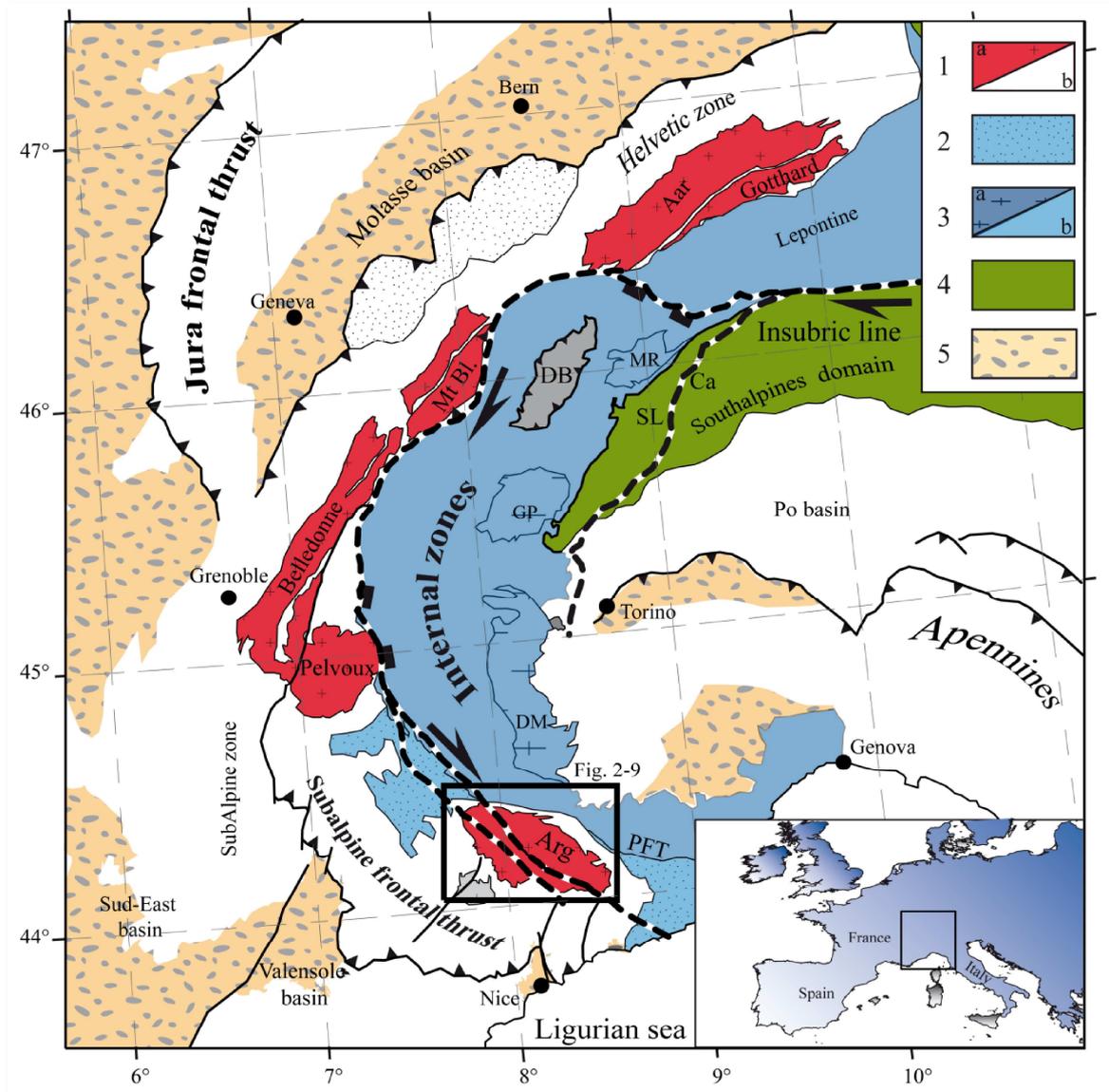


Figure 2-8. Geological map of the Western Alps modified after Bigi et al. (1990) and Polino et al. (1990). The External zones comprise: **1**, The Dauphinois zone, which is limited by the Penninic Front Thrust (PFT) and by subalpine frontal thrust (Digne-Castellane, Nice) and by the Jura Frontal Thrust. It comprises **(1a)** External Crystalline Massifs formed during the Variscan period and **(1b)** their Mesozoic (Trias-Cretaceous) sedimentary cover. **2**, The Upper Cretaceous Helminthoid flysch. Internal zones comprise: **3**, Briançonnais and Piemontais zones, which are made of metamorphic rocks from **(3a)** the European continental margin and **(3b)** the Tethyan oceanic domain; **4**, The Austro-Alpine units including mainly the Dent Blanche nappe (**DB**) and the Sesia Lanzo zone (**SL**), which represent the Apulian continental margin; **5**, Oligocene to Quaternary molassic basins in the Alps periphery. Black and white dashed lines represent the main active tectonic lineaments which mainly reactivate the external (PFT: Penninic Frontal Thrust) and internal (Ca: Canavese and Insubric Line) fault systems. External crystalline massifs: **Mt Bl.**, Mont Blanc; **Arg.**, Argentera-Mercantour. Internal Crystalline Massifs: **DM**, Dora-Maira ; **GP**, Grand Paradis ; **MR**, Monte Rosa. The black rectangle is the investigated area located in **Figure 2-9**. Projection latitude/longitude coordinates are according to the Lambert II extended system.

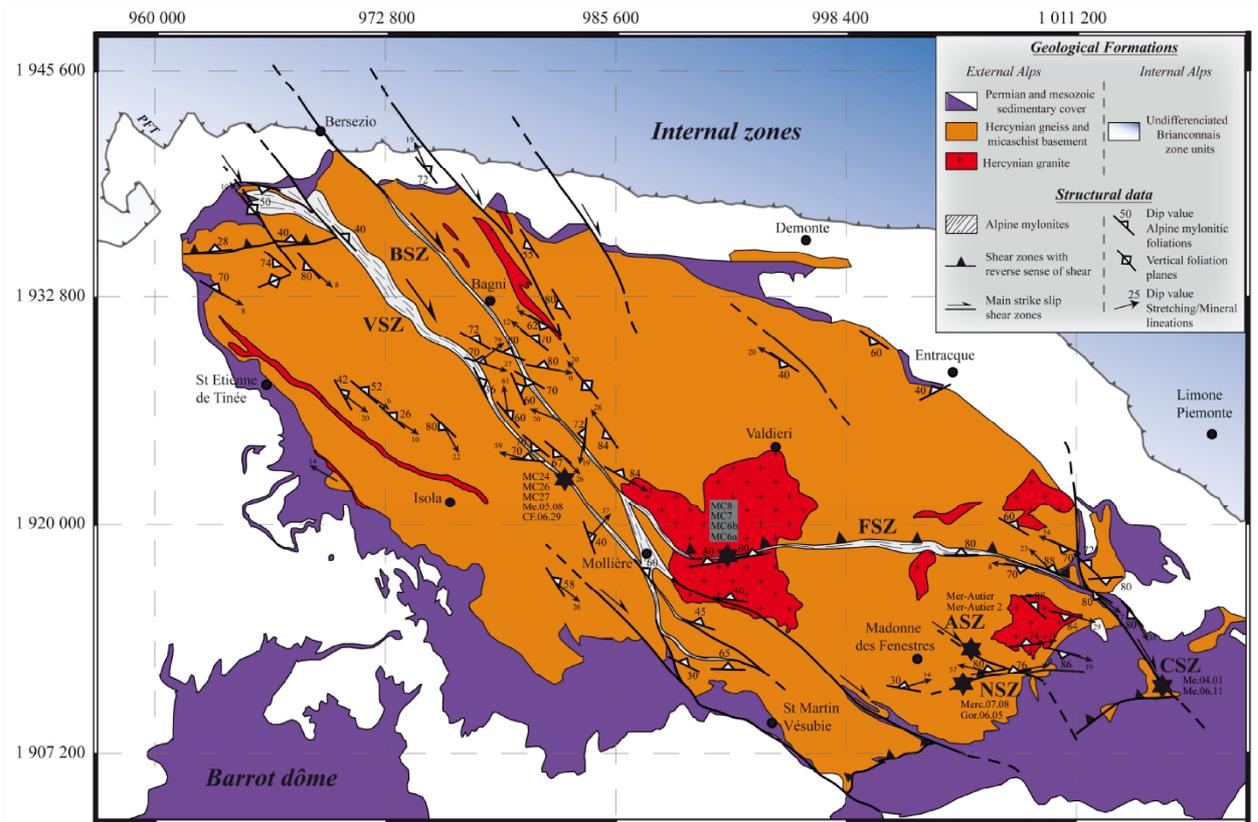


Figure 2-9. Structural map of the External Crystalline Argentera-Mercantour massif (SW Alps). Main structural features of the massif are shown. These make up the trend and width of major shear zones, and the pattern of Alpine deformation markers (stretching/mineral lineations, foliations). The location of samples analysed in previous study (Corsini et al., 2004) and in this study is also shown. **BSZ:** Bersezio shear zone; **FSZ:** Fremamorte shear zone which crosscut the Argentera granite; **ASZ:** Autier shear zone **CSZ:** Casterino shear zone; **NSZ:** Neiglier shear zone; **VSZ:** Valletta Shear Zone. Stars indicate location of samples collected for this study: Valletta Shear Zone (MC24, MC26, MC27: Variscan muscovite; Me.05.08: phengite neocrystallized); Fremamorte Shear Zone (MC6a: phengite neocrystallized); Autier Shear Zone (Mer-Autier, Mer-Autier 2: phengite neocrystallized); Neiglier Shear Zone (GOR.06.05, Merc.07.08: phengite neocrystallized); Casterino Shear Zone (Me.06.11, Me.04.01). The location of samples analysed in previous study (Corsini et al., 2004) are also shown.

Some outliers of strongly deformed Triassic rocks are involved within the shear zones. Moreover, a pervasive cleavage formed during the Alpine orogeny is defined by tiny phengite, chlorite and thin green biotite all over the massif outside the main shear zones. Two main NW-SE trending shear zones, the Valletta shear zone (VSZ) and the Bersezio shear zone (BSZ), cross cut the massif and display dextral transpressive movements (Corsini et al., 2004; Baietto et al., 2009; **Figure 2-9**). The E-W trending Fremamorte shear zone (FSZ) is on top of the south ductile thrust that crosscuts the Argentera granite and connects northward to the VSZ (**Figure 2-9**). To the East, the FSZ merges into the Autier (ASZ) and Casterino (CSZ) shear zones.

Preliminary $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Alpine phengites within the FSZ provided an age of 22.5 Ma (Corsini et al., 2004). Zircon Fission Track thermochronology provided ages in the range 29-20 Ma (Bigot-Cormier et al. 2006), which confirms that the earlier cooling stages of the massif happened within the same time scale as the shear zone activity and subsequently that the basement uplift can be tied up to the activity of the Fremamorte Shear Zone. Therefore, as preliminary dating and thermobarometry indicate, the Alpine shear zone network Argentera-Mercantour is mainly right-lateral. It formed at mid-crustal depths ($P > 4$ kbar) during the Alpine orogeny, at an average temperature of 350 °C (Corsini, et al., 2004). Right-lateral strike-slip displacements occurred at ~22 Ma in response to a sub-meridian shortening in the South-Western Alps. As for the rest of the ECM, exhumation and cooling of the massif are ascribed to a major phase of shortening coeval with greenschist facies metamorphism following the activation of the Penninic Frontal Thrust (Rolland et al., 2003; 2007; 2008; 2009b; Leloup et al., 2005; Simon-Labric et al., 2009). These right-lateral strike-slip mylonitic shear zones were reactivated in brittle regime during exhumation in the last 15 Ma (Bogdanof et al., 2000; Bigot-Cormier et al., 2006; Sanchez et al., submitted). The active character of these dextral fault has been identified by recent studies which report metre-scale offsets of glacial polished surfaces (Sanchez et al., 2010a,b) and current seismicity, predominantly in dextral component (Jenatton et al., 2007).

II.2.3. Analytical Procedures

Following field mapping and sample collection, selected representative specimens were prepared for laboratory analyses. Sample selection in the field focussed on high-strain zones (mylonites and ultra-mylonites), in which sufficiently large ($> 50 \mu\text{m}$) flakes of phengites have crystallized during low Alpine-grade metamorphism, to be analyzed by single grain step-heating techniques. Samples were examined in thin sections, selected for electron microprobe and bulk rock major element analysis. Seventeen samples were selected for ^{39}Ar - ^{40}Ar dating.

II.2.3.1. Chemistry and petrology

The chemical compositions of the major phases as white mica and chlorite were obtained by Electron Microprobe Analysis (EPMA) to check that mineral compositions are homogeneous from core to rim. The analyses were carried out at 15 kV and 1nA using Cameca Camebax

SX100 electron microprobe of the Blaise Pascal University in Clermont-Ferrand. Natural samples were used as standards.

Bulk rock major element concentrations were performed at the 'Service des Roches et Minéraux' (SARM laboratory- CRPG-CNRS, Nancy, France). Powders of bulk rocks were digested with LiBO_2 , dissolved with HNO_3 , analyzed and calibrated with international geostandards. Major elements were analyzed using inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy (ICP-AES). The Loss On Ignition (LOI) is obtained by fusion of a sample aliquot at 1000°C for over 11h. The amounts of Fe for bulk rocks were arbitrarily calculated as $\text{Fe}_2\text{O}_3\%$. Further details can be found at the site <http://helium.crpq.cnrs-nancy.fr/SARM/index.html>.

II.2.3.2. ^{39}Ar - ^{40}Ar method

Pure white mica monograins and aggregates less than 1mm were separated by careful selection by hand-picking under a binocular microscope to prevent the presence of altered grains or inclusions. All the samples were irradiated for around 70h (J1) and 10h (J2, J3) in the nuclear reactor at McMaster University in Hamilton (Canada), in position 5c along with Hb3gr hornblende monitor ($1073.6 \text{ Ma} \pm 5.30 \text{ Ma}$; Jourdan et al., 2006) and Fish Canyon sanidine monitor ($28.03 \pm 0.08 \text{ Ma}$; Jourdan et al., 2007) for J1 and J2, J3 respectively. The estimated errors of $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ ratio range between $\pm 0.1\%$ (2σ), and $\pm 0.6\%$ (2σ) in the volume where the samples were included.

All the samples were analysed by single-grain analysis with a 50W SYNRAD CO_2 continuous laser. Isotopic ratios were measured using a VG3600 mass spectrometer, working with a Daly detector system, in the University of Nice (GeoAzur laboratory). The typical blank values measured at every three heating steps for extraction and purification of the laser system are in the range 4.2-8.75, 1.2-3.9 cc STP for masses 40 and 39, respectively. Mass discrimination for the mass spectrometer was monitored by regularly analysing one air pipette volume. Decay constants are those of Steiger & Jäger (1977). Uncertainties on apparent ages, plateau and mini-plateau ages are given at 2σ level, which includes the error on the $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ ratio of the monitor.

II.2.4. Petrology

II.2.4.1. Mineralogy and microstructures

The mineralogy and microstructures observed in the analysed Argentera-Mercantour shear zones vary gradationally from underformed to ultramylonite rocks (U) through protomylonite (P) and mylonite (M) (**Figure 2-10a**). The major mineralogical changes observed across these shear zones is the replacement of K-feldspar and biotite by phengite and chlorite. Additionally, there is a progressive increase of Ti-oxide (rutile) and decrease of primary muscovite, plagioclase, K-feldspar and quartz. The changes in mineral mode across the deformation gradient are consistent with the progress of metamorphic reactions (described in the “Mineral reactions” section below). Despite major changes in matrix mineralogy, porphyroclasts of K-feldspar and muscovite are present but vary in size and proportion in the bulk rock. These porphyroclasts present evidence of intra-crystalline deformation and pressure-dissolution processes.

II.2.4.1.1. Protomylonite

The original igneous assemblage is heterogeneously deformed and shows partial reaction textures. The coarse grain structure of both the Variscan granite and gneiss is preserved, although fracturing of K-feldspar and minor ductile deformation in biotite and muscovite is observed (**Figure 2-10b**).

K-feldspar megacrysts behave in a brittle-ductile manner showing some porphyroclast features, undulose extinction and micro-perthite (**Figure 2-10c**). Generally, plagioclase is fully altered, and recrystallized into patchy sericite. In addition, grain boundary migration and dynamic recrystallization of quartz are common, especially around porphyroclasts (**Figure 2.10b,c**). Biotite is partially replaced by chlorite (**Figure 2-10b**). Aggregates of fine-grained phengite and chlorite intergrown with quartz can be observed along grain contacts, fractures or in pressure-shadow fibres nucleated on K-feldspar and muscovite megacryst rims (**Figure 2-10b,c**).

II.2.4.1.2. Mylonite

The mylonite deformation stage is characterized by a mineralogy and microstructure slightly different compared to previous stage of mylonitisation. Albite, quartz, biotite and in a lesser extent K-feldspar are greatly replaced by phengite-chlorite-rutile assemblages and numerous opaques (**Figure 2-10d-g**).

The foliation formed by ductile strain is defined by elongated phengite and chlorite grains which are aligned between K-feldspar and muscovite porphyroclasts (**Figure 2-10f,g**). Phengite and chlorite rich shear-bands show deflections that are typical of S-C and C' structures ([Berthé et](#)

al., 1979) and provide consistent dextral sense of shear in all samples (**Figure 2-10,g**). Thin phengite ribbons are observed mantling individual muscovite and K-feldspar porphyroclasts indicating that frictional sliding of the grains is an important deformation process (**Figure 2-10e-g**). Inherited muscovite shows widespread evidence for intra and inter-folial deformation (**Figure 2-10e-g**). K-feldspar exhibits some recrystallization into phengite + quartz on the strain fringes that crystallized during shearing. Pressure shadows formed by polycrystalline phengite, chlorite, albite, quartz ribbons are common around porphyroclasts (**Figure 2-10,g**).

II.2.4.1.3. Ultramylonite

Ultramylonite samples show a very intense foliation defined by well-aligned and interconnected phengite (>80%) and chlorite grains, elongate lenses of fine-grained quartz, rare muscovite fishes and pod-shaped K-feldspar and plagioclase (**Figure 2-10h**). These latter are often very small, truncated, rounded and totally mantled by neocrystallized phengite and quartz indicating complete breakdown of plagioclase (**Figure 2-10h**). Pressure shadows are strongly transposed and sheared into the matrix. Variscan muscovite grains are rare, extremely sheared and entirely surrounded or replaced by the phengitic matrix (**Figure 2-10h**). Quartz ribbons display undulose extinction, intracrystalline subgrains and dynamic recrystallization (**Figure 2-10h**).

II.2.4.2. Mineral reactions

The textural relationships and changes in mineral mode described in the previous “Mineralogy and microstructures” section show that white mica is formed mainly at the expense of feldspars by intense fluid-mineral reaction coeval during shearing by pressure-dissolution-recrystallization (**Figure 2-10**). Such reactions were already documented and quantified in the other Alpine ECM (e.g. [Wibberley and McCaig, 2000](#); [Rolland et al., 2008](#)). Below, the main reactions are detailed, and the reader may refer to the above references for details.



Albite + K-bearing acid fluid = Muscovite + Quartz + Na-bearing basic fluid



Orthoclase + acid fluid = Muscovite + Quartz + K-bearing fluid

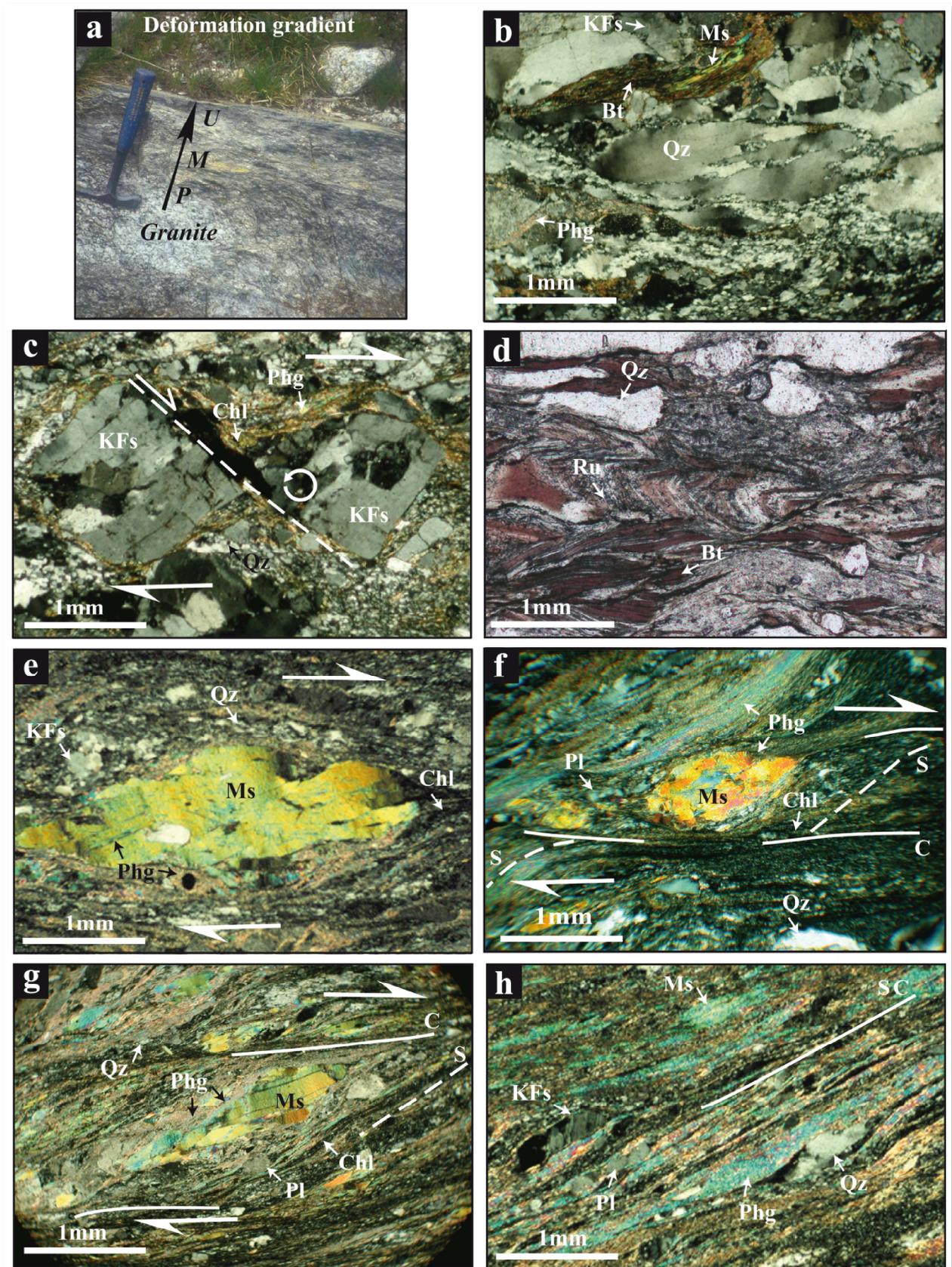
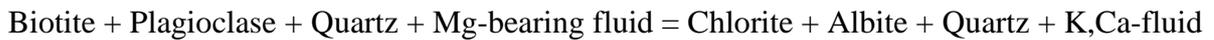
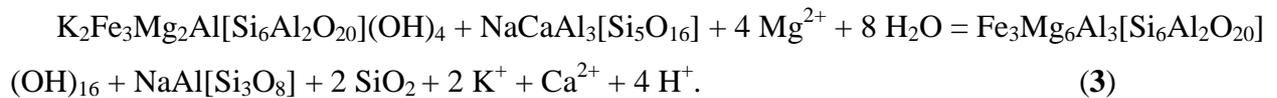


Figure 2-10. Microphotographs of studied shear zone samples showing textural and mineralogical evolution from (a) undeformed zones to (h) ultramytonites. **a**, Deformation gradient at outcrop scale within the Fremamorte shear zone. P: protomylonite, M: mylonite, U: Ultramytonite. **b-c**, Protomylonites showing textural evidence of

brittle deformation of K-feldspar megacrysts with aggregates of fine-grained neocrystallized phengite and chlorite along fractures or in pressure-shadows, some grain boundary migration and dynamic recrystallization of quartz. **d-g**, Mylonites showing widespread crystallization of the Phengite-chlorite assemblage, which defines a continuous foliation and mantles inherited K-feldspar and muscovite porphyroclasts. These latter display internal deformation. Deflection of phengite-chlorite associated to shear bands indicates intense strain with a dextral sense of shear (S-C structures, mica fishes, K-feldspar fracturation). Inherited biotite shows signs of sagenitisation as rutile become more abundant. **h**, Ultramylonites showing juxtaposition of felsic bands enriched in quartz and layers formed by the phengite-chlorite assemblage surrounding rare and extremely sheared inherited muscovite and K-Feldspar porphyroclasts.

Chlorite mainly forms from the breakdown of biotite, and is associated to the destabilisation of plagioclase and K-feldspar, which suggests the following reaction:



In addition, SiO₂ contents are mostly depleted as shown by the modal decrease in quartz during progressive evolution from protomylonite to ultramylonite (**Figure 2-10**). Thus, as silica is highly soluble in HT fluids, this confirms that such low grade shear zones can be considered as 'open systems' (e.g. [Streit and Cox, 1998](#)).

I.1.1.1. Mineral chemistry

Typical biotite, K-feldspar, muscovite and plagioclase compositions are given in supplementary data. Representative analyses and structural formulas of phengite and chlorite are given in **Table. 2-2**.

II.2.4.2.1. Phengite

No significant variations in phengite compositions have been observed between microstructural sites for a given sample, and overall mineralogical variations within individual samples are moderate (**Table. 2-2**). Thus, it appears that only one phengite population is evidenced in each shear zone with Si contents of 3.24 ± 0.05 p.f.u. (per formula unit) for the Autier shear zone; 3.20 ± 0.06 p.f.u. for the Valletta shear zone; 3.36 ± 0.05 p.f.u. for the Casterino shear zone and 3.32 ± 0.05 p.f.u. for the Neiglièr shear zone.

Shear zones Samples	Autier Autier 06		Valetta CF.06.29		Casterino Me.06.11	Neiglier Gor.06.05
Mineral	Phg	Chl	Phg	Chl	Phg	Phg
SiO ₂	48,12 (1.09)	24,97 (0,06)	45,82 (1.13)	24,47 (0,33)	48,57 (1.39)	48,03 (1,47)
Al ₂ O ₃	30,37 (1.28)	19,50 (0,02)	28,60 (1.99)	18,75 (0,54)	26,02 (0.63)	27,77 (0,92)
FeO	3,09 (0.60)	29,03 (1,00)	4,77 (1.06)	32,56 (0,54)	4,01 (0.45)	4,04 (0,89)
MgO	2,40 (0.36)	11,68 (0,44)	2,07 (0.38)	9,33 (0,20)	3,13 (0.27)	2,94 (0,36)
MnO	0,03 (0.02)	0,16 (0,04)	0,04 (0.03)	0,40 (0,05)	0,01 (0.00)	0,06 (0,05)
K ₂ O	10,78 (0.35)	0,06 (0,00)	10,98 (0.41)	0,07 (0,01)	10,64 (0.55)	9,13 (0,52)
Na ₂ O	0,11 (0.04)	0,07 (0,02)	0,12 (0.04)	0,09 (0,08)	0,41 (0.71)	0,18 (0,30)
CaO	0,07 (0.04)	0,25 (0,19)	0,14 (0.27)	0,12 (0,04)	0,05 (0.04)	0,04 (0,03)
TiO ₂	0,33 (0.16)	0,18 (0,09)	0,76 (0.67)	0,02 (0,03)	0,28 (0.06)	0,48 (0,11)
Cr ₂ O ₃	0,05 (0.04)	0,10 (0,08)	0,05 (0.03)	0,01 (0,01)	0,03 (0.01)	-
Total	95,30 (0.98)	85,97 (0,08)	93,27 (1.65)	85,80 (0,51)	93,10 (1.15)	92,69 (1,43)
O basis	12	18	12	18	12	18
Si	3,24 (0.05)	2,75 (0,001)	3,20 (0.06)	2,77 (0,01)	3,36 (0.05)	3,32 (0,05)
Al	2,41 (0.09)	2,53 (0,01)	2,35 (0.14)	2,50 (0,04)	2,12 (0.05)	2,26 (0,06)
Fe	0,17 (0.04)	2,68 (0,10)	0,28 (0.06)	3,08 (0,09)	0,23 (0.03)	0,21 (0,1)
Mg	0,24 (0.04)	1,92 (0,07)	0,22 (0.04)	1,57 (0,01)	0,32 (0.03)	0,61 (0,08)
Mn	0,00 (0.00)	0,02 (0,00)	0,00 (0.00)	0,04 (0,00)	0,00 (0.00)	0,01 (0,01)
K	0,92 (0.04)	0,01 (0,00)	0,98 (0.03)	0,01 (0,00)	0,94 (0.06)	1,61 (0,01)
Na	0,02 (0.01)	0,01 (0,00)	0,02 (0.01)	0,02 (0,02)	0,05 (0.09)	0,05 (0,08)
Ca	0,00 (0.00)	0,03 (0,02)	0,01 (0.02)	0,01 (0,00)	0,00 (0.00)	0,65 (0,46)

Table 2-2. Representative phengite and chlorite compositions from shear zone samples analysed by EPMA. Standard deviations (2σ) are expressed within parentheses.

II.2.4.2.2. Chlorite

Chlorite shows very consistent compositions in overall shear zones, with an average X_{Mg} value of 0.41 ± 0.08 and Si content in the range 2.76 ± 0.1 p.f.u (**Table. 2-2**).

II.2.5. Pressure-temperature-fluid estimates

The pressure, temperature and H₂O-saturation conditions during metamorphism were investigated in three shear zone samples (Autier Shear Zone: Mer-Autier; Valletta Shear Zone: CF.06.29; Casterino Shear Zone: Me.06.11), using conventional thermobarometry and pseudosection modeling. Phase relation modeling has been performed in Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O system and calculated with PerpleX_07 (Connolly, 2005), using the internally consistent thermodynamic database of Holland & Powell (1998, as revised in 2002). Solution models used are biotite [Bio(HP)], chlorite [Chl(HP)], white mica [Mica(CHA)], garnet

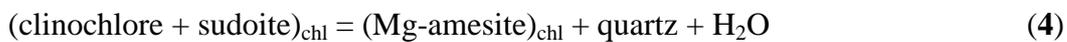
[Gt(HP)], plagioclase [Pl(h)], K-feldspar [San], chloritoid [Ctd(HP)], carpholite [Carp] (solution model references available at <http://www.Perplex.ethz.ch>). Average bulk compositions used as model input are given in **Table. 2-3**. NaCaKFMASH P-MH₂O for Autier shear zone sample and P-T pseudosections for these three mylonitic shear zones samples are presented for this bulk composition in **Figures 2-11 & 2-12**. In the following section and figures, mineral abbreviations used are those of [Kretz \(1983\)](#).

Samples	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Total
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Autier-06 (ASZ)	64,77	16,59	5,20	0,04	2,22	0,42	2,02	4,63	0,79	0,31	2,77	99,75
CF-06-29 (VSZ)	64,40	16,21	6,35	0,07	1,83	0,68	1,65	4,48	0,83	0,21	2,63	99,33
ME-06-11 (CSZ)	64,84	16,32	4,22	0,03	1,90	0,90	4,04	3,72	0,59	0,08	2,79	99,44

Table 2-3. Average bulk geochemical composition of shear zone samples.

II.2.5.1. Temperature estimates

The homogeneous EPMA composition of syn-kinematic chlorite and phengite in each sample suggests that thermodynamic equilibrium was reached during deformation. The temperature of shear zones parageneses can be estimated from the location of the following equilibrium (e.g., [Cathelineau et al., 1985](#)):



Temperature calculations were done using the chlorite solid solution model and thermodynamic data from [Vidal et al. \(2001, 2005\)](#), assuming activity of water equal to unity. Conventional chlorite thermometry based on the Fe-Mg ratio of chlorite ([Cathelineau et al., 1985](#)) was also done for comparison. Results are shown in **Table. 2-4**. Temperatures obtained for analysed shear zones are all within $375 \pm 30^\circ\text{C}$, using both independent methods. The temperature of Casterino shear zone samples could not be estimated as chlorite crystals are too small and hardly analysable. However, its temperature is discussed below thanks to P-T pseudosection modelling.

Samples	Autier 06 $\pm (2\sigma)$	CF-06-29 $\pm (2\sigma)$	Me.05.08 $\pm (2\sigma)$
T _{FeMg}	411,9	64,7	396,8
T _{chl-Qtz}	325,8	22,1	364,7
T _{Cathelineau}	354,3	14,9	369,8

Table 2-4. Temperature estimates based on the chemistry of chlorite ([Cathelineau et al., 1985](#); [Vidal et al., 2001, 2005](#)). Temperatures are provided in °C.

II.2.5.2. Effect of H₂O saturation on the Si content in phengite, and bearing on phengite barometry

To test the effect of H₂O into the NaCaKFMASH system for medium pressure – low temperature metapelite rocks, a representative P-MH₂O pseudosection was drawn at T=375°C for the Autier shear zone (**Figure 2-11**).

Most of the P-MH₂O field (at MH₂O>0.12 and P<7 kbar) is featured by the main assemblage biotite-chlorite-phengite-epidote-albite-quartz, which is in agreement with the shear zone petrography. The calculation shows that the Si content in phengite is stabilized in the H₂O-saturated domain. Indeed, in H₂O-saturated domains the Si substitution values in phengite are much lower than in water-undersaturated domains. For instance Si value in phengite measured in the Autier shear zone is 3.24 p.f.u., which is concordant with a pressure estimate of 5.3 kbar in the water-saturated domain. In contrast, the same Si value would feature a pressure value ranging from 5.3 to at least 8 kbar in the water-undersaturated field.

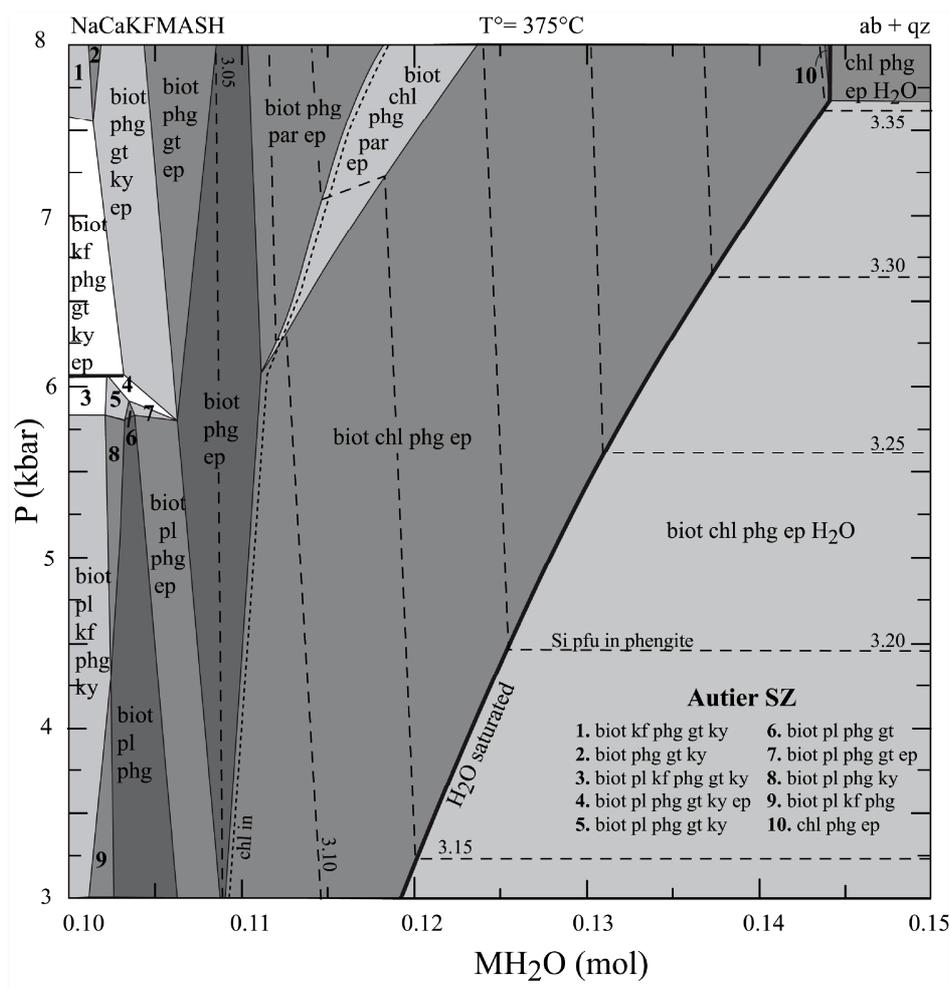


Figure 2-11. P-MH₂O pseudosections in the NaCaKFMASH system calculated at 375°C for the Autier shear zone sample. The thick black line marks the limit of H₂O saturation.

In the case of ECM shear zones, textural observations and mineral reactions 1-3 imply that H₂O was in excess in the shear zone system throughout the phengite crystallization process, thus it is necessary to use the phengite Si-values calculated in the water-saturated domain. Indeed, in this domain, the phengite Si-values appear to be highly pressure-dependent. Further, even if the water-saturated condition evolution is complex and may evolve towards a more water-undersaturated system during deformation, the estimated P value will be a minimum estimate as shown by Si isopleths in the under-saturated domain. Consequently, our results from the Argentera-Mercantour shear zones show that the phengite barometer is an efficient tool to estimate pressure in water-saturated conditions and provides consistent pressure values considering the Alpine geothermal gradient at 375°C (25°C.km⁻¹; Crouzet et al., 1999).

II.2.5.3. Pressure estimates

Following previous sections, all the P-T pseudosections were calculated in H₂O saturated conditions.

Autier and Valletta shear zone samples (*Mer-Autier* and *CF.06.29*) show relatively similar pseudosection results. These predict a large stability field for the shear paragenesis (300 ≤ T ≤ 475°C; 3 ≤ P ≤ 10 kbar) with a biotite + chlorite + phengite + epidote + albite + quartz mineral assemblage (**Figure 2-12a**). This is consistent with observed parageneses as described in previous sections, except for epidote which content is predicted below 2% in the calculation. Phengite is present in the entire P-T range. Biotite + albite are replaced by chlorite + jadeite + lawsonite ± glaucophane in the higher part of P-T space, but these parageneses are unlikely from observed parageneses. In addition, the Chlorite-out reaction is predicted at ~425-475°C. Contours of phengite Si isopleths were calculated using Mica(CHA) solution model (Coggon and Holland, 2002; Auzanneau et al., 2010). They predict a Si content range of 3.10-3.35 p.f.u. across most of the stability field of the observed mineral assemblage. This compositional prediction closely agrees with measured EPMA Si contents in phengite, which is 3.24 and 3.20 p.f.u. on average for the Autier and Valletta shear zones, respectively.

The Casterino shear zone sample (*Me.06.11*) displays a slightly different pseudosection result (**Figure 2-12c**). The chlorite-out reaction in the considered P range is estimated at ~325-425°C. The stability field of the observed natural paragenesis (biotite + chlorite + phengite + epidote + albite + quartz) assemblage is the following: 310 < T < 425°C, 3 < P < 10 kbar. This field coincides with phengite Si isopleths ranging between 3.30 and 3.45 p.f.u. This Si content range fits very well with the analysed EPMA Si contents of 3.36 p.f.u. on average.

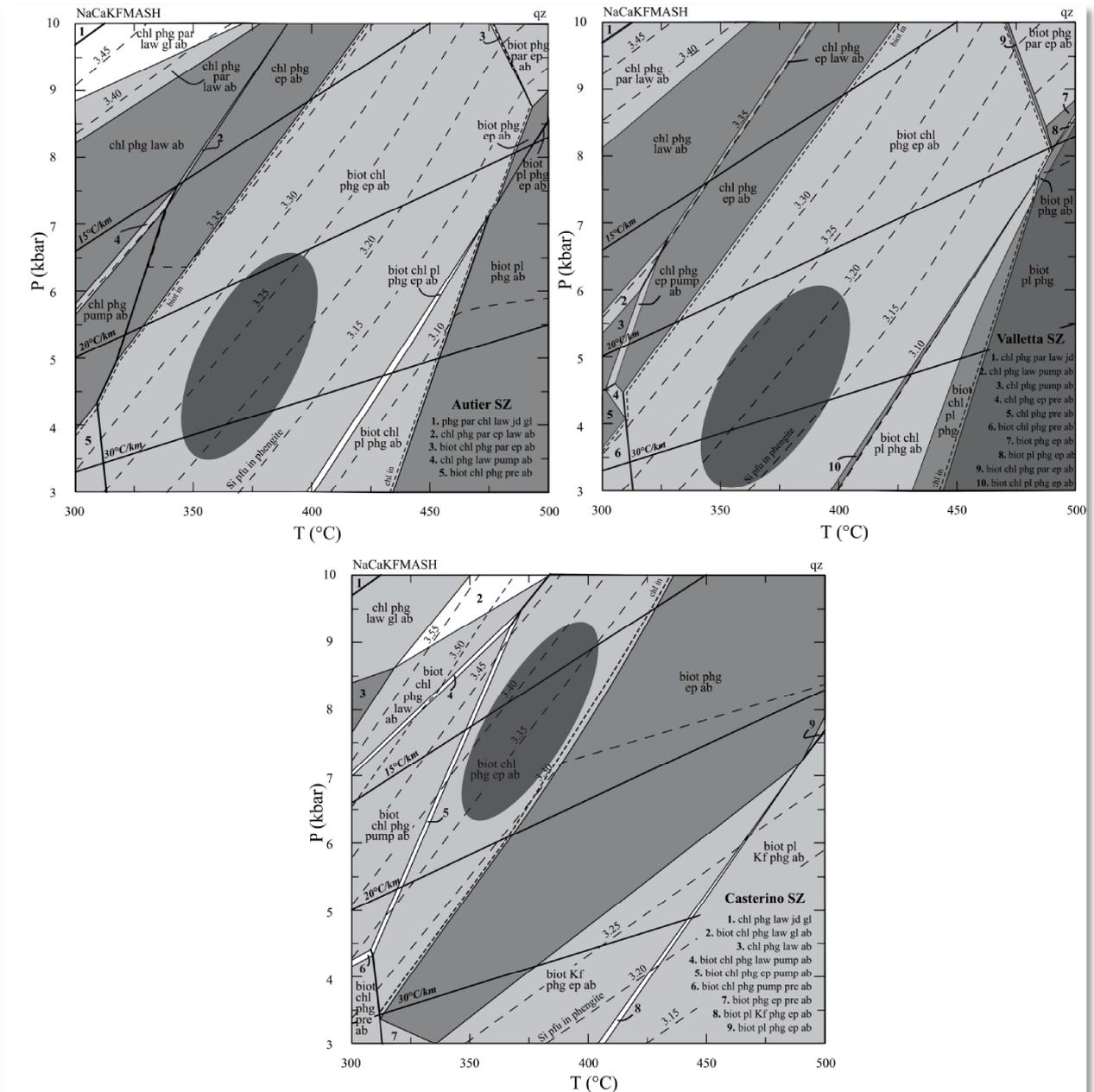


Figure 2-12. NaCaKFMASH P-T pseudosections calculated for shear zone samples formed in the gneiss lithology (Autier and Valletta shear zones) and in the Permian pelite lithology (Casterino shear zone). Dotted lines indicate phase assemblage boundaries that correspond to biotite-in and chlorite-in reactions. Dashed lines represent phengite Si compositional isopleths. Solid lines represent geothermal gradients. The grey-filled ellipses correspond to the P-T range estimates based on phengite Si isopleths and temperature calculated with the chlorite thermometer. Note that the water content used in the calculation is 1.0 wt% and that silica saturation is indicated by quartz present in all fields of each pseudosection.

The above P-T pseudosections yield relatively similar within error pressure estimates at $T = 375^{\circ}\text{C}$ of 5.4 ± 1 kbar and 4.8 ± 1 kbar for the Autier and Valletta shear zones, respectively (**Figure 2-12**). In contrast, the Casterino Shear Zone pseudosection provided a pressure estimate of 7 ± 1 kbar at the same temperature. This difference in phengite Si contents, and resulting

barometry, is ascribed to deformation stages that occurred at distinct depths during the evolution of the Argentera-Mercantour ECM.

II.2.6. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating

II.2.6.1. Dating of strained Variscan white mica

The seven analyses performed by Corsini et al. (2004) on strained Variscan white micas have been included in the paper for discussion, and rapidly described below. Analyzed samples are (1) strained gneisses of the Valletta shear zone and (2) mylonitized Argentera granite within the Fremamorte shear zone (**Figure 2.9**; **Figure 2.13**).

Valletta shear zone samples (MC24, MC26 and MC27; **Figure 2.13a**) display similar staircase shaped age spectrum with apparent ages ranging from 147.8 ± 6.0 to 316.3 ± 0.7 and 104.0 ± 9.7 to 316.2 ± 0.8 and 151.2 ± 4.0 to 321.6 ± 0.7 , respectively. Each age spectrum converges in high temperatures towards an age range of 305-315 Ma for >88% of ^{39}Ar released, whereas in low temperatures apparent ages are younger (~104 to ~151 Ma). This pattern clearly indicates some Ar loss that affects the lower temperature step ages, probably due to fluid-mineral reaction as shown reaction 1-2 (see section "Mineral reactions"). Additionally, in intermediate temperature steps, the age spectra display a saddle-shaped which is interpreted as some partial recrystallization of the muscovites into phengites during the Alpine metamorphic event.

Fremamorte shear zone samples (MC6a, MC6b and MC7; **Figure 2.13b**) exhibit staircase shaped spectra similar to samples from the previous group of the Valletta shear zone. The highest part of the age spectrum converges to an age around 296-299 Ma for >60% ^{39}Ar released. The less deformed sample (MC8) displays a more disturbed age spectrum than muscovite from the ultramylonitic sample (MC6a).

II.2.6.2. Dating of syn-kinematic Alpine white mica

Three datings previously undertaken by Corsini et al. in (2004) on neocrystallized phengites from the Fremamorte shear zone (MC6a; **Figure 2.14**) are included in this paper for comparison and described below. The three experiments display a concordant age spectra which defines an average plateau age of 22.2 ± 0.3 Ma for >75 % of ^{39}Ar released in each analysis.

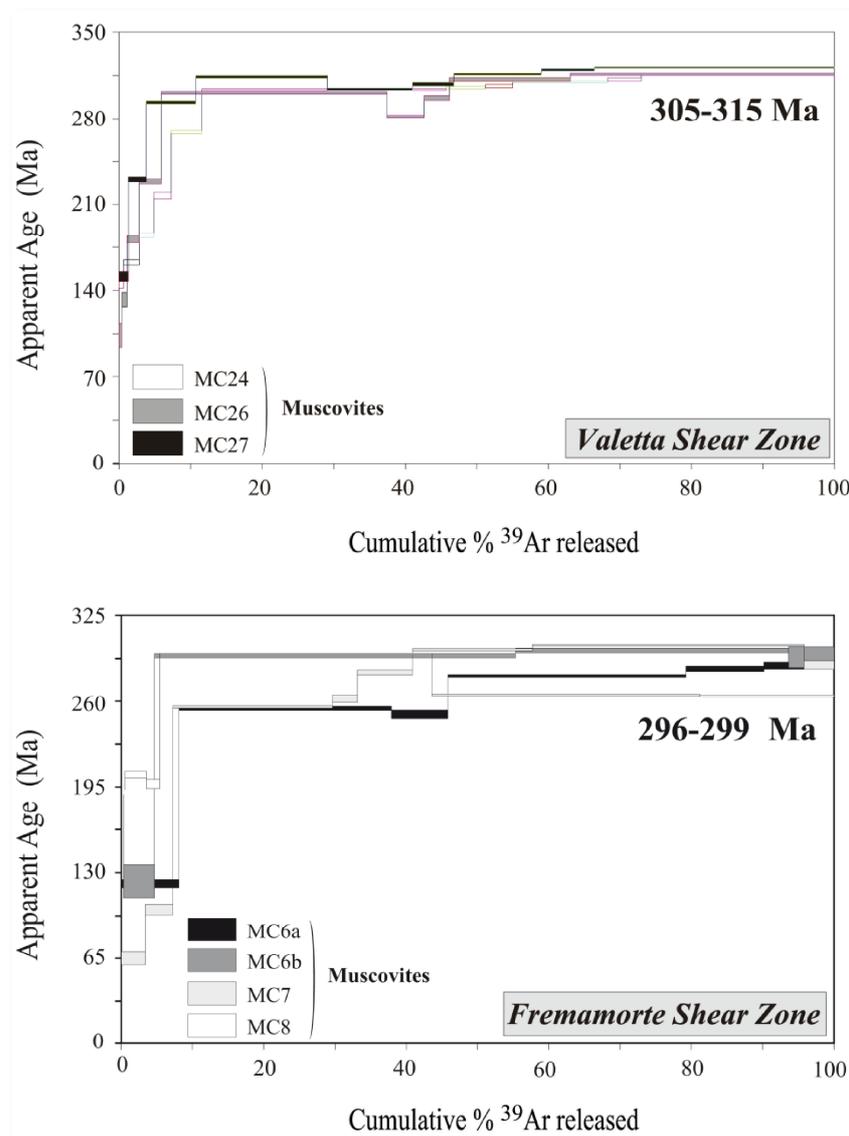


Figure 2-13. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra of deformed Variscan granite and gneiss muscovites in the Alpine shear zones.

Seven new laser step-heating experiments were performed on phengite neocrysts from four shear zones (Autier, Casterino, Neiglièr and Valletta shear zone), which complement these three preliminary dates. Three duplicates have been done to check the robustness and reproducibility of Ar ages. Analytical result and age spectra are presented in **Table 2.5** and **Figure 2.14**. All samples yielded plateau ages, except sample Mer-Autier and its duplicate Mer-Autier 2.

Autier shear zone samples (Mer-Autier and Mer-Autier 2, **Figure 2.14**) display disturbed age spectra. Old apparent ages are observed (10-40% percent of ^{39}Ar released) in the LT steps of each experiment. In their mid to high temperature parts, the spectra steps down to a relatively flat portion (40-90% percent of ^{39}Ar released) with younger apparent ages. Sample Mer-Autier yielded a “mini plateau age” of 32.7 ± 0.5 Ma with 49.1 % of ^{39}Ar released. The sample Mer-Autier 2 yielded no plateau age but an apparent age of 34.5 ± 0.1 Ma calculated for seven steps

excluding the lower and highest step (1, 2, 10, 11, 12) which corresponds to 86.5 % of ^{39}Ar released. A concordant isochron age of 34.0 ± 1.1 Ma can be defined. The $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{k}}$ spectra for the two samples displays flat pattern with 0.01-0.001 value which is similar with the Ca/K obtained on phengite by EPMA. $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{k}}$ values are homogeneous reflecting a single phengite population. Thus, regarding the likely hypothesis of some slight partial reequilibration of Ar-Ar age in further evolution of the Argentera-Mercantour massif, the 34.0 ± 1.1 Ma age is a minimum age very close to the real geological age.

Casterino shear zone samples (Me.04.01 and Me.06.11; **Figure 2.14**) exhibit similar saddle-shaped age spectrum with an apparent step ages ranging from 73.1 ± 1.6 to 26.0 ± 0.3 and from 65.3 ± 0.3 to 25.1 ± 0.3 from high to low temperature steps, respectively. These patterns likely reflect some very slight Ar excess, which likely influenced the lower and higher temperature steps (Arnaud and Kelley., 1995). However, the spectra central portions preserve flat and concordant age steps. The two experiments have weighted average ages of 26.3 ± 0.2 (with steps 2-4) and 27.3 ± 0.1 (with steps 3-7), which include 73.5 % and 80.8 % of ^{39}Ar released, respectively. So, we interpret these ages as maximum ages, the real geological age being likely close to 26.3 Ma (as confirmed by the following experiments below). The $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{k}}$ spectra for both samples displays a similar saddle shape with lower values identical to Ca/K obtained on phengite by EPMA. Such correlation with the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra reflects contamination by Ca-rich secondary minerals and the slight Ar excess could be interpreted as argon incorporated in some inclusions like epidote (e.g., Rolland et al., 2008). Neither $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{k}}$ nor $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{k}}$ versus age correlation was identified, which suggests a single phengite population.

Neiglièr shear zone samples (GOR.06.05 and Merc.07.08; **Figure 2.14**) show flat Ar spectra, which allow computation of precise plateau ages at 26.3 ± 0.1 Ma (steps 4-9) and 26.3 ± 0.5 Ma (steps 1-7) using 77.3 % and 84.6 % of released ^{39}Ar , respectively. The Ca/K ratio is low and consistent with EPMA values. Ca/K and Cl/K ratios are homogeneous and unrelated to any age variation, which is concordant with a monogenic phengite population.

The *Valletta shear zone* sample (Me.05.08; **Figure 2-14**) displays a well-defined plateau age (steps 1-6) of 20.5 ± 0.3 Ma with 100 % of released ^{39}Ar . The Ca/K ratios were below detection limit due to the low content of Ca in phengite and to the time spent between irradiation and analysis. However, the Cl/K ratios are low and homogeneous, which reflects, as for previous samples, a monogenic phengite population.

Samp le No	Step T° (°C)	Atmos. cont (%)	³⁹ Ar (%)	³⁷ Ar _{ca} / ³⁹ Ar _k	³⁸ Ar _d / ³⁹ Ar _k	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _k	Age (Ma)
Mer Autier		<i>Phengite</i>	<i>J1 = 0,017079</i>				
325	15,94	7,426	0,004 ± 0,0002	0,015 ± 0,0013	1,04 ± 0,02	31,69 ± 0,61	
335	21,68	5,877	0,002 ± 0,0003	0,014 ± 0,0017	1,14 ± 0,02	34,87 ± 0,61	
345	18,51	13,35	0,002 ± 0,0001	0,014 ± 0,0013	1,21 ± 0,01	36,77 ± 0,36	
349	14,81	8,082	0,002 ± 0,0002	0,014 ± 0,0018	1,16 ± 0,020	35,44 ± 0,65	
356	13,23	16,153	0,002 ± 0,0001	0,014 ± 0,0010	1,14 ± 0,010	34,89 ± 0,38	
360	11,74	11,289	0,002 ± 0,0001	0,014 ± 0,0012	1,1 ± 0,01	33,52 ± 0,44	
366	12,48	8,582	0,002 ± 0,0002	0,014 ± 0,0087	1,07 ± 0,02	32,53 ± 0,57	
376	12,99	6,333	0,002 ± 0,0002	0,014 ± 0,0018	1,04 ± 0,03	31,65 ± 0,79	
381	13,17	11,903	0,002 ± 0,0001	0,014 ± 0,0010	1,07 ± 0,01	32,69 ± 0,40	
750	13,16	11,005	0,002 ± 0,0001	0,014 ± 0,0011	1,07 ± 0,01	32,53 ± 0,46	
Total gas age							33,86 ± 1,66

Mer Autier 2		<i>Phengite</i>	<i>J1 = 0,017079</i>				
650	95,72	0,699	0,016 ± 0,1221	0,022 ± 0,0044	0,070 ± 0,14	2,165 ± 4,2	
750	20,03	7,005	0,002 ± 0,0161	0,016 ± 0,0075	0,899 ± 0,01	27,49 ± 0,40	
850	6,27	12,532	0,001 ± 0,0111	0,014 ± 0,0081	1,136 ± 0,01	34,67 ± 0,3	
950	6,20	9,232	0,001 ± 0,0134	0,014 ± 0,0057	1,086 ± 0,01	33,15 ± 0,4	
1000	4,52	12,775	0,001 ± 0,0133	0,014 ± 0,0077	1,178 ± 0,01	35,92 ± 0,3	
1050	4,10	23,679	0,000 ± 0,0068	0,014 ± 0,0042	1,142 ± 0,01	34,85 ± 0,3	
1100	3,45	15,89	0,001 ± 0,0097	0,014 ± 0,0048	1,097 ± 0,01	33,48 ± 0,3	
1150	2,24	6,138	0,002 ± 0,0273	0,013 ± 0,0070	1,131 ± 0,02	34,52 ± 0,5	
1200	5,17	6,266	0,002 ± 0,0244	0,014 ± 0,0088	1,130 ± 0,02	34,49 ± 0,5	
1300	7,93	3,873	0,003 ± 0,0308	0,014 ± 0,0012	1,200 ± 0,03	36,59 ± 0,8	
1450	26,99	1,131	1,085 ± 0,1309	0,016 ± 0,0027	1,794 ± 0,08	54,44 ± 2,3	
1550	71,76	0,781	0,014 ± 0,2190	0,019 ± 0,0051	1,145 ± 0,09	34,94 ± 2,9	
Total gas age							34,09 ± 4

Me.04.01		<i>Phengite</i>	<i>J1 = 0,017068</i>				
318	10,23	19,154	0,014 ± 0,0002	0,015 ± 0,0011	0,94 ± 0,01	28,79 ± 0,4	
330	4,01	27,416	0,006 ± 0,0001	0,013 ± 0,0062	0,85 ± 0,010	25,96 ± 0,3	
344	2,84	14,011	0,002 ± 0,0002	0,012 ± 0,0013	0,86 ± 0,02	26,25 ± 0,7	
359	2,95	32,069	0,002 ± 0,0001	0,013 ± 0,0090	0,87 ± 0,01	26,55 ± 0,3	
370	15,12	1,685	0,011 ± 0,0015	0,016 ± 0,0091	1,21 ± 0,16	36,83 ± 4,8	
800	8,57	5,666	0,047 ± 0,0006	0,018 ± 0,0023	2,42 ± 0,05	73,11 ± 1,6	
Total gas age							29,59 ± 11

Me.06.11		<i>Phengite</i>	<i>J3 = 0,003422</i>				
376	29,57	0,805	0,003 ± 0,0600	0,028 ± 0,0016	9,870 ± 0,54	59,91 ± 3,2	
406	7,70	4,655	0,268 ± 0,0112	0,016 ± 0,0049	5,63 ± 0,14	34,40 ± 0,8	
440	2,18	10,884	0,469 ± 0,0071	0,013 ± 0,0025	4,1 ± 0,05	25,09 ± 0,3	
480	0,60	22,778	0,240 ± 0,0021	0,013 ± 0,0017	4,44 ± 0,03	27,17 ± 0,2	
513	0,00	22,858	0,035 ± 0,0019	0,012 ± 0,0016	4,48 ± 0,03	27,41 ± 0,2	
535	0,30	16,142	0,000 ± 0,0026	0,012 ± 0,0012	4,43 ± 0,04	27,16 ± 0,2	

Sample No	Step T° (°C)	Atmos. cont (%)	³⁹ Ar (%)	³⁷ Ar _{ca} / ³⁹ Ar _k	³⁸ Ar _{cl} / ³⁹ Ar _k	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _k	Age (Ma)
Gor.06.05			<i>Phengite</i>	<i>J3 = 0,003440</i>			
	385	16,98	4,23	0,013 ± 0,0070	0,020 ± 0,0021	3,65 ± 0,1	22,5 ± 0,62
	405	0,31	2,248	0,001 ± 0,0119	0,014 ± 0,0054	4,24 ± 0,110	26,1 ± 0,67
	436	2,91	3,5	0,000 ± 0,0080	0,014 ± 0,0045	4,06 ± 0,06	25 ± 0,39
	465	0,09	7,149	0,003 ± 0,0053	0,013 ± 0,0035	4,24 ± 0,09	26,10 ± 0,57
	487	0,16	4,153	0,005 ± 0,0053	0,013 ± 0,0033	4,21 ± 0,07	26 ± 0,44
	522	0,04	13,61	0,005 ± 0,0023	0,013 ± 0,0010	4,25 ± 0,04	26,2 ± 0,22
	545	0,04	17,219	0,001 ± 0,0017	0,013 ± 0,0011	4,29 ± 0,02	26,4 ± 0,14
	567	0,04	15,638	0,004 ± 0,0020	0,012 ± 0,0012	4,32 ± 0,03	26,6 ± 0,18
	600	0,02	19,582	0,009 ± 0,0016	0,013 ± 0,0017	4,38 ± 0,02	26,9 ± 0,14
	640	0,14	3,124	0,042 ± 0,0126	0,011 ± 0,0030	4,45 ± 0,09	27,4 ± 0,54
	2000	0,00	9,549	0,381 ± 0,0041	0,012 ± 0,0011	4,53 ± 0,040	27,9 ± 0,25
						Total gas age	26,4 ± 1,02
Merc.07.08			<i>Phengite</i>	<i>J1= 0,017071</i>			
	334	9,990	5,135	0,008 ± 0,0004	0,018 ± 0,0028	0,89 ± 0,05	27,1 ± 1,48
	345	79,037	6,763	0,008 ± 0,0003	0,018 ± 0,0025	0,8 ± 0,03	24,4 ± 1,02
	353	0,670	6,846	0,007 ± 0,0003	0,014 ± 0,0010	0,84 ± 0,02	25,7 ± 0,68
	360	2,745	6,901	0,007 ± 0,0003	0,014 ± 0,0016	0,83 ± 0,02	25,4 ± 0,52
	369	0,916	20,757	0,005 ± 0,0001	0,013 ± 0,0057	0,86 ± 0,01	26,3 ± 0,29
	379	1,331	13,209	0,004 ± 0,0001	0,013 ± 0,0068	0,86 ± 0,01	26,2 ± 0,42
	395	1,964	25,017	0,003 ± 0,0001	0,013 ± 0,0058	0,87 ± 0,01	26,6 ± 0,32
	415	2,664	8,916	0,011 ± 0,0002	0,013 ± 0,0011	0,91 ± 0,06	27,7 ± 1,75
	465	9,994	0,827	0,149 ± 0,0019	0,019 ± 0,0012	1,26 ± 0,14	38,4 ± 4,29
	750	1,873	5,627	0,188 ± 0,0019	0,014 ± 0,0022	0,94 ± 0,03	28,6 ± 0,96
						Total gas age	26,5 ± 1,41
Me.05.08			<i>Phengite</i>	<i>J2= 0,003839</i>			
	320	52,26	3,00	u.bl ± u.bl	0,01 ± 0,0031	3,45 ± 0,36	23,71 ± 2,45
	370	32,72	17,57	u.bl ± u.bl	0,01 ± 0,0052	3,02 ± 0,05	20,78 ± 0,36
	400	22,02	25,59	u.bl ± u.bl	0,01 ± 0,0037	2,95 ± 0,03	20,29 ± 0,23
	430	8,22	33,97	u.bl ± u.bl	0,01 ± 0,0024	2,90 ± 0,03	19,93 ± 0,24
	460	0,00	6,09	u.bl ± u.bl	0,01 ± 0,0011	3,19 ± 0,13	21,92 ± 0,88
	1111	16,60	13,78	u.bl ± u.bl	0,01 ± 0,0038	3,00 ± 0,08	20,64 ± 0,54
						Total gas age	20,50 ± 0,76

Table 2-5. Summary of phengite ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating results from the Argentera-Mercantour shear zones. Two duplicates have been performed for each sample except the Me.05.08 sample. Three distinct J values correspond to three distinct irradiations.

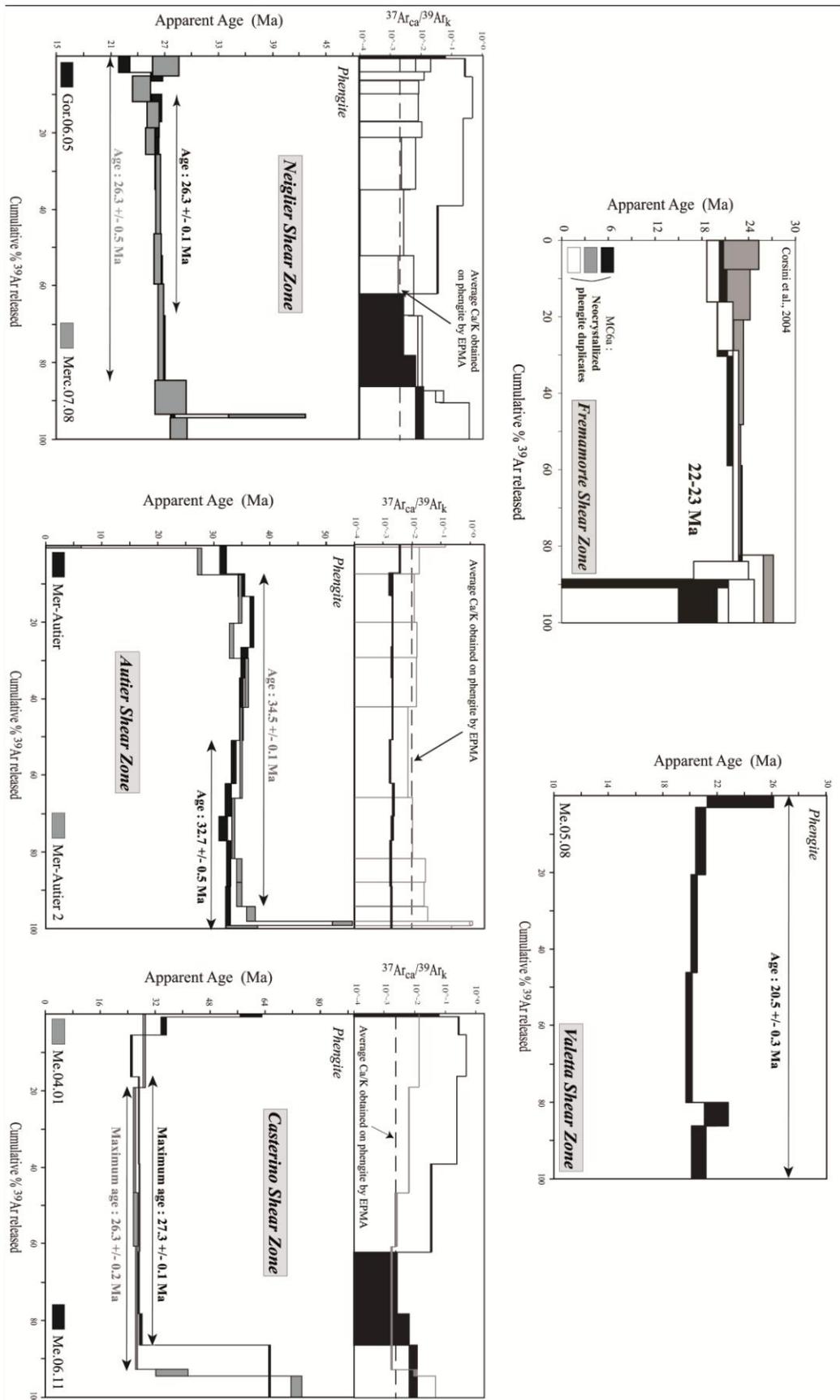


Figure 2-14. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra of Alpine neo-crystallized phengites in the Alpine shear zone samples.

II.2.7. Discussion

The main question addressed in this paper is “how can we date distinct deformation events in a mountain-building process”?

In this paper we attempt to date tectonic displacement events in shear zones using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ system. The studied shear zones are characterized by intense localisation of ductile deformation during oblique right-lateral strike-slip displacements along the southern part of the External Alpine Arc. These high-strain zones are featured by intense fluid circulations, and are the site of mineral reactions involving breakdown of Variscan minerals. They occurred at mid-crustal depth ($5-7 \pm 1$ kbar) and temperatures of 375°C , i.e. below the temperature predicted for the closure of the Ar system in white mica (Harrison et al., 2009). Thus, K bearing mineral (i.e. phengite) common in these crustal shear zones are likely to be an excellent opportunity to quantify the timing of deformation in a low-grade metamorphic environment.

Numerous studies have been made to address this issue within shear zones (Costa and Maluski, 1988; Dunlap et al., 1991; West and Lux, 1993; Muller et al., 2000; Kramar et al., 2001; Mulch et al., 2002; Challandes et al., 2003; Mulch and Cosca, 2004; Rolland et al., 2008; 2009b). However, few cases clearly showed distinctions between cooling ages and neocrystallization (Dunlap, 1997; Mulch and Cosca, 2004). The ability for a given mineral to lose or retain its initial radiogenic argon depends on the efficiency of several parameters such as lattice structure, nature of deformation mechanisms or discrete intra-grain neocrystallization (Hames and Bowring, 1994; Dunlap, 1997; Villa et al., 1997; Villa, 1998). Therefore, the concept of closure temperature that was initially evidence for minerals that crystallized at HT and progressively cooled to LT without any deformation does not apply well to minerals that underwent polycyclic metamorphism, and focussed deformation. In shear zones, this problem is emphasized by the combination of deformation, fluid circulation and neocrystallization, which are more important than in static metamorphic environments (Challandes et al., 2008).

In the following we discuss this issue in the light of dating of preserved inherited Variscan white mica porphyroclasts and neocrystallization of phengite within distinct shear zones of the Argentera-Mercantour massif.

II.2.7.1. Robustness of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ system in white mica porphyroclasts during low temperature ($<400^\circ\text{C}$) intra-granular ductile deformation.

Studies applying the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser microprobe technique have shown that single mineral grains are partially reset during deformation (e.g., Kramar et al., 2001; Mulch et al., 2002).

Several grain-scale deformation mechanisms may be considered to account for the Ar loss, such as grain boundary sliding, cleavage fracturing, kinking, pressure-dissolution, internal grain boundary migration and micro-structure development (Lee, 1995; Hames and Cheney, 1997; Reddy et al., 1999; 2001; Kramar et al., 2001; Mulch et al., 2002). For instance, based on observed lattice microstructures such as kink bands, zones of intense dislocation density and fractures, Mulch et al. (2002) proposed that argon loss diffusion occurred microstructurally within segments over length scales defined by the orientation and spacing of the internal structures. These processes are thought to affect less than 20% of the age spectra, at low and intermediate temperature steps while the high temperature steps preserve an age close to the initial crystallization age, or a minimum age.

Accordingly, Ar spectra of Variscan muscovite porphyroclasts obtained in this study show similar patterns as those described by Mulch et al. (2002). Step $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age frequency gives a peak in the range 305-315 Ma for the Valletta shear zone and 296-299 Ma for the Fremamorte shear zone, corresponding to the HT steps. Similar ages were also obtained in Variscan basement that escaped from any Alpine metamorphic overprint in the Maures-Tanneron massif located 30 km SW of the Argentera-Mercantour massif (Corsini et al., 2009). These 300-310 Ma ages on white mica in Argentera-Mercantour massif should be considered as crystallization ages during the late high temperature Variscan thermal event (Corsini and Rolland, 2009; Rolland et al., 2009a).

Thus, it appears that alpine metamorphism and shearing event does not affect the entire age spectra and muscovites that are deformed (undulose extinction, kink bands...) and partly recrystallized during this thermal event preserve their Variscan age. Only 20% of argon spectra are perturbed, especially in the LT spectra part witnessing an Ar loss process. However, a noticeable fact considering $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra on muscovite porphyroclasts is that patterns obtained on protomylonites, mylonites and ultramylonites are identical. This suggests that age resetting is not a function of strain intensity and the argon loss cannot be totally imputed to deformation processes. Based on experimental studies, Harrison et al. (2009) observed similar staircased shape in LT spectra part evidencing an Ar loss pattern on white mica that experienced intense hydrothermal alteration. Thus, it is possible that Ar loss could be ascribed to some alteration of grain rims due to fluid influx. However, we are unable to discriminate this effect from that of tiny inclusions of neocrystallized phengite, which could not be separated due to their very small size (<10 μm).

Consequently, our results show that the extremely deformed inherited Variscan muscovite within Argentera-Mercantour shear zone preserves their initial $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in their lattice structure whatever the ductile strain intensity. Some slight perturbation is visible in the argon spectra LT part, which we ascribe to (i) either argon loss by some diffusion process during fluid-rock reaction or (ii) tiny phengite neocrystallization at the crystal rims and fractures.

II.2.7.2. $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ ages of neo-crystallized white mica in shear zones: closure temperature or crystallization age?

Using the diffusion parameters of Robbins (1972), Hames and Bowring (1994), Kirschner et al. (1996) and Harrison et al. (2009), with a cooling rate of $20-25^\circ\text{C}.\text{Ma}^{-1}$, the estimated closure temperatures of 10-50 μm large grains (on average) ranges between 250° and 440°C . Consequently, most substituted white micas (phengite) formed during the Alpine shearing events should have crystallized at temperatures close to or below their predicted closure temperature. In this study, five Alpine shear zone age groups have been obtained. These age groups ranging between 34 and 20 Ma have a significant geological meaning. The first age group (34 Ma) is within range of ages obtained for the Penninic Frontal Thrust activity in the Pelvoux ECM more to the NW (Simon-Labric et al., 2009). The following age groups (26, 22 and 20 Ma) are in the same age range as zircon fission track (20-29 Ma) obtained in the Argentera-Mercantour (Bigot-Cormier et al., 2006). Considering an uplift rate of $1-1.5 \text{ mm}.\text{a}^{-1}$ (Bogdanoff et al., 2000; Bigot-Cormier et al., 2006), a cooling rate of $20-25^\circ\text{C}.\text{Ma}^{-1}$ (Figure 2-12) and the estimated closure temperature, the aggregate population ages should not exceed ~ 20 Ma on average. It follows that if $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages are cooling ages (1) plateau ages would not be obtained, and (2) ages on different aggregates of the same sample or between different samples showing different strain intensities in the same shear zone should be significantly different. However, duplicates undertaken on the same samples or ages obtained from variously deformed samples of a given shear zone have all yielded relatively similar age results. Consequently, these data are thus strongly in agreement with the hypothesis of crystallization ages rather than cooling ages.

II.2.7.3. The response of the white mica K/Ar system to fluid-rock reaction in shear zones

The solubility of argon is significantly higher in hydrous fluids than in silicate minerals (e.g. Kelley, 2002). Indeed, Argon is a highly incompatible trace element, which strongly favours partition from minerals into grain boundary fluids. Thus, this highly incompatible nature of

Argon in fluid/mineral systems makes the fluid an infinite reservoir for this gas once it is released in the fluid.

The mylonites from the Argentera-Mercantour massif have been formed at mid-crustal depth during intense fluid rock reaction, as evidenced by metamorphic phengite-chlorite producing reactions developed during progressive deformation (see 'Petrology' section). The recrystallization of chlorite + phengite occurred at the expense of feldspars and quartz, and thus phengite growth occurred by a complete recrystallization process from the destabilization of tectosilicates, not by a substitution process of two brother-phyllsilicates like the muscovite – phengite transformation. During the Alpine greenschist facies metamorphism, the argon located in K-rich Variscan minerals (white mica, K-feldspar, biotite) was progressively released in the rock during their breakdown, which was accelerated by intense shearing and fluid-rock interaction. Thus, Argon was easily transferred into the hydrous fluid phase mainly H₂O as the solubility of argon in the fluids is largely higher than in the neocrystallizing white mica. Commonly, the mid-crustal shear zones are considered as “open systems” where the time for fluid residence is particularly short (Fourcade et al., 1989; Dipple and Ferry, 1992). Consequently, the excess argon that concentrated into fluid phase was removed and evacuated from the system. Such a process is necessary to account for the homogeneity of age spectra obtained on Alpine white micas and their reproducibility. Again this process argues for the phengite ages to be crystallization ages, if it can be showed that phengite growth was not a mineral substitution reaction, and the system was open to fluid circulations.

II.2.7.4. Timing and condition of deformation in the Argentera-Mercantour massif

As discussed above, the dating of syn-kinematic phengite associated to P-T-x estimates and tectonic analysis allows quantifying the timing and condition of deformation in crustal shear zone which is pivotal to reconstruct precise P-T-t- ϵ path. In the case of the Argentera-Mercantour massif, phengite which crystallize in strain shadows and foliation domains indicates consistently inverse or dextral shear sense in the five shear zones analysed. These shear zones were formed at mid-crustal depth ($4.8 < P < 7$ kbar) and temperature conditions of $375 \pm 30^\circ\text{C}$ suggesting shear zone activation at depths comprised between 15 and 21 km. Several stages of shear zone development are dated (34-20 Ma), indicating a Westward propagation of shear zones during the Alpine orogeny. The first age group (34 Ma) is within range of ages obtained for the Penninic Frontal Thrust activity in the Pelvoux ECM more toward the NW part of the massif and are likely related to the underthrusting below internal zones (Simon-Labric et al., 2009). The

others age groups (26-20Ma) are compatible with a transpressional zone in a constant N-S shortening context (Corsini et al., 2004; Baietto et al., 2009). Based on FT data (Bigot-Cormier et al., 2006; Sanchez et al., submitted), we propose that the orientation of main shortening direction has not changed significantly since 26 Ma in the Argentera-Mercantour massif. This Oligo-Miocene tectonic evolution is in strong agreement with the model of continental deformation of the Periadriatic system related to the anticlockwise Adriatic plate indentation during the Alpine collision (see Fig. 10 in Ciancaleoni and Marquer, 2008).

II.2.8. Conclusions: implications for the construction of P-T-t- σ paths

This study emphasizes:

(i) The usefulness of an integrated approach of shear zone systems using phengite barometry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating; Specifically, it is demonstrated that the Ar-Ar laser ablation technique on single-grain hand-picked samples of neocrystallized phengite-bearing mylonites associated to P-T and P-MH₂O pseudosections on water-saturated mylonites give the closest estimates of deformation ages and PT conditions.

(ii) The main processes controlling the Ar-Ar system in mylonitic ductile shear zones during low temperature (<400°C) metamorphic events. To summarize, the main contributions of this paper are that:

- The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of porphyroclasts are not a function of strain intensity. Fluid circulation and ductile deformation have limited effects on the resetting of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ system if neocrystallization is not effective as inherited white mica preserved their $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic record at the time of their crystallization. Thus, even extremely deformed inherited mineral cannot provide the time of deformation.
- To obtain an age of deformation, it is necessary to separate a mineral that crystallized in open system, from a different mineral species with a structure, or directly by a precipitation reaction from a fluid phase. In contrast, substitution reactions during the shearing event would not lead to a complete reset of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ system.
- The Si substitution of phengite in CaNaKFMASH system is highly dependent on fluid saturation. In the water-saturated domain, the Si-phengite can be used as a good geobarometer and represents a minimum pressure estimate in water-undersaturated conditions.

II.2.9. References

- Arnaud, N. & Kelley, S., 1995. Evidence for excess argon during high pressure metamorphism in the Dora Maira massif (Western Alps, Italy), using an ultra-violet laser ablation microprobe ^{40}Ar - ^{39}Ar technique. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **121**(1), 1-11.
- Auzanneau E, Schmidt M, Vielzeuf D, D Connolly J., 2010. Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **159**(1), 1-24.
- Baietto, A., Perello, P., Cadoppi, P. & Martinotti, G., 2009. Alpine tectonic evolution and thermal water circulations of the Argentera Massif (South-Western Alps). *Swiss Journal of Geosciences*, **102**(2), 223-245.
- Berthé, D., Choukroune, P. & Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, **1**(1), 31-42.
- Bigi, G., Castellarin, A., Coli, M., Dal Piaz, G. V., Sartori, R., Scandone, P. & Vai, G. B., 1990. Structural Model of Italy 1:500.000, sheet 1. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, SELCA Firenze.
- Bigot-Cormier, F., Sosson, M., Poupeau, G., Stephan, J.-F. & 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., 1980. Analyse structurale dans la partie occidentale de l'Argentera-Mercantour (Alpes-Maritimes). *Thèse d'Etat, Univ. Orsay*.
- Bogdanoff, S., Michard, A., Mansour, M. & 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**, 117-125.
- Cathelineau, M. & Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **91**, 235-244.
- Challandes, N., Marquer, D. & Villa, I. M. 2003. Dating the evolution of C-S microstructures: a combined ^{39}Ar - ^{40}Ar step-heating and UV laserprobe analysis of the Alpine Roffna shear zone. *Chemical Geology*, **197**(1-4), 3-19.

- Challandes, N., Marquer, D. & Villa, I., 2008. P-T-t modelling, fluid circulation, and ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps). *Swiss Journal of Geosciences*, **101**(2), 269-288.
- Ciancaleoni, L. & Marquer, D., 2008. Late Oligocene to early Miocene lateral extrusion at the eastern border of the Lepontine dome of the central Alps (Bergell and Insubric areas, eastern central Alps). *Tectonics*, **27**, TC4008, doi:10.1029/2007TC002196.
- Coggon, R. & Holland, T. J. B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**(7), 683-696.
- Connolly, J. A. D., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, **236**, 524-541.
- Corsini, M. & Rolland, Y., 2009. Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *Comptes Rendus Geosciences*, **341**(2-3), 214-223.
- Corsini, M., Ruffet, G. & Caby, R., 2004. Alpine and late Variscan geochronological constraints in the Argentera Massif (Western Alps). *Eclogae geologicae Helveticae*, **97**, 3-15.
- Costa, S. & Maluski, H., 1988. Use of the ^{40}Ar - ^{39}Ar stepwise heating method for dating mylonite zones: An example from the St. Barthélémy massif (Northern Pyrenees, France). *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, **72**(2), 127-144.
- Crouzet, C., Menard, G. & Rochette, P., 1999. High-precision three-dimensional paleothermometry derived from paleomagnetic data in an Alpine metamorphic unit. *Geology*, **27**(6), 503-506.
- Dipple, G. M. & Ferry, J. M., 1992. Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **112**(2), 149-164.
- Dodson, M. H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **40**, 259-274.
- Dunlap, W., 1997. Neocrystallization or cooling? $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas from low-grade mylonites. *Chemical Geology*, **143**, 181-203.
- Dunlap, W. & Kronenberg, A., 2001. Argon loss during deformation of micas: constraints from laboratory deformation experiments. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **141**(2), 174-185.
- Dunlap, W., Teyssier, C., McDougall, I. & Baldwin, S., 1991. Ages of deformation from K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas. *Geology*, **19**, 1213-1216.

- Faure- Muret, A., 1955. Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera- Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mémoire de la Société Géologique de France*, 336.
- Ferrara, G. & Malaroda, M., 1969. Radiometric age of granitic rocks from the Argentera massif (Maritime Alps). *Bolletina della Societa Geologica Italiana*(88), 311-320.
- Fourcade, S., Marquer, D. & Javoy, M., 1989. O¹⁸/O¹⁶ variation and fluid circulation in a deep shear zone: the case of alpine ultramylonite from the Aar massif (Central Alps: Switzerland). *Chemical geology*, **77**, 119-131.
- Goodwin, L. & Renne, P., 1991. Effects of progressive mylonitization on Ar retention in biotites from the Santa Rosa mylonite zone (California), and thermochronologic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**, 283-297.
- Hames, W. & Bowring, S., 1994. An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth and Planetary Science Letters*, **124**, 161-167.
- Hames, W. & Cheney, J., 1997. On the loss of ⁴⁰Ar* from muscovite during polymetamorphism. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **61**, 3863-3872.
- Harrison, T. M., Célérier, J., Aikman, A. B., Hermann, J. & Heizler, M. T., 2009. Diffusion of ⁴⁰Ar in muscovite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**(4), 1039-1051.
- Holland, T., Baker, J. & Powell, R., 1998. Mixing properties and activity-composition and relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al₂O₃ -SiO₂ -H₂O. *European Journal of Mineralogy*, **10**(3), 395-406.
- Jenatton, L., Guiguët, R., Thouvenot, F. & Daix, N., 2007. The 16,000 event 2003-2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *Journal of Geophysical Research*, **112**.
- Jourdan, F. & Renne, P. R., 2007. Age calibration of the Fish Canyon sanidine ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating standard using primary K-Ar standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**(2), 387-402.
- Jourdan, F., Verati, C. & Féraud, G., 2006. Intercalibration of the Hb3gr ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating standard. *Chemical Geology*, **231**(3), 177-189.
- Kelley, S., 1988. The relationship between K-Ar mineral ages, mica grain sizes and movement on the Moine Thrust Zone, NW Highlands, Scotland. *Journal of the Geological Society of London*, **145**, 1-10.
- Kelley, S., 2002. K-Ar and Ar-Ar dating. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **47**(1), 785-818.

- Kelley, S. P., Arnaud, N. O. & Turner, S. P., 1994. High spatial resolution $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ investigations using an ultra-violet laser probe extraction technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**(16), 3519-3525.
- Kirschner, D., Cosca, M., Masson, H. & Hunziker, J., 1996. Staircase $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra of fine-grained white mica: timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. *Geology*, **24** (8), 747-750.
- Kliegfield, R., Hunziker, J., Dallmeyer, R. D. & Schamel, S., 1986. Dating deformation phases using K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ techniques: results from the Northern Apennines. *Structural Geology*, **8**, 781-798.
- Kramar, N., Cosca, M. & Hunziker, J., 2001. Heterogeneous $^{40}\text{Ar}^*$ distributions in naturally deformed muscovite: in-situ UV-laser ablation evidence for microstructurally controlled diffusion. *Earth and Planetary Science Letters*, **192** (3), 377-388.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**, 277-279.
- Lee, J., 1995. Multipath diffusion in geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **120**, 60-82.
- Leloup, P. H., Arnaud, N., Sobel, E. R. & Lacassin, R., 2005. Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc. *Tectonics*, **24**.
- Malaroda, R., Carraro, F., Dal Piaz, G. V., Franceschetti, B., Sturani, C. & Zanella, E., 1970. Carta geologica del Massiccio dell'Argentera alla scala 1:50.000 e Note illustrative. *Memoria della Societa Geologica*, **A. IX**, 557-663.
- Mares, V. & Kronenberg, A., 1993. Experimental deformation of muscovite. *Journal of Structural Geology*, **15**, 1061-1075.
- Mitra, G., 1992. Deformation of granitic basement rocks along fault zones at shallow to intermediate crustal levels. In: Mitra, S., Fisher, G.W. (Eds.), *Structural Geology of Fold and Thrust Belts*. John Hopkins Univ. Press, Baltimore, 123-144.
- Monié, P. & Maluski, H., 1983. Données chronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur le socle anté- Permien de l'Argentera- Mercantour (Alpes Maritimes, France). *Bulletin Société Géologique de France* . **7,2**, 247-257.
- Mulch, A., Cosca, M., Handy & Handy, M., 2002. In-situ UV-laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of a micaceous mylonite : an example of defect-enhanced argon loss. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **142**(6), 738-752.

- Mulch, A. & Cosca, M. A., 2004. Recrystallization or cooling ages: in situ UV-laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of muscovite in mylonitic rocks. *Journal of the Geological Society*, **161**(4), 573-582.
- Müller, W., Aerden, D. & Halliday, A. N., 2000. Isotopic Dating of Strain Fringe Increments: Duration and Rates of Deformation in Shear Zones. *Science*, **288**(5474), 2195 - 2198, DOI: 10.1126/science.288.5474.2195.
- Paquette, J. L., Ménot, R. P. & Peucat, J. J., 1989. REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the Alpine external massifs (Western Alps): evidence for crustal contamination. *Earth and Planetary Science Letters*, **96**, 181-189.
- Polino, R., Dal Piaz, G. V. & Gosso, G., 1990. Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. *Mémoires de la Société Géologique de France*, **156**, 345-367.
- Reddy, S., Kelley, S. & Wheeler, J., 1996. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe study of micas from the Sesia Zone, Italian Alps: implications for metamorphic and deformation histories. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 493-508.
- Reddy, S., Potts, G. & Kelley, S., 2001. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in deformed potassium feldspar: evidence of microstructural control on Ar isotope systematics. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **141** (2), 186-200.
- Reddy, S., Potts, G., Kelley, S. & Arnaud, N., 1999. The effects of deformation-induced microstructures on intragrain $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in potassium feldspar. *Geology*, **27** (4), 363-366.
- Robbins, G. A., 1972. Radiogenic argon diffusion in muscovite under hydrothermal conditions. *M.S. thesis, Brown University, Providence, Rhode Island.*, 42.
- Rolland, Y., Corsini, M. & Demoux, A., 2009a. Metamorphic and structural evolution of the Maures-Tanneron massif (SE Variscan chain): evidence of doming along a transpressional margin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **180**(3), 217-230.
- Rolland, Y., Corsini, M., Rossi, M., Cox, S. F., Pennacchioni, G., Mancktelow, N. & Boullier, A. M., 2007. Comment on "Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc" by P.H. Leloup, N., Arnaud, E.R. Sobel, and R. Lacassin. *Tectonics*, **26**, TC2015. doi:10.1029/2006TC001956.
- Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A.-M., Pennacchioni, G. & Mancktelow, N., 2003. Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, **214**(1-2), 203-219.

- Rolland, Y., Cox, S. F. & Corsini, M., 2009b. Constraining deformation stages in brittle-ductile shear zones from combined field mapping and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: The structural evolution of the Grimsel Pass area (Aar Massif, Swiss Alps). *Journal of Structural Geology*, **31**(11), 1377-1394.
- Rolland, Y., Rossi, M., Cox, S. F., Corsini, M., Boullier, A. M., Pennachioni, G. & Mancktelow, N., 2008. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of syn-kinematic white mica: insights for fluid-rock reaction in low-grade shear zones (Mont Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NW external Alps. In: Wibberley, C., Kurtz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E., Collettini, C. (Eds.), *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties. Geological Society of London, Special Publications* 293-315. doi:10.1144/SP299.17.
- Rubatto, D., Schaltegger, U., Lombardo, B., Colombo, F. & Compagnoni, R., 2001. Complex Paleozoic magmatic and metamorphic evolution in the Argentera Massif (Western Alps) resolved with U-Pb dating. *Chweiz. Mineral. Petrogr.*, **S 81**, 213-228.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Corsini, M., Braucher, R., Bourlès, D., Arnold, M. & Aumaître, G., 2010a. Relationships between tectonics, slope instability and climate change: Cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps. *Geomorphology*, **117**, 1-13.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Corsini, M., Jolivet, M., Bricaud, S. & Carter, A., Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera-Mercantour massif (SW Alps). *Terra Nova*, **submitted**.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Schreiber, D., Giannerini, G., Corsini, M. & Lardeaux, J.-M., 2010b. The active fault system of SW Alps. *Journal of Geodynamics*, **49**, 296-302.
- Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M. & Fornari, M., 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma). *Terra Nova*, **21**(2), 127-136.
- Steiger, R. H. & Jäger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**, 359-362.
- Streit, J.E & Cox, S.F., 1998. Fluid infiltration and volume-change during mid-crustal mylonitization of Proterozoic granite, King Island, Tasmania. *Journal of metamorphic Geology*, **16**, 197-212.

- Vernet, J., 1964. La zone "Pelvoux-Argentera". Étude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales. *Thesis, Univ. Grenoble*.
- Vidal, O., Parra, T. & Trotet, F., 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600°C, 1-25 kbar P-T range. *American Journal of Science*, **301**, 557-592.
- Vidal, O., Parra, T. & Vieillard, P., 2005. Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation. *American Mineralogist*, **90**(2-3), 347-358.
- Villa, I. M., 1998. Isotopic closure. *Terra Nova*, **10**, 42-47.
- Villa, I. M., Ruggieri, G. & Puxeddu, M., 1997. Petrological and geochronological discrimination of two white-mica generations in a granite cored from the Larderello-Travale geothermal field (Italy). *European Journal of Mineralogy*, **9**, 563-568.
- West, D. & Lux, D., 1993. Dating mylonitic deformation by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method: an example from the Norumbega Fault Zone, Maine. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**, 221-237.
- Wibberley, C.A.J. & McCaig, A. M., 2000. Quantifying orthoclase and albite muscovitisation sequences in fault zones. *Chemical Geology*, **165**(3-4), 181-196.
- Wijbrans, J. R. & McDougall, I., 1986. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece)-The resetting of the argon isotopic system. *Contribution Mineralogical Petrology*, **93**, 187-194.

III. AGE DE REFROIDISSEMENT (TRACES DE FISSION ET (U/TH)/HE) ET VITESSES D'EXHUMATION DU MASSIF CRISTALLIN EXTERNE DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR.

Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera-Mercantour massif (SW Alps) (Publication 2)

Article soumis à Terra Nova.

G. Sanchez^{a*}, Y. Rolland^a, M. Jolivet^b, S. Bricchau^c, M. Corsini^a, A. Carter^d

^aGEOAZUR, UMR 6526, Université de Nice Sophia-Antipolis, 28 Av de Valrose, BP 2135, 06108 Nice, France.

^bGEOSCIENCES Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes 1, Bâtiment 15, Campus de Beaulieu, CS 74205, F-35042 Rennes Cedex, France.

^cLMTG, UMR 5563, UR 154 CNRS, Université Paul-Sabatier IRD Observatoire Midi-Pyrénées, 14, av. Edouard Belin - 31400 Toulouse, France.

^dSchool of Earth Sciences, Birkbeck College, Malet Street, London WC1E 7HX, UK

RESUME

De nouvelles données d'âges traces de fission (AFT) et (U-Th)/He (AHe) sur apatites dans le massif de l'Argentera-Mercantour montrent que l'exhumation de ce massif est contrôlée par des failles décrochantes dextres. Des différences d'âges AFT significatives à travers le système de failles principales ont été obtenus depuis le NE (12.9 Ma) jusqu'au SW (5.2 Ma) ce qui est interprété comme le résultat d'un soulèvement vertical le long des failles dextres N140°E. Une telle distribution des âges ne s'observe pas pour les données AHe. Au contraire, les âges AHe ont préservées des âges AHe plus jeunes (4-5 Ma) sur la branche sud-est du système en extension de la Haute-Durance au NW de l'Argentera-Mercantour. Une telle histoire d'exhumation est interprétée comme résultant de la transition entre un régime décrochevauchant vers un régime décro-normal entre 8 et 5 Ma durant la convergence Europe-Adria. Ces données montrent que la déformation en extension récente dans les Alpes Sud-Occidentales pouvait être mise en relation avec le développement de mouvements transtensifs dans la région de l'Embrunais-Ubaye en relation avec une tectonique décrochante dans le massif de l'Argentera-Mercantour.

Mots clés : Exhumation, Tectonique décrochante, Datations traces de fission, Datation (U-Th)/He, Alpes Sud-Occidentales.

III.1. Version française abrégée

III.1.1. Introduction

La combinaison des thermochronomètres basse-température fournit des contraintes sur l'histoire thermique et d'exhumation dans les derniers kilomètres de la croûte ($T < 110^{\circ}\text{C}$, Gallagher et al., 1998 ; $T < 70^{\circ}\text{C}$, Farley, 2000). Extrêmement dense dans les Alpes Nord-Occidentales (Foeken et al., 2003 ; Fugenschuh and Schmid, 2003 ; Bertotti et al., 2006 ; Tricart

et al., 2007 ; Glotzbach et al., 2008 ; Reinecker et al., 2008 ; Vernon et al., 2009), la base de données AFT et AHe est beaucoup moins fournie dans l'arc alpin Sud-Occidental, notamment en ce qui concerne les dernières étapes d'exhumation. Le papier présente de nouvelles données AFT et AHe dans le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour (MCE). Le rôle de la tectonique décrochante dans l'exhumation néogène du MCE sera discuté.

III.1.2. Cadre tectonique

Dans la zone étudiée (**Figure 2-15** ; **Figure 2-16**), le Massif Cristallin Externe de l'Argentera-Mercantour est parcouru par des zones de cisaillement dextres N140°E et chevauchantes N90°E depuis le Miocène inférieur (~22 Ma – Corsini et al., 2004). Réactivées et exhumées depuis 6 Ma (Bigot-Cormier et al., 2006), certaines failles présentent des évidences de mouvements récents et actuels comme l'atteste les décalages de polissages glaciaires (Sanchez et al., 2010a,b) et la sismicité actuelle sur la faille de Jausiers-Tinée (JTF ; **Figure 2-16**) dont les mécanismes au foyer indiquent majoritairement un mouvement décrochant dextre (Jenatton et al., 2007). Cette faille dextre active ainsi que la faille active de Serenne-Berzézio se connectent avec le système en extension de la Haute-Durance conduisant au développement d'un domaine transtensif dans la région de l'Embrunais-Ubaye, de part et d'autre duquel s'exhument les MCE du Pelvoux et de l'Argentera-Mercantour (Sanchez et al., 2010a).

III.1.3. Histoire d'exhumation

L'exhumation récente des MCE dans les Alpes Occidentales (AFT : 2.2 Ma à 10.5 Ma ; AHe : 1.7 Ma à 6.4 Ma ; Fugenschuh and Schmid, 2003 ; Tricart et al., 2007 ; Glotzbach et al., 2008 ; Reinecker et al., 2008 ; Vernon et al., 2009) est attribuée majoritairement à des processus tectoniques tels que le chevauchement sous les MCE (Leloup et al., 2005), la réactivation en décrochement ou en extension du Front Pennique (Fugenschuh and Schmid, 2003 ; Tricart et al., 2007 ; Rolland et al., 2007 ; Glotzbach et al., 2008). Dans les Alpes Sud-Occidentales, l'exhumation du MCE de l'Argentera-Mercantour est donnée autour de 6 Ma (Bigot-Cormier et al., 2006 ; Bogdanoff et al., 2000). Dans la couverture sédimentaire, les âges AFT indiquent une remise à zéro et un refroidissement autour de 6-7 Ma dans la partie située à proximité du MCE de l'Argentera-Mercantour (Labaume et al., 2008).

III.1.4. Datations thermochronologie basse-température.

Les âges AFT sont compris entre 5.2 ± 0.8 et 12.9 ± 1.4 Ma sur l'ensemble du massif (**Figure 2-17**). Les données indiquent un gradient général à travers les failles de la Valletta et Bersézio avec un rajeunissement vers le SW (**Figure 2-18**). Le transect situé au Nord-Ouest du massif montre, à des altitudes similaires une différence d'âge de $4-5 \pm 1$ Ma de part et d'autre de la faille de la Valletta. De même, dans le transect Sud au cœur du massif de l'Argentera-Mercantour, les âges AFT indique une différence d'âge de part et d'autre de la faille de Bersézio. Cette distribution en groupes d'âges AFT séparés par les principales failles est probablement due à l'activité tectonique.

Les âges AHe sont la plupart du temps plus jeune que les âges AFT et sont compris entre 2.8 ± 0.1 Ma et 9.7 ± 0.4 Ma sur l'ensemble de la zone étudiée sans aucune corrélation entre âge et altitude (**Figure 2-17**). Une différence systématique de 3 à 6 Ma est obtenue entre les âges AFT et AHe (**Figure 2-18**) indiquant un refroidissement relativement lent. Les âges dans la partie au cœur du massif est compris entre 7.7 ± 0.3 Ma et 9.7 ± 0.4 Ma sont similaires dans la marge d'erreur avec les âges AFT suggérant un refroidissement rapide dans cette partie (voir discussion section III.2.4.2).

III.1.5. Discussion: implications tectoniques

III.1.5.1. Exhumation le long d'un système de failles décrochantes dans le massif de l'Argentera-Mercantour durant le Miocène (22-8 Ma).

Les différences significatives des âges AFT depuis le NE (12.9 Ma) vers le SW (5.2 Ma) sont interprétées comme résultant d'une exhumation différentielle le long des principales failles N140°E. Ce soulèvement relatif plus vieux de la partie NE est également mis en évidence par la remise à zéro complète des âges TF sur zircons tandis que la partie SW préserve des âges anté-Alpins (Bigot-Cormier et al., 2006). La combinaison des âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Corsini et al., 2004) et AFT indique un taux de refroidissement de $\sim 21^\circ\text{C}/\text{Ma}$ entre 22 Ma et 10 Ma. De plus, le passage sous la température de 70°C (AHe) se fait autour de 8 Ma dans le transect Sud. Cette exhumation se produit probablement par des pics d'activité tectonique comme en témoigne l'accélération du taux de refroidissement à 8-9 Ma. Dans tous les cas, l'exhumation du MCE de l'Argentera-Mercantour se fait toujours dans un contexte en décrochement entre 22 Ma et 8 Ma (**Figure 2-19 ; Figure 2-20**). Le soulèvement du MCE de l'Argentera-Mercantour est donc accommodé par une combinaison de mouvements verticaux le long des failles décrochantes dextres N140 et chevauchements E-W au front du corps d'Ivrée (Paul et al., 2001 ; Schreiber et al., 2010).

III.1.5.2. Développement du système transtensif de l'Embrunais-Ubaye à 8-5 Ma.

La distribution des âges AHe ne montre pas de différences significatives à travers les principales failles N140°E. Ceci suggère une exhumation très faible le long de ces failles attribué à un mouvement purement décrochant de ces failles depuis 4-5 Ma. Ces âges très jeunes ont été obtenus dans la partie NW du MCE à proximité du domaine en transtension de l'Embrunais-Ubaye. Par conséquent, basé sur la structure symétrique du MCE du Pelvoux et de l'Argentera-Mercantour de part et d'autre de la dépression de l'Embrunais-Ubaye et leur histoire d'exhumation similaire (5-6 Ma : Pelvoux : [Tricart, 2004](#)), nous interprétons les âges AHe 4-5 Ma sur la bordure NO du MCE de l'Argentera-Mercantour comme résultant d'un régime décro-ensif dans la région de l'Embrunais-Ubaye (**Figure 2-19 ; Figure 2-20**).

III.1.5.3. Implications sur l'évolution tectonique des Alpes Sud-Occidentales

Cette étude confirme l'importance des processus tectoniques décrochants dans le massif de l'Argentera-Mercantour depuis au moins 22 Ma. La permanence d'une tectonique décrochante durant le Néogène dans les Alpes Sud-Occidentales soit en faveur du modèle de rotation de la plaque Apulienne. Un tel modèle est supporté par les données paléomagnétiques montrant une rotation moyenne anti-horaire de 30° dans le domaine interne ([Collombet et al., 2002](#))

III.2. Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera-Mercantour massif (SW Alps)

ABSTRACT

New apatite fission track and (U-Th)/He ages from the Argentera-Mercantour External Crystalline Massif of the SW Alps document an exhumation history along transcurrent dextral faults. Significant AFT age differences across-strike of the main faults have been obtained from the NE (12.9 Ma) to the SW (5.2 Ma), which are linked to vertical uplifts along these right-lateral transpressional structures. Such segmentation is not observed in AHe ages. AHe ages have preserved younger ages (4-5 Ma) on the eastern hanging wall side of the High-Durance extensional system. Such an exhumation history is interpreted as resulting from a transition of transpressional to transtensional regimes at 8-5 Ma during continuing Adria-Europe convergence. This data shows that recent extensional deformation in the SW Alps can be put in relation with the development of transtensional domain in the Ubaye-Embrunais depression linked to ongoing strike-slip deformation along the Argentera-Mercantour.

III.2.1. Introduction

The combination of low-temperature thermochronometers provides constraints on the thermal and exhumation histories in mountain ranges. Over the last decade developments of the (U-Th)/He isotopic technique on apatite (AHe) allows constraining the late stages of exhumation through shallow crustal levels ($T < 70^{\circ}\text{C}$, Farley, 2000). This method is particularly sensitive to processes such as brittle tectonics and erosion (Ring et al., 1999; Willet, 1999; Molnar, 2004).

In the alpine orogen, large combined Apatite Fission Tracks (AFT) and (U-Th)/He databases are now mostly available in central, north-western domains and in the Ligurian Alps (Bistacchi, A. et al., 2000; Foeken et al., 2003; Fugenschuh and Schmid, 2003; Bertotti et al., 2006; Tricart et al., 2007; Glotzbach et al., 2008; Reinecker et al., 2008; Vernon et al., 2009). However, very scarce (U-Th)/He ages have been obtained on the southern branch of the external Alpine arc, only at the junction between Western Alps and Ligurian basin. Consequently, this area remained less documented in terms of final cooling and exhumation histories than the northern part of the belt. Here we present new AFT and AHe data in the SW Alps, specifically in the Argentera-Mercantour External Crystalline Massif (ECM). This new data is used to constrain the Neogene tectonic history of the SW Alps.

III.2.2. Tectonic setting

The alpine belt results from Europe-Adria convergence since Cretaceous times (Coward and Dietrich, 1989; Vialon et al., 1989). After a phase of oceanic subduction from the Late Cretaceous (~96 Ma) to the Eocene (45 Ma) (Dal Piaz et al., 1972; Agard et al., 2002; Dal Piaz et al., 2003), continental subduction and underthrusting of the European passive continental margin below the Adriatic plate induced the formation of an orogenic wedge bounded by the Penninic Front, during the Lower Oligocene (Tricart, 1984; Ceriani et al., 2001; Simon-Labric et al., 2009). Following this stage of rapid nappe stacking, continuous deformation of European margin was driven by large dextral strike-slip fault systems. The Insubric Line mainly accommodated the oblique indentation of the Adria microplate (**Figure 2-15**; Vialon et al., 1989; Ciancaleoni and Marquer, 2008) and drastically modified the geometry of the internal domain subjected to extensional and transtensional deformation (e.g. Tricart et al., 2006). The recent to current tectonic evolution of the Alps is debated. Mainly three models are proposed: (i) westward indentation of Apulia (e.g. Tapponier, 1977), or (ii) anticlockwise rotation of Apulia (e.g. Vialon et al., 1989) or (iii) gravitational collapse of previously thickened crust (e.g. Sue et al., 2007).

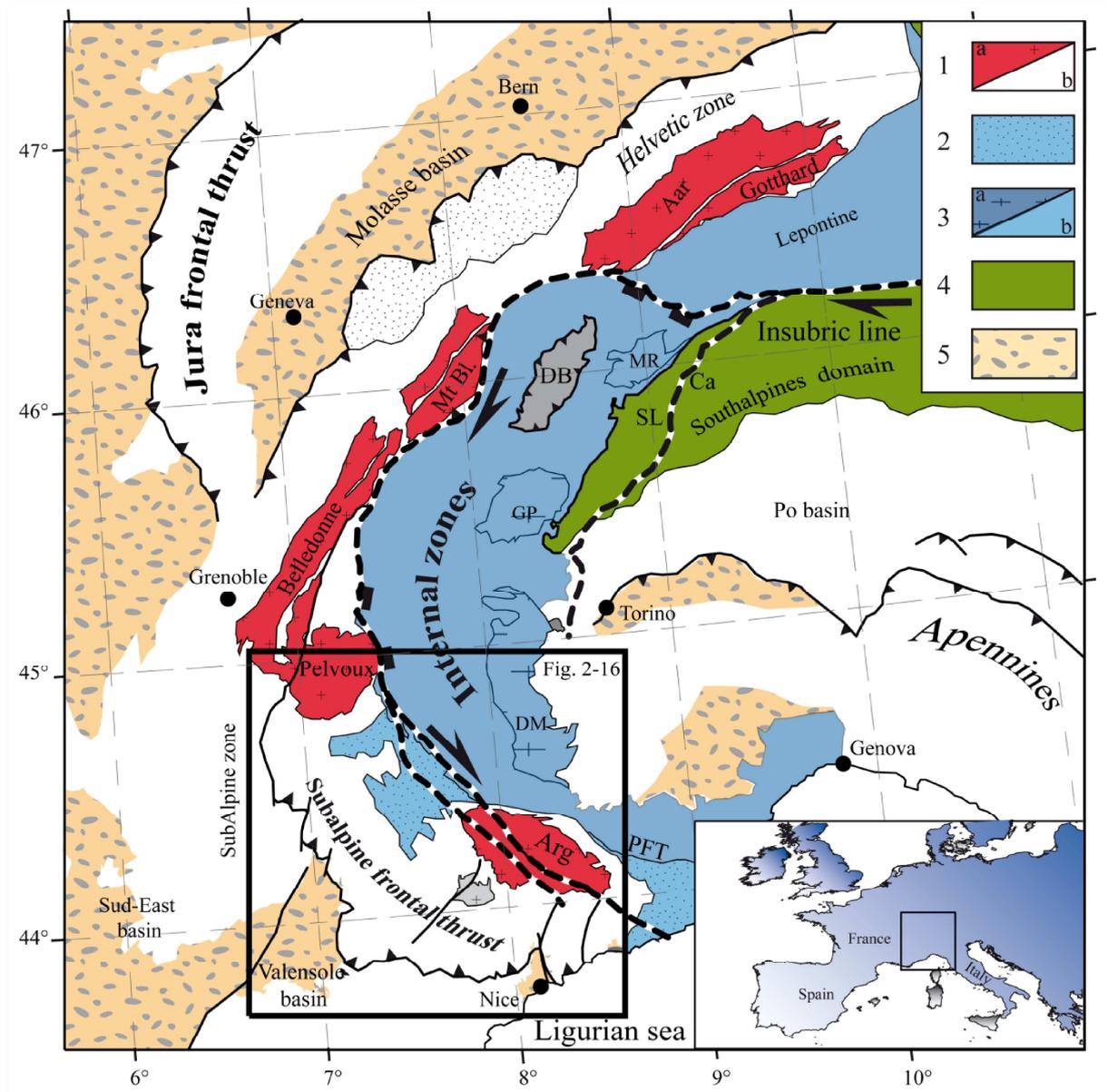


Figure 2-15. Geological map of the Western Alps modified after Bigi et al. (1990) and Polino et al. (1990). The External zones comprise: **1**, The Dauphinois zone, which is limited by the Penninic Front Thrust (PFT) and by Subalpine Frontal Thrust (Digne-castellane, Nice) and by the Jura Frontal Thrust. It comprises (**1a**) External Crystalline Massifs formed during the Variscan period and (**1b**) their Mesozoic (Trias-Cretaceous) sedimentary cover. **2**, The Upper Cretaceous Helminthoid flysch. Internal zones comprise: **3**, Briançonnais and Piemontais zones, which are made of metamorphic rocks from (**3a**) the European continental margin and (**3b**) the Tethyan oceanic domain; **4**, The Austro-Alpine units including mainly the Dent Blanche nappe (**DB**) and the Sesia Lanzo zone (**SL**), which represent the Apulian continental margin; **5**, Oligocene to Quaternary molassic basins in the Alps periphery. Black and white dashed lines represent main active tectonic lineaments which mainly reactivate the external (PFT: Penninic Frontal Thrust) and internal (Ca: Canavese and Insubric Line) fault systems. External crystalline massifs: **Mt Bl.**, Mont Blanc ; **Arg.**, Argentera-Mercantour. Internal Crystalline Massifs : **DM**, Dora-Maira ; **GP**, Grand Paradis ; **MR**, Monte Rosa. The black rectangle is the investigated area located in **Figure 2-16**. Projection latitude/longitude coordinates are according the Lambert II extended system.

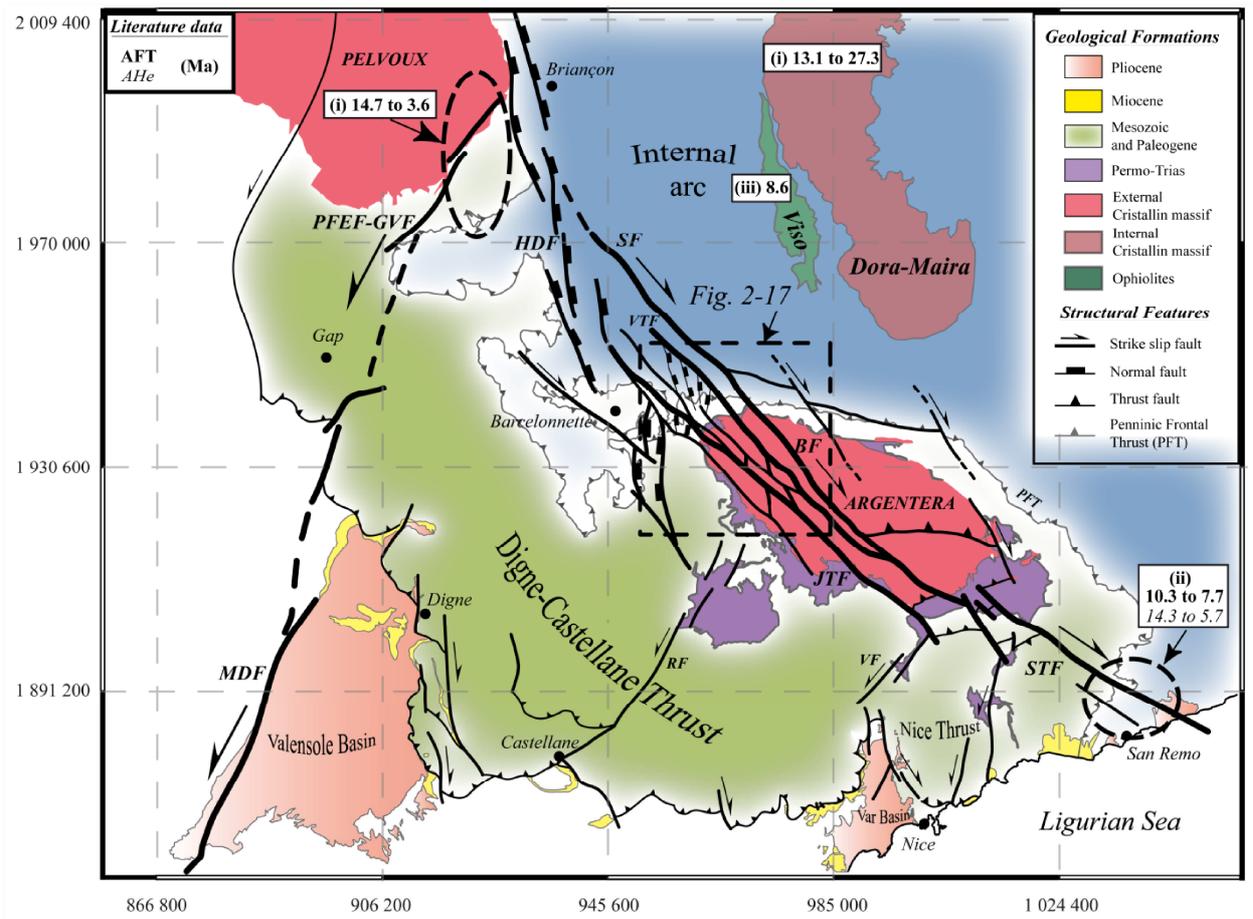


Figure 2-16. Structural map of the recent fault network in the SW Alps (Sanchez et al., 2010a,b). The black rectangle is the studied area located in **Figure 2-17**. Black circles and related dates refer to AFT (bold) and AHe (italic) data quoted from (i) Tricart et al., 2007, (ii) Foeken et al., 2003, (iii) Schwartz et al., 2007. **BF**: Bersézio fault; **GVF-PFEF**: Grand Vallon-Pont du Fossé-Eychauda fault; **HDF**: High Durance fault; **JTF**: Jausiers-Tinée fault; **MDF**: Middle Durance fault; **MSBF**: Monaco-Sospel-Breil fault; **PFT**: Penninic Frontal Thrust; **PLF**: Peille-Laghet fault; **RF**: Rouaine fault; **SF**: Serenne fault; **STF**: Saorge-Taggia fault; **VF**: Vésubie fault; **VTF**: Vailletta fault. Projection latitude/longitude coordinates are according the Lambert II extended system.

Specifically in the area studied (**Figure 2-15**; **Figure 2-16**), the Argentera-Mercantour ECM is crosscutted by N140°E dextral shear zones since the Early Miocene (~22 Ma- Corsini et al., 2004). These mylonitic shear zones were reactivated in a brittle regime (Baietto et al., 2009) and exhumed from 10-15 km in the last 6 Ma (Bigot-Cormier et al., 2006). Recent and ongoing right-lateral faulting along the southern branch of this fault system, the Jausiers-Tinée fault (JTF on **Figure 2-16**) is evidenced by (1) metre-scale offsets observed along river drainage distributaries and Holocene glacial polished surfaces (Sanchez et al., 2010a,b) and (2) current seismicity, which is predominantly of strike-slip character, as shown by focal mechanisms aligned on the same JTF fault (Jenatton et al., 2007). This dextral active JTF fault and the potentially active

Serenne-Bersezio fault merge into the active High Durance extensional system in the NW part of the Argentera-Mercantour ECM (**Figure 2-16**; Sue and Tricart, 2003; Champagnac et al., 2006; Sanchez et al., 2010b). At the SW Alps scale, this active fault network defines a zone of transtension basin depression (Ubaye-Embrunais zone), on the sides of which the high-elevated Pelvoux and Argentera-Mercantour ECM are exhumed (Sanchez et al., 2010b). Further to the SE, these N140°E dextral faults link to E-W thrusts in a transpressional domain along the SE boundary of the Argentera-Mercantour ECM, and connect to the Saorge-Taggia Fault (Baietto et al., 2009; Sanchez et al., 2010b).

III.2.3. Exhumation history

Recent AFT and AHe ages obtained in the other Western and Central Alps ECM range between 2.2 to 10.5 Ma and 1.7 to 6.4 Ma, respectively (Fugenschuh and Schmid, 2003; Tricart et al., 2007; Glotzbach et al., 2008; Reinecker et al., 2008, Vernon et al., 2009). These young ages of denudation, as well as the high relative present-day elevation of ECM indicate recent mountain building processes along the Alpine External arc. This has been mostly attributed to tectonic processes such as thrusting below the ECM (Leloup et al., 2005) and extensional or dextral transpressive reactivation of the Penninic Frontal Thrust (Fugenschuh and Schmid, 2003; Tricart et al., 2007; Rolland et al., 2007; Glotzbach et al., 2008). Recently, climatic processes inducing denudation rate variations in the last 5 Ma (Cederbom et al., 2004; Champagnac et al., 2007; Champagnac et al., 2008; Vernon et al., 2008) have also been invoked, ignoring that some parts of the orogen underwent a slow and steady state of exhumation during the last 15 Ma (Bertotti et al., 2006).

At the SW Alps scale, the Pelvoux and Argentera-Mercantour ECM underwent similar exhumation paths, on both sides of the Ubaye-Embrunais transtensional domain. In the Pelvoux ECM, AFT ages of 5-6 Ma are interpreted as hanging-wall denudation during extensional reactivation of the Penninic Frontal Thrust (Tricart et al., 2007). In the Argentera-Mercantour ECM, preliminary AFT dating at the NW massif boundary would suggest uplift initiation at ~ 6Ma (Bigot-Cormier et al., 2006; Bogdanoff et al., 2000). In the ECM cover close to the Argentera-Mercantour, Labaume et al. (2008) documented a full reset of AFT ages at ~ 7-8 Ma.

III.2.4. AFT and AHe thermochronology dating

III.2.4.1. Sampling and methods

In order to document the late exhumation history of the central and NW edge of the Argentera-Mercantour ECM and the influence of the transtensional system development, we have undertaken low-temperature thermochronology using AFT and AHe couples on the same samples (Gallagher et al., 1998; Elhers and Farley, 2003). These techniques are well suitable to constrain exhumation paths in the uppermost crust because of their low closing temperatures (AFT: ~110-60°C, Green et al., 1986; AHe: ~80-40°C, Wolf et al., 1998).

Sample	Altitude (m)	N	pd x 10 ⁵ cm ⁻²	ps x 10 ⁵ cm ⁻²	pi x 10 ⁵ cm ⁻²	P (Ksi ²) %	Central Age (±1σ) (Ma)
Northern transect							
CF.02	2690	18	12.20 (12073)	1.89 (104)	60.56 (3337)	97,8	6,1 ± 0,6
CF.04	2435	16	12.17 (12073)	1.35 (63)	45.69 (2129)	99,9	5.8 ± 0.7
CF.05	2755	15	12.14 (12073)	1.32 (84)	29.87 (1903)	98,5	8.6 ± 1.0
CF.07	2568	24	12.11 (12073)	0.49 (41)	18.11 (1525)	100	5.2 ± 0.8
CF.09	2301	19	12.09 (12073)	1.10 (86)	33.61 (2625)	90,6	6.4 ± 0.7
CF.11	2042	20	12.06 (12073)	0.90 (117)	32.51 (4213)	84,6	5.4 ± 0.5
CF.13	2281	18	12.03 (12073)	1.60 (98)	39.71 (2430)	96,4	7.8 ± 0.8
CF.15	2053	23	12.00 (12073)	0.88 (64)	26.23 (1902)	100	6.5 ± 0.8
CF.17	1724	17	27.80 (27798)	0.65 (41)	30.14 (1905)	100	9.6 ± 1.5
CF.19	1494	13	27.78 (27798)	0.86 (61)	36.85 (2620)	91,1	10.4 ± 1.4
Southern transect							
CF.22	1364	19	27.42 (27798)	1.21 (87)	41.46 (2977)	99,9	12.9 ± 1.4
CF.28	2030	18	27.80 (27798)	1.37 (58)	69.30 (2931)	100	8.9 ± 1.2

Table 2-6. AFT data. N is the number of grains analysed. pd is the CN5 dosimeter track density with the number of tracks counted in brackets. ps and pi represent sample spontaneous and induced track densities, respectively, with the number of tracks counted in brackets. U is the calculated mean ²³⁸U content of the sample. P (χ^2) is the probability of chi-squared for v degrees of freedom. Apatite grains were separated using conventional density and magnetic techniques. The apatite samples for FT analysis were irradiated in the FRM 11 thermal neutron facility at the University of Munich, Germany. FT were counted on an optical Zeiss microscope, using a magnification of 1250 under dry objectives at the University of Montpellier and Birkbeck College of London. AFT ages were obtained using the standard external detector method and the zeta calibration approach ($\zeta=322 \pm 5$), obtained on Durango, Fish Canyon and Mont Dromedary apatite standards (Hurford and Green, 1983; Hurford, 1990). AFT ages given in the **Table 2-6** and text are central ages; errors are quoted at $\pm 1\sigma$. Significantly older AFT ages are obtained in this paper as compared to those of Bogdanoff et al. (2000), which is ascribed to the use of the pioneer 'method of populations' by these authors.

A total of 17 samples were collected along two transects cross-cutting the main NW-SE faults (**Figure 2-17**): (1) the northern (Pra-Ferriere) transect was sampled in the hanging-wall of the west-dipping Camp des Fourches Normal fault at the rim of the Argentera-Mercantour ECM; and (2) the southern (Isola-Vinadio) transect was sampled in the core of the massif to compare its exhumation history far from the transtensional system. Both transects are perpendicular to the main NW-SE dextral faults located in the western part of the massif. Sampled lithologies include metamorphic and magmatic rocks such as micaschists, gneisses, granites from the Variscan Argentera-Mercantour ECM basement and sandstones from the sedimentary cover.

Technical details are described in **Table 2-6** and **Table 2-7**. In each samples, AFT ages were calculated using the Trackkey software (Dunkl, 2002). Each AHe age typically comprises 3-4 replicates the mean of which is reported in **Table 2-7**.

III.2.4.2. Results

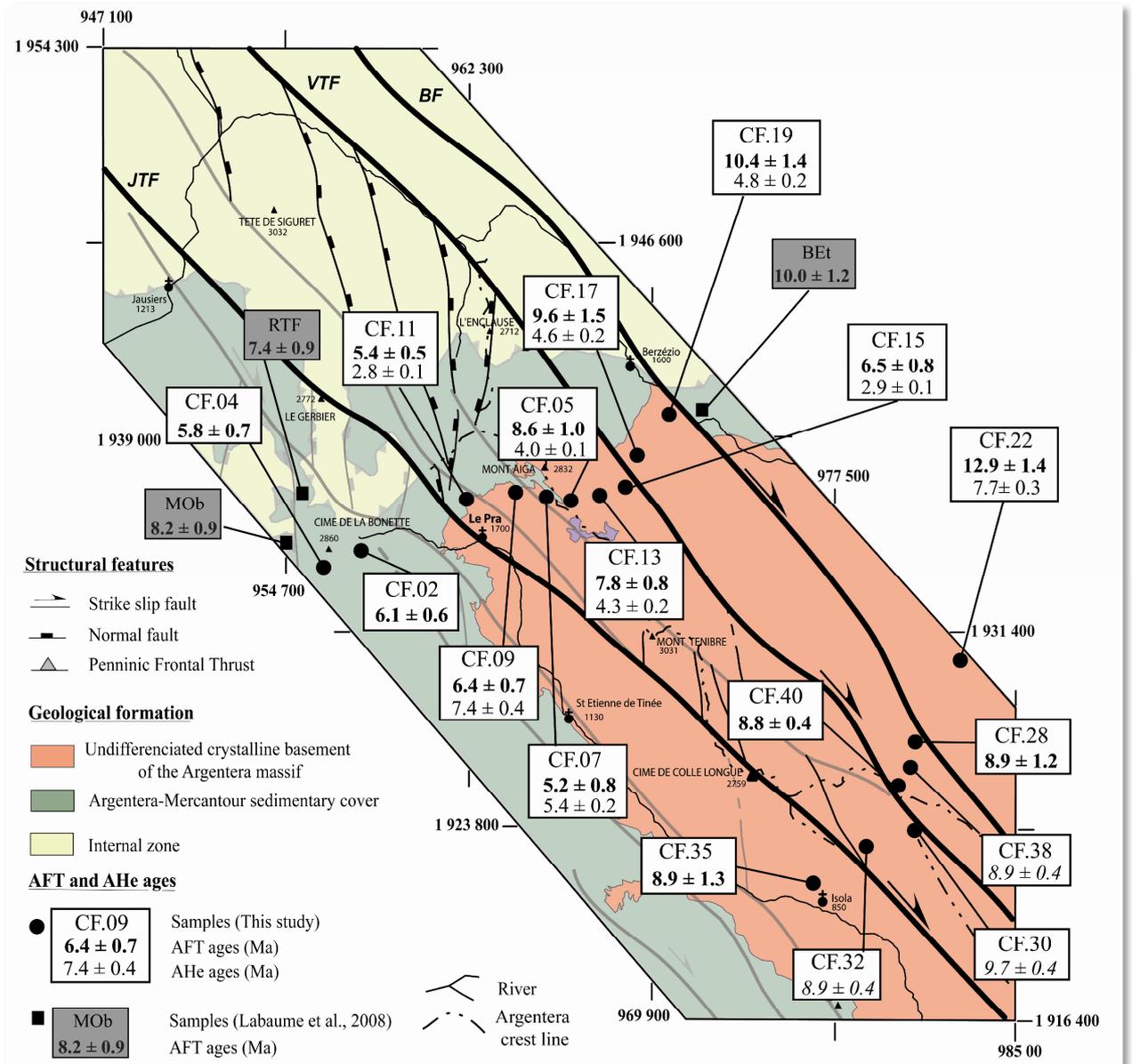


Figure 2-17. Fault network of the NW Argentera, with AFT and AHe results obtained in this study and from Labaume et al. (2008) (greyscale). **BF:** Bersézió fault; **JTF:** Jausiers-Tinée fault; **VTF:** Valletta fault. Projection latitude/longitude coordinates are according the Lambert II extended system.

AFT ages from basement rocks all range from 5.2 ± 0.8 to 12.9 ± 1.4 Ma over the whole massif (**Figure 2-17**). For sedimentary samples, AFT ages are in the same range (6.1 ± 0.6 and

5.8 ± 0.7), and clearly younger than their depositional age. For each of the two transects, AFT data shows a general gradient across the dextral Valletta and Bersezio faults system with ages globally younging when going towards the SW (**Figure 2-18**). In the northern transect, the western part to the Valletta fault preserves ages well correlated with topography ranging between 5.2 ± 0.8 and 8.6 ± 1.0 Ma over an altitude difference of ~ 1 km, while to the east the ages are older at a lower elevation (9.6 ± 1.5 and 10.4 ± 1.4 Ma). The age difference between sides of the fault is therefore of $4-5 \pm 1$ Ma. In the southern transect, similar ages of 8.9 ± 1.2 Ma are obtained on both sides of the Valletta Fault, while an older age of 12.9 ± 1.4 Ma is obtained east of the Bersezio Fault at lower elevation. This distribution in AFT age groups separated by major faults is likely due to faulting.

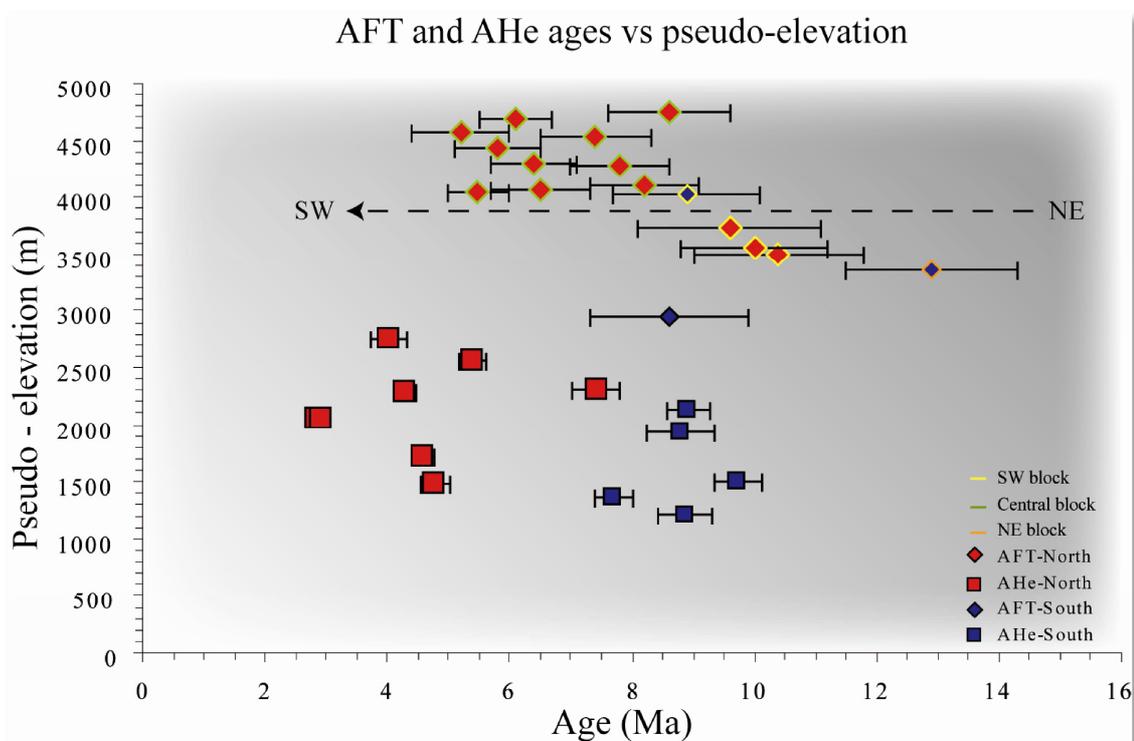


Figure 2-18. Age versus pseudo-elevation plot representing a pseudo-vertical transect of the two profiles constructed from AFT and AHe ages. The AHe ages are plotted as a function of age and elevation. Pseudo-elevations correspond to the recalculated elevation value, taking into account the depth difference related to accepted values of closure temperature for AFT (110°C) and AHe (70°C), and assuming a geothermal gradient of $22.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Crouzet et al., 1999).

AHe ages as expected, most often younger than AFT ages and range from 2.8 ± 0.1 Ma to 9.7 ± 0.4 Ma in the entire studied area without any correlation between age and elevation. Most of AHe ages in the northern transect are younger than 6 Ma except one at 7.4 ± 0.4 Ma (CF.09).

Systematic differences of 3 to 6 Ma are obtained between the AFT and AHe ages (**Figure 2-18**), indicating a relatively slow cooling rate (8°C/Ma). The anomalously old AHe age (CF.09) might be explained by undetectable U-Th rich micro-inclusions (Belton et al., 2004) as the strong AHe age variability of replicate dating suggests. AHe ages in the southern transect are older. They range from 7.7 ± 0.3 to 9.7 ± 0.4 Ma, and are similar within error to the AFT ages. This might be explained by several processes such as (1) underestimating of FT annealing (Hendricks and Redfield, 2004) (2) enhanced He retention (Green et al., 2006; Shuster et al., 2006) or (3) overestimation of He ages due to U-Th zonation (Hourigan et al., 2005). However, the good reproducibility of replicate analysis indicates that such processes are unlikely. Thus the overlapping of AFT and AHe ages within error rather supports the hypothesis of a rapid cooling event in this transect.

III.2.5. Discussion: tectonic implications.

III.2.5.1. Exhumation along transpressive dextral faults in the Argentera-Mercantour ECM during the Miocene (22-8 Ma).

Evidence for the onset of right-lateral transpressive displacements is documented in ductile conditions at c. 15 km depth and at ~ 22 Ma by phengite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and barometry (Corsini et al., 2004; **Figure 2-19**). A continuous tectonic evolution is observed from ductile to brittle conditions along strikes of the main dextral N140°E faults, with same slip of shear (Baietto et al., 2009). Thus, the significant AFT age differences obtained across the Argentera-Mercantour from NE (12.9 Ma) to SW (5.2 Ma) may be interpreted as resulting from relative uplift of blocks along mainly transpressive N140°E faults, as previously suggested by Bigot-Cormier et al. (2006).

This relative uplift of NE blocks is also evidenced by full reset of ZFT ages in these domains while SW blocks have retained their pre-Alpine ZFT ages (Bigot-Cormier et al., 2006). Combining $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and AFT ages yields an average cooling rate of ~ 21 °C.Ma⁻¹ from 22 to 10 Ma. Further cooling below 70°C (AHe) in the southern transect has occurred at c. 8 Ma (**Figure 2-19**). This exhumation likely occurred by some pulses of tectonic activity as suggested by the acceleration in cooling rates at 8-9 Ma. In any case, it is likely that the exhumation of the Argentera-Mercantour massif was always in a transpressive context between 22 and 8 Ma (**Figure 2-20a**). Uplift of the Argentera-Mercantour ECM was accommodated by a combination of vertical uplift along right-lateral strike-slip faults and S-vergent thrusts in front of the Ivrea body (Paul et al., 2001; Schreiber et al., 2010).

Sample no.	He nmol/g	U (ppm)	Th (ppm)	F _T	He raw age (Ma)	He corr. age (Ma)	error Abs	Std dev
Northern transect								
CF06-05	0,419	22,84	2,05	0,80	3,3	4,1	0,3	
	0,412	22,38	2,19	0,78	3,3	4,2	0,3	
	0,405	25,87	1,91	0,79	2,8	3,6	0,3	
	0,160	8,58	3,11	0,76	3,2	4,2	0,3	
mean	0,349	19,92	2,32	0,78	3,2	4,0	0,1	0,3
CF06-07	0,396	16,25	3,19	0,72	4,3	5,9	0,4	
	0,101	4,18	1,34	0,73	4,2	5,7	0,4	
	0,118	5,79	1,10	0,77	3,6	4,6	0,3	
	mean	0,205	8,74	1,87	0,74	4,0	5,4	0,2
CF06-09	0,373	21,05	1,26	0,76	3,2	4,2	0,3	
	2,087	20,82	2,22	0,76	18,0	23,6	1,7	
	0,544	11,27	1,03	0,82	8,7	10,6	0,7	
	mean	0,459	16,16	1,15	0,79	6,0	7,4	0,4
CF06-11	0,137	11,82	2,84	0,75	2,0	2,7	0,2	
	0,111	9,29	1,56	0,79	2,1	2,7	0,2	
	0,201	14,47	2,17	0,77	2,5	3,2	0,2	
	mean	0,149	11,86	2,19	0,77	2,2	2,8	0,1
CF06-13	0,228	14,02	0,88	0,75	2,9	3,9	0,3	
	0,121	7,34	1,14	0,73	2,9	4,0	0,3	
	0,174	8,84	1,65	0,70	3,5	4,9	0,3	
	mean	0,174	10,07	1,22	0,73	3,1	4,3	0,2
CF06-15	0,186	13,03	2,25	0,69	2,5	3,3	0,2	
	0,067	6,27	0,44	0,71	1,9	2,4	0,2	
	0,113	8,23	0,56	0,78	2,5	3,1	0,2	
	mean	0,122	9,17	1,08	0,72	2,3	2,9	0,1
CF06-17	0,251	14,56	2,06	0,75	3,1	4,1	0,3	
	0,360	18,66	2,79	0,72	3,4	4,8	0,3	
	0,393	18,61	2,70	0,77	3,8	4,9	0,3	
	mean	0,335	17,28	2,52	0,75	3,4	4,6	0,2
CF06-19	0,450	19,96	4,62	0,78	3,9	5,0	0,4	
	0,506	25,27	6,53	0,77	3,5	4,5	0,3	
	0,797	17,91	6,42	0,72	7,5	10,4	0,7	
	mean	0,478	22,62	5,58	0,78	3,7	4,8	0,2
Southern transect								
CF06-22	0,670	20,90	2,35	0,79	5,7	7,3	0,5	
	1,244	41,59	3,03	0,76	5,4	7,1	0,5	
	0,702	19,25	2,53	0,75	6,5	8,7	0,6	
	mean	0,872	27,25	2,64	0,77	5,9	7,7	0,3
CF06-30	0,648	14,09	2,65	0,76	8,1	10,7	0,7	
	0,843	25,62	4,72	0,73	5,8	8,0	0,6	
	0,822	18,69	2,77	0,74	7,8	10,5	0,7	
	mean	0,771	19,46	3,38	0,74	7,2	9,7	0,4
CF06-32	0,587	8,63	1,62	0,81	12,0	14,7	1,0	
	0,410	10,00	2,00	0,77	7,2	9,3	0,7	
	0,189	4,86	1,49	0,79	6,7	8,4	0,6	
	mean	0,299	7,43	1,75	0,78	6,9	8,9	0,4
CF06-38	0,87	21,54	3,75	0,77	7,1	9,3	0,7	
	0,56	13,60	2,08	0,80	7,3	9,2	0,6	

Table 2-7. AHe data. Measurements were made by degassing apatite multigrain (3 or 4) aliquots through laser heating and evaluating 4He on a quadrupole mass spectrometry at the University of Kansas, IGL. Grains were retrieved, dissolved in HNO₃, spiked with ²³⁰Th and ²³⁵U, and analysed for U and Th by ICP-MS at the University and Birkbeck College of London, Thermochronometry Research Group. For the raw AHe ages an alpha-ejection correction was applied based on measured grain dimensions (Farley et al., 1996) using the procedure of Gautheron et al. (2006). The estimated analytical uncertainty for AHe ages based on age standards is about 7% for Durango apatite (2σ). These are the default uncertainty values used on a sample unless the standard deviation from the sample replicate ages is higher in which case the latter is used.

In front of the ECM, the southward propagation of a thrust-and-fold-belt down to the Ligurian margin is also documented during this same period of time (22-8 Ma e.g., [Gidon and Pairis, 1992](#); **Figure 2-19**; **Figure 2-20a**). This along with the relative uplift of the ECM suggests a cover-basement decoupling until ~8 Ma.

III.2.5.2. Onset of the Embrunais-Ubaye transtensional system at 8-5 Ma

The Ubaye-Embrunais domain is a tectonic depression bounded by SE dipping normal faults along the Pelvoux ECM and NW dipping normal faults along the Argentera-Mercantour ECM (see §III.2.2 and **Figure 2-16**). To the NW, E-dipping normal faults reactivated the Penninic Frontal Thrust and AFT ages are of 5-6 Ma in the hanging-wall part ([Sue and Tricart, 1999](#); [Tricart et al., 2007](#)).

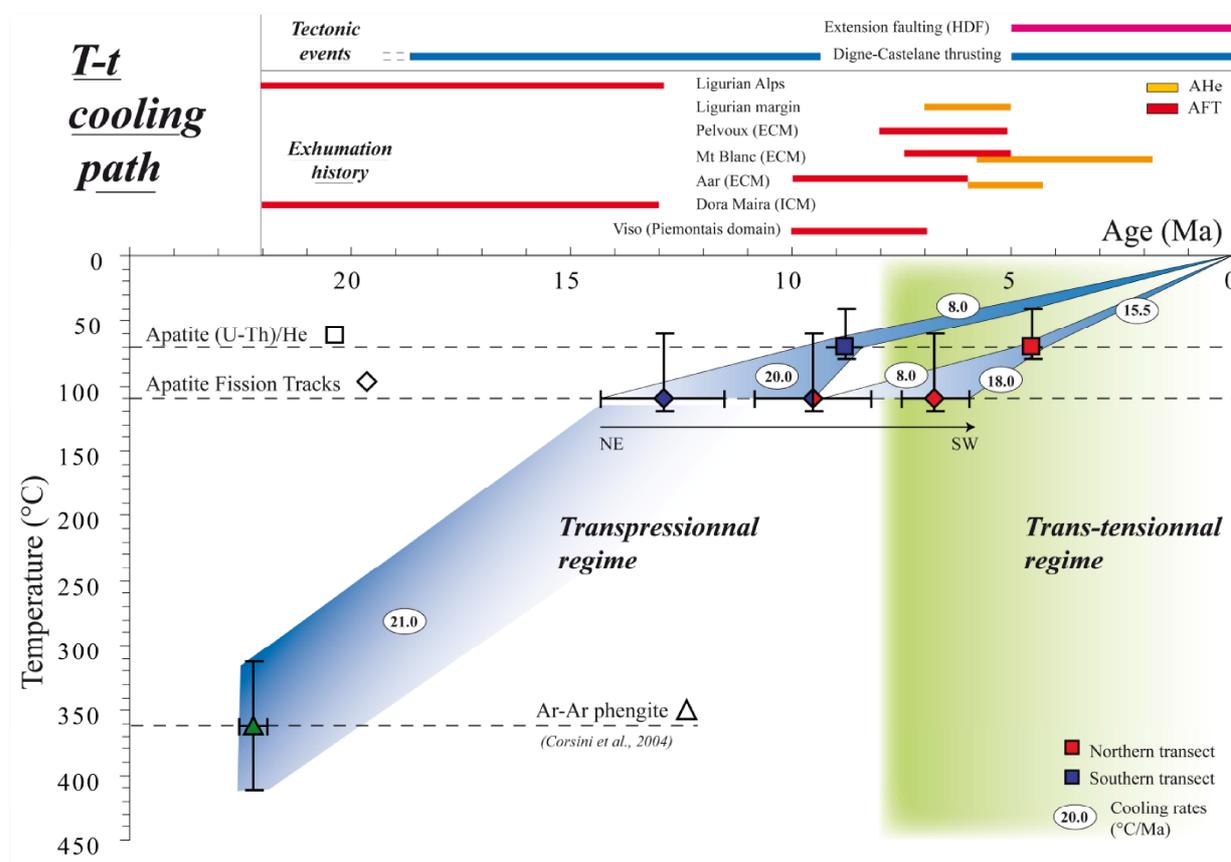


Figure 2-19. Temperature-Time paths for the Argentera-Mercantour ECM and exhumation history versus tectonic events in the Western Alps. The AFT and AHe age reported in the T-t path are mean weighted ages for each compartment described in the text. Cooling rates are also indicated for each coupled thermochronometers. The vertical grey rectangle represents the transition from transpressionnal to transtensional regimes at ca. 8-5 Ma. Literature data are quoted for the tectonic and exhumation history of ECM and related sedimentary cover ([Gidon and Pairis, 1992](#); [Fügenschuh and Schmid, 2003](#); [Tricart et al., 2007](#); [Glotzbach et al., 2008](#); [Reinecker et al., 2008](#); [Vernon et al., 2009](#)), the evolution of Internal zones ([Fügenschuh and Schmid, 2003](#); [Sue et al., 2007](#); [Schwartz et al., 2007](#); [Tricart et al., 2007](#)), the Ligurian Alps ([Bertotti et al., 2006](#)) and Ligurian margin ([Foeken et al., 2003](#)).

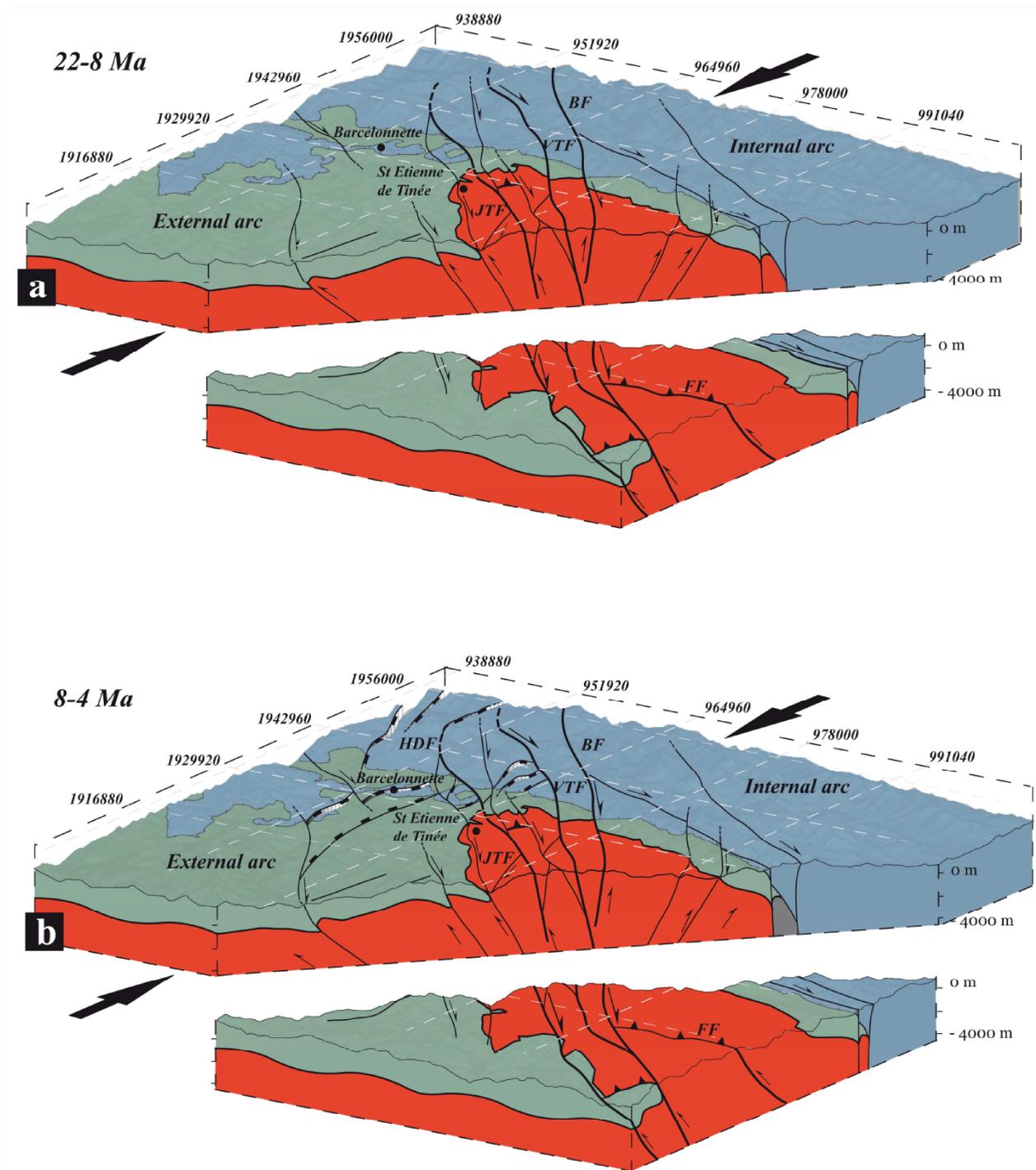


Figure -2-20. Block diagram of the NW part of the Argentera-Mercantour ECM showing the geometry and main tectonic motions during (a) the Miocene (22-8 Ma) and (b) late Miocene-Pliocene period (8-4 Ma). Transpressive motions in response to the compression of the Ivrea body occurred during Miocene period, and are responsible for the important part of the Argentera-Mercantour exhumation. Transtensive motions developed in the NW part of the Argentera-Mercantour massif at around 4-5 Ma. This transcurrent motion is still currently active as shown by Sanchez et al. (2010a,b). Uplift and subsidence block are marked by the features + and – respectively. **BF**: Bersézio fault; **FF**: Fremamorte fault; **HDF**: High Durance fault; **JTF**: Jausiers-Tinée fault; **PFT**: Penninic Frontal Thrust; **VTF**: Valletta fault. Projection latitude/longitude coordinates are according the Lambert II extended system.

In the NW Argentera-Mercantour ECM, the AFT ages obtained in this study and those from [Labaume et al. \(2008\)](#) show similar within-error values in the crystalline basement and its overlying sedimentary cover, which clearly shows that there was no cover-basement decoupling after ~8 Ma. Further, no systematic differences in AHe ages were obtained across-strike of the main strike-slip faults, indicating the absence of differential exhumation along these after 8 Ma. Younger AHe ages (4-5 Ma) are obtained in the northern transect close to the Ubaye-Embrunais transtensional domain than in the southern one (8-9 Ma; **Figure 2-18**). This age difference suggests a later exhumation in the NW part of the Argentera-Mercantour ECM, which remained at $T > 70^{\circ}\text{C}$ until ~5 Ma (**Figure 2-19**).

Therefore, based on the symmetrical structure of the SE Pelvoux and NW Argentera-Mercantour massifs on either side of the Ubaye-Embrunais depression, and on their comparable exhumation history, we interpret the 4-5 Ma age clustering at the NW rim of the Argentera-Mercantour ECM as resulting from the onset of a transtensional regime in the Ubaye-Embrunais area (**Figure 2-19**; **Figure 2-20b**). This reconciles the late denudation history of both ECM, and the coincidence of extensional and right-lateral tectonics, as previously suggested by [Tricart \(2004\)](#).

III.2.5.3. Implications for the tectonic evolution of SW Alps

This study confirms the importance of strike-slip tectonics in the late (<20 Ma) exhumation of the ECM. Indeed, right-lateral tectonics are an ongoing process in the SW Alps from at least 22 Ma in the Argentera-Mercantour massif, and is still reflected in the seismological data ([Jenatton et al., 2007](#)). The permanence of dextral tectonics invalidates the model of west-ward indentation, which would imply left-lateral displacements along the SW margin of Apulia. Further, extensional tectonics are not ascribed to gravitational collapse but to some transtensional accommodation in a general context of Apulia rotation. Such model of rotation is also supported by paleomagnetic data showing average 30° anticlockwise rotation in the internal domain ([Collombet et al., 2002](#)).

III.2.6. Acknowledgments

We wish to thank J. Schneider, D. Schreiber, G. Giannerini and J.M. Lardeaux for their constructive discussions. We are grateful to M. Manetti for his technical helpful. Further reviews by M. Zattin, P. Tricart, C. Sue, one anonymous reviewer, and editorial work by G.V. Dal Piaz and C. Doglioni have significantly improved the previous version of this paper.

III.2.7. References

- Agard, P., Monié, P., Jolivet, L. & Goffé, B., 2002. In situ laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Schistes Lustrés complex: implications for the exhumation of the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 599-618.
- Baietto, A., Perello, P., Cadoppi, P. & Martinotti, G., 2009. Alpine tectonic evolution and thermal water circulations of the Argentera Massif (South-Western Alps). *Swiss Journal of Geosciences*, **102**(2), 223-245.
- Belton, D. X., Brown, R. W., Kohn, B. P., Fink, D. & Farley, K. A., 2004. Quantitative resolution of the debate over antiquity of the central Australian landscape: implications for the tectonic and geomorphic stability of cratonic interiors. *Earth and Planetary Science Letters*, **219**(1-2), 21-34.
- Bertotti, G., Mosca, P., Juez, J., Polino, R. & Dunai, T., 2006. Oligocene to Present kilometres scale subsidence and exhumation of the Ligurian Alps and the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy) revealed by apatite (U-Th)/He thermochronology: correlation with regional tectonics. *Terra Nova*, **18**(1), 18-25.
- Bigi, G., Castellarin, A., Coli, M., Dal Piaz, G. V., Sartori, R., Scandone, P. & Vai, G. B., 1990. Structural Model of Italy 1:500.000, sheet 1. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, SELCA Firenze.
- Bigot-Cormier, F., Sosson, M., Poupeau, G., Stephan, J.-F. & 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., Eva E, Massironi M., Solarino S., 2000. Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidence from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology. *Journal of Geodynamics*, **30**, pp. 205-228.
- Bogdanoff, S., Michard, A., Mansour, M. & 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**, 117-125.
- Cederbom, C. E., Sinclair, H. D., Schlunegger, F. & Rahn, M. K., 2004. Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology*, **32**(8), 709-712.
- Ceriani, S., Fügenschuh, B. & Schmid, S., 2001. Multi-stage thrusting at the "Penninic Front" in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs. *International Journal of Earth Sciences*, **90**(3), 685-702.

- Champagnac, J. D., Van der Beek, P., Diraison, G. & 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.
- Champagnac, J. D., Molnar, P., Anderson, R. S., Sue, C. & Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology*, **35**(3), 195-198.
- Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B., Tricart, P., Allanic, C. & Burkhard, M., 2006. Miocene lateral extrusion in the inner western Alps revealed by dynamic fault analysis. *Tectonics*, **25**, TC3014, doi:10.1029/2004TC001779.
- Ciancaleoni, L. & Marquer, D., 2008. Late Oligocene to early Miocene lateral extrusion at the eastern border of the Lepontine dome of the central Alps (Bergell and Insubric areas, eastern central Alps). *Tectonics*, **27**, TC4008, doi:10.1029/2007TC002196. .
- Collombet, M. Thomas, J.C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J.P., & Gratier, J.P., 2002. Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, **21**, 14.1-14.15.
- Corsini, M., Ruffet, G. & Caby, R., 2004. Alpine and late hercynian geochronological constraints in the Argentera Massif (Western Alps). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97**, 3-15.
- Coward, M. & Dietrich, D., 1989. Alpine Tectonics: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, **45**, 1-29.
- Crouzet, C., Menard, G. & Rochette, P., 1999. High-precision three-dimensional paleothermometry derived from paleomagnetic data in an Alpine metamorphic unit. *Geology*, **27**(6), 503-506.
- Dal Piaz G. V., Bistacchi A. & Massironi M., 2003. Geological outline of the Alps. *Episodes*, **26/3**, 175-180.
- Dal Piaz, G. V., Hunziker, J. C. & Martinotti, G., 1972. La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, **11**, 433-460.
- Dunkl, I., 2002. TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers and Geosciences*, **28**(3-12).
- Ehlers, T. A. & Farley, K. A., 2003. Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters*, **206**(1-2), 1-14.

- Farley, K. A., 2000. Helium diffusion from apatite: General behaviour as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research*, **105**.
- Farley, K. A., Wolf, R. A. & Soilver, L. T., 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **60**(21), 4223-4229.
- Foeken, J. P. T., Dunai, T. J., Bertotti, G. & 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.
- Fügenschuh, B. & 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**(doi: 10.1130/B25092.1), 1425-1440.
- Gallagher, K., Brown, R. & Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **26**, 519-572.
- Gautheron, C. E., Tassan-Got, L. & Farley, K. A., 2006. (U-Th) /Ne chronometry. *Earth and Planetary Science Letters*, **243**, 520-535.
- Gidon, M. & Pairis, J. L., 1992. Relations entre le charriage de la nappe de Digne et la structure de son autochtone dans la vallée du Bès. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **85** (2), 327-359.
- Glotzbach, C., Reinecker, J., Danišík, M., Rahn, M., Frisch, W. & Spiegel, C., 2008. Neogene exhumation history of the Mont Blanc massif, western Alps. *Tectonics*, **27**, TC4011, doi:10.1029/2008TC002257.
- Green, P. F., Crowhurst, P. V., Duddy, I. R., Japsen, P. & Holford, S. P., 2006. Conflicting (U-Th)/He and fission track ages in apatite: Enhanced He retention, not anomalous annealing behaviour. *Earth and Planetary Science Letters*, **250**(3-4), 407-427.
- Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., Tingate, P. R. & Laslett, G. M., 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite : 1. A qualitative description. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, **59**, 237-253.
- Hendriks, B. W. H. & Redfield, T. F., 2005. Apatite fission track and (U-Th)/He data from Fennoscandia: An example of underestimation of fission track annealing in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, **236**(1-2), 443-458.
- Hourigan, J. K., Reiners, P. W. & Brandon, M. T., 2005. U-Th zonation dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**(13), 3349-3365.

- Hurford, A. J., 1990. Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Working Group of the I.U.G.S. *Subcommission on Geochronology. Chemical Geology (Isotopes Geosciences Section)*, **80**, 171-178.
- Hurford, A. J. & Green, P. F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology*, **1**, 285-317.
- Jenatton, L., Guiguet, R., Thouvenot, F. & Daix, N., 2007. The 16,000 event 2003-2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *Journal of Geophysical Research*, **112**.
- Labaume, P., Jolivet, M., Souquière, F. & 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**(2), 95-101.
- Leloup, P. H., Arnaud, N., Sobel, E. R. & Lacassin, R., 2005. Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc. *Tectonics*, **24**.
- Molnar, P., 2004. Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: How might climate change have affected erosion rates ? *Annual Review of Earth and Planetary Science* **32**, 67-89, doi:10.1130/G19445.1.
- Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Béthoux, N. & Fréchet, J., 2001. A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research*, **106**.
- Polino, R., Dal Piaz, G. V. & Gosso, G., 1990. Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. *Mémoires de la Société Géologique de France*, **156**, 345-367.
- Reinecker, J., Danišík, M., Schmid, C., Glotzbach, C., Rahn, M., Frisch, W. & Spiegel, C., 2008. Tectonic control on the late stage exhumation of the Aar Massif (Switzerland): Constraints from apatite fission track and (U-Th)/He data. *Tectonics*, **27**.
- Ring, U., Brandon, M. T., Willett, S. D. & Lister, G. S., 1999. Exhumation processes. *Geological Society, London, Special Publications*, **154**(1), 1-27, 10.1144/GSL.SP.1999.154.01.01
- Rolland, Y., Corsini, M., Rossi, M., Cox, S. F., Pennachioni, N., Mancktelow, N. & Bouillier, A.M., 2007. Comment on "Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc" by P. H. Leloup, N. Arnaud, E. R. Sobel, R. Lacassin. *Tectonics*, **26**, TC2015, doi:10.1016/0040-1951(75)90154-7.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Corsini, M., Braucher, R., Bourlès, D., Arnold, M. & Aumaître, G., 2010a. Relationships between tectonics, slope instability and climate change: Cosmic ray

- exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps. *Geomorphology*, **117**, 1-13.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Schreiber, D., Giannerini, G., Corsini, M. & Lardeaux, J.-M., 2010b. The active fault system of SW Alps. *Journal of Geodynamics*, **49**, 296-302.
- Schreiber, D., Lardeaux, J.-M., Martelet, G., Courrioux, G. & Guillen, A., 2010. 3-D modelling of Alpine Mohos in Southwestern Alps. *Geophysical Journal International*, **180**(3), 961-975.
- Schwartz, S., Lardeaux, J.-M., Tricart, P., Guillot, S. & Labrin, E., 2007. Diachronous exhumation of HP-LT metamorphic rocks from southwestern Alps: evidence from fission-tracks analysis. *Terra Nova*, DOI : **10.1111/j.1365-3121.2006.00728.x**.
- Shuster, D. L., Flowers, R. M. & Farley, K. A., 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, **249**(3-4), 148-161.
- Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M. & Fornari, M., 2009. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma). *Terra Nova*, **21**(2), 127-136.
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.-D., Allanic, C., Tricart, P. & 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. & Tricart, P., 1999. Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **92**, 171-181
- Sue, C. & Tricart, P., 2003. Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics*, **22** (5), 1-25.
- Tapponnier, P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7**, 437-460.
- Tricart, P., 1984. From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the Western Alps. *American Journal of Science*, **284**(2), 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., Lardeaux, J.-M., Schwartz, S. & 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**(6), 299-310.

- Tricart, P., Van Der Beek, P., Schwartz, S. & 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, London*, **164**(1), 163-174.
- Vernon, A. J., van der Beek, P. A., Sinclair, H. D., Persano, C., Foeken, J. & Stuart, F. M., 2009. Variable late Neogene exhumation of the central European Alps: Low-temperature thermochronology from the Aar Massif, Switzerland, and the Lepontine Dome, Italy. *Tectonics*, **28**.
- Vernon, A. J., van der Beek, P. A., Sinclair, H. D. & Rahn, M. K., 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**(3-4), 316-329.
- Vialon, P., Rochette, P. & Ménard, G., 1989. Indentation and rotation in the western Alpine arc. *Special Publication of Geological Society of London*, **45**, 329-338.
- Willett, S. D., 1999. Orogeny and orography: the effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 28957-28981.
- Wolf, R. A., Farley, K. A. & Kass, D. M., 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer. *Chemical Geology*, **148**(1-2), 105-114.

Chapitre 3

*Mouvements horizontaux :
champ de déformation Miocène
à actuel et ses relations avec
les grands mouvements
de versants.*

« Ceux qui ont une foi excessive en leurs idées
ne sont pas armés pour faire une découverte. »

Claude Bernard.



CHAPITRE 3: CHAMP DE DEFORMATION MIOCENE A ACTUEL ET SES RELATIONS AVEC LES MOUVEMENTS DE VERSANTS.

*L*a compréhension de la dynamique de l'arc externe, et plus particulièrement de l'exhumation du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour, son impact sur la couverture sus-jacente ainsi que ses relations avec la dynamique des unités internes requiert une analyse du champ de déformation du Miocène à l'actuel. La caractérisation des champs de déformation successifs est toujours un exercice délicat nécessitant des contraintes chronologiques. Les bassins sédimentaires, de part leur enregistrement continu des apports détritiques constitue un objet pertinent permettant de contraindre l'âge des déformations dans les couvertures sédimentaires. Logiquement, non applicable dans les massifs cristallins, le recours à des méthodes de datations absolues est dans ce cas obligatoire. Depuis une dizaine d'années, la méthode des cosmonucléides (^{10}Be ,...) produit par interaction du rayonnement cosmique avec les roches a révélé tout son potentiel et son intérêt dans l'étude de la tectonique récente de surface.

La première partie présente le travail effectué dans la couverture de l'arc de Nice. Une analyse de la sédimentation dans le bassin de Roquebrune Cap-Martin, seul marqueur sédimentaire de la déformation miocène dans ce secteur a été réalisée.

La deuxième partie est une synthèse des déformations plio-quadernaires à actuelle dans les Alpes Sud-Occidentales. Ces données, en complément de la littérature, permettent d'élaborer un nouveau schéma tectonique du réseau de failles actives à l'échelle régionale ouvrant une discussion sur l'aléa sismique dans une région à sismicité modérée et densément peuplée.

La troisième partie concerne l'aléa gravitaire dans le massif de l'Argentera-Mercantour et ses relations avec la tectonique active. Les analyses structurales et géochronologiques (cosmonucléides ^{10}Be) ainsi que la caractérisation des grands mouvements de versant le long du système de failles actives dans cette zone ont permis d'évaluer le rôle de la tectonique dans la dynamique gravitaire.

I. DEFORMATION MIOCENE DANS LES ARCS DE NICE ET DE ROYA

Évolution tectono-sédimentaire du bassin Miocène de Roquebrune-Cap Martin et de ses bordures : âge et modalités de déformation des arcs de Nice et de la Roya (Publication 3).

Miocene tectono-sedimentary evolution of the arc de Nice and Arc de Roya: new investigations on the Miocene Roquebrune-cap martin basin

Article soumis aux Comptes Rendus Géosciences.

Gérard Giannerini^{a*}, Guillaume Sanchez^a, Dimitri Schreiber^a, Jean-Marc Lardeaux^a, Yann Rolland^a

^aUniversité de Nice Sophia Antipolis (UNS), UMR GeoAzur, 28 avenue Joseph Vallot, Parc Valrose, BP 2135, 06108 Nice, France.

RESUME

Le bassin miocène de Roquebrune-Cap Martin (BRCM) constitue l'unique marqueur sédimentaire permettant de contraindre l'âge et la cinématique de la tectonique de l'arc de Nice (Alpes du Sud). Localisé sur la bordure orientale de l'Arc de Nice, l'analyse structurale et sédimentologique du bassin miocène de Roquebrune-Cap Martin montre le lien très étroit qui existe entre la formation du bassin, son remplissage sédimentaire et la tectonique de cette bordure. Le bassin de Roquebrune-Cap Martin apparaît génétiquement lié au fonctionnement de décrochevements NS senestres, en échelon, qui constituent la bordure orientale de l'Arc. Cette déformation compressive en accord avec une direction de raccourcissement subméridienne débute ainsi à l'Aquitaniien, et se poursuit au moins jusqu'au Tortonien. Cet épisode de raccourcissement est responsable de la mise en place des structures principales de l'Arc de Nice et du déplacement généralisé de la couverture vers le Sud en relation avec le jeu synchrone de la rampe latérale senestre Monaco-Mont Gros-Breil. La déformation synsédimentaire NS est de même âge et de mêmes axes que celle qui a été mise en évidence dans l'arc de Digne-Castellane.

ABSTRACT

The Miocene Roquebrune-Cap Martin Basin (RCMB) represents the only sedimentary marker allowing to precise the timing and the kinematic of the tectonic pattern in the Nice Arc (subalpine chain, South-Western Alps). Structural analysis of the Eastern part of the Nice Arc and specifically sedimentological analysis of the Miocene Roquebrune-Cap Martin Basin (RCMB) reveal the spatial and temporal link between syn-sedimentary fillings and tectonic in this area. The RCMB is linked to a N-S Breil-Sospel-Monaco strike slip fault system which represents the eastern side of the Nice E-W oriented fold and thrust arc. These structures are active during Miocene times (Aquitanian to Tortonian) in a sub-meridian shortening regime responsible of the southward motion of the Nice Arc sedimentary cover. At regional scale, this tectonic context is agreement with the timing and type of deformation observed along the Digne-Castellane fold and thrust belt.

Mots clefs: Tectonique synsédimentaire, Miocène, Alpes subalpines méridionales, Arc de Nice, Bassin transtensif, Failles décrochantes, Tectonique de couverture

Keywords: synsedimentary tectonics, Miocene, South-Western Alps, Nice folds and thrust arc, transtensive basin, Strike slip faults, Fold tectonics.

I.1. Abridged English version

I.1.1. Introduction

In the Subalpine Chains of Southeast France, the analysis of the composition and the spatiotemporal distribution of syn-orogenic sediments from foreland basins provide a powerful tool for dating alpine deformation phases. In the Arc de Castellane, Late Cretaceous to Upper Eocene-Oligocene, shortening is described (Goguel, 1936; De Graciansky, 1972; Gigot et al., 1974; Campredon et al., 1977; Campredon and Giannerini, 1982; Schreiber et al., submitted), but the overall arcuate fold and thrust pattern is thought to be developed from Miocene (Ginsburg, 1959; Clauzon, 1975; Gigot et al., 1975; Tapoul, 1977; Giannerini, 1980-1981; Gidon, 1997; Laurent et al., 2000) to Late Pliocene (Gigot et al., 1974; Gidon, 1977; Hippolyte and Dumont, 2000). In the Arc de Nice, the age of alpine deformation is less clear (Gèze, 1960a,b; Bulard, 1975; Perez, 1975; Ritz, 1991; Guardia et al., 1996; Bigot-Cormier et al., 2004) and the Roquebrune-Cap Martin Miocene Basin (RCMB), which represents only Miocene outcrop of the

region, provides a unique opportunity to date the deformation. The aim of this paper is thus to discuss the relations between sedimentation and tectonics in this basin.

I.1.2. Geological context

The Arc de Nice is a fold and thrust belt bounded by two main strike-slip systems (**Figure 3-1**). To the West, the N-S trending, dextral, Aspremont-St Blaise structure accommodates the southward displacement of the Arc de Nice (Lanteaume, 1962; Campredon et al., 1977; Ritz, 1991), while to the East the N 20°-N30° oriented Breil-Sospel-Monaco system (Gèze, 1960a,b; Bulard, 1975; Perez, 1975) represents the transition with the Arc de Roya, which is considered as the relative autochthon of the Arc de Nice. Up to now, five periods of fold/thrust-producing deformation have been described in this area (Gèze, 1960a; Perez, 1975; Guardia et al., 1996).

I.1.3. Finite strain fields in the Arcs de Nice and de Roya and structural evolution of the RCMB

Figure 3-2 presents the structural pattern of the study area which results from the superposition of two finite strain fields: a first N50°E shortening episode (N140°E folds) followed by N-S shortening event (Mont Gros and Sainte Agnès-Castillon en-échelon strike-slip faults and associated thrusts). The RCMB is bounded to the South-east by the Cap Martin anticline and to the West by the Mont-Gros strike-slip fault (**Figure 3-3**). The latter is underlined by the morphology of the upper Jurassic limestone (**Figure 3-4a**) in which kinematic criteria indicates a sinistral movement with an inverse component. All the available structural data (**Figure 3-3**) have been integrated in the the “3D GeoModeller” software developed conjointly by the French Geological Survey (BRGM) and Intrepid Geophysics Company. This software was developed especially for geological applications in order to produce 3D geological models of complex tectonic structures (Calcagno et al., 2008). Two cross-sections have been extracted from the 3D model of the RCMB (**Figure 3-5** and **Figure 3-6**) showing first the discordance of the Miocene sediments on the N140°E oriented Cap Martin anticline and second the asymmetry of the RCMB sediments, typical for syn-tectonic basins. On the N-S cross-section (**Figure 3-5b**) sediments are dipping (45°) to the south and a N100°E oriented fold is observed in the basin axis. In the field, we observe conjugated, metric-scale, N0°E-20°E sinistral and N140°E dextral strike-slip faults as well as N100°E-70°E inverse faults, compatible with N-S shortening.

Sediments of the RCMB are mainly conglomerates, sandstones and breccias heterogeneously distributed from the western border to the centre of the basin (**Figure 3-3 and Figure 3-5a**). In the central part of the basin, the sediments are mainly conglomerates alternating with sandstones and marls SW dipping about 20° (**Figure 3-3 and Figure 3-5b**). The pebbles are polygenic with dominant Mesozoic sediments and minor hercynian basement rocks, Permian sediments, Helminthoïdes flysches and radiolarites or serpentinites. Sedimentary structures indicate a transport from North to South (**Figure 3-4**). In this series, we observed meter to 300 meter long olistolithes and breccias of Jurassic to Cretaceous limestones (**Figure 3-4b and Figure 3-5**) embedded in the conglomerates stratification (**Figure 3-4b and Figure 3-6**). Their structures are compatible with a West to East transport, on short distances from the Mont Gros area. At the western border of the basin, a map of isopachous curves have been calculated and extracted from the 3D model showing a maximal thickness of Miocene sediments along the Mont Gros strike-slip fault (**Figure 3-6a**). In the field, along this fault, downslope detritic formations are made of marine monogenic breccias of Jurassic limestones embedded in a matrix of biotrital, fossiliferous, limestone (**Figure 3-4c**). This formation of marine breccias, localized along the fault, is laterally replaced to the East by marine Miocene conglomerates (**Figure 3-4b and Figure 3-5a**) and is interpreted as the record of relief erosion along the active Mont Gros fault.

I.1.4. Discussion

Available paleontological data indicate that the marine conglomerates were deposited between Burdigalian and Tortonian (Iaworski and Curti, 1960; Anglada et al., 1968). Burdigalian to Langhian and Serravalian ages have been deciphered for conglomerates and breccias from the western part of the RCMB (Pécheux, 1979). Aquitanian sediments are also recognized in the limestone matrix of the marine breccias located along the Mont Gros fault, indicating that the latter was active during the sedimentation. The formation of the RCMB is therefore controlled by the “en échelon” sinistral strike-slip Mont Gros and St Agnès-Castillon faults (**Figure 3-8**). These faults are the lateral ramps of E-W oriented thrusts giving rise to the Mont Agel, Beausoleil and Monaco units (**Figure 3-2 and Figure 3-9**). Along strike-slip faults E-W oriented fold axes are passively reoriented giving rise to a complex finite strain pattern (**Figure 3-2**) compatible with a coherent, regional scale, sub-meridian shortening of Miocene age. Similar deformation axes have been described during Pliocene and Quaternary times (Campredon et al., 1977; Sanchez et al., 2009). The Miocene sub-meridian shortening is superimposed on N140°E-160°E oriented folds

and thrusts responsible for Col de Rancure, Graye d'Erch and Mont Mulatier anticlines and nummulitic Menton, Contes and Peira-Cava synclines.

I.1.5. Conclusions

The RCMB is a syn-tectonic basin located along the Mont Gros lateral strike-slip ramp of E-W oriented thrusts developed during sub-meridian Miocene shortening. The latter is active during 12 Ma, from Aquitanian to Tortonian.

The complex finite strain pattern observed in the arcs de Nice and de la Roya is the result of two, post Cretaceous, periods of fold and thrust –producing deformation:

- An Oligocene episode responsible for N140°E-160°E oriented thrusts and folds.
- An Aquitanian to Tortonian sub-meridian shortening giving rise to E-W oriented fold/thrust system associated with N-S oriented strike-slip faults.

I.2. Évolution tectono-sédimentaire du bassin Miocène de Roquebrune-Cap Martin et de ses bordures : âge et modalités de déformation des arcs de Nice et de la Roya.

I.2.1. Introduction

Les chaînes subalpines résultent du sous charriage, Eocène Supérieur-Oligocène Inférieur (40-30 Ma), de la marge Européenne sous les zones Alpines internes aboutissant au décollement et au plissement de la couverture Dauphinoise. Ce sous-charriage est daté de façon indirecte, par le soulèvement du prisme des unités internes (e.g., [Agard et al., 2002](#)) ; ou par la mise en place des bassins d'avant-chaîne (e.g., [Kerkhove, 1969](#); [Ceriani et al., 2001](#) et [références incluses](#)), ou par la datation directe du mouvement du Chevauchement Pennique Frontal ([Simon-Labric et al., 2009](#)). Durant toute cette période, de puissantes séries molassiques se déposent dans l'avant pays peu déformé au sein de bassins syn-orogéniques. L'analyse de la composition et de la distribution spatio-temporelle des sédiments dans ces bassins a permis dans les chaînes subalpines méridionales de dater et de caractériser de manière précise les déformations alpines. Dans les chaînons de Castellane, les premières structurations compressives commencent dès le Crétacé terminal ([Goguel, 1936](#) ; [Campredon, 1972](#) ; [Schreiber et al., submitted](#)) en relation avec la phase pyrénéenne (e.g., [Baudrimont et Dubois, 1977](#)) et se poursuivent à l'Eocène supérieur-Oligocène ([De Graciansky, 1972](#) ; [Gigot et al., 1974](#) ; [Campredon and Giannerini, 1982](#)).

L'architecture arquée actuelle, caractérisée par les principaux chevauchements s'effectue au Miocène (Ginsburg, 1959 ; Clauzon, 1975 ; Gigot et al., 1975 ; Tapoul, 1977 ; Giannerini, 1980-1981 ; Gidon, 1997 ; Laurent et al., 2000) et se poursuit au moins localement jusqu'au Pliocène terminal comme l'attestent les déformations subies par les derniers niveaux du bassin de Valensole (Gigot, et al., 1974; Gidon, 1997 ; Hippolyte and Dumont, 2000).

Dans l'Arc de Nice, bien qu'une cartographie de détail et une analyse des structures et de la cinématique associée aient été réalisées (Gèze, 1960a,b; Bulard, 1975; Perez, 1975; Ritz, 1991 ; Guardia et al., 1996; Bigot-Cormier et al., 2004), la chronologie précise des déformations reste plus difficile à définir du fait notamment du nombre peu important de repères stratigraphiques oligo-miocène dans une bordure méridionale externe, réduite par le rivage Liguro-provençal. Seul le bassin Miocène de Roquebrune-Cap Martin (RCMB) situé à la jonction entre l'Arc de Nice et l'Arc de Roya représente le principal marqueur sédimentaire de l'évolution des déformations tectoniques de cette région au cours du Miocène.

L'étude des relations entre tectonique et sédimentation du bassin Miocène de Roquebrune-Cap Martin (RCMB) constitue l'objectif essentiel de ce travail, ce qui nous permet de préciser le canevas tectonique régional ainsi que la chronologie des déformations dans la partie la plus méridionale des chaînes subalpines.

I.2.2. Cadre géologique

L'Arc de Nice et l'Arc de Roya constituent les chainons externes les plus méridionaux des chaînes subalpines. Ils résultent du déplacement vers le Sud des couvertures mésozoïques à paléogènes du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour, décollées au niveau des évaporites du Trias moyen (Gèze, 1960a ; Lanteaume, 1962).

L'Arc de Nice se présente comme une structure plissée et écaillée, bordée par deux zones de décrochements majeurs lui conférant la forme d'un arc très serré au centre duquel se développent les grands synclinaux paléogènes de Contes et de Peira-Cava (**Figure 3-1**).

Sa bordure Ouest est caractérisée par le décrochement N-S dextre d'Aspremont-St Blaise qui accommode le déplacement de l'Arc de Nice vers le Sud déformant ainsi la bordure orientale du bassin pliocène du Var (Campredon et al., 1977 ; Ritz, 1991).

A l'Est, le faisceau de décrochements senestres N20°-N30° de Breil-Sospel-Monaco (Gèze, 1960a,b ; Bulard et al., 1975 ; Perez, 1975) assure la transition avec l'Arc de Roya qui représente l'autochtone relatif de l'Arc de Nice.

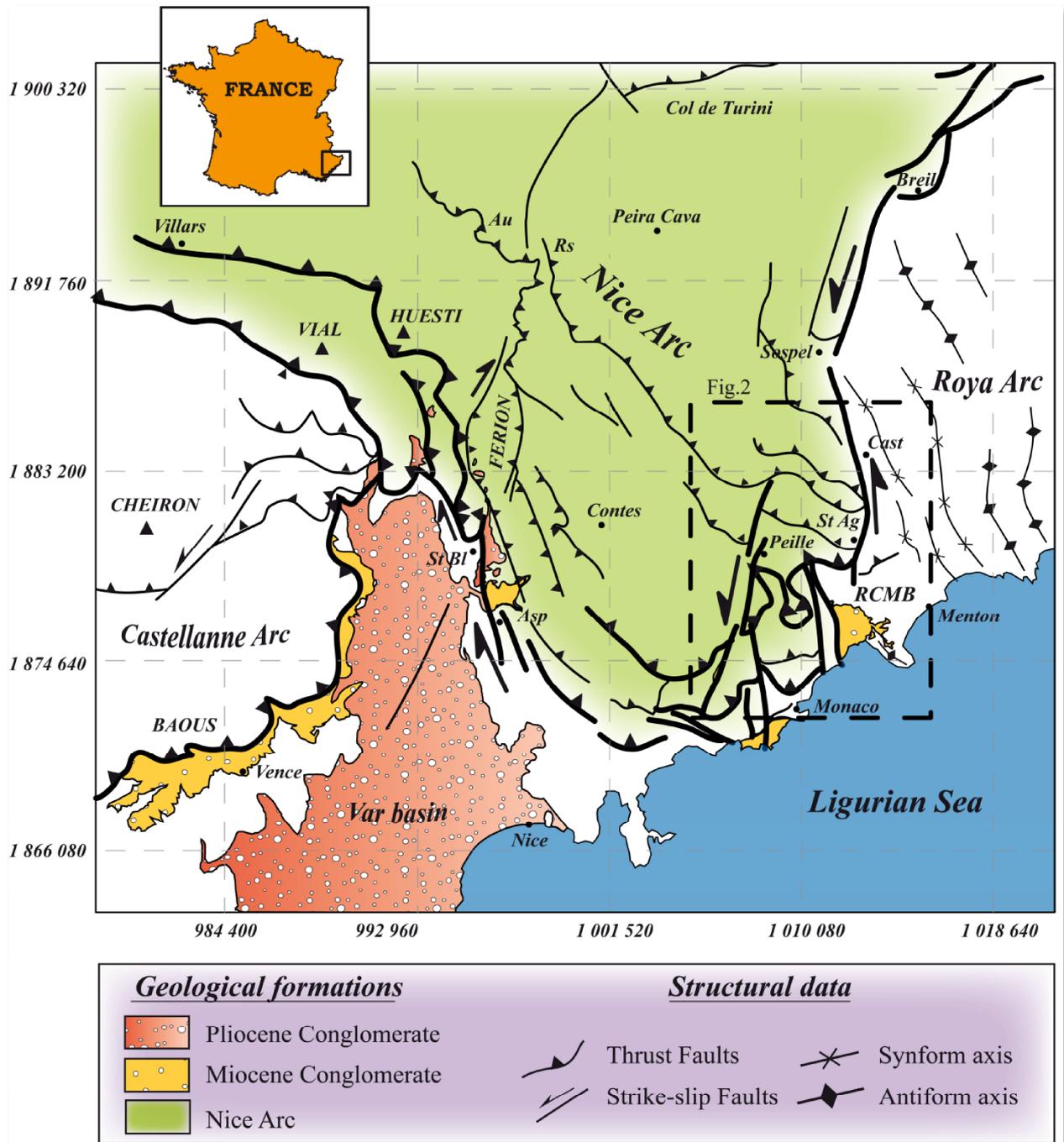


Figure 3-1. Schéma structural de l'Arc de Nice et ses bordures. Le rectangle en pointillé indique la localisation de la **Figure 3-2**. **St Ag** : St Agnès ; **StBI** : St Blaise ; **Asp** : Aspremont ; **Cast** : Castillon ; **RCMB** : bassin de Roquebrune-Cap Martin; **Au**: Autaret; **RS**: Rocca Seira.

Figure 3-1. Structural map of the Nice Arc. The dotted rectangle represents the localization of the **Figure 3-2**. **St Ag** : St Agnès ; **StBI** : St Blaise ; **Asp** : Aspremont ; **Cast** : Castillon ; **RCMB** : Roquebrune-Cap Martin basin; **Au**: Autaret; **RS**: Rocca Seira.

Selon ces mêmes auteurs, la mise en place des arcs de Nice et de Roya serait le résultat de cinq phases de déformations majeures :

- Une première phase Crétacé terminale de pré-structuration mise en évidence par (Campredon, 1972) est caractérisée par une lacune sédimentaire et une discordance entre le Crétacé supérieur et l'Eocène moyen transgressif.
- Un épisode de raccourcissement responsable de plis orientés NNW-SSE et déversés vers le SW notamment dans l'Arc de Roya (Perez, 1975) datés de l'Oligocène (Anglada et al., 1968).
- Au cours du Miocène, un changement de la sédimentation dans l'avant-pays est attribué à une phase de surrection du socle cristallin de l'Argentera-Mercantour (Ginsburg, 1959).
- Au Miocène supérieur les couvertures sédimentaires décollées de l'Arc de Nice et de Roya sont déplacées vers le Sud et subissent un raccourcissement général N-S.
- Enfin, une phase de serrage tardif E-W, post-Pliocène, est responsable notamment du rejeu vertical des zones décrochantes en bordures des arcs et leur déformation (Gèze, 1960a; Perez, 1975).

I.2.3. Champs de déformation finis des arcs de Nice et de la Roya

I.2.3.1. Cartographie structurale de la jonction Arc de Nice-Arc de Roya

Sur la base de la cartographie et l'analyse structurale de la partie méridionale de la zone Breil-Sospel-Monaco dans le secteur du RCMB (**Figure 3-1 ; Figure 3-2**), les grands traits structuraux de cette région sont des décrochements senestres de direction N-S du Mont Gros et de Sainte Agnès-Castillon se localisant à la jonction entre l'arc de Nice et l'Arc de Roya.

Dans le détail, il s'agit d'une série de deux décrochements en échelon, connectés par les deux écailles de jurassiques redressées, de la Cime de Biancon. Ces écailles se raccordent vers l'Ouest à l'importante unité du Mont Agel (**Figure 3-2**), unité déplacée vers le sud par l'intermédiaire d'un chevauchement EW incliné de 0° à 20° vers le Nord présentant des stries subméridiennes.

Vers l'Est, l'unité Biancon-Agel se raccorde au décrochement senestre à composante inverse de Sainte Agnès-Castillon et vient surmonter les plis plus anciens N140°E du Pas des Cabanelles-Malpas (**Figure 3-2**). Cette configuration géométrique montre de façon spectaculaire la superposition et la chronologie relative des deux déformations compressives principales,

identifiées aussi bien dans l'Arc de Nice que dans l'Arc de Roya : raccourcissement précoce N50°E puis raccourcissement N-S.

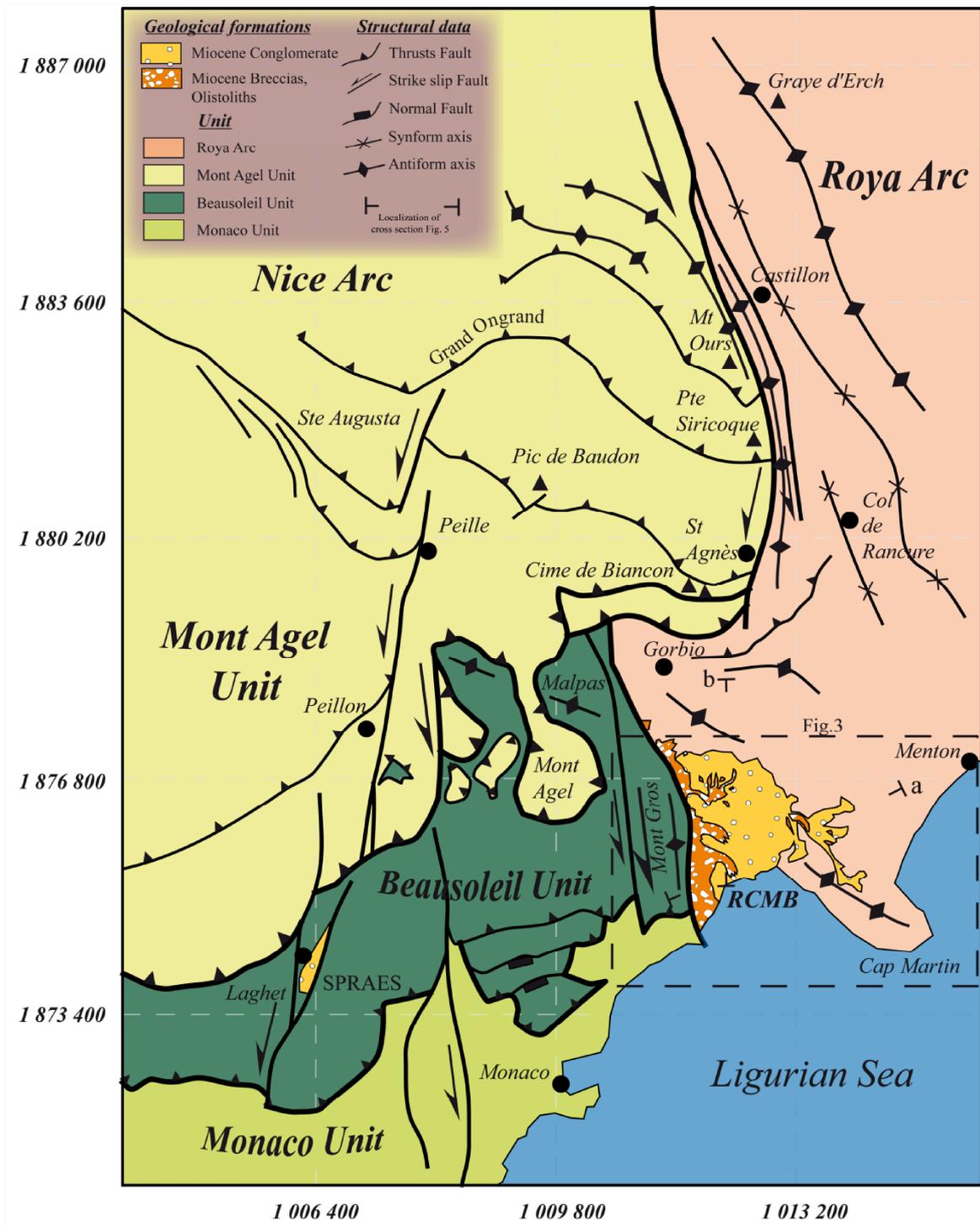


Figure 3-2. Schéma structural de la bordure orientale de l'Arc de Nice. RCMB : Bassin de Roquebrune-Cap Martin; a et b représentent les localisations des coupes de la Figure 3-5.

Figure 3-2. Structural map of the Eastern part of the Nice Arc. RCMB: Roquebrune-Cap Martin basin; a and b represent the location of the cross sections presented in Figure 3-5.

Plus au Nord, les écaïlles du Pic de Baudon, de la Pointe Siricoque et du Mont Ours montrent des miroirs de failles inverses plus inclinés vers le Nord de 30° à 40°, portant des stries de directions d'orientations variables N10°E-N160°E.

Dans la région de Peille, ces écaïlles E-W subissent des déformations en relation avec le jeu décrochant senestre des accidents de Peille–Laghet et de Sainte Agnès –Castillon (**Figure 3-2**).

Dans une logique similaire, l'unité E-W de Beausoleil chevauche vers le Sud l'unité de Monaco par l'intermédiaire des deux décro-chevauchements senestres synchrones N-S du Mont Gros (**Figure 3-2**).

I.2.3.2. Relation tectonique-sédimentation dans le bassin Miocène de Roquebrune-Cap Martin (RCMB)

Afin de caractériser les relations entre déformations tectoniques et message sédimentaire nous avons entrepris une cartographie détaillée de la géométrie des structures tectoniques et sédimentaires miocènes, intégrée à une approche de modélisation numérique 3D (e.g., Calcagno et al., 2008) (**Figure 3-3**).

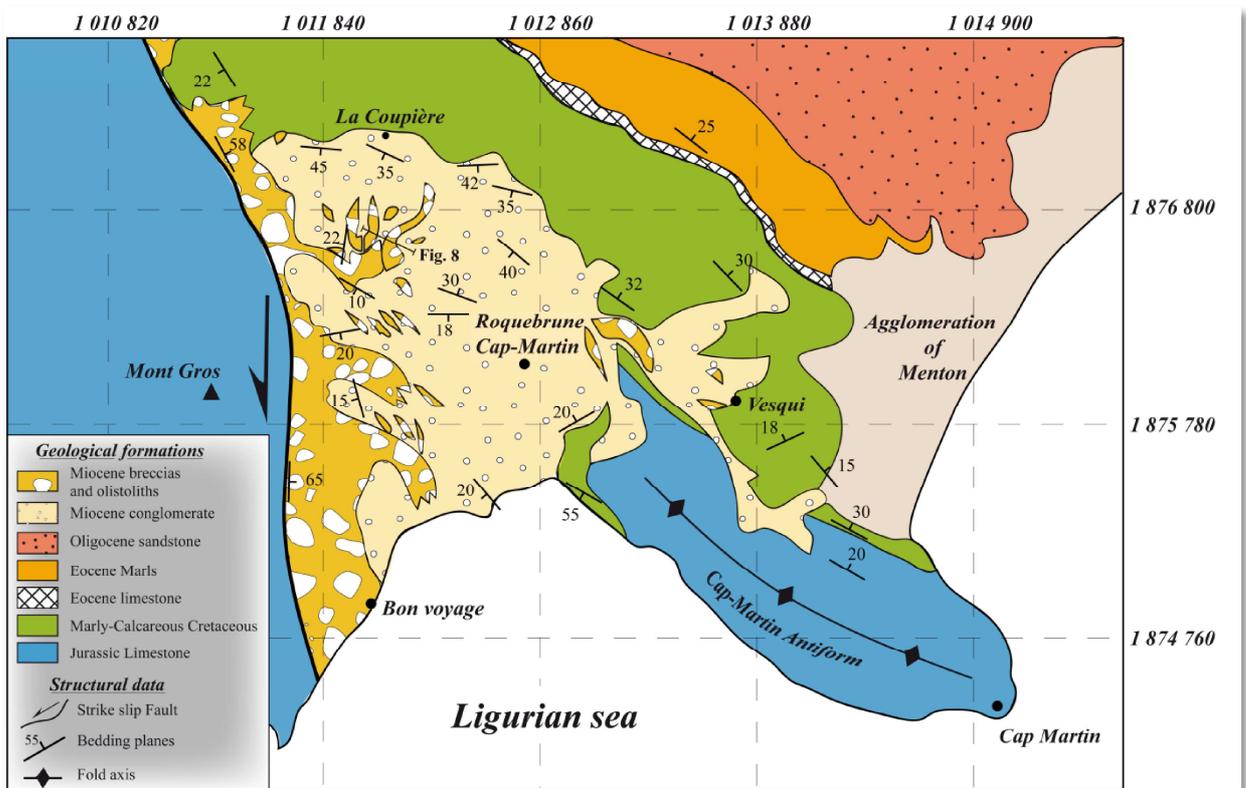


Figure 3-3. Carte géologique du bassin de Roquebrune-Cap Martin. La coupe de la **Figure 3-7** est indiquée par un trait.

Figure 3-3. Geological map of the Roquebrune-Cap Martin basin. The Valliere cross section (**Figure 3-7**) is indicated by strong line.

I.2.3.2.1. Contexte structural du bassin de RCM

Le RCMB d'une superficie de plus de 3 km² est localisé dans l'Arc de Roya, contre l'Arc de Nice (Gèze, 1960a; Perez, 1975). De forme conique évasée vers le Sud sur la baie de Roquebrune, il est limité au Sud-Est par l'anticlinal du Cap Martin et à l'Ouest par le relief du Mont Gros (Figure 3-3).

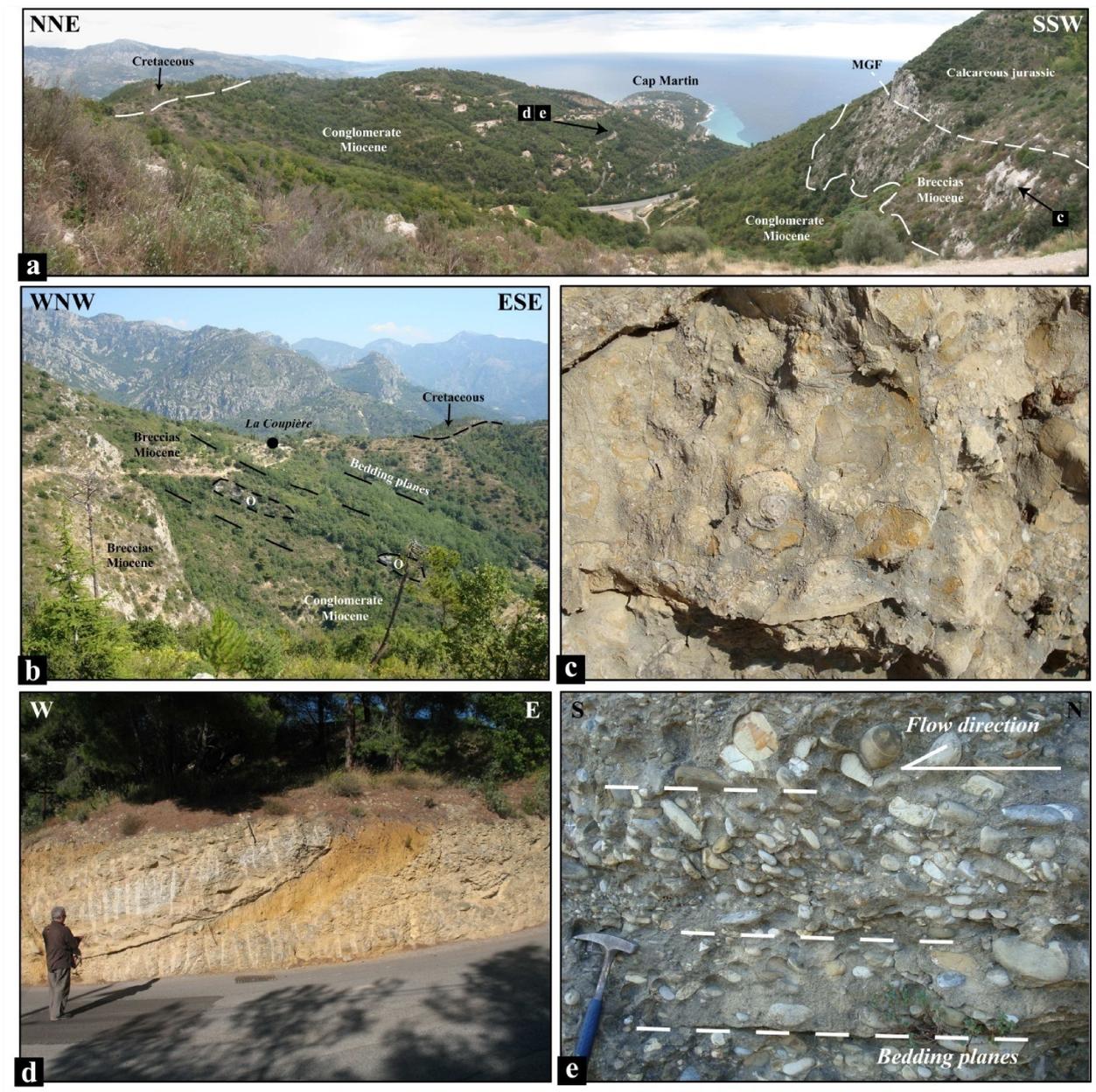


Figure 3-4. a : panorama du RCMB vue depuis la Couprière (bordure Nord du bassin). Au SW, le compartiment Jurassique du Mont Gros et la faille du Mont Gros (MGF) limite le RCMB. Les brèches miocènes passent latéralement au conglomérat qui se développe dans tout le bassin jusqu'à la limite Crétacé au NNW. A l'arrière-plan, le pli N140E du cap Martin est recouvert en discordance par les formations miocène du RCMB. b : Olistolithes intégrés aux formations de conglomérat et passage entre les brèches et conglomérats miocènes sur la bordure Nord

du bassin (La Coupière). **c** : Brèches de bordure marine Serravallienne (Miocène) montrant les Gastéropodes, lamelibranches et oncolithes. **d,e** : Chenal N-S dans les poudingues miocènes indiquant une direction de transport du Nord vers le Sud (galets imbriqués).

Figure 3-4. a: Panorama of the RCMB from la Coupière (Northern edge of the basin). To the SW, the RCMB underlined by the Mont Gros jurassic limestones is bounded by the Mont Gros fault (MGF). The Miocene breccias laterally drift to the conglomerate which is present in the whole of the basin until the NNW Cretaceous boundary. In the background, the N140° Cap Martin anticline is unconformity overlaid by the Miocene sequence of the RCMB. **b:** interstratified olistoliths in conglomerate and marine breccias laterally replaced to the East by marine Miocene conglomerates in the northern part of the basin (La Coupière). **c:** Serravalian breccias showing Gasteropods, Lamellibranchiata and algal ball. **d, e** : N-S trending fluvio-deltaic channel in the Miocene pudding stone revealing a flow direction toward the south (imbricated pebbles).

Le bassin Miocène de RCM se développe directement contre la faille du Mont Gros qui appartient à la zone coulissante orientale de l'Arc de Nice (**Figure 3-1 ; Figure 3-2 ; voir Section I.1.4.1**). De direction N20°E à N0°E, ce décrochement est souligné morphologiquement par les niveaux calcaires du Jurassique supérieur (**Figure 3-4a**). Les marqueurs cinématiques mesurés indiquent un jeu senestre, avec une composante inverse parfois marqué par des stries très redressées (40° de pitch vers le Nord) expliquant la topographie surélevée du compartiment du Mont Gros par rapport au RCMB (**Figure 3-4a**).

L'analyse structurale montre que le RCMB se localise dans la zone comprise entre les décrochements senestres NS du Mont Gros et de Sainte Agnès-Castillon (**Figure 3-2**). Ces accidents en échelon décalés vers l'Est, connectés par les chevauchements E-W de Biancon constituent un relai compressif en particulier souligné à l'Est de Gorbio, où le Crétacé supérieur marno-calcaire chevauche vers le Sud les marnes bleues de l'Éocène supérieur.

L'intégration des données géologiques et structurales de surface a été réalisée au sein du 3D GeoModeller mis au point par le BRGM et Intrepid Geophysics selon les méthodes permettant de restituer les géométries 3D des objets et structures géologiques (Calcagno et al., 2008 ; Schreiber et al., 2010).

Deux coupes ont été ainsi réalisées et extraites du modèle 3D du RCMB (**Figure 3-5, Figure 3-6**). Sur la coupe E-W (**Figure 3-5a**), on voit que la série Miocène repose en discordance sur une surface d'érosion qui tronque le pli anticlinal N140°E à cœur de Tithonien du Cap Martin (**Figure 3-3, Figure 3-4, Figure 3-5a, Figure 3-6b, c**). Cette discordance, visible dans différents secteurs du bassin (Vesqui et La Coupière ; **Figure 3-3**) montre que la sédimentation du RCMB est complètement indépendante et postérieure à ces structures. Cette coupe révèle également la forte asymétrie des sédiments du RCMB, répartition spatio-temporelle typique des bassins syn-

tectoniques. En effet, les dépôts apparaissent beaucoup plus grossiers et épais à l'Ouest en bordure de la faille du Mt-Gros que dans le reste du bassin (**Figure 3-5a, Figure 3-6**).

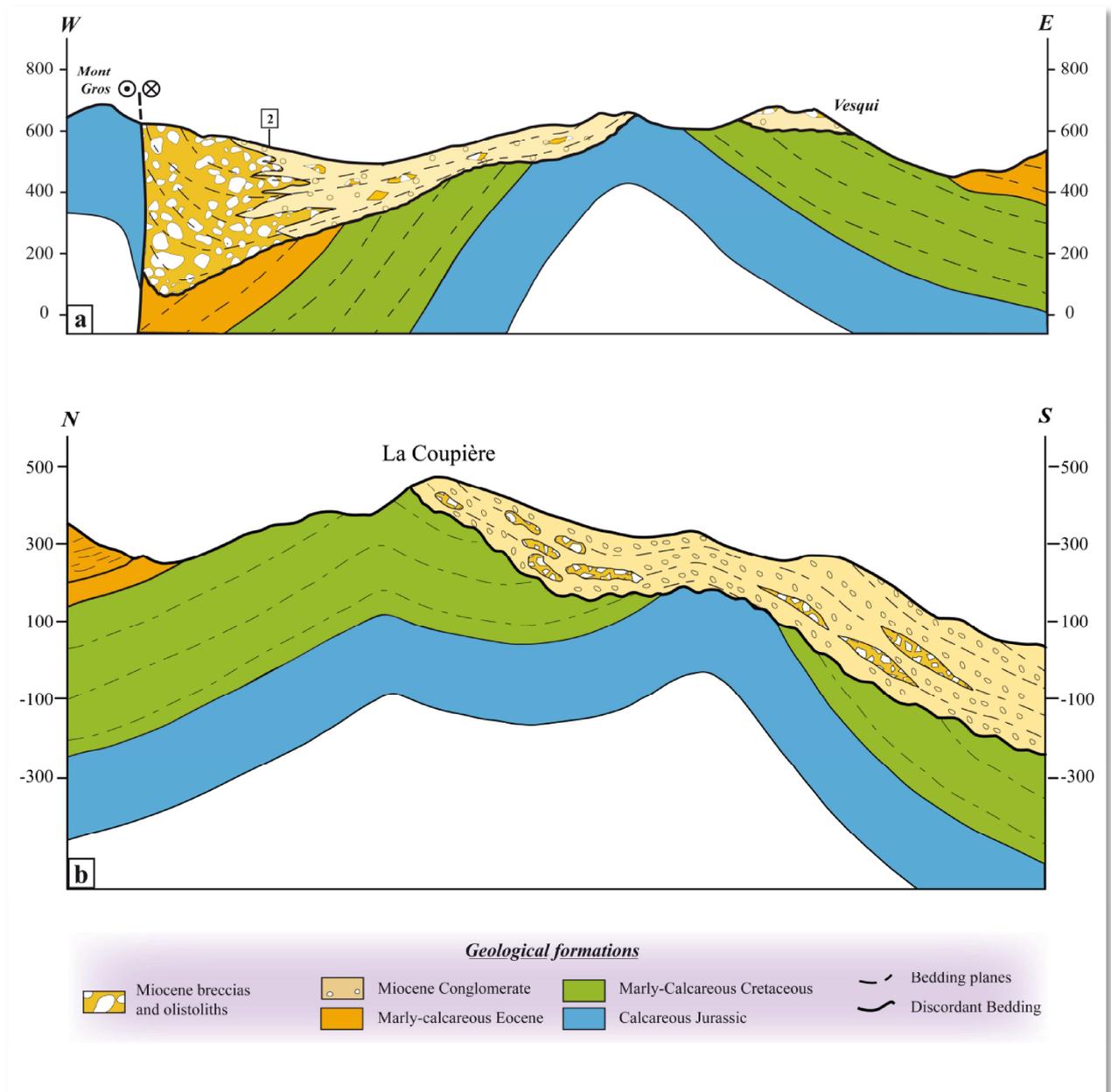


Figure 3-5 a, b. Coupes géologiques du RCMB réalisées à partir du GeoModelleur 3D (Calcagno et al., 2008). La localisation des coupes est indiquée sur la **Figure 3-2**.

Figure 3-5. a, b. Geological cross sections of the RCMB computed and extracted from the 3D GeoModeler software (Calcagno et al., 2008). The localization of the two cross sections is indicated in the **Figure 3-2**.

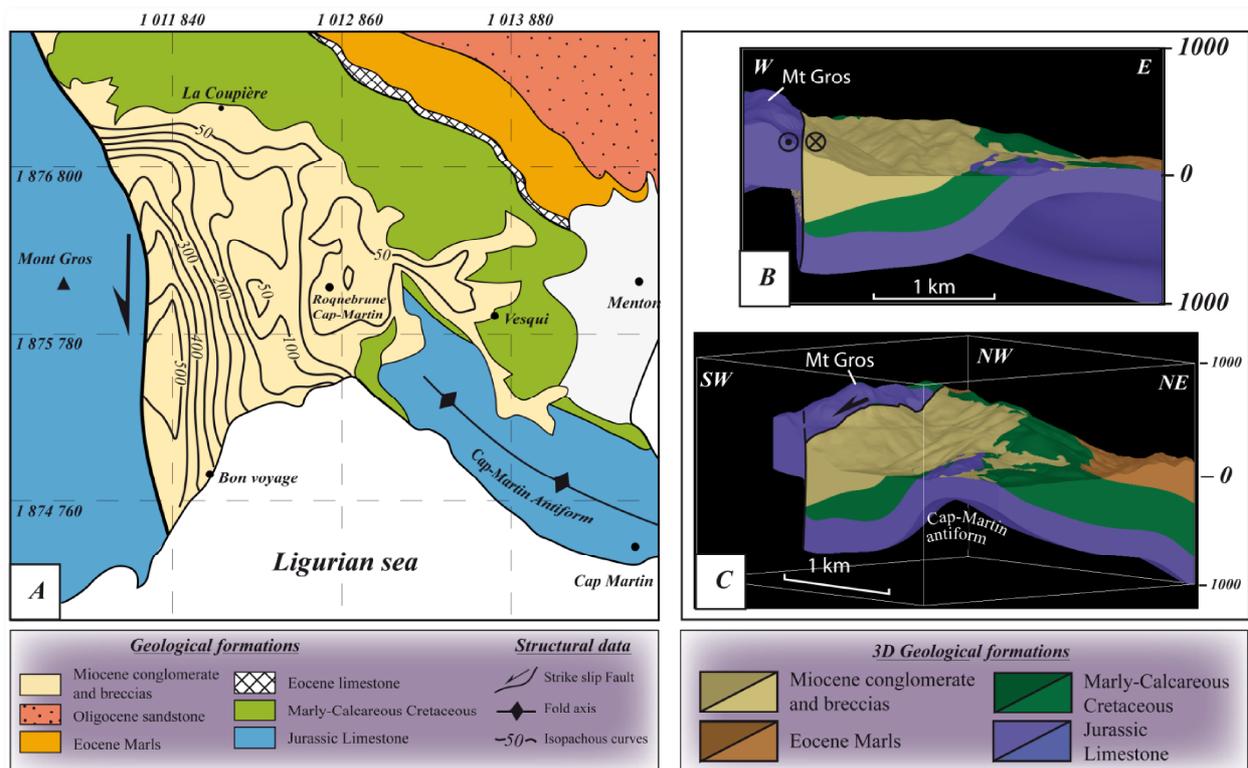


Figure 3-6A. Courbes d'épaisseur du conglomérat miocène du RCMB calculées à partir du 3D GeoModeler. **B.** Modèle 3D du RCMB et de son substratum vue du Sud. Ce modèle montre que la faille décrochante du Mont Gros contrôle la subsidence et la géométrie du RCMB. **C.** Modèle 3D du RCMB et de son substratum vue du SE dans l'axe de l'anticlinal à cœur de Jurassique du Cap-Martin. Cette figure montre la discordance de la série du RCMB sur les formations mésozoïques plissées.

Figure 3-6. A. Isopachs contours of the RCMB computed from 3D Geomodeler. **B.** 3D model of the RCMB geometry and its basement. This model shows that the geometry and the subsidence of the RCMB are clearly controlled by the Mont Gros strike slip fault. **C.** 3D geometry of the Cap Martin anticline unconformity overlies by the RCMB conglomerate.

La coupe N-S du RCMB (**Figure 3-5b**) montre le fort redressement des pendages (45° vers le Sud) au niveau de la bordure septentrionale du bassin dans tout le secteur de la Coupière ainsi que le plissement $N100^\circ E$ localisé dans l'axe du bassin.

Sur le terrain, l'analyse tectonique montre la présence dans tout le RCMB d'un système de décrochements conjugués d'échelle métrique $N0^\circ E-20^\circ E$ senestres et $N140^\circ E$ dextres et de quelques failles inverses $N100^\circ E-70^\circ E$, compatibles avec un raccourcissement d'axe N-S. Cette même direction de raccourcissement a également été mise en évidence par la mesure statistique des stries et pics stylolitiques sur les faces des galets du poudingue déformé (**Figure 3-7**). L'ensemble de ces structures d'échelles différentes montrent que le RCMB est affecté par une tectonique en raccourcissement d'axe subméridien, conforme et identique à celle déterminée par l'analyse structurale de ses bordures mésozoïques.

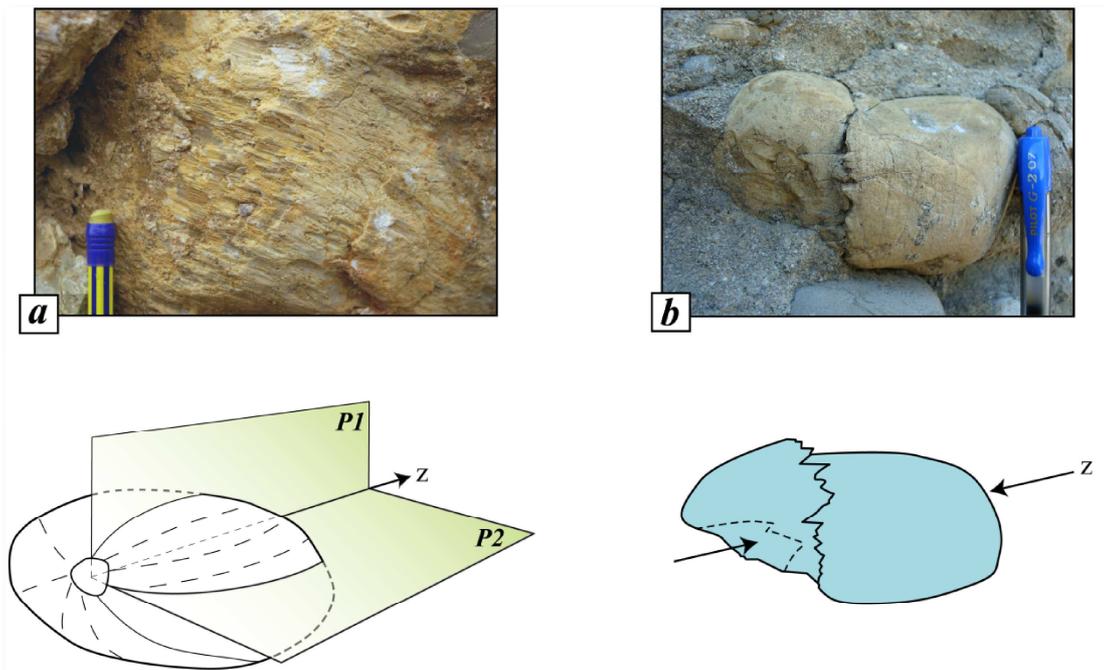


Figure 3-7. Photo et schémas (a) de galets striés et (b) de pics stylolitiques dans les conglomérats miocènes. La direction des stries, du creux formé par dissolution lors de la collision avec d'autres galets ainsi que les stylolites sur les faces des galets du poudingue miocène sont des marqueurs tectoniques (Campredon et al., 1977; Hippolyte, 2001) indiquant un raccourcissement N-S (axe z).

Figure 3-7. Photo and illustration of miocene conglomerates showing (a) well-preserved unidirectional striations, (b) solution pit and styloliths on pebbles. The striation fields and the solution pit made by the sandy matrix around a rigid pebble and by the collision with others pebbles are tectonic indicators (Campredon et al., 1977; Hippolyte, 2001) showing a N-S shortening (z axe).

I.2.3.2.2. Message des sédiments du RCMB

Le RCMB est constitué essentiellement de poudingues, de grés et de brèches provenant de différents bassins versants et déposés dans un golfe marin. L'analyse précise du contenu sédimentologique sur l'ensemble du bassin a révélé une répartition dissymétrique des sédiments caractérisée par un envahissement des faciès bréchiques depuis la bordure Ouest vers le centre du bassin (Figure 3-3, Figure 3-5a).

Le centre et la bordure Est du bassin est essentiellement constituée de poudingues, cimentés par une matrice gréseuse. La proportion de galets arrondis témoigne d'une contribution dominante des apports fluviaux déposés en milieu marin fluvio-deltaïque. Ces conglomérats stratifiés en bancs métriques à pluri-métriques alternent avec des passées gréseuses et marneuses moins épaisses. Le pendage général de la série est de 20° vers le SO, excepté au niveau de la bordure nord et centrale du bassin (Figure 3-3 ; Figure 3-5b).

Les galets du poudingue, de taille pluri-centimétriques, sont de nature polygénique, issus en grande majorité des formations de la couverture mésozoïque. Une faible proportion est issue du socle hercynien et de son tégument permien, à la formation du flysch à Helminthoïdes et quelques radiolarites et serpentinites provenant des zones alpines internes. Le faciès type « grès d'Annot » n'est représenté de façon significative que dans la moitié orientale du bassin. L'ensemble des poudingues montrent des directions d'apports caractérisées par des chenaux orientés N0°E avec des galets imbriqués qui indiquent que le transport sédimentaire s'effectue du Nord vers le Sud (**Figure 3-4d,e**).

Au sein de la sédimentation du RCMB, nous avons observé la présence d'olistolithes et de brèches cimentées constitués en majorité de calcaires du Jurassique et du Crétacé (**Figure 3-4b ; Figure 3-5**) le long d'un axe La Coupière - Vesqui et sur toute la bordure Ouest du bassin (**Figure 3-3**). Les olistolithes de Jurassique et les corps bréchiques, présentent des dimensions qui varient de quelques mètres à 300 mètres de longueur pour une épaisseur maximale pouvant atteindre 15 mètres et sont clairement englobés dans la stratification des poudingues (**Figure 3-4b ; Figure 3-8**). L'analyse des directions d'apports dans le bassin montre que les brèches et les olistolithes se mettent en place depuis l'Ouest vers l'Est. La nature monogénique des blocs, leur dimension importante et la faible quantité de transport subi, montrent que toutes ces formations détritiques grossières proviennent du secteur du Mont Gros.

A partir du résultat de la modélisation 3D, une carte d'isopaques du RCMB a été calculée et extraite du 3D GeoModeleur (**Figure 3-6a**). Cette carte montre les variations spatiales de puissance de la série miocène dans le RCMB dont l'épaisseur maximale atteint plus de 400m le long de la bordure décrochante du Mont Gros. Contre ce compartiment du Mont Gros, toute la bordure Ouest du bassin Miocène de RCM, est occupée par des éboulis de pente attribués au Quaternaire (carte géologique Menton-Nice 1 /50 000 BRGM (Gèze, 1968)).

L'analyse détaillée de terrain montre que ces éboulis de pente représentent en fait des formations marines, bréchiques, monogéniques et très hétérométriques constituées de blocs de calcaires Jurassique (taille de quelques centimètres à plusieurs mètres cubes) emballés et cimentés par une matrice calcaire biodétritique (**Figure 3-4c**). La matrice calcaire, très fossilifère, montre de nombreuses coquilles ou des fragments de lamellibranches (Pectinidés, Ostréidés), gastéropodes, de nombreux encroutements algaux formant des oncolithes, des fragments d'éponges et d'échinodermes, des polypiers, des ostracodes, de nombreux foraminifères et des traces diverses de bioturbations. Les galets arrondis mélangés dans les

brèches sont le plus souvent entourés d'une pellicule ferrugineuse brune et perforés par des organismes lithophages.

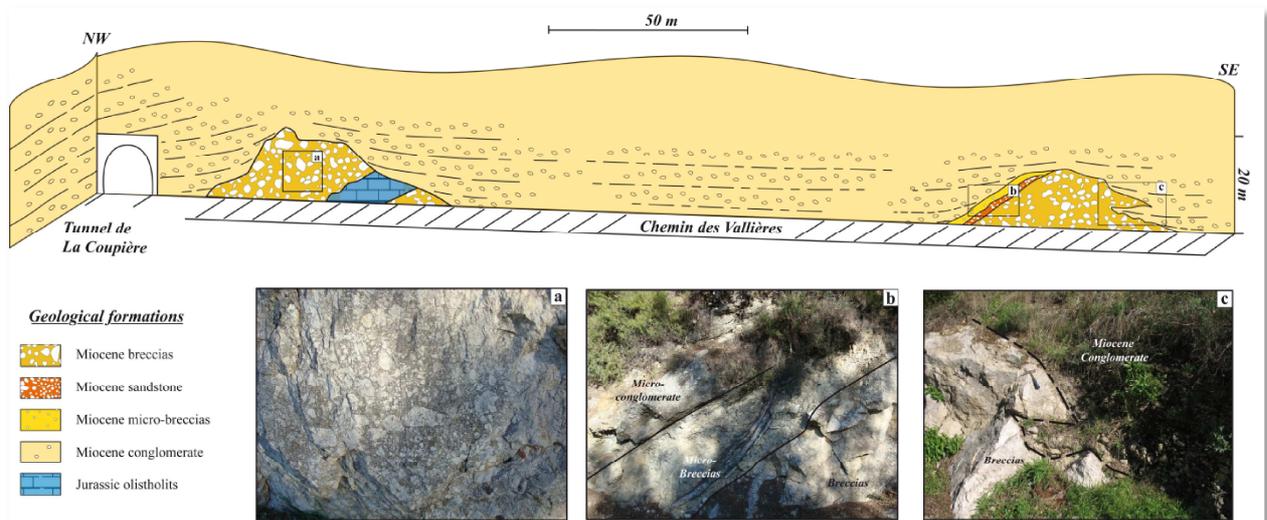


Figure 3-8. Coupe géologique du conglomérat miocène le long du chemin de la Vallière localisé au centre du bassin (**Figure 3-3**). On observe deux corps composés de brèches miocène et d'olistolithes jurassiques (**a,b**) interstratifiés dans les poudingues miocènes (**c**).

Figure 3-8. Geological cross section of the miocene conglomerate along the La Vallière way located in the central part of the basin (**Figure 3-3**). The Miocene breccias and Jurassic olistoliths (**a, b**) are embeded in the Miocene pudding stone (**c**).

Cette formation de brèches marines très grossières est localisée le long d'une bande d'une centaine de mètres de largeur, contre le décrochement du Mont Gros (**Figure 3-3**). Elles s'interstratifient et/ou passent latéralement aux poudingues marins du Miocène, développés plus à l'Est dans le bassin (**Figure 3-4b ; Figure 3-5a**). Ces observations sont particulièrement remarquables dans les secteurs de La Coupière et de Bon Voyage où les brèches plus fortement inclinées vers l'Est, sont régulièrement intercalées avec des niveaux de poudingues fossilifères du Miocène (**Figure 3-4b**).

Nous interprétons ces formations grossières comme des brèches de pente qui résultent d'écroulements successifs affectant le relief de faille jurassique du Mont Gros.

I.2.4. Discussion

I.2.4.1. Le RCMB : un bassin syn-tectonique dans un contexte de raccourcissement N-S

Le RCMB a fait l'objet de plusieurs travaux anciens qui ont essentiellement permis de déterminer l'âge des sédiments (Iaworski and Curti, 1960; Anglada et al., 1968). L'ensemble de cette série marine conglomératique s'est déposée entre le Burdigalien et le Tortonien. Plus récemment, des âges Burdigalien à Langhien ainsi que Serravalien ont été confirmés pour des niveaux intermédiaires dans les poudingues du bassin et dans les brèches de la partie occidentale du RCMB (à l'Ouest de La Coupière), respectivement (Pécheux, 1979). De plus, des sédiments aquitaniens ont été également identifiés dans « des niveaux remaniés au sein de brèches de pente quaternaires déposées au pied du Mont Gros » (Anglada et al., 1968). Un âge Aquitaniens pour ces éboulis de pente qui correspondent en fait aux brèches marines de bordure du mont Gros est donc à considérer.

Sur la bordure Ouest du RCMB, nos observations de terrain montrent que les niveaux de brèches et les olistolithes sont resédimentés au pied du relief de faille du Mont-Gros dans le delta Miocène de RCM. Ils s'interstratifient à tous les niveaux et passent latéralement aux poudingues et grès des parties centrales et orientales du bassin, entraînant de forts contrastes latéraux (W-E) des faciès sédimentaires. Les brèches d'écroulement en bordure Ouest du bassin, confortée par la présence d'olistolithes et de niveaux récurrents de brèches interstratifiés dans les sédiments plus distaux du bassin (**Figure 3-4b ; Figure 3-5**) démontrent que le relief de faille du décrochement du Mont Gros a été actif pendant toute la sédimentation miocène.

La mise en place du RCMB est donc contemporaine de l'activité de la bordure décrochante senestre du Mont Gros. Dans ce contexte, la formation du RCMB est génétiquement liée au relai compressif constitué par les décrochements de Mont Gros et de Sainte-Agnès-Castillon (**Figure 3-2**). Le RCMB apparaît alors comme un delta fluvio-marin piégé et limité à l'Ouest par le relief de faille actif du Mont Gros pendant le Miocène (**Figure 3-9**). Cet accident majeur, contrôlant la subsidence, confère au bassin une distribution asymétrique des sédiments plus grossiers, sans transport et plus épais à l'aplomb de la faille du Mont-Gros (**Figure 3-6 ; Figure 3-9**). A partir des âges déterminés par (Anglada et al., 1968) et les épaisseurs déduites de l'image 3D du Geomodeller nous estimons un taux moyen de sédimentation de 4 mm/an.

D'autre part, il est important de souligner que les sédiments d'âge aquitaniens remaniés dans les brèches de pente découverts par (Anglada et al., 1968), correspondent en réalité à des sédiments aquitaniens bien en place, inter stratifiés avec la formation marine des brèches d'écroulements de bordure du Mont Gros, du même âge.

Par conséquent, l'analyse de la géométrie et du contenu sédimentaire du RCMB montre que le RCMB est un bassin sédimentaire syntectonique, dont l'activité débute à l'Aquitarien et se poursuit au moins jusqu'au Tortonien (âge des derniers sédiments du RCMB reconnus à ce jour).

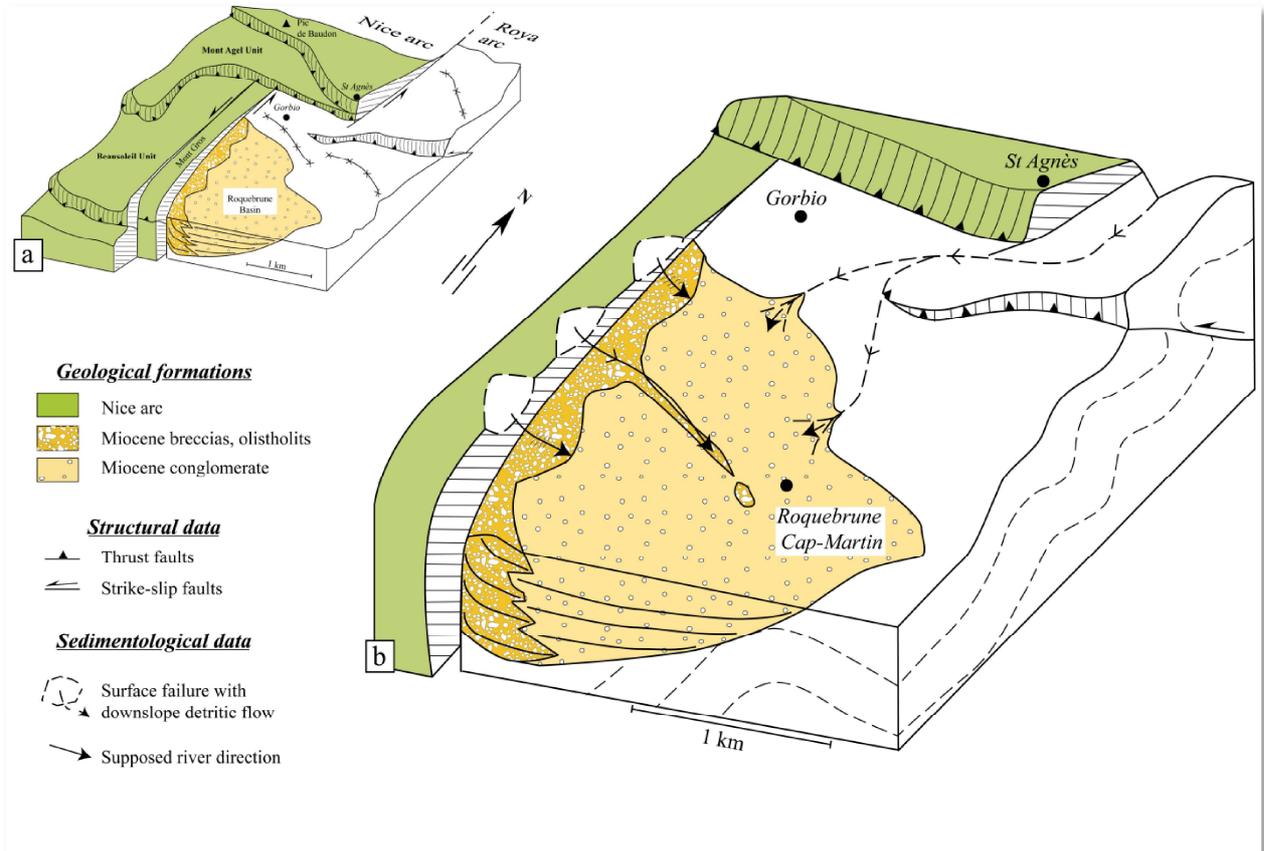


Figure 3-9a. Bloc diagramme du RCMB dans son cadre structural. **b.** Bloc diagramme montrant l'asymétrie des facies sédimentaires ainsi que les apports à la fois Ouest et Nord du bassin syntectonique de Roquebrune-Cap Martin.

Figure 3-9.a. Block diagram of the eastern part of the Nice Arc showing the RCMB in its structural framework. **b.** This diagram block illustrate the asymmetry of the sedimentary facies distribution as well as the West and North flow direction of the syntectonic RCMB.

1.2.4.2. Champ de déformation Miocène de l'Arc de Nice et de Roya

L'étude structurale et sédimentologique a montré que le RCMB est un bassin sur rampe coulissante qui fonctionne pendant la majeure partie du Miocène. Il est contrôlé par le système de failles décrochantes senestres « en échelon » du Mont Gros et de St Agnès-Castillon relayé par le chevauchement E-W du Biancon (voir section 4.1). Ce système de failles en relai constitue la bordure décrochante orientale de l'arc de Nice sur laquelle se connectent les chevauchements

E-W définissant les différentes unités du Mont Agel, Beausoleil et Monaco (**Figure 3-2**). Les tectoglyphes mesurés sur ces décrochements et les chevauchements E-W indiquent un déplacement général de la bordure orientale de l'arc de Nice vers le Sud.

Ce déplacement global de la couverture sédimentaire vers le Sud s'accommodent le long de la rampe décrochante senestre Monaco-Sospel-Breil. Il s'accompagne d'un raccourcissement subméridien régional induisant des déformations internes complexes : plis et écaillages extrusifs E-W et décrochements conjugués. Les axes des plis et des écaillages subissent d'importantes torsions à proximité de la bordure décrochante subméridienne, comme dans le secteur de Sainte Agnès-Castillon, induisant des raccourcissements locaux EW (plis et écaillages subméridiens ; **Figure 3-2**). Les stries obliques à verticales sur les miroirs de ces décrochements senestres, visibles partout, indiquent clairement une composante décro-inverse. A la différence de (Gèze, 1960a; Perez, 1975), qui ont interprété ces structures comme résultant d'un serrage tardif E-W post-Pliocène, nous interprétons ces raccourcissements E-W locaux comme résultant d'une accentuation de la déformation de la couverture aux abords des rampes latérales décrochantes, entraînant une réorientation des structures parallèles à l'axe principal du raccourcissement NS.

Toutes ces déformations sont synchrones et compatibles avec une partition de la déformation dans un contexte en raccourcissement subméridien. Ce dernier d'âge Miocène déforme une couverture préalablement plissée et écaillée selon un axe N140°E-160°E : anticlinaux à cœur jurassique du Cap Martin, du col de Rancure, de la Graye d'Erch, du Mont Mulatier, les synclinaux nummulitiques de Menton, de Contes et de Peira Cava et pro-parte les écaillages jurassiques périphériques de l'Arc de Nice (**Figure 3-1, Figure 3-2**). La rampe latérale décrochante senestre Breil-Sospel-Monaco permet à l'ensemble de la couverture mésozoïque et paléogène, décollée au niveau des évaporites du Trias, de se plisser et s'écailler selon une cinématique générale vers le Sud. Cette déformation subméridienne se poursuit avec les mêmes axes pendant tout le Pliocène (Campredon et al., 1977) et le Quaternaire (Sanchez et al., 2010).

I.2.5. Conclusions

L'étude des relations entre tectonique et sédimentation du bassin miocène de Roquebrune-Cap Martin (RCMB) et ses bordures a permis de préciser la cinématique et l'âge des déformations dans la partie la plus méridionale des chaînes subalpines au cours du Miocène. Les résultats suivants sont à retenir :

(i) le RCMB est un bassin syntectonique d'âge Miocène (Aquitaniens à Tortonien) mis en place le long de la bordure décrochante orientale de l'arc de Nice qui s'étend depuis le Mont Gros jusqu'à Breil.

(ii) la bordure orientale de l'Arc de Nice, rampe latérale décrochevauchante senestre accommode le déplacement vers le Sud de la couverture sédimentaire mésozoïque et paléogène plissée et écaillée de l'Arc de Nice. Ce canevas structural est compatible avec un raccourcissement N-S.

(iii) cette phase de serrage N-S initialement datée au Miocène terminal démarre à l'Aquitaniens et fonctionne pendant près de 12 Ma jusqu'au Tortonien.

(iv) les arcs de Nice et de la Roya apparaissent structurés par deux phases de déformations compressives principales, qui suivent la préstructuration provençale d'âge Crétacé supérieur-Eocène :

- Une première phase compressive Oligocène, anté Aquitaniens responsable des plis et écaillages N140°E-160°E déversés vers le SE dans les Arcs de Roya (antiforme du Cap Martin et synforme de Menton) et Nice (Ecailles de Rocca Serra, Contes, Férion).
- Un deuxième épisode de raccourcissement subméridien de mise en place des structures principales de l'Arc de Nice. Cet épisode synsédimentaire débute à l'Aquitaniens et se poursuit jusqu'au Miocène supérieur (Tortonien).

La tectonique synsédimentaire en raccourcissement N-S syn-Miocène est cohérente avec celle qui affecte l'ensemble de la bordure méridionale de l'Arc de Castellane (Gigot et al., 1974 ; Gidon, 1997 ; Tapoul, 1977 ; Giannerini, 1980-1981 ; Ritz, 1991).

I.2.6. Références

- Agard, P., Monié, P., Goffé, B., and Jolivet, L., 2002, In situ laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the exhumation of Schistes lustrés unit: geodynamic implications for the evolution of the western Alps: *Journal of metamorphic geology*, v. 20, p. 599-618.
- Anglada, R., Follacci, J.P., and Meneroud, J.P., 1968, Sur la présence du miocène marin en bordure sud de l'arc de Nice, dans la région de Roquebrune-Cap-Martin (Alpes-Maritimes): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 9, p. 526-529.

- Baudrimont, A.F., and Dubois, P., 1977, Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin: le Sud-Est de la France: Bulletin du Centre de Recherche et d' Exploration - Production Elf Aquitaine, v. 1, p. 261-308.
- Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sosson, M., Deverchere, J., Ferrandini, M., Guennoc, P., Popoff, M., and Stephan, J.-F., 2004, Pliocene deformation of the north-Ligurian margin (France) : consequences of a south-Alpine crustal thrust: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 175, p. 197-211.
- Bulard, P.F., Chamagne, B., Dardeau, G., Delteil, J., Gioan, P., Ivaldi, J.P., Laval, F., Perez, J.L., and Polveche, J., 1975, Sur la genèse et les structures de l'Arc de Nice: Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 17, p. 939-944.
- Calcagno, P., Chilès, J.P., Courrioux, G., and Guillen, A., 2008, Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules: Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 171, p. 147-157.
- Campredon, R., 1972, Les formations paléogènes des Alpes-Maritimes franco-italiennes: Phd Thesis, p. 1-539.
- Campredon, R., Franco, M., Giannerini, G., Gigot, P., Irr, F., Lanteaume, M., Spini, H., and Tapoul, J.-F., 1977, Les déformations de conglomérats pliocènes de l'arc de nice (Chaînes subalpines méridionales): Comptes Rendus sommaires de la Société Géologiques de France, v. 2, p. 75-77.
- Campredon, R., and Giannerini, G., 1982, Le synclinal de Saint-Antonin (arc de Castellane, chaines subalpines méridionales); un exemple de bassin soumis a une déformation compressive permanente depuis l'Eocène supérieur: Géologie Alpine, v. 58, p. 15-20.
- Ceriani, S., Fügenschuh, B., and Schmid, S., 2001, Multi-stage thrusting at the "Penninic Front" in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs: International Journal of Earth Sciences, v. 90, p. 685-702.
- Clauzon, G., 1975, Genèse et évolution du front subalpin entre la Cagne et le Var. (Extrémité orientale de l'arc de Castellane, alpes Maritimes.): Actes du symposium sur les versants en pays méditerranéen, Aix en Provence. C.E.G.E.R.M, v. V, p. 73-80.
- De Graciansky, P.C., 1972, Le bassin tertiaire de Barème (Alpes de Haute-Provence); relations entre déformation et sédimentation; chronologie des plissements: Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles, v. 275(25), p. 2825-2828.

- Gèze, B., 1960a, Evaluation du déplacement de la couverture post-triasique de l'Arc de Nice (A.M.): Comptes Rendus d'Académie des Sciences, v. 250, p. 1875-1877.
- Gèze, 1960b, La genèse de l'Arc de Nice. (A.M.): Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique de France, p. 33-34.
- Gèze, 1968, Carte géologique de la France au 1/50000, feuille Menton-Nice: BRGM Ed, Orléans.
- Giannerini, G., 1980-1981, Analyse structurale de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var) : relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire: Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Série 2, Section 1, n°1: Géologie de la France p. 43-67.
- Gidon, M., 1997, Les chainons subalpins au nord-est de Sisteron et l'histoire tectonique de la nappe de Digne: Géologie Alpine, v. 73 p. 23-57.
- Gigot, P., Grandjacquet, C., and Haccard, D., 1974, Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 7.
- Gigot, P., Gubler, Y., and Haccard, D., 1975, Relations entre sédimentation et tectonique (en compression ou en extension); exemples pris dans les bassins Tertiaires des Alpes du Sud et de Haute Provence: International Sedimentological Congress, v. 4, p. 157-162.
- Ginsburg, L., 1959, Etude géologique de la bordure subalpine à l'Ouest de la basse vallée du Var: Bulletin du Service de la Carte Géologique de France, v. 57, p. 1-38.
- Goguel, J., 1936, Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bleone au Var.
- Guardia, P., Ivaldi, P., Dubar, P., Guglielmi, Y., and Perez, J.L., 1996, Paléotectonique linéaire et tectonique active des Alpes maritimes franco-italiennes; une synthèse: Géologie de la France, v. 1, p. 43-55.
- Hippolyte, J.-C., and Dumont, T., 2000, Identification of Quaternary thrusts, folds and faults in a low seismicity area: examples in the Southern Alps (France): Terra Nova, v. 12, p. 156-162.
- Hippolyte, J.C., 2001, Palaeostress and neotectonic analysis of sheared conglomerates: Southwest Alps and Southern Apennines: Journal of Structural Geology, v. 23, p. 421-429.
- Iaworsky, G., and Curti, G., 1960, La faune des poudingues de Roquebrune: Comptes Rendus d'Académie des Sciences, v. 251, p. 399.

- Kerkhove, C., 1969, La “zone du Flysch” dans les nappes de l’Embrunais-Ubaye: *Géologie Alpine*, v. 45, p. 5-204.
- Lanteaume, M., 1962, Contribution à l’étude géologique des Alpes-Maritimes franco-italiennes: Phd Thesis, Paris, Mémoires du Services de la Carte Géologique de France, p. 405.
- Laurent, O., Stéphan, J.F., and Popoff, M., 2000, Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l’arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales): *Géologie de la France*, v. 3, p. 33-65.
- Pécheux, J.F., 1979, Le poudingue de Roquebrune-Cap Martin (Alpes Maritimes): DEA, Université de Nice.
- Perez, J.L., 1975, La zone limite entre l’arc de Nice et l’arc de Roya (Alpes Maritimes). Observations structurales: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 7, t. XVII, p. 930-938.
- Ritz, J.F., 1991, Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l’Oligocène; implications sismotectoniques: Phd Thesis, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier II, France p. 497.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Schreiber, D., Giannerini, G., Corsini, M., and Lardeaux, J.-M., 2009, The active fault system of SW Alps: *Journal of Geodynamics*, v.49, 296-302.
- Schreiber, D., Giannerini, G., and Lardeaux, J.M., 2009, The SouthEast France basin at the Late Cretaceous: The link between Pyrenean collision and Alpine subduction: *Basin Research*, p. submitted.
- Schreiber, D., Lardeaux, J.-M., Martelet, G., Courrioux, G., and Guillen, A., 2010, 3-D modelling of Alpine Mohos in Southwestern Alps: *Geophysical Journal International*, v. DOI : 10.1111/j.1365-246X.2009.04486.x.
- Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M., and Fornari, M., 2009, 40Ar/39Ar dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma): *Terra Nova*, v. 21, p. 127-136.
- Tapoul, J.F., 1977, Etude géologique de la bordure sud orientale de l’arc de Castellane: Phd Thesis, Université des Sciences, Nice, p. 158.

II. TECTONIQUE PLIO-QUATERNAIRE A ACTUEL DANS LES ALPES SUD-OCCIDENTALES.

The active fault system in SW Alps (Publication 4)

Article publié dans *Journal of Geodynamics*.

Guillaume Sanchez^a, Yann Rolland^a, Dimitri Schreiber^a, Gérard Giannerini^{a*}, Michel Corsini^a, Jean-Marc Lardeaux^a.

^aUniversité de Nice Sophia Antipolis (UNS), UMR GeoAzur, 28 avenue Joseph Vallot, Parc Valrose, BP 2135, 06108 Nice, France.

RESUME

La sismicité historique et instrumentale dans les Alpes subalpines et ligures (France et Italie) révèle une récurrence de séismes de magnitude relativement importante ($M \geq 5.8$), comme celui qui s'est produit dans la région d'Aquila située dans les Apennins ($M = 6.3$ on the 30th March 2009). A ce jour, la cartographie détaillée du réseau de failles actives n'est que partiellement réalisée rendant difficile l'évaluation de l'aléa sismique dans cette région à forte densité de population, notamment sur les côtes. Le papier présente une étude détaillée du système de failles actives à partir d'observations de terrain le long du flanc Sud de l'arc alpin. Les investigations de terrain menées dans le massif de l'Argentera-Mercantour montrent que le réseau actif dans cette région est principalement un système de failles décrochantes dextres orientées N140°E s'initiant dans la région de l'Ubaye (Jausiers-Barcelonnette) traversant le massif de l'Argentera et se poursuivant jusqu'en mer Méditerranée (San Remo-Taggia) sur plus de 100 km. Le caractère actif de ces failles est attesté par (1) le décalage de surfaces topographiques et de polis glaciaires datés à 12 ka, (2) par la présence de pseudotachylites, (3) de glissements de terrain actifs, (4) de sources thermales, (5) par une activité sismique mesurable, notamment dans la région de Jausiers, et (6) par la localisation de certains grands séismes historiques sur ces mêmes failles. A la lumière de nos observations, nous proposons donc un nouveau schéma de la tectonique active dans les Alpes du Sud.

Mots clés : failles actives, sismicité historique, néotectonique, aléa sismique, Alpes Sud-Occidentales.

II.1. Version française abrégée

II.1.1. Introduction

Les Alpes Sud-Occidentales constitue la région de France où l'aléa sismique est le plus fort (Ritz et al., 1992 ; Sebrier et al., 1997 ; Eva & Solarino, 1998 ; Baroux et al., 2001 ; Larroque et al., 2001 ; Terrier, 2006). Cependant, le système de failles actives rendant compte de la sismicité régionale n'est à l'heure actuelle pas clairement identifié.

La cartographie de la déformation active nécessite une analyse structurale et chronologique du fait du fort héritage tectonique. Ainsi les 1^{ers} déplacements lors de la phase Alpine sont datés autour de 33-34 Ma en réponse à un raccourcissement NE-SW et en relation avec l'enfouissement de la plaque Européenne sous les unités métamorphiques des zones internes (**Figure 3-10** ; Simon-Labric et al., 2009). Ensuite, entre 26 et 20 Ma s'initie les mouvements le long des décrochevauchement en réponse à un raccourcissement N-S (Sanchez et al., 2009a) au front de l'indenteur mantellique, le corps d'Ivrée (e.g. Roure et al., 1996 ; Paul et al., 2001). Du Miocène au Pliocène, ces failles N140°E sont connectées avec le système de failles actives normales de la Haute Durance ainsi que la faille active de Serenne (Tricart et al., 1996 ; Sue and Tricart, 2003) (**Figure 3-10**). Le but du papier est donc d'identifier les failles actives dans les Alpes Sud-Occidentales à partir d'observations de terrain, notamment dans le massif de l'Argentera-Mercantour.

II.1.2. Investigations de terrain

Une étude détaillée a été réalisée le long de la faille N140°E de la Tinée (**Figure 3-10** ; **Figure 3-11a**). La zone de faille, décrochante dextre (**Figure 3-11b**), est marquée par la présence d'une importante fracturation verticale, espacée de 20-40 cm (**Figure 3-11c**) dont certains joints sont remplis de pseudotachylytes (**Figure 3-11d,e**). Ces dernières contiennent des clastes de quartz, parfois étirés ductilement dans la partie centrale (**Figure 3-11f**). Connectées à la faille principale (**Figure 3-11g**), elles représentent potentiellement la zone seismogénique exhumée (<10-15km ; Lin et al., 2005 ; Sibson and Toy, 2006). A partir des données traces de fission (Bigot-Cormier et al., 2006) et du gradient géothermique moyen dans les chaînes de collision (Crouzet et al., 2009), cette faille serait active entre 10 et 20 Ma.

L'activité récente sur cette même faille est également indiquée par l'évidence de mouvements récents (**Figure 3-12**). Suivant les segments de la faille, il est reporté des décalages maximum de crête et poli glaciaire de l'ordre de 15 à 50 m impliquant des déplacements important très récents

(**Figure 3-11** ; **Figure 3-12**). Un certain nombre de glissements de terrain initiés durant les derniers 10 000 ans jalonnent cette faille (Bigot-Cormier et al., 2005 ; Sanchez et al., 2009b). Etant donnée la zone d'endommagement autour de la faille de la Tinée (**Figure 3-12c**), il apparaît évident que les déplacements observés sont liés à une activité sismique.

II.1.3. Interprétations-Discussion

II.1.3.1. Les failles actives dans les Alpes Sud-Occidentales

La faille de la Tinée est en continuité directe avec la faille active de Jausiers dont l'orientation est définie par l'alignement d'épicentre durant la crise sismique 2004-2006 (**Figure 3-13** ; Jenatton et al., 2007). La similarité observée dans les mécanismes au foyer et l'inversion des couples failles-stries le long des failles de la Tinée et de Jausiers montrent que ces deux failles correspondent à une unique structure, nommé Jausiers-Tinée fault (JTF). Ce réseau de faille active est ainsi marqué par de nombreux séismes indiquant une composante majeure décrochante dextre ainsi qu'une composante normale mineure (**Figure 3-13**). Cette bimodalité est attribuée à l'expression d'un système en transtension à la jonction entre un domaine en extension (Sue and Tircart, 2003 ; Sue et al., 2007) et un domaine en décrochement (**Figure 3-10**).

Par analogie, la faille de Saorge-Taggia (STF), parallèle à JTF enregistre une sismicité continue en décrochement dextre compatible avec la géométrie et la cinématique de JTF. Par conséquent, STF et JTF représentent un système de failles actives « en échelon » qui localise l'essentiel de la déformation et sur lesquelles des séismes de magnitude $M > 6$ peuvent se produire comme l'occurrence de plusieurs forts séismes historiques (MSK > VIII ; 1564 : séisme nissart ; 1887 : séisme ligure) le suggère (Sisfrance, 2008).

A l'échelle régionale, le système conjugué senestre N20 de la Moyenne Durance –Pont Fossé Eychauda ainsi que les failles N20 senestres et N160 dextres mineures de Rouaine, Peille, St Blaise-Aspremont et Le Bès montrent également une activité récente ou actuelle (Cushing et al., 2008 ; Courboux et al., 2007 ; Campredon et al., 1977 ; Dubar et al., 1992 ; Jorda et al., 1992 ; Hippolyte et al., 2000).

II.1.3.2. Evaluation de l'aléa sismique

Ces nouvelles données ont de fortes implications sur l'aléa sismique. En effet, les décalages observés (15m et 50m) peuvent suggérer l'occurrence de très forts séismes. Toutefois, la forte variabilité des déplacements observés essentiellement du au fait d'une forte segmentation de la faille (le même laps de temps permettant ce décalage est considéré, à savoir 12 000 ans, ce qui

reste à confirmer pour le segment de faille décalant de 50m) peut entraîner une surestimation des magnitudes (Manighetti et al., 2007). Dans ce cas, les décalages de morphologies observées seraient reliés à des évènements sismiques de magnitude plus faible, bien que des processus de fluage lent ne soient pas à exclure.

II.1.4. Conclusions

A la lumière de nos observations structurales et chronologiques, nous proposons donc un nouveau schéma de la tectonique active dans les Alpes du Sud. Le modèle obtenu montre ainsi que cette région est soumise depuis au moins l'Holocène à un régime de déformation transcurrent accommodé principalement par un réseau de failles décrochantes dextres de plus de 100 km de long, orienté N140°E (La faille de Jausier-Tinée et de Saorge-Taggia), par un système de failles conjuguées senestres orientées N20°E (Faille de La Moyenne Durance et la faille de Pont de Fossé-Eychauda, faille de Peille-Laghet et faille de Rouaine...) et un réseau de failles N-S décro-normales (Failles de la Haute-Durance). Ces réseaux de failles présentent des caractéristiques de failles intra-plaques avec des mouvements lents. L'activité sismique reste modérée mais peut donner lieu occasionnellement à de forts séismes ($M \approx 6$).



Technical note

II.2. The active fault system of SW Alps

Guillaume Sanchez*, Yann Rolland, Dimitri Schreiber, Gérard Giannerini, Michel Corsini, Jean-Marc Lardeaux

Géosciences Azur UMR 6526 and Université de Nice Sophia Antipolis (UNS), CNRS and IRD, 28 Av de Valrose, BP 2135, 06108 Nice, France

Article info

Article history:

Received 4 September 2009

Received in revised form

17 November 2009

Accepted 19 November 2009

Keywords: Active fault
Historical seismicity
Neotectonics
Seismic hazard
SW Alps

Abstract

Historical and active seismicity in the south-western Alps (France and Italy) shows the recurrence of relatively high-magnitude earthquakes ($M \geq 5.8$), like the one that recently affected the Italian Apennine range ($M = 6.3$ on the 30th March 2009). However, up-to-date detailed mapping of the active fault network has been poorly established. The evaluation of seismological hazard in particular in the highly populated French and Italian coastal region cannot be done without this. Here, we present a detailed study of the main active fault system, based on geological observations along the south-western flank of the Alpine arc. This N140° right-lateral strike-slip active fault system runs along the edge of the Argentera-Mercantour range and can be followed down to the Mediterranean Sea. It is evidenced by (1) Holocene offsets of glacial geomorphology witnessing ongoing fault activity since 10 ka, (2) widespread recent (10–20 Ma) pseudotachylites featuring long term activity of the faults, (3) active landslides along the main fault zone, (4) geothermal anomalies (hot springs) emerging in the active faults, (5) ongoing low-magnitude seismic activity and (6) localization of the main historical events. In the light of our investigations, we propose a new tectonic pattern for the active fault system in the south-western Alps.

© 2009 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The greatest seismic hazard in France is located at the transition between the south-western Alps and the Ligurian basin (Ritz, 1992; Sébrier et al., 1997; Eva and Solarino, 1998; Baroux et al., 2001; Larroque et al., 2001; Terrier, 2006). However, the active fault network sparking off the regional seismic activity is not clearly identified. Thus, the (mapping) definition of active fault systems is crucial and requires detailed structural and chronologic analysis.

The active fault system in the south-western Alps is largely controlled by inherited alpine faults. Indeed, alpine tectonic displacements within the south-alpine N140°E dextral and N90°E thrust fault network were established on syn-kinematic phyllosilicates by the single-grain $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser method (Corsini et al., 2004; Sanchez et al., 2009a; Simon-Labric et al., 2009).

A first set of thrust motions with “top-towards west” kinematics is recognized at ~33–34 Ma and is related to burial of the European plate below the Penninic Frontal Thrust (PFT) and the orogenic wedge of the Internal Alps (Figure 3-10; Simon-Labric et al., 2009).

Further, right-lateral strike-slip displacements were initiated at ~26 Ma (Corsini et al., 2004) and followed at 20–22 Ma (Sanchez et al., 2009a) witnessing the onset of transcurrent motions accommodated by N140° trending faults in response to sub-meridian shortening in the south-western Alps. These dated shear zones were formed at mid crustal depths ($5 < P < 7$ kb – 15–20 km), at temperature conditions of 350 ± 50 °C (Sanchez et al., 2009a), at the front of the mantle wedge indenter of the Ivrea Body, which is located underneath the internal Alpine zone, north of the surface trace of the Penninic Frontal Thrust (Roure et al., 1996; Paul et al., 2001; Béthoux et al., 2007; Schreiber et al., 2008).

From Middle Miocene to Pliocene, these N140°E dextral strike-slip faults were connected to a sub-meridian extensional High Durance fault system and the N140°E dextral Serenne fault at the south-eastern boundary of the Pelvoux massif (Tricart et al., 1996; Sue and Tricart, 2003) (Figure 3-10).

In this study, we focus on the south-western slope of the Argentera-Mercantour massif where we have observed recent reactivation of the N140° right-lateral faults.

2. Field investigations

A field transect was performed along the major active N140°E regional fault (the Tinée Fault; Figs 3-10 and 3-11a) on which evident geological markers have witnessed recent activity. This fault is characterised by horizontal striae (Figure 3-11b) and featured by significant

*Corresponding author. Tel.: +33492 07 68 05; fax: +33492 07 68 16.

E-mail addresses: Guillaume.Sanchez@unice.fr (G. Sanchez), yrolland@unice.fr (Y. Rolland), dimitri.schreiber@unice.fr (D. Schreiber), Gerard.GIANNERINI@unice.fr (G. Giannerini), Corsini@unice.fr (M. Corsini), lardeaux@wanadoo.fr (J.-M. Lardeaux).

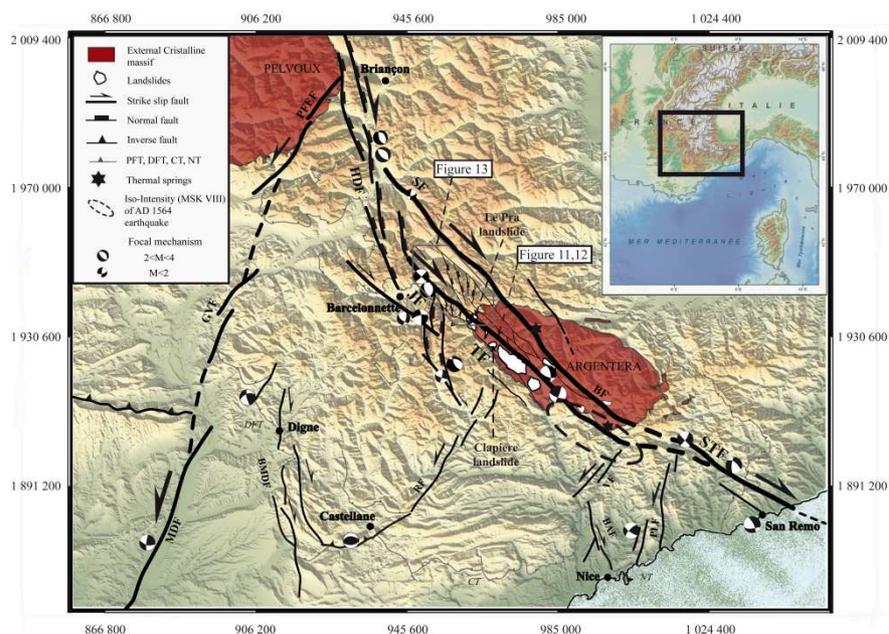


Figure 3-10. Regional geological map of the active fault network in the south-western Alps (Hautes-Alpes to Alpes-Maritimes, France), with the locations of key geological markers including faults, landslides (Jomard et al., 2007) and geothermal anomalies. Location of the AD 1564 historical seismic event is also shown. Focal mechanisms along the main fault have been taken from Courboux et al. (2003), Delacou et al. (2004) and Béthoux et al. (2007). The size represents the magnitude. PFT: Penninic Frontal Thrust; DCFT: Digne-Castellane Frontal Thrust, CT: Castellane Thrust; NT: Nice Thrust; JF: Jausiers fault; TF: Tinée fault; STF: Saorge-Taggia fault; PLF: Peille-Laghet fault; VF: Vésubie fault; BAF: St Blaise-Aspremont fault; RF: Rouaine fault; BMDF: Bès-MontDenier fault; MDF: Middle Durance fault; GVF: Grand-Vallon fault; PFEF: Pont de Fossé-Eychauda fault; HDF: High Durance fault; SF: Serenne fault; BF: Bersézio fault.

cant fracturing with N-S vertical joints spaced of 20–40 cm (Figure 3-11c). Some of these joints are filled by pseudotachylytes (detailed in Figure 3-11d-h) which are connected to the fault plan showing dextral movement (horizontal striae and tension gash “en echelon”; Fig. 2b and g). As widely evoked, the presence of pseudotachylytes related to fault zone records fossil earthquakes which nucleate at the base of brittle seismogenic zone (<10–15 km; Lin et al., 2005; Sibson and Toy, 2006). In our case, this corresponds to temperature $<200 \pm 100$ °C from the present-day Alpine geotherm (Crouzet et al., 1999) and allows estimating the exhumation age of this deep part of the seismogenic zone between 10 and 20 Ma according to fission track dates (Bigot-Cormier et al., 2006). This age range shows that the Tinée N140° dextral fault is active between 10 and 20 Ma as also suggested by the brecciation and offset of the joints observed in several places, which show late deformation in relation to seismic activity (Figure 3-11i).

Ongoing activity of this fault is also shown by the most recent Holocene slip events inferred from the offset of geomorphological features (Figure 3-12). Aerial photographs and field investigation of the Argentera-Mercantour massif reveal a consistent 50 m dextral offset of crests and glacially polished surfaces, nearby the pseudotachylyte zone (Figs 3-11a and 3-12a and b). Further north in Le Pra area, along the Tinée fault, Sanchez et al. (2009b) reported similar geomorphological observations. Glacially polished bedrock outcrops dated around 12 ka are offset by up to 15 m by some of the Tinée active fault scarps dated at 8–11 ka (Sanchez et al., 2009b). Moreover, in the neighbouring La Clapière and Le Pra landslides located along the Tinée active fault (Figs 3-10 and 3-11a), are dated between 10, 7 and 5 ka (Bigot-Cormier et al., 2005; Sanchez et al., 2009b). Therefore, according to the damaged zone near the Tinée fault, featured by a dense network of opened fractures (Figure 3-12c), it is obvious that such displacements can only be related to seismic activity. Moreover, in the Le Pra area, we can state that the 15 m right-lateral offset could result from a series of post-glacial seismic events post-dating 12 ka.

3. Interpretation–discussion

3.1. Active faults in SW Alps

These structural and geochronological investigations have provided evidence for the active character of the studied south-western Alps strike-slip system and allow the construction of a new regional map of active faults, presented in Figure 3-10. The observed morphological offsets are in lateral continuation to the active Jausiers fault, whose 140°E orientation is defined by the alignment of epicentres determined after the 2004–2006 seismic crisis (Figure 3-13; Jenatton et al., 2007). The studied active fault is defined by ongoing low-magnitude seismic activity represented by more than 16,000 earthquakes of maximum magnitude $ML = 2.7$ during this 2-year period (see Fig. 2b and 6 in Jenatton et al., 2007). The seismic activity was clustered along a 9 km long and 3–8 km-deep rupture zone trending in a 140°E direction (Figure 3-13). From focal mechanism analysis, fault motion is right-lateral strike-slip; more than half focal solutions show a strike-slip motion with a NW–SE dextral plane. Only a third is extensional with tension axes (T) trending NE–SW to E–W. These seismological data agree with field observations at the surface, showing the two different fault trends in the NW Argentera-Mercantour (Figure 3-10). Inversion of fault-striae data measured in the field to determine the paleo-stress directions gave similar solutions in the same zone (Figure 3-13). Two main tensors were obtained. The first one is featured by horizontal strike-slip along the N140° faults while the second one shows E–W extension along the N–S normal faults. Both are in agreement with a sub-meridian shortening. A third intermediate tensor is also obtained in the transition zones between the two fault types (Figure 3-13). Therefore, field analysis and focal mechanisms show that the Jausiers and Tinée faults correspond to a single structure hereafter called the Jausiers-Tinée Fault (JTF). At a larger scale, this active fault network is outlined by numerous focal mechanisms showing strike-slip and normal solutions (Delacou et al., 2004; Béthoux

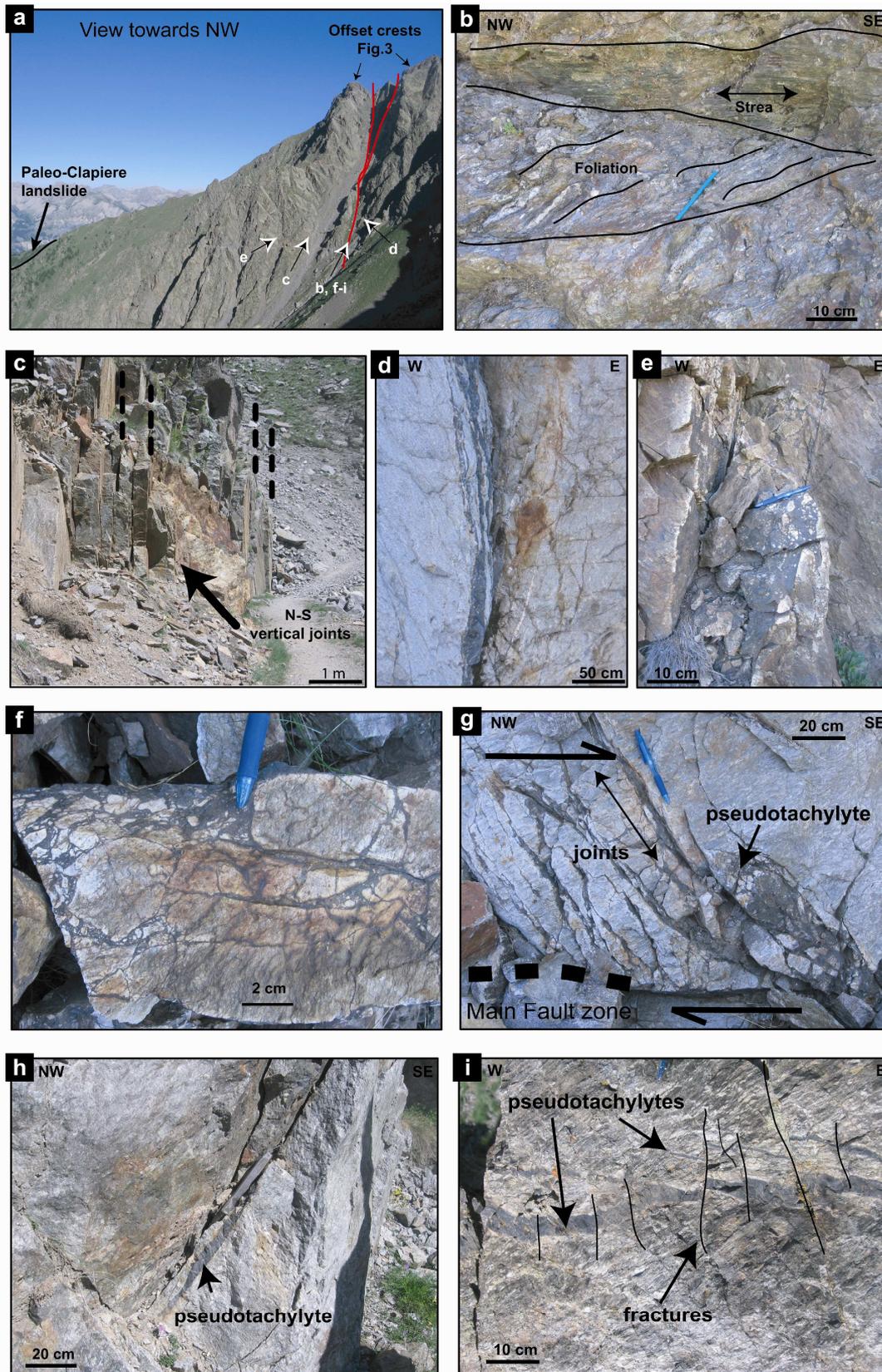


Figure 3-11. Pictures of field relationships in the Argentera-Mercantour crystalline massif (orthogneiss) along the Tinée Fault zone transect. (a) General view of Clapière landscape showing the Tinée fault zone; (b) evidence of right-lateral motion along the Tinée fault with horizontal striae and schistosity deflection. (c) Regularly spaced N-S joints in the damage zone along the Tinée fault. (d and e) Pseudotachylyte veins infilling the N-S joints. (f) Pseudotachylyte joints containing pure quartz clasts and showing cataclastic features evolving locally to ductile stretching of clasts in the central part of the joints. (g) Tension gash “en echelon” filled by pseudotachylytes showing dextral movement of the Tinée fault. (h) Pseudotachylyte joints reaching several centimetres in width. (i) Brecciation and offset of pseudotachylyte joints.

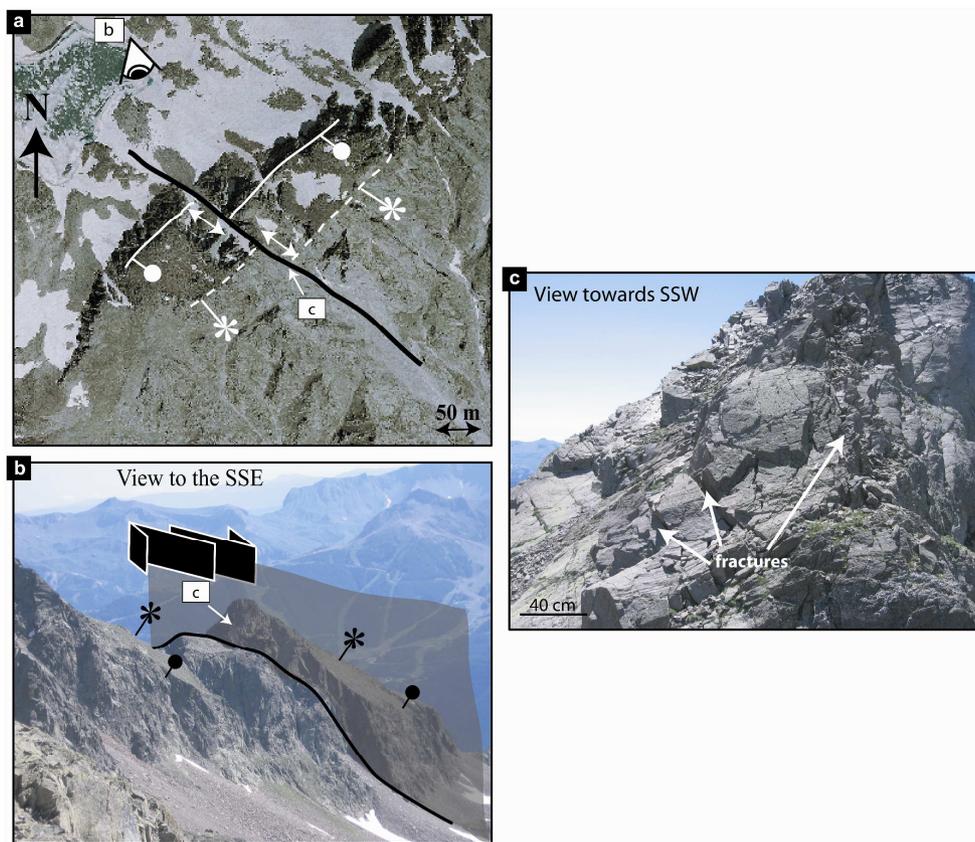


Figure 3-12. Pictures showing evidence of right-lateral displacement of the ≥ 10 ka geomorphology. (a) Aerial photograph, with the main fault underlined in black; offset geomorphological markers include offset crests (*) and slope break (●). (b) Landscape photograph showing the same markers. (c) Damaged zone along the fault located on (b), featured by numerous cracks and fractures with a high angle to the fault strike.

et al., 2007). We ascribe the bimodality of focal mechanisms and paleo-stress inversions as the expression of a “pull-apart” system (Figs 3-10 and 3-14). Following this interpretation, E-W extension (Sue and Tricart, 2003; Sue et al., 2007) and 140°E right-lateral motion are reconciled within a single model.

By analogy, at the south-eastern boundary of the Argentera-Mercantour massif, instrumental seismicity is recorded along-side of the Saorge-Taggia Fault (STF) (Maddedu et al., 1997), which is parallel to the JTF. The focal mechanism solutions indicate dextral strike-slip motion of the STF with a $\text{N}140^\circ$ trending plane (Maddedu et al., 1997) in agreement with the JTF geometry and kinematics. The south-eastern part of the STF active fault merges into the Mediterranean (Ligurian) Sea near San Remo where the morphology of the Messinian surface is strongly offset by this fault (Bigot-Cormier et al., 2004).

Regarding the JTF and STF, seismic activity has been reported since the 16th century, with earthquakes producing epicentral intensities $> \text{VIII}$, MSK (SisFrance, 2008). The strongest events were located near the village of La Bollène-Vésubie (AD 1564 event). It destroyed most villages in the Vésubie and upper Roya Valleys and was estimated to have had a magnitude of ~ 5.8 (Fig. 1; Cadiot, 1979). Its localization (Cadiot, 1979; SisFrance, 2008) near the JTF (Figure 3-10) allows us to attribute this event to JTF motion. Other major historical events occurred near San Remo and Menton including the 1887 earthquake, which reached intensity IX MSK (SisFrance, 2008).

Thus, according to the field investigations, seismological data and historical seismicity, it appears that the STF and the JTF represent an active “en echelon” faults system (JTF-STF), which localises most of the deformation in the area and on which high-magnitude earthquakes ($M > 6$) may occur.

At a regional scale, moderate but regular seismicity has also been recorded along the $\text{N}20^\circ$ sinistral Middle Durance Fault (MDF; Cushing et al., 2008) on which five significant seismic events with intensity $\text{MSK} \geq \text{VIII}$ occurred during these five last centuries (SisFrance, 2008). The MDF is linked to the “Grand Vallon and Pont de Fossé-Eychauda” fault (GVF-PFEF), extending northwards into the Pelvoux massif, along which microseismicity has been measured (Terrier, 2006). These observations show that the MDF-GVF-PFEF comprises a unique $\text{N}20^\circ$ tectonic structure that branches into the main active fault system at the boundary between the internal and external Alps. Similarly, instrumental seismicity has revealed activity on other $\text{N}20^\circ$ sinistral faults, such as the Peille-Laguet (PLF; Courboux et al., 2003), Vésubie (VF) and Rouaine (RF) faults (Terrier, 2006), which are truncated by the $\text{N}140^\circ$ JTF-STF (Figure 3-10). Deformation of Plio-Quaternary alluvial deposits has been described along the Digne (Jorda et al., 1992; Hippolyte and Dumont, 2000) and Mont Féron (Campredon et al., 1977; Dubar et al., 1992) thrust, also demonstrating their recent reactivation with a dextral strike-slip component (Bès-MontDenier Fault: BMDF; St Blaise-Aspremont fault: BAF; Figure 3-10).

Thus, the tectonic framework of the south-western external Alps exhibits a conjugate active fault system formed by $\text{N}140^\circ$ dextral and $\text{N}20^\circ$ sinistral faults compatible with a sub-meridian shortening context (Figure 3-10).

3.2. Seismic hazard evaluation

These new findings have implications for the evaluation of seismological and related (landslide, tsunami) hazards in one of the most populated regions of the Mediterranean Sea coast (the Riviera). Seismicity reported on the JTF-STF during the last

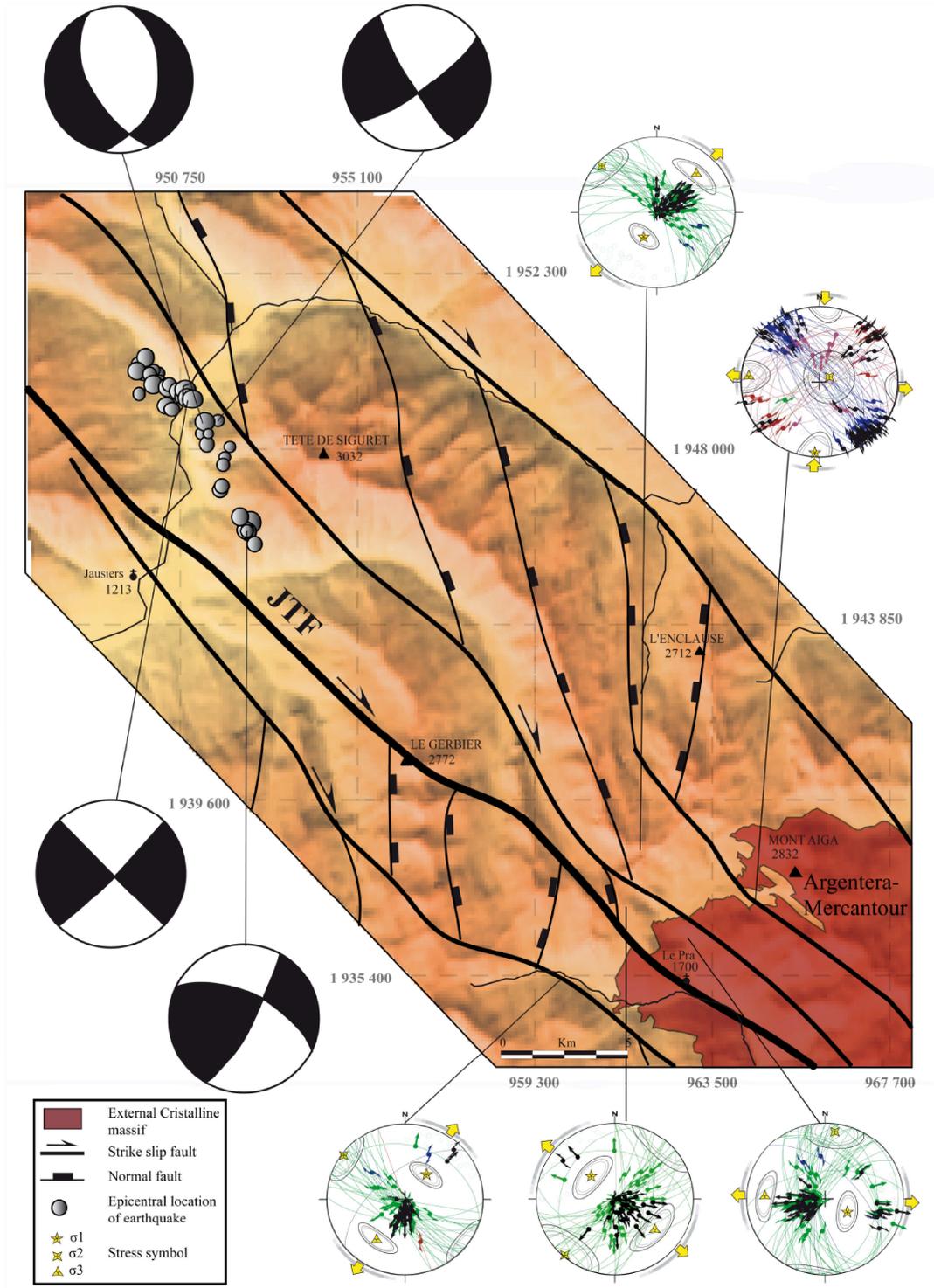


Figure 3-13. Relationship between focal mechanisms and paleo-stress axes along the JTF. The cartographic data correspond to field investigations locally filled out by 1/50,000 geological maps data. Focal mechanisms along the Jausier fault (JF) have been taken from Jenatton et al. (2007). Schmidt stereonets in lower hemisphere showing the distribution of more than 70 measured fault and striae and the computation of paleo-stress axes determined with Tector software (Angelier, 1990). Stars with 5, 4 and 3 branches mark the principal stress axes of 1, 2 and 3 respectively. Large grey arrows show directions of compression and extension with azimuthal confidence in grey. The contours around poles give the principal stress axes uncertainty during the inversion.

decade is moderate ($M < 4$) and the historical earthquake catalogue (SisFrance, 2008) does not report any significant event along the entire fault. However, the offset of topographic crests and glacial morphology observed along the JTF-STF imply a major paleoseismic event. As many authors have pointed out, different slips and stress drops can be observed from large earthquakes with similar sizes (Wells and Coppersmith, 1994; Romanowicz and Ruff, 2002;

Manighetti et al., 2007). In particular, Manighetti et al. (2007) claimed that such variability of slips could be related to the fault geometry. Indeed, a segmented fault, breaking in shorter but more strongly energetic ruptures, may display higher slip than an unsegmented fault. Along the extremely segmented JTF-STF system,

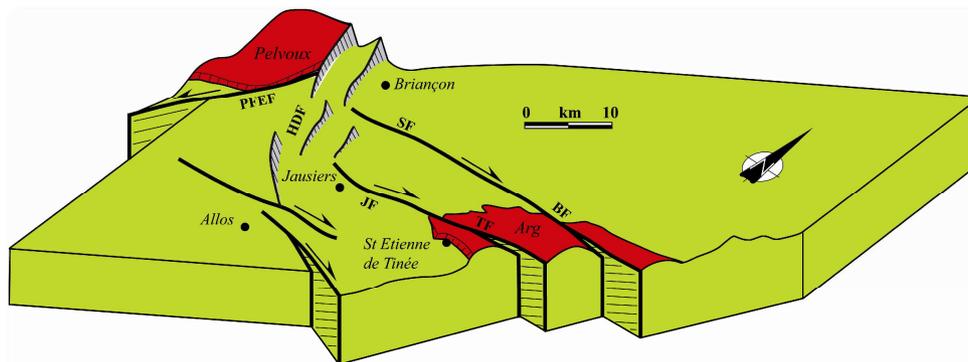


Figure 3-14. Block diagram showing the active fault system in the north-western part of the south-western Alps. The picture represents the pull-apart system with the two major dextral Jausier-Tinée fault and Serrennes-Bersézio fault and the extensional High Durance fault system.

the maximum displacement observed (15 and 50 m), can lead to magnitude overestimation with respect to a more mature unsegmented fault. Therefore, the offset morphologies could result from the recurrence of lower magnitude earthquakes ($M \approx 6$) and creeping processes also cannot be ruled out. In the same way, the seismic potential of the MDF-GV-PFEF, which corresponds to the major N20 conjugate fault, has been assessed by palaeoseismological investigations that suggest the possibility of a strong earthquake between 27 and 9 ka (Sébrier et al., 1997). Concerning the seismic hazard related to the N20 conjugated faults (RF, VF and PLF), the present-day seismicity remains lower than the main N140°E fault system, even if nothing proves that a large earthquake along these minor faults could not occur though it is suggested by the AD 1618 and AD 1664 earthquakes (SisFrance, 2008). Thus, more work has to be done to estimate the motions on these smaller fault segments as they merge into the densely populated coastal zone. Even lower magnitude earthquakes ($M \leq 6$) on these minor faults could cause dramatic damage given their shallow hypocenter depth and local site effects.

4. Conclusions

Based on the field investigations and seismicity, it is concluded that the south-western Alps has been subject to transcurrent deformations since at least the Holocene period, mainly accommodated by a >100 km long, N140°E dextral segmented active fault system (JTF-STF), a conjugate N20 sinistral fault (MDF GV-PFEF) and minor conjugate N20 sinistral (RF, VF, PLF) and N-S extensional (HDF) or dextral faults (DF, BAF, BF, SF). These active faults share some general characteristics of intraplate faults, such as their relatively slow tectonic motions. Infrequent but large earthquakes ($M \approx 6$) may be expected near the densely populated French and Italian coastlines but the recurrence and magnitude of such events remains to be estimated.

Acknowledgments

This work was part of the GIS-CURARE regional project to analyse the geohazards in the Alpes-Maritimes. We thank P. Tricart and one anonymous reviewer for their constructive remarks.

References

- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International* 103, 363–376.
- Baroux, E., Béthoux, N., Bellier, O., 2001. Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophysical Journal International* 145, 336–348.
- Béthoux, N., Sue, C., Paul, A., Virieux, J., Fréchet, J., Thouvenot, F., Cattaneo, M., 2007. Local tomography and focal mechanisms in the south-western Alps: comparison of

- methods and tectonic implications. *Tectonophysics* 432 (1–4), 1–19.
- Bigot-Cormier, F., Braucher, R., Bourles, D., Guglielmi, Y., Dubar, M., Stephan, J.-F., 2005. Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth and Planetary Science Letters* 235 (1–2), 141–150.
- Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sosson, M., Deverchère, J., Farnandini, M., Guennoc, P., Popoff, M., Stephan, J.F., 2004. Pliocene deformation of the north-Ligurian margin (France): consequences of a south-Alpine crustal thrust. *Bulletin de la Société Géologique de France* 175 (2), 197–211.
- Bigot-Cormier, F., Sosson, M., Poupeau, G., Stéphan, J.F., 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.
- Cadiot, B., 1979. Le séisme Nissart de 1564. Mémoire n°96: BRGM, France.
- Campredon, R., Franco, M., Giannerini, G., Gigot, P., Irr, F., Lanteaume, M., Spini, H., Tapoul, J.-F., 1977. Les déformations de conglomérats pliocènes de l'arc de Nice (Chaînes subalpines méridionales). *Comptes Rendus sommaires de la Société Géologique de France* 2, 75–77.
- Corsini, M., Ruffet, G., Cabry, R., 2004. Alpine and the hercynian geochronological constraints in the Argentera Massif (Western Alps). *Eclogae Geologicae Helveticae* 97, 3–15.
- Courboux, F., Larroque, C., Deschamps, A., Gélis, C., Charreau, J., Stéphan, J.F., 2003. An unknown active fault revealed by microseismicity in the south-east of France. *Geophysical Research Letters*, 30.
- Crouzet, C., Menard, G., Rochette, P., 1999. High-precision three-dimensional paleothermometry derived from paleomagnetic data in an Alpine metamorphic unit. *Geology* 27 (6), 503–506.
- Cushing, E.M., Bellier, O., Nechtschein, S., Sébrier, M., Lomax, A., Volant, Ph., Dervin, P., Guignard, P., Bove, L., 2008. A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: the example of the Middle Durance Fault (SE France). *Geophysical Journal International* 172 (3), 1163–1178.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.D., 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.
- Dubar, M., Guglielmi, Y., Falgueres, C., 1992. Néotectonique et sédimentation cotière quaternaires en bordure de l'arc subalpin de Nice (A.M., France). *Quaternaire* 3, 105–110.
- Eva, E., Solarino, S., 1998. Variations of stress directions in the western Alpine arc. *Geophysical Journal International* 135, 438–448.
- Hippolyte, J.C., Dumont, T., 2000. Identification of Quaternary thrusts, folds and faults in a low seismicity area: examples in the Southern Alps (France). *Terra Nova* 12 (4), 156–162.
- Jenatton, L., Guiguet, R., Thouvenot, F., Daix, N., 2007. The 16,000 event 2003–2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Jomard, H., Lebourg, T., Binet, S., Tric, E., Hernandez, M., 2007. Characterization of an internal slope movement structure by hydrogeophysical surveying. *Terra Nova*, 19 (1), 48–57.
- Jorda, M., Combes, P., Philip, H., 1992. Tectogenèse et morphogenèse quaternaires des chaînes subalpines méridionales (région de Digne et vallée de la Bléone). *Quaternaire* 3, 129–135.
- Larroque, C., Béthoux, N., Calais, E., Courboux, F., Deschamps, A., Déverchère, J., Stéphan, J.F., Ritz, J.F., Gilli, E., 2001. Active deformation at the junction between southern French Alps and Ligurian basin. *Netherlands Journal of Geosciences* 80, 255–272.
- Lin, A., Maruyama, T., Stallard, A., Michibayashi, K., Camacho, A., Kano, K., 2005. Propagation of seismic slip from brittle to ductile crust: evidence from pseudotachylyte of the Woodroffe thrust, central Australia. *Tectonophysics* 402, 221–235.
- Maddedu, B., Béthoux, N., Stéphan, J.F., 1997. Champ de contrainte post-pliocène et déformations récents dans les Alpes sud-occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France* 167, 797–810.
- Manighetti, I., Campillo, M., Bouley, S., Cotton, F., 2007. Earthquake scaling, fault segmentation and structural maturity. *Earth and Planetary Science Letters* 253 (3–4), 429–438.
- Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Béthoux, N., Fréchet, J., 2001. A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research*, 106.

- Ritz, J.-F., 1992. Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du Sud: analyses en termes de contraintes. *Quaternaire* 3, 111–124.
- Romanowicz, B., Ruff, L.J., 2002. On moment-length scaling of large strike slip earthquakes and the strength of faults. *Geophysical Research Letters* 29,
- Roure, F., Choukroune, P., Polino, R., 1996. Deep seismic reflection data and new insights on the bulk geometry of mountain ranges. *Comptes Rendus d'Académie des Sciences de Paris* 322 (2a), 345–359.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Corsini, M., Jolivet, M., Bricchau, S., Oliot, E., Goncalves, P., 2009a. Exhumation along transpressive dextral strike slip fault in the Argentera massif (south-western Alps) constrained by structural, metamorphism and low-temperature thermochronology. *Geophysical Research Abstracts*, 11.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Corsini, M., Braucher, R., Bourlès, D., Arnold, M., Aumaître, G., 2009b. Relationships between tectonics, slope instability and climate change: cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps. *Geomorphology*, doi:10.1016/j.geomorph.2009.10.019.
- Schreiber, D., Lardeaux, J., Courrioux, M., Martelet, G., Guillen, G.A., 2008. 3D modelling of alpine Mohos in south-western Alps. In: *International Geological Congress Abstracts. Congrès Géologique International, Resumes*, p. 33.
- Sébrier, M., Ghafiri, A., Bles, J.-L., 1997. Paleoseismicity in France: fault trench studies in a region of moderate seismicity. *Journal of Geodynamics* 24 (1–4), 207–217.
- Sibson, R.H., Toy, V.G., 2006. The habitat of fault-generated pseudotachylite: presence versus absence of friction melts. In: *Abercrombie, R.E., McGarr, A., Di Toro, G., Kanamori, H. (Eds.), Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting*, vol. 170. *Geophysical Monograph*, American Geophysical Union, pp. 153–166.
- Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M., Fornari, M., 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma). *Terra Nova* 21 (2), 127–136.
- SisFrance, 2008. Catalogue de la sismicité historique de la France. BRGM/EDF/IRSN, <http://www.sisfrance.net>.
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.D., Allanic, C., Tricart, P., 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., Tricart, P., 2003. Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics* 22 (5), 1–25.
- Terrier, M., 2006. Identification et hiérarchisation des failles actives de la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur. BRGM/RP-53930-FR.
- Tricart, P., Bouillin, J.P., Dick, P., Moutier, L., Xing, C., 1996. Le faisceau de failles de haute-Durance et le rejeu distensif du front Briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales) (The High Durance Fault-Zone and the extensional reactivation of the Briançonnais Front Thrust, to the SE of the Pelvoux Massif (Western Alps)). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes* 323 (3), 251–257.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (4), 974–1002.

III. FAILLES ACTIVES ET RELATIONS AVEC LES GRANDS GLISSEMENTS DE TERRAIN.

L'identification du système de failles décrochantes dextres Jausiers-Tinée orienté N140°E traversant le massif de l'Argentera-Mercantour et se poursuivant jusqu'en mer Méditerranée (San Remo-Taggia) nous a conduit à reconsidérer l'aléa gravitaire, notamment dans la vallée de la Haute Tinée où se localise les plus grands mouvements de versants (ex. La Clapière), caractérisés par la rupture de plusieurs centaines de millions de m³ de matériel rocheux lors d'évènements rapides ou moyen terme (de 10000 ans à quelques secondes) (Follacci et al., 1987). La dynamique de rupture caractérisant les phénomènes gravitaires est complexe. En effet, les glissements gravitaires peuvent prendre de multiples formes, se produisent à différentes échelles de temps et font appel à de multiples processus dont de nombreux sont interdépendants tels que la tectonique active et/ou les changements climatiques. Les études menées auparavant dans ce domaine dans les Alpes ont surtout visé à caractériser la géométrie et la cinématique des grands glissements de terrain actifs, attribuant leur initiation le plus souvent à l'effet d'un rebond postglaciaire (Agliardi et al., 2001 ; Ballantyne, 2002 ; Persaud and Pfiffner, 2004 ; Hormes et al., 2008) ou à des variations de température et d'humidité en relation avec le changement climatique (Ivy-Ochs et al., 2009 ; LeRoux et al., 2009). Le lien avec les failles est souvent évoqué du fait de relations spatiales fortes. Toutefois, aucune corrélation temporelle entre ces différents processus n'a pu être établie de manière satisfaisante, limitant la compréhension des processus de rupture de versants.

L'utilisation de méthodes de datation, notamment par nucléides cosmogéniques utilisant le ¹⁰Be et permettant de dater l'exposition de surfaces morphologiques s'avère donc essentielle (Bigot-Cormier et al., 2005). Le récent développement au CEREGE de ces méthodes permet aujourd'hui d'acquérir des informations temporelles de plus en plus précises avec une résolution inférieure aux événements sismiques et aux grands changements climatiques.

La première partie présente le principe général de la méthode de datation par les cosmonucléides ¹⁰Be produits in situ ainsi que l'obtention des âges d'exposition.

La deuxième partie fait état de l'étude structurale et géochronologique (cosmonucléides ¹⁰Be) menée le long de la faille active de Jausiers-Tinée au NO du massif de l'Argentera-Mercantour dans le but d'évaluer l'impact de la tectonique active sur la déstabilisation de versant. Ces travaux ont fait l'objet d'un article publié à « **Geomorphology** », dont les principales conclusions seront résumées.

III.1. La méthode cosmonucléide ^{10}Be produit in situ.

La datation par les cosmonucléides produits in-situ développée depuis une vingtaine d'année est devenue l'une des principales méthodes de quantification des processus affectant la surface terrestre. Utilisant les rares nucléides (^3He , ^{10}Be , ^{21}Ne , ^{26}Al , ^{36}Cl) produits par l'interaction du rayonnement cosmique avec les roches de la surface terrestre, dès les premiers mètres de la couche terrestre, elle permet la détermination précise des âges d'exposition des marqueurs morphologiques ainsi que des taux d'érosion.

III.1.1. Théorie et principes

III.1.1.1. Origine du ^{10}Be produit in-situ

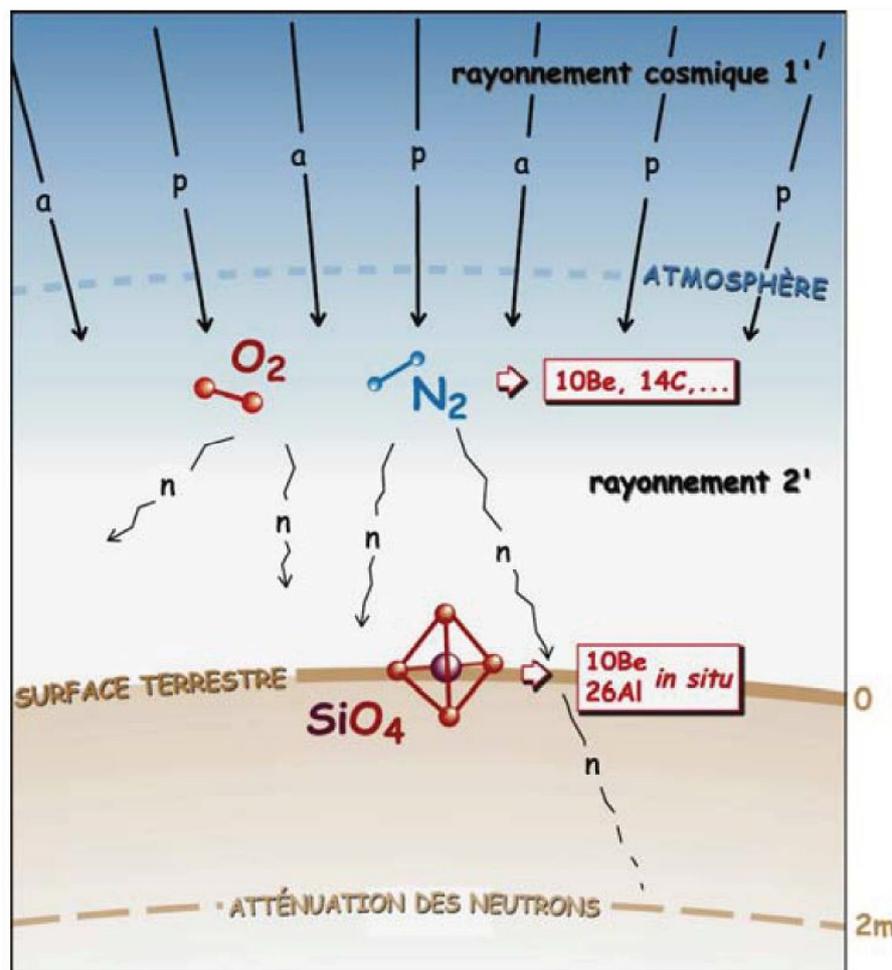


Figure 3-15 : Production du ^{10}Be par rayonnement cosmique dans les premiers mètres de la croûte terrestre (Vassallo, 2006)

La datation par cosmonucléides ^{10}Be produits in situ est basée sur l'accumulation de ^{10}Be dans les roches terrestres (**Figure 3-15**). Les particules cosmiques, dites primaires, d'origine

galactique bombardant en permanence les couches les plus superficielles de l'atmosphère interagissent avec les constituants de l'atmosphère (N et O). Cette cascade de réactions nucléaires provoque ainsi la création de rayonnement cosmique dit secondaire essentiellement composé d'éléments instables comme le ^{14}C , le ^{10}Be (non utilisé dans ce travail puisque produit dans l'atmosphère) et des particules élémentaires comme les neutrons et les muons. Une faible proportion (0,1%) de ces particules cosmiques secondaires atteint la surface terrestre avec une énergie suffisante pour produire du ^{10}Be dans les roches de la surface exposée.

Le ^{10}Be provient ainsi de réactions de spallations mettant en jeu des neutrons, des muons et les éléments constitutifs des minéraux (Si, O, Al, Fe, Mg). L'absorption efficace de l'énergie du rayonnement cosmique par la matière limite la production du ^{10}Be aux premiers mètres sous la surface (2-3m).

III.1.1.2. Production de ^{10}Be :

Différente des datations radiochronologiques conventionnelles basées sur les décroissances radioactives en fonction du temps, la particularité de la méthode ^{10}Be est l'accumulation au cours du temps de l'élément ^{10}Be produit in-situ. Ce dernier n'est pas fonction de la proportion d'un autre isotope (^{40}K pour la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar) mais (i) de la quantité de rayonnement cosmique atteignant la surface terrestre et, (ii) des pertes subies soit par désintégration radioactive, soit par érosion de la partie superficielle du profil. La quantité de ^{10}Be accumulée dans les premiers mètres sous la surface dépend alors de l'intensité du rayonnement cosmique, du champ magnétique, des propriétés d'absorption de la matière traversée, de la demi-vie du ^{10}Be et du taux d'érosion.

L'ensemble de ces paramètres est bien connu pour le quartz, minéral présentant l'avantage d'être abondant, peu altérable, structuralement bien connu et possédant un réseau cristallin minimisant les pertes par diffusion et les contaminations par le ^{10}Be atmosphérique (**voir §Annexe II** : mode opératoire de préparation des échantillons).

III.1.2. De la concentration à l'âge ^{10}Be

La mesure de la concentration en ^{10}Be se fait par spectrométrie de masse par accélérateur (SMA). Cette technique basée sur le comptage direct du nombre d'atomes s'est développée depuis plusieurs années permettant une diminution considérable du seuil de détection ([Raisebeck](#)

et al., 1987). Dans la présente étude, les mesures ont été effectuées au laboratoire national des nucléides cosmogéniques (ASTER) au CEREGE à Aix en Provence.

Une fois la concentration ^{10}Be mesurée, son interprétation en termes d'âges ^{10}Be d'exposition ne se fait pas sans intermédiaire à cause d'un nombre important de facteurs, évoqués précédemment, à prendre en compte. Le point fondamental du calcul d'un âge ^{10}Be est la détermination précise du taux de production des cosmonucléides (^{10}Be) produits dans les minéraux exposés au rayonnement cosmique. Il dépend du rayonnement cosmique, de l'altitude et de la géométrie du site. A cela s'ajoute la décroissance radioactive et la modélisation de l'érosion.

III.1.2.1. Le taux de production

III.1.2.1.1. Variations spatio-temporelles

Le taux de production de ^{10}Be à la surface P_0 est défini de façon empirique par le polynôme de Lal (1991) :

$$P_0(L,z) = a(L) + b(L)z + c(L)z^2 + d(L)z^3 \quad (3-1)$$

Où L est la latitude géomagnétique, z l'altitude en km du site et a, b, c, d sont des coefficients dépendant de L .

Il rend compte des variabilités latitudinales et altitudinales dues au champ magnétique terrestre du taux de production à la surface. Toutefois, l'intensité variable du vent solaire et les oscillations du dipôle magnétique terrestre (en direction et en intensité) peuvent induire des fluctuations de la production de cosmonucléides. Ces variabilités d'intensité du bombardement ainsi que du champ géomagnétique étant encore largement débattues à l'heure actuelle (Balco et al., 2008), on considère que pour la période courte Pléistocène-Holocène le taux de production est resté constant dans le temps.

Ce modèle de taux de production a été optimisé par Stone (2000). Réutilisant le polynôme de Lal (1991), il améliore le mode de calcul en tenant compte de la pression atmosphérique permettant ainsi une meilleure précision des taux de production à la surface. L'erreur sur le taux de production est estimée à 6,6 % en tenant compte de la réévaluation récente de la demi-vie du ^{10}Be ($(1.36 \pm 0.07) \times 10^6$ an ; Nishiizumi et al. 2007).

III.1.2.1.2. Effet de la géométrie du site

L'intensité du rayonnement cosmique va dépendre également de la géométrie d'exposition. En effet, l'intensité est maximale lorsque l'échantillon est exposé aux rayonnements sur une

surface horizontale à ciel ouvert. A l'inverse, si l'échantillon est sur une surface où le ciel est obstrué par un ou plusieurs objets suffisamment épais (quelques mètres) empêchant le rayonnement cosmique de bombarder la surface, l'intensité ne sera pas maximale (**Figure 3-16**).

Dunne et al. (1999) ont proposé un facteur correctif rendant compte de l'écrantage de la surface exposée défini par la relation suivante :

$$St = 1 - \frac{1}{2\pi} \sum_{i=1}^n \Delta\phi_i \sin^{m+1}(\theta_i) \quad (3-2)$$

Avec Φ , angle solide sous lequel les rayons cosmiques bombardent la cible et θ , angle d'incidence des rayons cosmiques par rapport à l'horizontale.

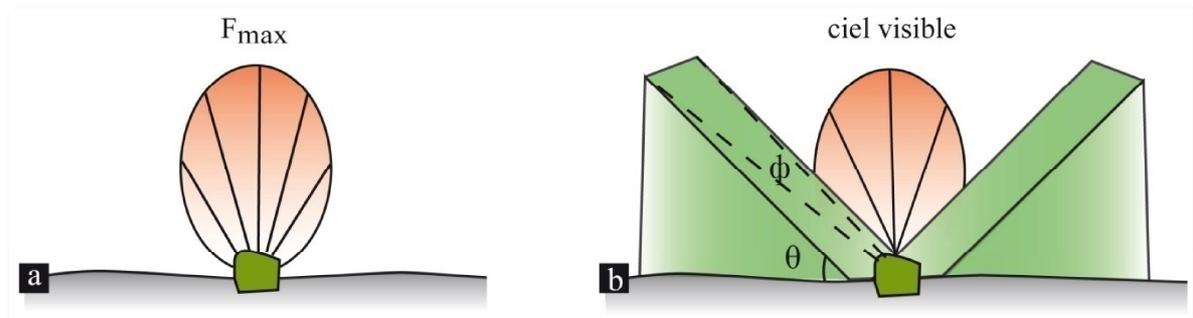


Figure 3-16. Influence de la géométrie du site d'échantillonnage sur la production en cosmonucléides. **a.** Cas d'une surface horizontale : la cible est bombardée par le rayonnement cosmique provenant de toutes les directions de l'espace. Le flux de rayonnement cosmique est donc maximal. **b.** cas d'une cible localisée sur une pente (θ) et masquée par le relief environnant (angle solide : ϕ). Il faut dans ce cas tenir compte de la portion de ciel ouvert visible au dessus de la cible. Le flux de rayonnement cosmique est donc diminué.

III.1.2.1.3. Effet de la profondeur

La décroissance du taux de production en fonction de la profondeur due à l'atténuation du rayonnement cosmique est modélisée par la relation suivante (Lal, 1991) :

$$P(x) = P_s \times e^{\left(\frac{-\rho x}{\Lambda}\right)} \quad (3-3)$$

Avec $P_s = P_0 \cdot St$; ρ , densité de la roche (g/cm^3) ; x , la profondeur (cm) ; Λ , la longueur d'atténuation des particules qui vaut 150 g/cm^3 pour les neutrons, 1500 g/cm^2 pour les muons lent et 5300 g/cm^2 pour les muons rapides (Braucher et al., 2003).

L'atténuation du taux de production est très rapide en fonction de l'épaisseur de matière traversée. A la surface, la majeure partie de cette production est due aux neutrons. En profondeur, le ^{10}Be est produit par les muons tandis que la production neutronique devient négligeable (Siame et al., 2000) (Figure 3-17). Pour indication, à 1m50 de profondeur seulement 10% de la production de surface est assurée.

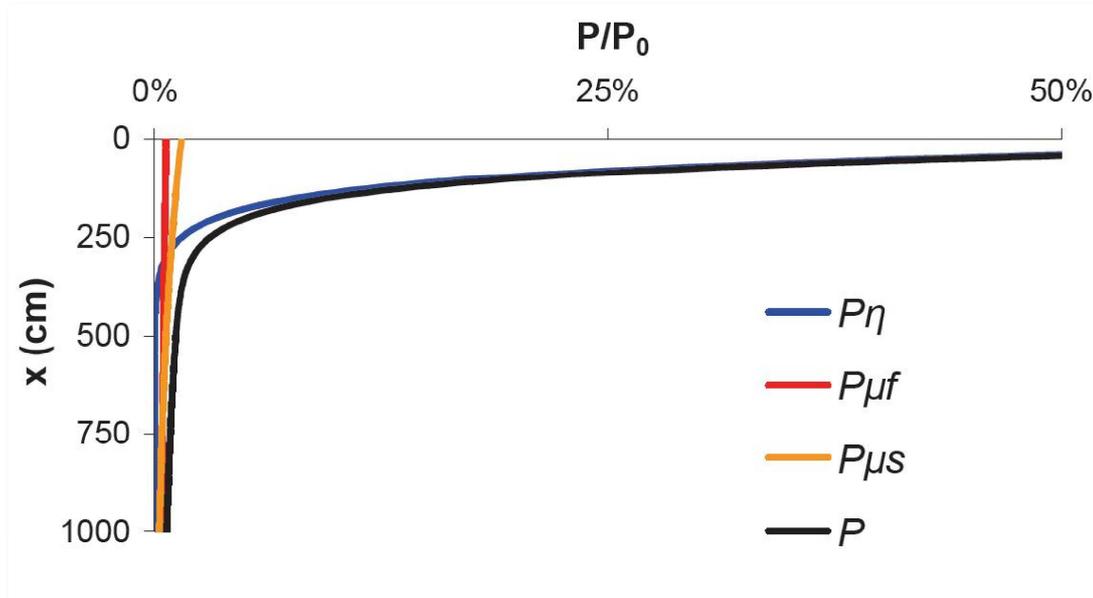


Figure 3-17. Evolution du taux de production en fonction de la profondeur (x) (extraite de Le Roux, 2009). La densité de la matière traversée est égale à 2.5 g.cm^{-3} . Les différentes contributions spallogéniques et muoniques sont 97.85%, 1.5 % et 6.5 %, respectivement (Braucher et al., 1998). Les longueurs d'atténuations sont indiquées dans l'équation (3).

III.1.2.2. La modélisation de l'âge d'exposition ^{10}Be

La concentration C du ^{10}Be en fonction de la profondeur et du temps est donc la différence entre l'accumulation due au rayonnement cosmique $P(x,t)$ et les pertes par érosion et par décroissance radioactive. Elle est donnée par l'équation suivante (Lal, 1991) :

$$\frac{\partial C(x,t)}{\partial t} = P(x,t) - \varepsilon \times \frac{\partial C(x,t)}{\partial x} - \lambda C(x,t) \quad (3-4)$$

Où λ est la constante de décroissance radioactive du ^{10}Be et ε le taux d'érosion ($\text{g/cm}^2/\text{an}$)

En différenciant les différentes contributions spallogéniques ($P_{\text{spal.}} = 97,85\%$) et muoniques ($P_{\mu s} = 1,5$ et à $P_{\mu f} = 6,5\%$) sur le taux de production, l'évolution de la concentration en béryllium $C(x,t)$ au cours du temps t est donc :

$$\begin{aligned}
 C_{(x,\varepsilon,t)} = & C_{(x,0)} \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_s \cdot P_{spal.}}{\frac{\varepsilon \rho}{\Lambda_n} + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda_n}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda \right)} \right] + \\
 & + \frac{P_s \cdot P_{\mu s}}{\frac{\varepsilon \rho}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda_{\mu s}}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda \right)} \right] + \frac{P_s \cdot P_{\mu f}}{\frac{\varepsilon \rho}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda_{\mu f}}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda \right)} \right]
 \end{aligned}
 \tag{3-5}$$

Avec C_0 la concentration initiale de l'échantillon due à un héritage géologique éventuel.

La concentration augmente donc au cours du temps jusqu'à un état d'équilibre où l'accumulation en ^{10}Be est compensée par les pertes par érosion et par décroissance radioactive (Lal, 1991) (Figure 3-18). En fonction du taux d'érosion, cet état stationnaire sera plus ou moins précoce dans l'histoire de l'échantillon. Par conséquent, en mesurant la concentration en cosmonucléides ^{10}Be de l'échantillon, en estimant le taux d'érosion et en connaissant l'héritage géologique on peut modéliser le temps d'exposition de la roche à la surface.

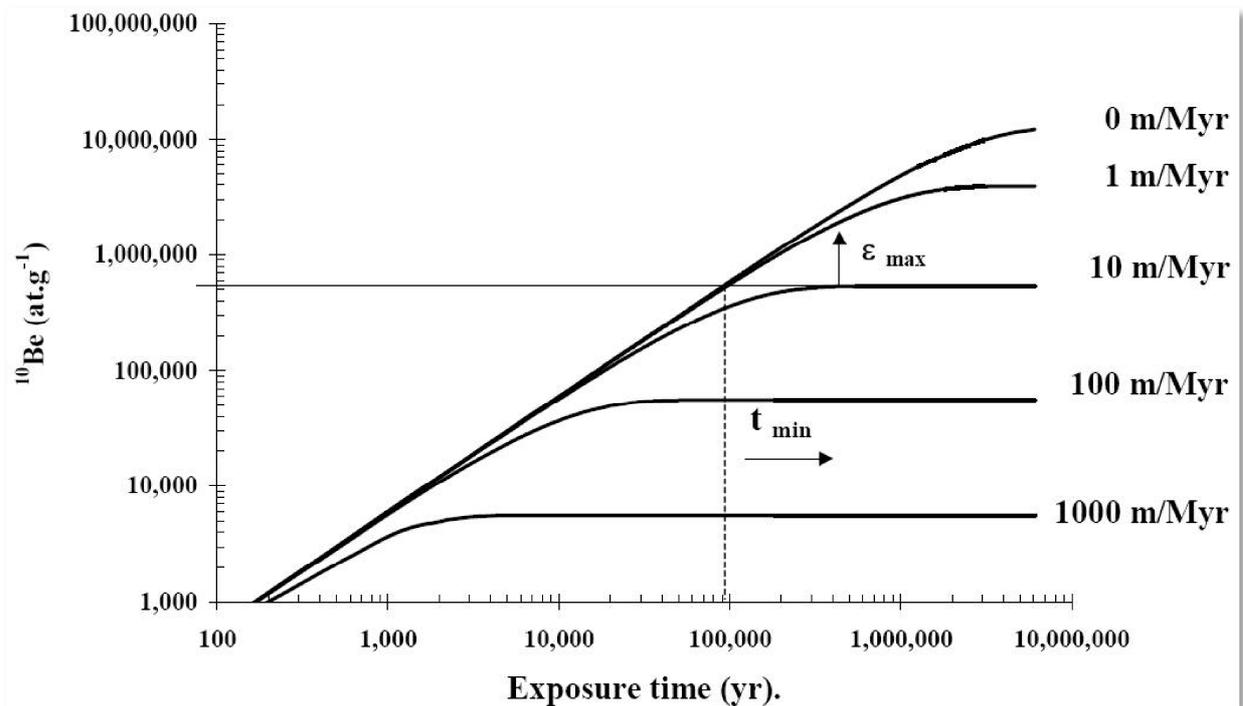


Figure 3-18. Evolution théorique de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps d'exposition pour différents taux d'érosion (Braucher et al., 1998).

Dans la présente étude, nous avons considéré que la concentration initiale $C(x,0)$ avant l'exposition et que le taux d'érosion étaient nuls. On peut raisonnablement considérer que :

(i) la dernière phase de glaciation (Würm) entraînant la formation de glacier d'épaisseur supérieure à 500m a permis la remise à 0 complète du réservoir à ^{10}Be dans les roches.

(ii) Le taux d'érosion est négligeable étant donné la gamme temporelle étroite (Holocène) d'exposition de nos échantillons depuis la fin du Würm.

Ainsi, nos âges ^{10}Be calculés sont des âges minimum et l'équation (3-5) devient

$$C_{(x,\varepsilon,t)} = C_0 \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_{spal.}}{\lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_n}} [1 - e^{-t\lambda}] + \frac{P_{\mu s}}{\lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}} [1 - e^{-t\lambda}] + \frac{P_{\mu f}}{\lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}} [1 - e^{-t\lambda}] \quad (3-6)$$

Le calcul de l'âge est réalisé par minimisation du carré de la différence des concentrations en ^{10}Be théorique et celle mesurée par SMA.

Si l'incertitude sur l'âge ^{10}Be est calculée uniquement en tenant compte de l'erreur sur la mesure, les âges ^{10}Be calculés peuvent être comparés entre eux sur un même site. Pour faire des comparaisons avec des âges d'autres localisations et obtenir des âges absolus, il faut impérativement propager l'erreur sur le taux de production. Ainsi, une erreur de 7% a été intégrée systématiquement pour chaque échantillon comme l'indique l'erreur de 6,6% du taux de production adopté (4.5 +/- 0.3) at/g/an dans le cadre de cette thèse.

III.2. Datation par cosmonucléides ^{10}Be des failles récentes et des grands glissements de terrains.

Relationships between tectonics, slope instabilities and climate changes: Cosmic ray exposure dating of active faults and landslides in the SW Alps (Publication 5).

Article publié dans Geomorphology.

Guillaume Sanchez^a, Yann Rolland^a, Michel Corsini^a, Régis Braucher^b, Didier Bourlès^b, Georges Aumaître^c, Maurice Arnorld^b

^aUniversité de Nice Sophia Antipolis (UNS), UMR GeoAzur, 28 avenue Joseph Vallot, Parc Valrose, BP 2135, 06108 Nice, France.

^bCEREGE, UMR CNRS 6635, Université Aix-Marseille, P.O. Box 80, Europôle méditerranéen de l'Arbois, 13345 Aix-en-Provence Cedex 04, France.

^cCEA/DSM/LSCE, L'Orme des Merisiers 91198 Gif sur Yvette.

RESUME

Dans le massif de l'Argentera-Mercantour (Alpes Sud-Occidentales), de grands mouvements versants se développent le long d'un système de failles actives dextres caractérisées par des décalages de polis glaciaires et une sismicité continue. L'ensemble des morphostructures gravitaires sont spatialement connectées avec ces failles actives. La datation ^{10}Be a été réalisée sur les surfaces de polis glaciaires, de failles et de glissement. Ainsi, la transition glaciaire-interglaciaire Holocène contrainte par les âges ^{10}Be sur polis glaciaires est comprise entre 15 et 12 ka. Les principales activités de tectonique sont estimées à 11 ka et 7-8 ka, proches des âges de la dernière déglaciation. Trois périodes de déstabilisations gravitaires ont été identifiées à 11-12 ka, 7-8 ka, 2.5-5.5 ka. Ces âges Holocènes ont été obtenus sur les surfaces des failles N140°E décrochantes dextres indiquant que la tectonique alpine récente est caractérisée par des mouvements transcurrents. La relation temporelle entre la déglaciation et l'activité tectonique suggèrerait une influence soit du rebond postglaciaire soit de la surpression fluide sur l'activité sismogénique des failles. De même, les déstabilisations gravitaires à 11-12 ka et 7-9 ka coïncident avec les activités principales tectoniques suggérant une cause tectonique au déclenchement des glissements. La troisième phase de glissement à 2.5-5.5 ka pourrait être attribuée soit à l'endommagement sismique croissant du versant comme le montre la sismicité,

soit à une cause climatique durant la période humide de l'Optimum climatique. Ces âges début et moyen Holocènes coïncident avec une phase d'initiation des glissements de terrain à travers les Alpes, suggérant que ces grands mouvements de versants soient liés à des processus combinés d'intense activité sismique et aux transitions entre des périodes froides et sèches et des périodes plus chaudes et humides.

Mots clés : Tectonique active, glissement de terrain, changement climatique, datations cosmonucléides, Alpes du Sud-Occidentales.

III.2.1. Version française abrégée

III.2.1.1. Introduction

La tectonique active et les variations climatiques constituent des paramètres clés dans le développement des grands glissements de terrain dans une chaîne de montagne (Keefer, 1984 ; Ballantyne, 2002). Les principaux facteurs conduisant à l'initiation et au développement des glissements de terrain sont le rebond postglaciaire (Cederbom et al., 2004 ; Champagnac et al., 2007), la décompression des versants due au retrait des glaces (Bovis, 1982 ; Augustinus, 1995 ; Ballantyne, 2002) et à l'augmentation de la pression fluide dans les fractures due à la fonte des glaces ou à de fortes précipitations (Caine, 1982 ; Costain et al., 1987 ; Gruber and Haeberli, 2007), forte accélération du sol liée à des secousses sismiques lors de forts séismes $M > 7$ (Keefer, 1984 ; McCalpin and Hart, 2003 ; Jibson et al., 2006). Cette dernière est du reste plus problématique à identifier dans les zones à faible sismicité comme les Alpes (Persaud and Pfiffner, 2004 ; Hippolyte et al., 2006 ; Agliardi et al., 2009), où il est difficile d'évaluer si les structures tectoniques jouent un rôle actif ou simplement passif dans les déformations gravitaires.

Ce papier concerne le problème des relations entre tectonique, initiation des glissements de terrain et changements climatiques. Nous nous sommes focalisés sur le massif de l'Argentera-Mercantour, où les glissements de terrain (Bigot-Cormier et al., 2005) jalonnent le système de failles actives Jausiers-Tinée (Jenatton et al., 2007). L'utilisation de la méthode de datations cosmonucléides ^{10}Be permettra de mettre en évidence des corrélations temporelles entre ces différents processus. La comparaison avec d'autres glissements de terrain d'âges connus dans les Alpes permettra de renforcer la discussion sur les possibles causes et mécanismes de déclenchements.

III.2.1.2. Cadre régional, tectonique et gravitaire

La zone d'étude localisée dans le massif de l'Argentera-Mercantour est située à la jonction entre les Alpes occidentales et le bassin ligure (**Figure 3-19**), région où la sismicité est modérée mais marquée par des séismes de magnitude forte ($M > 6$) de temps à autres (Larroque et al., 2001). Le massif de l'Argentera-Mercantour composé de roches métamorphiques (gneiss, micaschistes) est marqué par une schistosité pénétrative fortement pentée et est recoupé par des grandes zones de cisaillement N140°E et N90°, actives au Miocène (Corsini et al., 2004). Réactivées dans le domaine cassant et exhumées autour de 6 Ma (Bigot-Cormier et al., 2006), ces failles sont toujours actives comme l'attestent les évidences de décalages de morphologies récentes (**Figure 3-19 ; a. Figure 3-21**) tels que les polis glaciaires, les réseaux hydrographiques et les moraines ainsi que la sismicité (Jenatton et al., 2007) localisée le long d'accidents décrochants dextres. Les données structurales failles-stries (paléotenseurs calculés par la méthode Angelier, 1990) et des mécanismes au foyer (Jenatton et al., 2007) sont en accord et mettent en évidence le caractère décrochant des failles N140°E ainsi que le mouvement décro-normale des failles N-S (**Figure 3-20 ; Figure 3-21**).

Combinés aux fortes pentes des versants et à l'héritage glaciaire, l'ensemble de ces structures crée des conditions favorables au développement de glissements de terrain (Follacci, 1987 ; Follacci et al., 1988). Notamment, dans le secteur du Camps des Fourches (Figure 2-2 ; Figure 2-4E) les structures gravitaires typiques observées sont (i) une surface basale exposée au sommet du versant et parfaitement connectée à la faille active, (ii) des crevasses orientées N140°E et N160°E se développant à mi-pente à l'intérieur de la masse glissée et latéralement accommodant le déplacement des roches (**Figure 3-20 ; Figure 3-22.E**). De tels objets se retrouvent sur l'ensemble de la vallée de la Tinée le long des failles actives N140°E.

III.2.1.3. Datation ^{10}Be

III.2.1.3.1. Stratégie et sites d'étude

Afin de comprendre les différents mécanismes comme la tectonique active et le climat susceptible d'influencer la morphologie des versants, il a été réalisé des datations d'exposition par les cosmonucléides ^{10}Be au centre national ASTER (CEREGE) de surfaces morphologiques telles que les surfaces polies par le passage du glacier, les surfaces de failles et de glissements de terrain. Les principaux résultats de l'étude sont donnés en **Table 3-1** et **Table 3-2** et discutés dans le paragraphe suivant.

III.2.1.3.2. Résultats

Les âges ^{10}Be sur les polis glaciaires indiquent des âges compris entre 15.36 ± 0.54 ka et 8.13 ± 0.28 ka correspondant à la transition glaciaire-interglaciaire Holocène (**Figure 3-22b**).

Les datations ^{10}Be sur les escarpements de failles donnent des âges compris entre 11.12 ± 1.01 ka et 7.68 ± 0.64 ka pour les deux failles datées. Ces données d'âges confirment les analyses de terrain puisque la principale faille datée à 11 ka postdate les polis glaciaires datés à 13 ka (**Figure 3-22b-d**).

Les datations ^{10}Be du glissement du Pra (crevasses et niche d'arrachement) fournissent des âges compris entre 5.65 ± 0.95 à 0.24 ± 0.06 ka. La surface de glissement donne un âge à 5.02 ± 0.69 ka. Un profil échantillonné le long de la surface de glissement a été réalisé et indique des âges décroissants depuis 4.50 ± 0.62 ka à 2.62 ± 0.24 ka en bon accord avec une exposition progressive de la surface de glissement en réponse à la propagation de la rupture (**Figure 3-22e-h**).

III.2.1.4. Discussions

La question principale adressée ici est « quels sont les facteurs de déclenchement des glissements de terrain dans les Alpes ? »

Les phases de glissements de terrain dans les Alpes sont généralement attribuées aux variations climatiques. A l'heure actuelle, l'impact de la tectonique Holocène sur l'initiation des glissements de terrain a rarement été discuté dans cette région manquant de données convaincantes de datations des mouvements tectoniques Holocènes (Persaud and Pfiffner, 2004 ; Hippolyte et al., 2006 ; Agliardi et al., 2009).

III.2.1.4.1. Tectonique Holocène et relation avec les glissements de terrain

Pour la 1^{ère} fois dans les Alpes Sud-Occidentales, un système de faille N140°E datant de l'Holocène (11 ka et 8 ka) avec des décalages cumulés jusqu'à 15 m est mis en évidence à partir d'analyse de terrain et de datation ^{10}Be . Ce système de failles décrochantes se connectant au système de failles N-S de Haute-Durance montre une activité sismique attestant de leur caractère actif (Jenatton et al., 2007). Ces données indiquent que les mouvements alpins en extension sont associés à la tectonique transtensive. Le comportement mécanique de la faille apparaît complexe. Il est difficile de choisir si les décalages observés sont dûs à un seul gros événement ($M > 7$) ou à

plusieurs glissements co-sismiques de plus faible magnitude (même si un décalage à la surface implique une $M > 5$), ou bien à des processus de fluage.

Quelle est la relation avec les grands glissements de terrain ? Excepté le long de la ligne Insubrienne (Ambrosi et Crosta, 2006) et le long de la faille de Belledonne (Hippolyte et al., 2006), la tectonique active est rarement proposée, généralement considérée comme un acteur passif dans le développement des glissements de terrain (Di Luzio et al., 2005 ; Bois et al., 2008 ; Agliardi et al., 2009).

Pour la 1^{ère} fois dans les Alpes, nous montrons une relation spatiale et temporelle claire entre tectonique et glissement de terrain. D'une part, les glissements de terrain se connectent parfaitement aux failles actives. D'autre part, les datations ^{10}Be montrent trois périodes successives d'instabilités gravitaires à 11-12 ka, 9-7 ka, 5.5-2.5 ka (**Figure 3-24**). Les deux premières phases sont parfaitement corrélées avec l'activité tectonique à 11 et 8 ka suggérant une coïncidence entre les déplacements gravitaires et tectoniques (**Figure 3-25**). La rupture le long de ces failles suggérées par les forts décalages observés endommage les roches du versant et conduit progressivement à la déstabilisation gravitaire.

A l'échelle des Alpes, ces âges Holocènes (~8 ka) coïncide avec une forte activité gravitaire (8-9 ka) (**Figure 3-25**). Généralement interprété comme lié au changement climatique (Soldati et al., 2004 ; Hippolyte et al., 2006 ; deplazes et al., 2007 ; Hippolyte et al., 2009 ; Ivy-Ochs et al., 2009 ; LeRoux et al., 2009), nos résultats suggèrent que le développement de ces glissements de terrain soit en relation avec une intense phase d'activité tectonique.

III.2.1.4.2. Impact du changement climatique sur la morphologie des versants.

Est-ce que la période rapide de transition glaciaire-interglaciaire début Holocène et les conditions plus humides durant l'optimum climatique peuvent affecter l'activité tectonique et gravitaire ?

Les résultats de datations ^{10}Be montre que l'activité des failles (11 – 8 ka) et de glissements de terrain (10-8 ka) postdate légèrement le retrait des glaces dans le massif de l'Argentera-Mercantour (15-12 ka ; **Figure 3-25**). Ces relations spatio-temporelles entre failles et glissements juste après la déglaciation suggère que la fonte des glaces et du permafrost résiduel auraient directement conditionné la stabilité des failles et des versants. En effet, le déchargement rapide lors du retrait conduirait à la réduction du chargement lithostatique et faciliter la rupture (Caine, 1982 ; Costain et al., 1987 ; Muir-Wood, 1989 ; Stewart et al., 2000 ; Davies et al., 2001 ; Ballantyne, 2002 ; Saar and Manga, 2003 ; Hetzel et Hampel, 2005 ; Christiansen et al., 2007 ;

Gruber et Haeberli, 2007 ; Hormes et al., 2008 ; Ustaszewski et al., 2008). Etant donné que les versants rocheux de la vallée de la Tinée sont extrêmement fracturés avec des lithologies très contrastées, l'eau dans les fissures et failles actives pourrait exercer des surpressions fluides et une forte altération facilitant la rupture sismique et gravitaire. De même, l'augmentation des précipitations durant l'optimum climatique pourrait être également un des facteurs de déclenchement des glissements de terrain (Ivy-Ochs et al., 2009 ; Le Roux et al., 2009). Toutefois, les reconstructions paléoclimatiques pour cette période sont encore sujettes à débat. Les relations géométriques et temporelles avec le système de failles Jausiers-Tinée montrent par ailleurs un lien indubitable. Aussi, il semble peu probable que cette phase plus humide soit le seul facteur déclenchant des glissements rocheux.

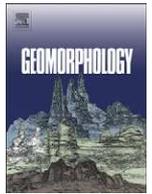
III.2.1.5. Conclusions

Pour la 1^{ère} fois dans les Alpes Sud-Occidentales, la datation utilisant les cosmonucléides ¹⁰Be a été utilisée avec succès pour estimer les âges de failles récentes. Les principales contributions sont résumées ici :

(i) Les âges Holocène (11 et 7-8ka) obtenus sur les escarpements de failles décrochantes dextres N140°E montrent que la tectonique récente dans le massif de l'Argentera-Mercantour situé dans les Alpes Sud-Occidentales est essentiellement transcurrente.

(ii) Les déstabilisations gravitaires à 11 ka et 9-7 ka sont concordantes avec l'activité tectonique des principales failles, ce qui suggère une cause tectonique dans le déclenchement des grands glissements de terrain.

Les âges de 11 ka et 9-7 ka obtenus à la fois sur les surfaces de failles et de glissements de terrain sont proches des âges de déglaciation (12-13ka). Cette relation temporelle laisse suggérer une influence du climat sur l'activité sismique des failles et sur le développement des glissements de terrain. Différents mécanismes sont évoqués comme le rebond postglaciaire et/ou l'augmentation de la pression fluide dans les fractures. Toutefois, cette idée nécessite l'obtention de données d'âges complémentaires, notamment sur les surfaces de failles et polis glaciaires.



III.2.2. Relationships between tectonics, slope instability and climate change: Cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps

G. Sanchez^{a,*}, Y. Rolland^a, M. Corsini^a, R. Braucher^b, D. Bourlès^b, M. Arnold^c, G. Aumaître^b

^aGEOSCIENCE AZUR, UMR 6526, Université de Nice Sophia-Antipolis, 28 Av de Valrose, BP 2135, 06108 Nice, France

^bCEREGE, UMR CNRS 6635, Université Aix-Marseille, P.O. Box 80, Europôle méditerranéen de l'Arbois, 13345 Aix-en-Provence Cedex 04, France

^cCEA/DSM/LSCE, L'Orme des Merisiers 91198 Gif sur Yvette, France

Article info

Article history:

Received 13 April 2009

Received in revised form 22 October 2009

Accepted 27 October 2009

Available online 30 October 2009

Keywords:

Tectonics

Landslide

Climate changes

Cosmic ray exposure dating

South-western Alps

Abstract

In the Argentera massif (French Southern Alps), large active landslides develop along strike of an active corridor of dextral strike-slip faults revealed by shallow ongoing seismicity. Glacially polished bedrock outcrops are offset by right-lateral strike-slip faults. Gravitational structures appear to be spatially connected to these active faults. Dating using the in situ-produced ¹⁰Be cosmogenic nuclide performed on glacial, tectonic and gravity surfaces. The late glacial–interglacial Holocene transition is constrained by ¹⁰Be ages between 12 and 15 ka obtained on glacially polished surfaces. The main tectonic activity closely post-dates the main deglaciation event and is constrained by ¹⁰Be ages of 11 and 7–8 ka obtained on fault scarps. Three successive periods of landsliding are recognized, at 11–12, 7–9 and 2.5–5.5 ka. These Holocene ages were obtained on right-lateral strike-slip fault scarps indicating that recent Alpine tectonics are expressed by transcurent movements. The discussed close relationship between deglaciation and a tectonic pulse may suggest that post-glacial rebound and enhanced pore water pressure do influence seismogenic tectonic activity. Gravitational destabilizations at 11–12 and 7–9 ka are coincidental with the main tectonic activity, and suggest tectonic shaking as a landslide trigger. The third gravitational destabilization at 2.5–5.5 ka could be attributed either to slope weakness resulting from multiple low-magnitude earthquake events, as currently revealed by the seismic activity or to climatic causes during the wetter optimum climatic period. These early and middle Holocene ages coincide with a phase of large landslide throughout the Alps scale which suggests that these large gravitational mass movements could be related to combined effects of intense tectonic activity and transitions from cold and dry period to warm and wetter phase.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Active tectonics and climate change are thought to be key parameters in the development of large slope movements in mountain belts (Keefer, 1984; Ballantyne, 2002). It has been frequently recognized in high altitude (north Alps) and high latitude (Scandinavia) regions that climate change leads to landslide initiation and development (Soldati et al., 2004; Ivy-Ochs et al., 2009; Le Roux et al., 2009) and influence tectonic activity (Muir-Wood, 1989; Stewart et al., 2000). Post-glacial isostatic rebound (Cederbom et al., 2004; Champagnac et al., 2007) as well as slope decompression due to ice cap retreat (Bovis, 1982; Augustinus, 1995; Ballantyne, 2002) and increased pore groundwater pressure due to meltwater drainage or heavy rainfall (Caine, 1982; Costain et al., 1987; Gruber and Haerberli, 2007) are the main climatic factors

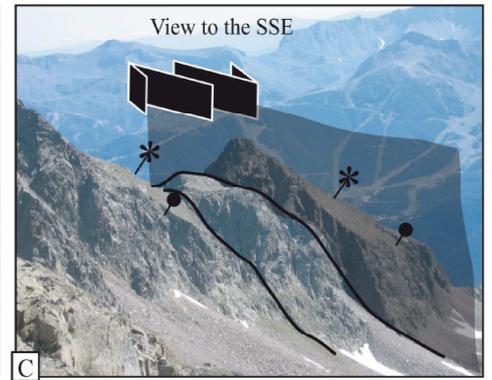
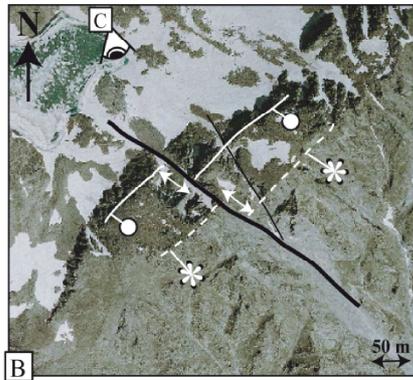
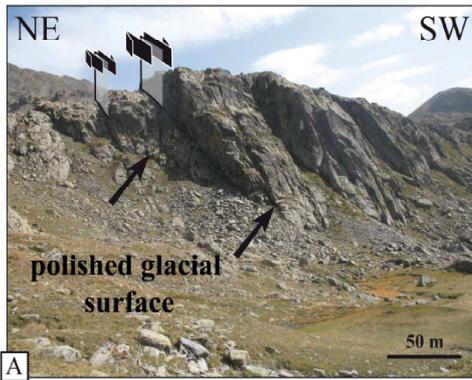
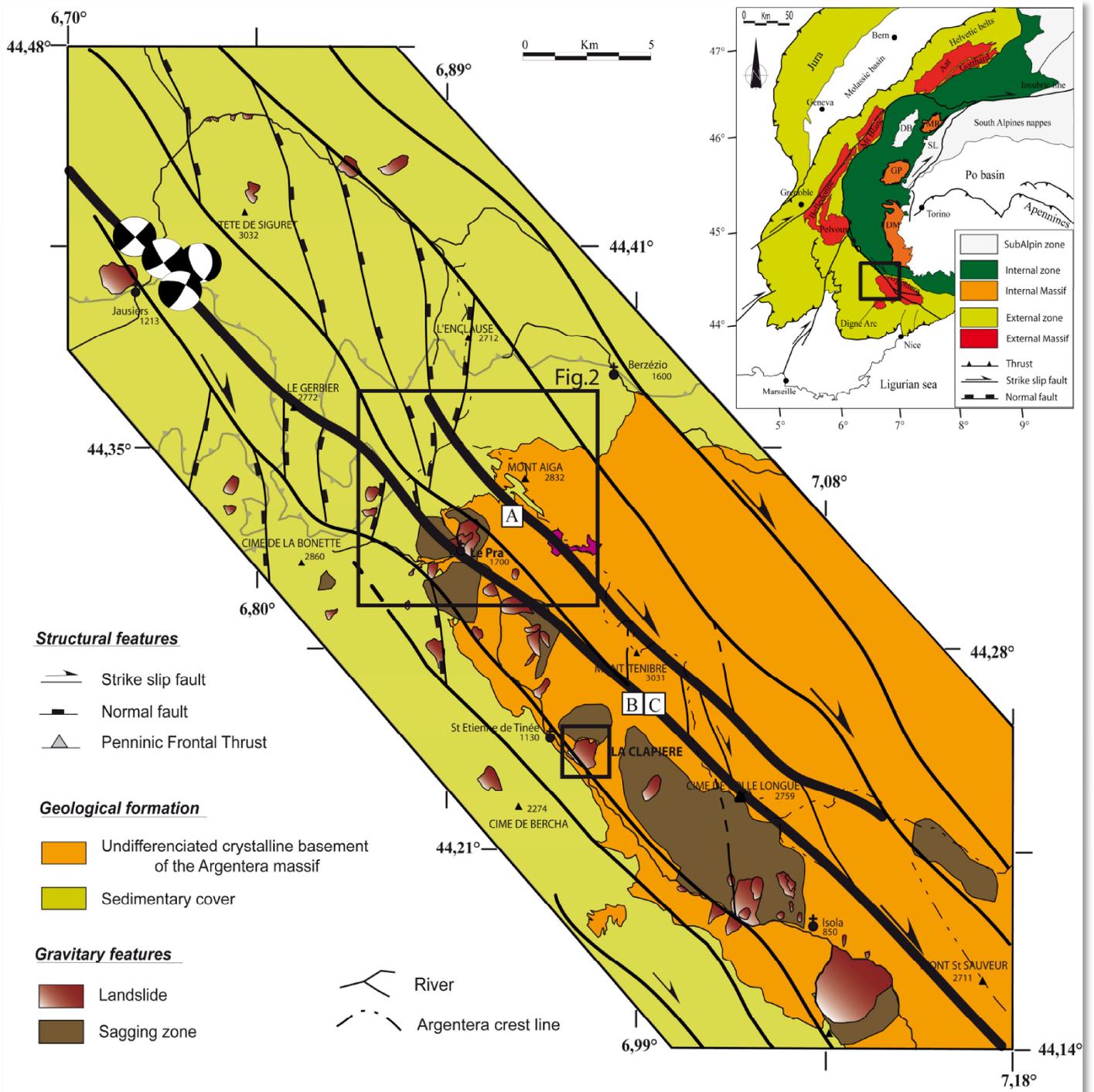
thought to influence fault and slope stability, especially during periods of climate change.

Earthquake shaking has also been invoked to contribute to large rock slope failure (Keefer, 1984). In zones of intense seismic activity, the relationship between active tectonics and rock slide development is clearly evidenced (San Andreas fault — McCalpin and Hart, 2003; Denali fault — $M=7.8$ — Jibson et al., 2006). The strong ground acceleration and high frequency energy resulting from $M>7$ earthquakes are shown to trigger large landslide and rockfall events. However, such relationships are more questionable in current low seismicity areas such as the Alps (Persaud and Pfiffner, 2004; Hippolyte et al., 2006; Agliardi et al., 2009), where it is difficult to ascertain whether tectonic structures play an active or a passive role in slope gravitational deformation.

This present paper deals with the relationships between seismicity, landslide triggering and climate change. Using published data and new ¹⁰Be cosmic ray exposure dating (CRE) of fault, landslide and polished glacial surface pertinent features, we summarize tectonic activity, large landslide and climate history in the south-western Alps. We focus on the southern flank of the Argentera–Mercantour massif where active faults (Jenatton et al., 2007) and large landslides features (Bigot-Cormier et al.,

*Corresponding author. Tel.: +33 492 07 68 05; fax: +33 492 07 68 16.

E-mail addresses: Guillaume.Sanchez@unice.fr (G.Sanchez), yrolland@unice.fr (Y.Rolland), Corsini@unice.fr (M.Corsini), braucher@cerge.fr (R.Braucher), bourles@cerge.fr (D.Bourlès), arnold@cerge.fr (M.Arnold), aumaitre@cerge.fr (G.Aumaître).



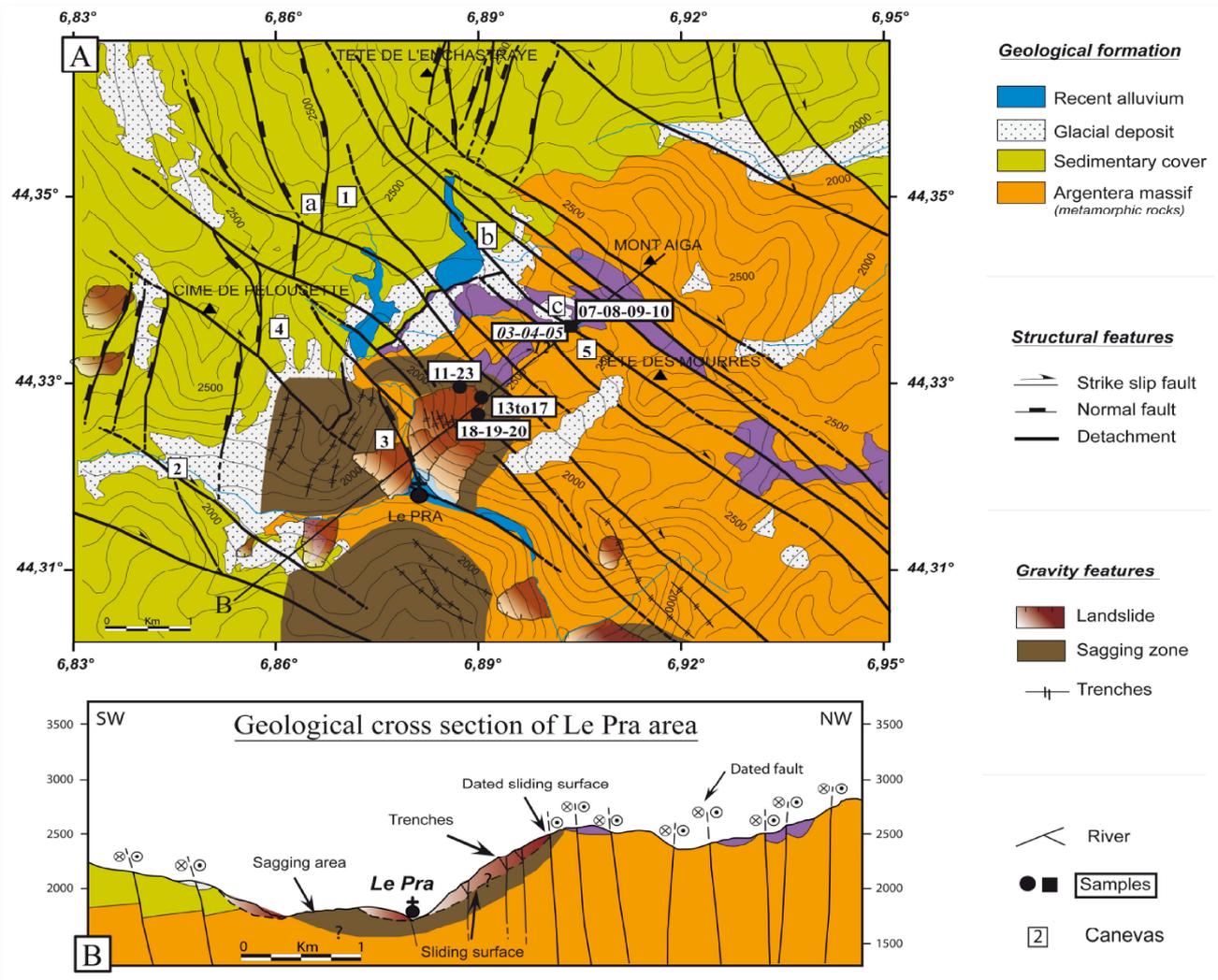


Figure 3-20. A: Sketch geological map of the Camp des Fourches (CF) area. The paleotensors (Figure 3-21) and ^{10}Be dated samples (Table 3-1) are identified by their number inserted in white rectangles. B: Geological cross-section of the CF area, with main active faults and Le Pra landslide.

2005) are spatially closely related. Thus, this area is appropriate to study such feedback relationships. However, no clear temporal correlations have been found between these three processes, mainly owing to quoted uncertainties in the available dating methods (Bigot-Cormier et al., 2005). The ongoing development of the cosmic ray exposure dating method using ^{10}Be now allows the acquisition of ages with precision of a few percent, generally falling below the time recurrence intervals of seismic events and that of major climatic trends. We compare these landslides to other large landslides of known age in the Alps to explore possible temporal correlation and reinforce the discussion of possible causes and triggering mechanisms.

2. Regional setting

The study area is located in the Argentera–Mercantour and High-Ubaye region at the junction between the Western Alps and the

Ligurian basin (Larroque et al., 2001) (Figure 3-19). This low seismicity area is composed predominantly of Paleozoic igneous and Mesozoic to Cenozoic sedimentary rocks (Faure-Muret, 1955). Specifically, the Argentera–Mercantour massif corresponds to a wide outcrop of high-grade metamorphic rocks (micashist, gneiss) with steeply dipping foliation planes, granitic and basic intrusions. Dextral N140°E mylonitic shear zones active in the early Miocene (22 Ma – Corsini et al., 2004) and exhumed in the last 6 Ma (Bigot-Cormier et al., 2006) crosscut the entire massif. These lithological and structural features create optimal conditions to landsliding (Follacci, 1987; Follacci et al., 1988).

The elevation of Argentera–Mercantour and High-Ubaye locally exceeds 3000 m above sea level (asl). The landscape is the product of tectonic, glacial, periglacial, hillslope and fluvial processes. The region contains deeply incised valleys, typically with 1000–2000 m of local relief shaped by Quaternary glaciers. Large active landslides are

Figure 3-19. A: Structural map of the Western Alps (SL: Sesia Lanzo; GP: Grand Paradiso, DB: Dent Blanche, MR: Monte Rosa, DM: Dora Maira) and location of study area with the main tectonic framework and landslide features of Haute Tinée-Haute Ubaye sector. The Le Pra area presented in Figure 3-20 is indicated by the wider black rectangle. La Clapière landslide is located by the smallest rectangle. The focal mechanisms have been exported from Jenatton et al., (2007). Photographs of active tectonic features along dextral N140° faults. A: offset of polished glacial surface; B and C: offset of crest topography.

common within the region (Follacci, 1987; Julian and Anthony, 1996) and have been identified mainly within the Argentera massif in the Tinée valley along the network of kilometre-scale fault and cracks (Jomard, 2006).

3. Tectonic and landslides descriptions

3.1. Tectonic displacements

In the Tinée valley, field investigations allowed us to observe post-glacial deformation on the N140°E dextral faults evidenced by metre-scale offsets of topographic crests (Figure 3-19B,C; a, Figure 3-21), of alluvial deposits (b, Figure 3-20) and of glacial polished surfaces (Figure 3-19A; c, Figure 3-20; Figure 3-22A,B). Ongoing seismicity along the same fault corridor in the Jausiers area (Jenatton et al., 2007), displays an identical combination of N140°E dextral strike-slip and N–S faults with E–W extensional focal mechanisms. Therefore, it is apparent that these offset geomorphological features result from a still currently active fault zone (Jausiers–Tinée Fault or JTF). Further validation of the active character of the JTF is shown by direct inversion of fault and striae data using stress–shear relationships (Figs 3-20 and 3-21; Angelier, 1990). For this, we used TECTOR 2000 software described in detail in Angelier (1990). This inversion provided optimum stress axes and uncertainties. Five paleostress tensors were obtained on the computation of more than

70 striae-fault measurements in 5 different sites. To validate and secure the quality of the calculated paleostress, we ensure that each stress tensor was obtained with a minimum number of faults ($n = 8$), and that the faults were representative of the fault population identified in the field. The main results are the following (azimuthal data are clockwise values relative to north):

- (1) The transcurrent character is confirmed by a main N140°E right-lateral strike-slip, the horizontality of the σ_1 axis and a N184°E strike featuring a main N–S compression direction (Figure 3-21).
- (2) A strike-slip and extensional component is evidenced by the inversion of the N–S faults, featured by σ_1 axis dip at $\approx 50^\circ$ – 60° , σ_3 axis dip at $\approx 30^\circ$ and displaying various orientations depending on the orientation of reactivated inherited fault (Figure 3-21). This component is thus in agreement with main E–W to NE–SW extensional movements on N–S to NW–SE faults, as detailed by (Sue and Tricart, 2003) in the western Alps (see § 4.2).

These two components are identical to findings obtained by seismological study (Jenatton et al., 2007).

3.2. Landslide features

In the Camp des Fourches area, the main gravity feature is the Le Pra landslide (Figure 3-20; Figure 3-22E). The slope is 1700 to 2500 m asl in elevation and dips to 40°W. It is bounded by the Salso Moreno and Tinée rivers with an N–S to E–W orientation, respectively. Gravity structures and disorders observed in the Le Pra landslide are the following:

- (1) The basal landslide surface is exposed at the top of slope (Figure 3-22E,F,G), and continues to the east and west sides by vertical scarps and cracks.
- (2) Trenches develop at the slope mid-height within the sliding rock, which lead to the tilting of blocks above a probable detachment. Few fill deposits are observed on these trenches latter have a N140–160°E direction and lengths of 100 to 1500 m expressing a traction opening of inherited discontinuities. The aperture of each trench ranges between 1 and 5 m with no significant lateral variation within a single trench.
- (3) The top sliding surface and cracks are spatially connected to the active fault splay described above (Figure 3-20A,B; Figure 3-22E).

Such landslide features are found all along the Tinée valley, along the N140°E strike of the main active fault system. One large rock slide known in the Tinée valley is the La Clapière landslide (60.10^6 m^3 ; Follacci, 1987). Beginning in 1930, the rockslide is characterized by a 130 m high scarp and shows movements of about 0.40 m year^{-1} . CRE dating of gravitational scarps along the present landslide show three gravitational destabilizations at approximately $103 \pm 0.55 \text{ ka}$, $7.1 \pm 0.50 \text{ ka}$ and $2.3 \pm 0.50 \text{ ka}$ (Bigot-Cormier et al., 2005). These ages have been re-evaluated in this study according to the recently revised ^{10}Be half-life (Nishiizumi et al., 2007; see following Section 4). For further details and interpretations of gravity features, we refer to the works of Bigot-Cormier et al. (2005), Jomard (2006) and El Bedoui et al. (2008) on La Clapière landslide and the rest of the Tinée valley.

4. ^{10}Be dating

4.1. Sampling strategy

CRE dating of morphological and tectonic surfaces was performed using in situ-produced ^{10}Be (Brown et al., 1991; Siame et al., 2000). Three morphological surfaces have been sampled:

- (1) Polished glacial surfaces have been collected to date the last glacier retreat in the Tinée valley. For these surfaces, exposure to cosmic rays began after shrinkage of the covering ice cap during last interglacial Holocene period.
- (2) Two vertical fault scarps with a maximum horizontal displacement of 15 and 5 m, respectively were sampled to date the last post-glacial tectonic offsets (Figure 3-22A,B,C). The morphology of these fault scarps clearly indicates a dextral offset of glacial polished surfaces and crests (Figure 3-19), also supported by the presence of well-preserved slickensides displaying a strike-slip displacement (Figure 3-22D). The preservation of striations on the fault scarp surfaces indicates that there has been no significant erosion.
- (3) The landslide surface and trenches formed by gravity motions were sampled in order to date the main landsliding and compare them with ages obtained on fault scarps (Figure 3-22E,F,G,H). More specifically, samples were collected on the basal sliding surface on top of Le Pra landslide, where a fresh rectilinear bedrock scarp is exposed, and along opened cracks developed in the core of the landslide body (Figure 3-22G,H).

4.2. In situ-produced Be method

Samples were prepared following chemical procedures adapted from Brown et al. (1991). All samples were crushed and sieved before chemical procedures. Extraction method for ^{10}Be consists of isolation and purification of quartz and elimination of atmospheric ^{10}Be . $100 \mu\text{l}$ of a $3.10^{-3} \text{ g/g } ^9\text{Be}$ solution were added to the decontaminated quartz. Beryllium was separated from the spiked solution obtained after its dissolution in HF by successive solvent extractions and precipitations. The final precipitate was dried, and heated at 900°C to obtain BeO . Measurements were performed at the French AMS National Facility, ASTER, located at CEREGE in Aix-en-Provence. The data were calibrated against 07KNSTD using a ^{10}Be half-life of $1.36 \pm 0.07 \times 10^6$ years (Nishiizumi et al., 2007).

In order to determine CRE ages from the ^{10}Be concentrations measured in the quartz fractions, the following equation was used:

$$C_{(x,\varepsilon,t)} = C_0 \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_{spal}}{\lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_n}} [1 - e^{-t\lambda}] + \frac{P_{\mu s}}{\lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}} [1 - e^{-t\lambda}] + \frac{P_{\mu f}}{\lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}} [1 - e^{-t\lambda}]$$

where $C(x, \varepsilon, t)$ is the ^{10}Be concentration as a function of depth x (g/cm^2), and t the exposure time (year); C_0 is the ^{10}Be inherited concentration prior to exposure at the surface (Figure 3-23); Λ_n , $\Lambda_{\mu s}$, and $\Lambda_{\mu f}$ are the

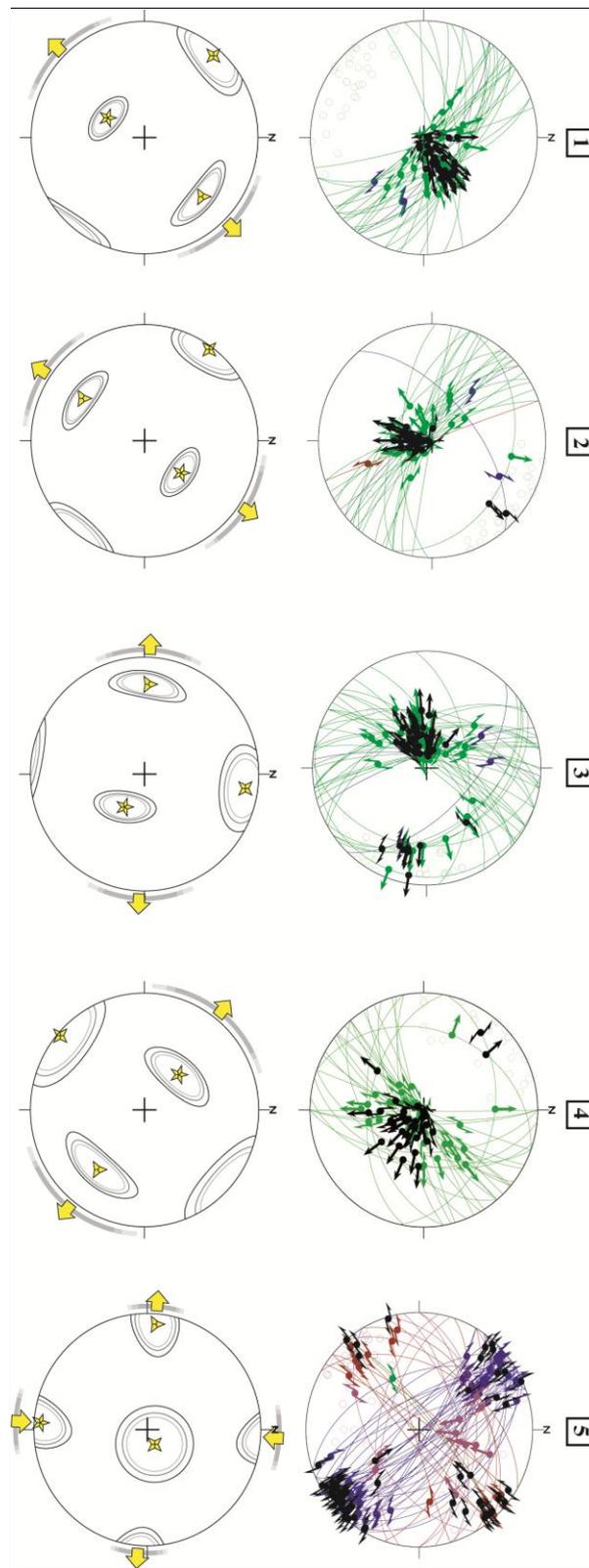
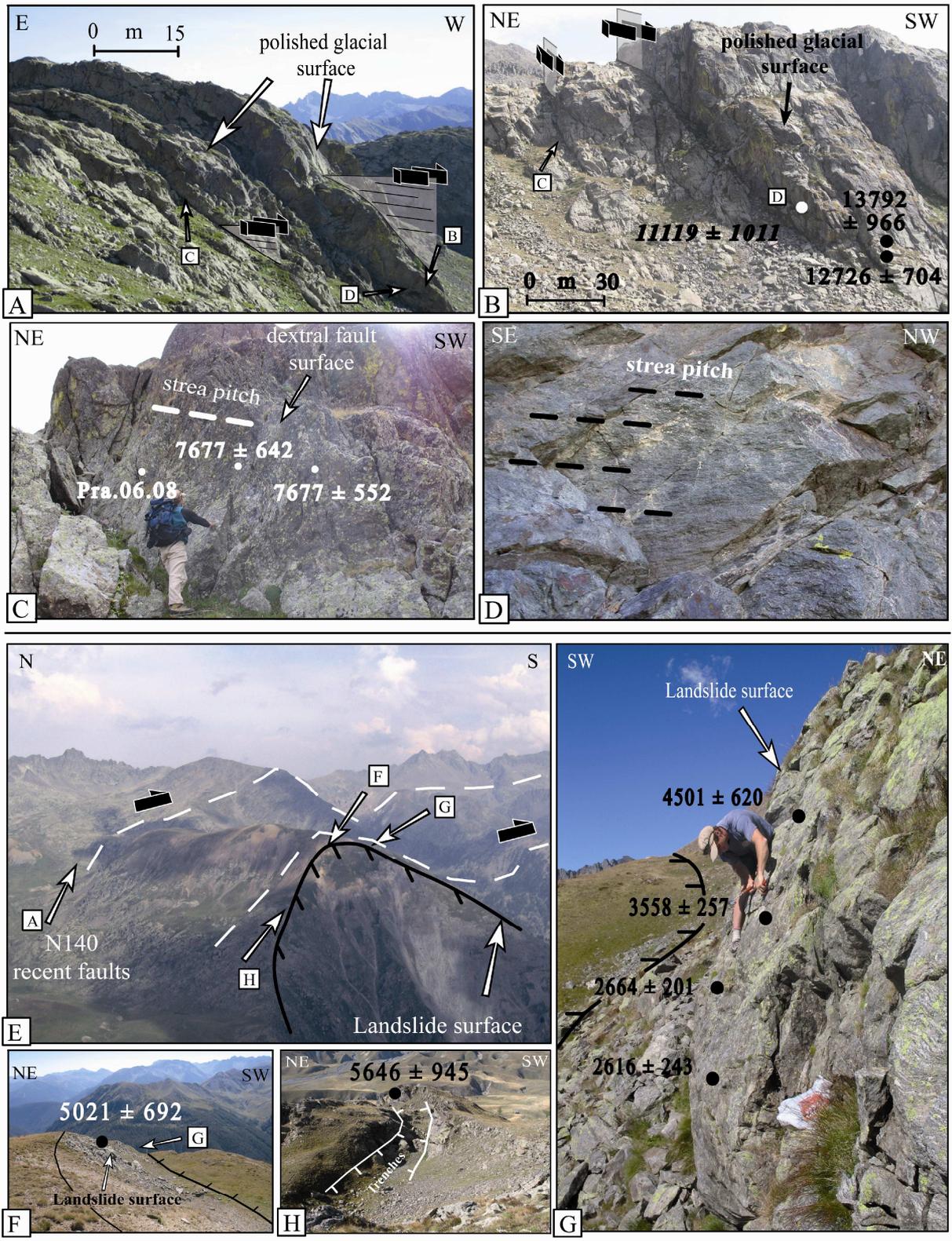


Figure 3-21. Paleotensors calculated (1,2,3,4,5) based on the direct inversion method (Angelier, 1990) in the measurement sites located in Figure 3-20. We compute more than 70 striae-fault measurements in 5 different sites. Schmidt stereonets in lower hemisphere have been used. Faults are shown by great circles and striae are indicated by solid dots and slip arrows. Stars with 5,4,3 branches mark the principal stress axes of σ_1 , σ_2 and σ_3 respectively. Large grey arrows show directions of compression and extension with azimuthal confidence in grey. The contours around poles give the principal stress axes uncertainty during the inversion. For the paleotensor 5, the σ_1 axis is horizontal and a N184° strike indicating transcurrent movements on the NW–SE dextral fault. For the others paleotensors, the σ_1 axis dip at $\approx 50^\circ$ – 60° , σ_3 axis dip at $\approx 30^\circ$ noticing a strike-slip and extensional component along the N140° and N–S fault.



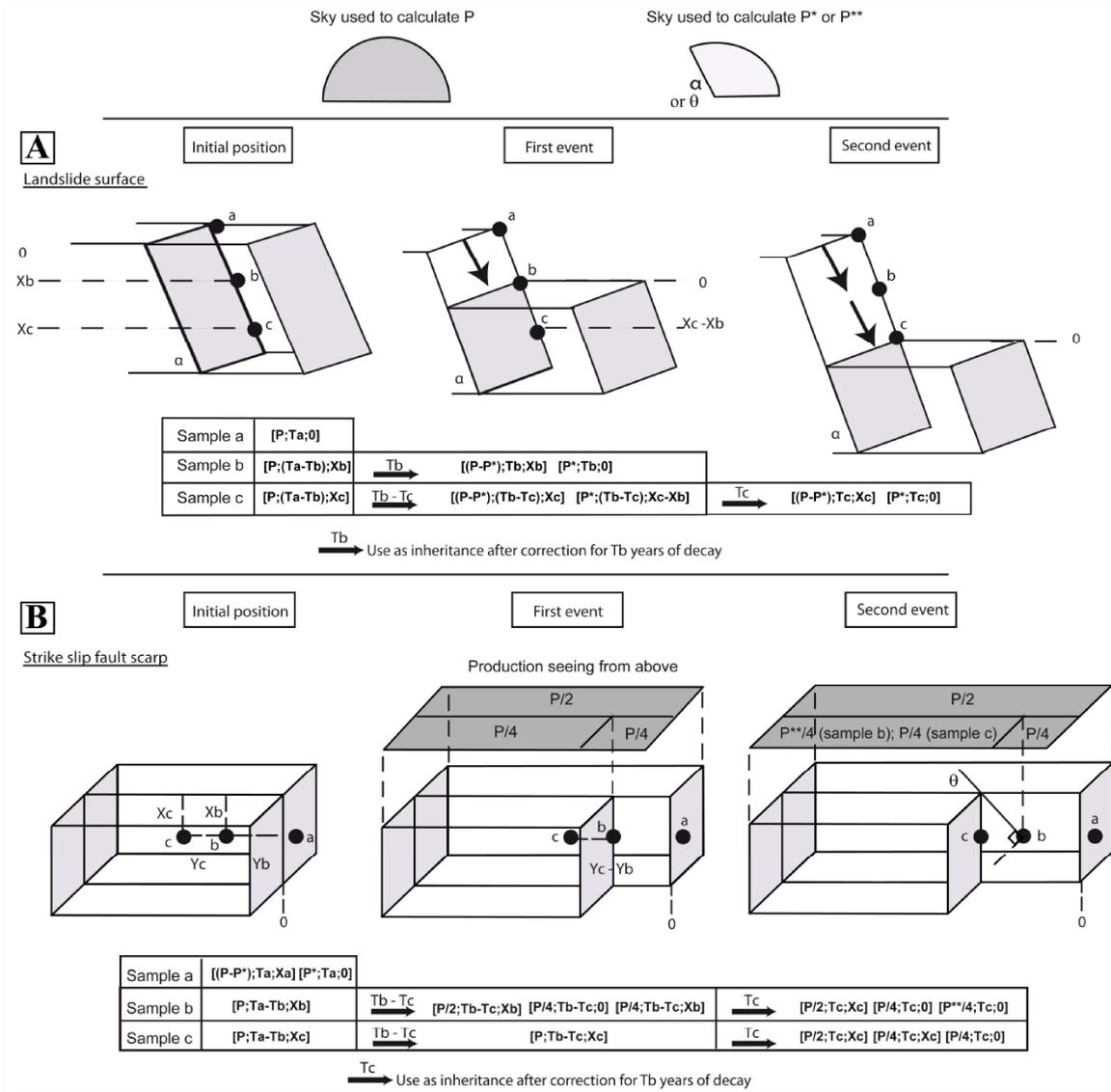


Figure 3-19 Sketch presenting the model used to calculate exposure ages of 3 samples distributed along a landslide surface (A) and an active dextral fault scarp (B). Ta, Tb, Tc, are the surface exposure ages of samples a, b and c respectively; Xb and Xc are the depths of samples b and c before the first event. Yb and Yc are the distances of samples b and c from the rupture front. Production P is the production at the top of the scarp. Just before the first event, sample a is exposed at the surface, the other samples are buried. Surface exposure age Ta of sample a, is determined using Eq. (1). During the period [Ta–Tb], samples b and c accumulate ¹⁰Be at depth. This will be their inheritance for the next step. The age of sample and its inheritance have been calculated to optimise the modelised ¹⁰Be concentration in comparison to the measured ¹⁰Be concentration. Case A: After the first event, sample b is exposed at the surface; sample c is still buried but closer to surface. Surface exposure age Tb of sample b is determined, using a corrected production rate P* at surface from the scarp side and P–P* at depth Xb from the opposite side. Inheritance of sample b acquired during the period [Ta–Tb] is considered and corrected for decay. For sample c still buried the parameters used to calculate the ¹⁰Be concentration are a production P* at depth (Xc–Xb) for the scarp side, a production P–P* at depth Xc for the opposite side and inheritance acquired during the period [Ta–Tb] corrected for decay. After the second event, sample c is now exposed at the surface. Surface exposure age Tc of sample c is determined, using a corrected production rate P* at surface from the scarp side and P–P* at depth Xc from the opposite side. Inheritance of sample c acquired during the period [Tb–Tc] is considered and corrected for decay. Case B: The model represents an ideal case. The complex geometry of the studied fault scarp has been simplified. After the first event, sample b is exposed at the surface, sample c is still buried. During the period [Tb–Tc], the ¹⁰Be accumulation of sample b is calculated, using a particular total production rate P. The sky used to calculate the production P has been divided up in 3 partitions depending on the new geometry of the scarp (P/2 or P/4). The total production of sample b is equal to the half production from the scarp side plus the quarter production at the surface and at the depth Xb from the opposite side. For sample c still buried the parameters used to calculate the ¹⁰Be concentration are a production P at depth Xc. The inheritance acquired during the Ta–Tb period is considered and corrected for decay. After the second event, because a new portion of the scarp has been exposed, shielding factor for sample b has to be re-evaluated yielding to a corrected production rate P** taking into account the opening sky through angle θ . The inheritance acquired during the [Tb–Tc] period is considered and corrected for decay during Tc. The sample c is now exposed at the surface. The surface exposure age Tc of sample c is calculated using the half production from the scarp side plus the quarter production at the surface and at the depth Xb from the opposite side. Its inheritance acquired during the period [Tb–Tc] is considered and corrected for decay. The scarp exposed between the last sample and the glacial polished surface has to be ignored.

Figure 3-202 Photographs of active tectonic and gravity structures with obtained ¹⁰Be ages. A: polished glacial features displaced by vertical dextral faults; B: ¹⁰Be age on polished glacial surface and fault surfaces; C: ¹⁰Be age profile along a dextral fault surface (located on photo A); D: Well-preserved striation on the fault scarps. E: photograph of the NW–SE vertical faults and landslide. F: upper part of Le Pra Landslide, showing the main sliding surface; G: ¹⁰Be age profile along the sliding surface; H: tension crack on the eastern flank of the Pra Landslide.

effective apparent attenuation lengths (g/cm^2), for neutrons, slow muons, and fast muons, respectively. $P_{\text{spal.}}$, P_{ms} , and P_{mf} are the relative spallogenic, slow and fast muons production rates ($P = P_{\text{spal.}} + P_{\text{ms}} + P_{\text{mf}}$). All calculations were performed using attenuation lengths of 150, 1500, and 5300 g/cm^2 with associated relative contributions to the total surface production rate of 1.50%, and 0.65% for slow muons and fast muons, respectively. These values are based on field-calibrated measurements (Braucher et al., 2003). A modern spallogenic production rate at sea-level and high latitude of 4.5 ± 0.3 atoms/g/year, computed for internal consistency from the data of Stone (2000) according to the conclusions of the recently published study on absolute calibration of ^{10}Be AMS standards by Nishiizumi et al. (2007), was used. This sea-level and high latitude production rate has then been scaled for the sampling altitudes and latitudes using the scaling factors proposed by Stone (2000).

For glacial polished surfaces, the surface production rates were corrected for local slope and topographic shielding due to surrounding morphologies following Dunne et al. (1999). For samples from the fault scarp and those taken along a vertical profile of the landslide surface, the ^{10}Be produced was also modeled following Dunne et al. (1999). However, due to their complex exposure history, two cases have to be considered for the fault and landslide scarps as:

- (1) Half (180°) of the visible sky is shielded by a slope corresponding to the dip angle if it is larger than the surrounding relief shielding. Thus, the production rate results from cosmic ray penetrating the surface above the scarp and straight on the scarp.
- (2) Tectonic ruptures and creep progressively bring surfaces from depth to the surface, implying that production of cosmogenic nuclides at depth may have occurred in the samples for a non-negligible amount of time. To take this phenomenon into account, first, the amount of ^{10}Be accumulated before that sample reaches the surface has thus been modeled as ^{10}Be concentration is a function of depth. Secondly, the ^{10}Be production corresponding to the ^{10}Be accumulated since the sample of the scarp is exposed to the surface is added (Figure 3-23). Although depending on the sampling density ($2.5 \text{ g}/\text{cm}^3$), this approach allows more accurate exposure age estimations.

The snow shielding corrections to ^{10}Be ages can overestimate the age by up to 8% if we consider reasonable assumptions taking into account the snow height (1 m), the duration in months (6 months), physical properties (snow density: $\rho = 0.3 \text{ g}/\text{cm}^3$) (Hippolyte et al., 2006). Thus, no correction was made for the snow cover as it is negligible in relation to our age uncertainty.

Analytical uncertainties (reported as 1σ) include a conservative 1% uncertainty based on long-term measurements of standards, a 1σ statistical error on counted ^{10}Be events, and the uncertainty associated with the chemical and analytical blank correction (associated $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ blank ratio was $5.3 \pm 5.3 \times 10^{-16}$). To compare the ^{10}Be exposure ages with absolute ages, errors were propagated assuming an additional 7% maximum uncertainty for production rates. Moreover, considering the observed preservation of striation, all ^{10}Be ages were calculated considering the erosion as negligible during the time period involved, and are thus minimum ages.

4.3. ^{10}Be dating

^{10}Be dating of polished glacial surfaces gave approximate ages ranging from 15.36 ± 0.54 ka to 8.13 ± 0.28 ka, which provides constraints on the timing of the last deglaciation (transition between the Last Glacial Maximum (LGM) and the interglacial Holocene) (Table 3-1; Figure 3-20).

^{10}Be dating of fault scarps yielded approximate ages between 11.12 ± 1.01 ka and 7.68 ± 0.64 ka for the two dated faults (Table 3-1; Figure 3-22A,B,C). These ages were corrected using the fault scarp model described in Figure 3-23, which takes into account the evolving geometry of the active fault. These absolute ages confirm the field relationships, as the main fault scarp dated at 11.12 ± 1.01 ka cross-cuts polished glacial surfaces dated at ~ 13 ka (Figure 3-22B). The ages along the striae direction of the neighbouring minor parallel fault scarp are in good agreement and give a mean age of 7.68 ± 0.64 ka for the middle part and the outer edge of the scarp face (Figure 3-22C). The sample Pra.06.08 located in the inner part gave an anomalous ^{10}Be concentration which may be due to its confined position (16.35 ± 0.86 ka).

^{10}Be dating of the landslide from the trench and landslide scarp provided approximate ages ranging from 5.65 ± 0.95 to 0.24 ± 0.06 ka.

Table 3-1

^{10}Be analytical data of the Le Pra area (Pra).

Samples	Location 44°33'N	Altitude(m)	D_x (cm)	D_y (cm)	ProductionP (at/g/year)	St	$[^{10}\text{Be}]$ (10^4 at/g)	Tmin $\pm\sigma$ Tmin (year)
Glacial polished surface								
Pra.06.03	Morgon	2410	–	–	32.76	0.99	50.09 ± 1.52	$15,358 \pm 541$
Pra.06.04	Morgon	2384	–	–	32.46	0.64	26.25 ± 1.32	$12,726 \pm 704$
Pra.06.05	Morgon	2384	–	–	32.46	0.64	28.52 ± 1.85	$13,792 \pm 966$
Pra.06.12	Morgon	2434	–	–	32.47	0.97	26.33 ± 0.77	8129 ± 277
Fault scarp								
Pra.06.07	Morgon	2447	300	–	33.73	0.99	19.09 ± 1.64	$11,119 \pm 1011$
Pra.06.08	Morgon	2459	300	300	32.47	1.00	14.45 ± 0.69	N.a.
Pra.06.09	Morgon	2459	120	150	32.47	1.00	16.27 ± 1.28	7677 ± 642
Pra.06.10	Morgon	2459	100	70	32.47	1.00	19.20 ± 1.29	7677 ± 552
Gravitational features								
Pra.06.13	Le Pra	2517	250	–	35.56	1.00	9.63 ± 0.13	5021 ± 692
Pra.06.14	Le Pra	2493	141	–	34.18	1.00	10.62 ± 0.14	4501 ± 620
Pra.06.15	Le Pra	2493	207	–	34.18	1.00	8.28 ± 0.56	3558 ± 257
Pra.06.16	Le Pra	2493	273	–	34.18	1.00	6.34 ± 0.45	2664 ± 201
Pra.06.17	Le Pra	2493	338	–	34.18	1.00	5.63 ± 0.49	2616 ± 243
Pra.06.11	Le Pra	2437	–	–	33.12	0.98	2.77 ± 1.13	836 ± 346
Pra.06.18	Le Pra	2478	293	–	33.73	0.97	2.19 ± 5.31	242 ± 60
Pra.06.19	Le Pra	2478	98	–	33.73	0.97	8.22 ± 1.21	3120 ± 476
Pra.06.20	Le Pra	2478	98	–	33.73	0.97	7.25 ± 1.08	2658 ± 410
Pra.06.23	Le Pra	2321	400	–	30.59	0.98	8.74 ± 1.42	5646 ± 945

The presented production rates are scaled to the sampling coordinates following Stone (2000) from a sea-level high latitudes ^{10}Be production rate of $4.5 \text{ atoms g}^{-1} \text{ year}^{-1}$ taking into account the revised ^{10}Be half-life (Nishiizumi et al., 2007) and corrected for topographic shielding (S_x) following Dunne et al. (1999). They are not corrected for dip slope. The landslide surface dip at $\alpha = 70^\circ$ and the polished glacial surface (sample Pra-06-05) dip at $\alpha = 65^\circ$. For the sample b (Fig. 6), an angle $\theta = \arctg(Xb/Yb)$ was used to taking into account the opening sky during fault motion. D_x (X in Figure 3-23) is the distance between the upper edge of the scarp and the sample. D_y (Y in Figure 3-23) is the distance between the front

The landslide surface yielded an age of 5.02 ± 0.69 ka (**Table 3-1; Figure 3-22F**). A profile sampled down the main sliding surface, where it is exposed on the upper part of slope, provides ages decreasing from 4.50 ± 0.62 ka to 2.62 ± 0.24 ka. Thus, the observed age decrease pattern is in good agreement with a progressive exposure of the landslide footwall in response to rock mass failure propagation (**Figure 3-22G**). The dating of the opened cracks yielded ^{10}Be ages of 5.65 ± 0.95 ka, 3.12 ± 0.47 ka, 2.66 ± 0.41 ka, 0.84 ± 0.35 ka and 0.24 ± 0.06 ka, evidencing ongoing gravity motions since at least 5.70 ka (**Figure 3-22H**).

In addition, the ^{10}Be ages of the “La Clapière” landslide obtained by Bigot-Cormier et al. (2005) have been recalculated (**Table 3-2**) using a sea-level ^{10}Be production rate of $4.5 \text{ atoms g}^{-1} \cdot \text{year}^{-1}$ and re-evaluated according to the recently revised ^{10}Be half-life (Nishiizumi et al., 2007). The recalculated ^{10}Be ages for glacial polished surfaces range from 21.93 ± 5.32 to 13.65 ± 1.49 ka, while those of gravitational scarps range from 2.50 ± 0.68 to $12.75 \text{ ka} \pm 1.39$ (see details in **Table 3-2**).

5. Discussion

The main question addressed in this paper is “what are the triggering factors of Holocene landslides in the Alps”? Uplift combined with bedrock incision by rivers or glaciers, slope oversteepening, heavy precipitation, snow melting, and favourably oriented rock mass discontinuities such as joints, faults or schistosity are thought to produce sufficient relief to predispose slopes to catastrophic failures (Korup et al., 2007). However, triggering factors of large landslides are not well understood. The main processes proposed in the literature are the following:

- (1) Decompression of slopes or ‘debutressing’ and subsequent stress release following glacier retreat (Augustinus, 1995; Ballantyne, 2002; Cossart et al., 2008).
- (2) Enhanced seismicity due to regional isostatic glacial rebound (Muir-Wood, 1989; Persaud and Pfiffner, 2004; Homes et al., 2008)
- (3) Increased temperature and wetter conditions during middle Holocene climatic optimum (Ivy-Ochs et al., 2009; Le Roux et al., 2009).

Table 3-2

^{10}Be analytical data of “La Clapière landslide”.

Samples	Location 44°15'N	Altitude(m)	D_r (cm)	Production P (at/g/year)	$[^{10}\text{Be}] (10^4 \text{ at/g})$	$T_{\text{min}} \pm \sigma T_{\text{min}}$ (year)
Gravitational scarps						
Site A						
Tin 03-11	Rabuons valley	1482	20	16.48	18.17 ± 1.89	$12,749 \pm 1387$
Tin 03-12	Rabuons valley	1481	80	16.48	12.60 ± 0.14	$12,041 \pm 1407$
Tin 03-13	Rabuons valley	1478	430	12.41	7.14 ± 0.81	$11,416 \pm 1348$
Tin 03-14	Rabuons valley	1470	1230	12.38	15.51 ± 1.58	$12,640 \pm 1352$
Site B						
Tin 02-04	Tinée side	1740	–	19.31	15.98 ± 5.90	$10,026 \pm 3752$
Tin 02-05	Tinée side	1735	–	17.75	2.49 ± 0.59	1309 ± 317
Tin 02-06	Tinée side	1750	–	20.77	17.94 ± 4.26	8848 ± 2146
Tin 02-07	Tinée side	1750	–	20.96	12.92 ± 4.32	6306 ± 2141
Site C						
Tin 03-16	Tinée side	1826	70	19.46	12.34 ± 1.27	8722 ± 941
Tin 03-17	Tinée side	1827	–	19.46	14.57 ± 2.70	7610 ± 1445
Tin 03-18	Tinée side	1825	190	19.46	8.37 ± 1.60	7326 ± 1438
Tin 03-19	Tinée side	1834	–	19.46	15.74 ± 2.60	8180 ± 1389
Others						
Tin 02-03	Tinée side	2221	–	30.09	4.46 ± 1.20	2493 ± 683
Tin 02-08	Tinée side	1610	–	18.08	20.19 ± 2.30	6966 ± 827
Tin 03-21	Tinée side	1602	–	17.88	6.53 ± 2.18	3688 ± 1252
Glacial polished surface						
Tin 02-02	Tinée side	1615	–	18.15	39.22 ± 9.32	$21,933 \pm 5319$
Tin 03-09	Rabuons valley	1482	–	16.48	24.40 ± 4.03	$14,953 \pm 2540$
Tin 03-10	Rabuons valley	1482	–	16.48	22.29 ± 2.33	$13,652 \pm 1492$

These ages are recalculated from (Bigot-Cormier et al., 2005) taking into account the revised sea-level high latitude ^{10}Be production rate of $4.5 \text{ atoms g}^{-1} \text{ year}^{-1}$.

Phases of more frequent landsliding in the Alps are generally ascribed to climate change. Up to now, the impact of Holocene tectonics on rock slide initiation had rarely been discussed in this region despite any convincing dating of Holocene tectonic activity (Persaud and Pfiffner, 2004; Hippolyte et al., 2006; Agliardi et al., 2009). In the following, we discuss these hypotheses in the light of new evidence and dating of active tectonic features in the south-western Alps.

5.1. Holocene tectonics activity and related landslides

From geological observations in the south-western Alps, offsets of LGM moraines and of recent alluvial sediments, fault breccias and speleothems have been identified along active seismic faults by Jomard (2006) and Larroque et al. (2001). Nevertheless, no precise ages of such tectonic markers have been obtained so far. Further, Jomard (2006) proposed that these features are related to gravity movements.

Thus, for the first time in the south-western Alps, Early Holocene (11 and 8 ka) N140°E dextral kilometre-scale faults with up to 15 m of cumulative offset have been evidenced by both field analysis (glacially polished surface offsets) and ^{10}Be dating.

Tectonic studies undertaken in the Western Alps (Sue and Tricart, 2003; Champagnac et al., 2006) reported recent N–S normal faults resulting from brittle E–W extension. Here we show that in the south-western Alps these N–S extensional faults branch into a network of NW–SE (N140°E) right-lateral strike-slip faults. There are clear indications from ongoing seismicity that this dextral transtensive fault splay remains active (Jenatton et al., 2007). These data indicate that Alpine extensional movements can be associated with transtensional tectonics at the SW boundary of the rotating Apulian block (Collombet et al., 2002; Delacou et al., 2008).

Moreover, the ^{10}Be age profile undertaken on a single fault scarp (**Figure 3-22C**) allows an estimation of the earthquake slip history and average magnitude of individual seismic events. An age of 7.68 ± 0.64 ka for the fault activity has been estimated for the two outermost samples. Thus, given that the fault rupture behavior is a complex process, several cases have to be considered. (1) If an individual seismic event has occurred, the observed 1.5 m fault motion, which corresponds to the offset between the two outermost samples, would imply a magnitude $M > 7$ as predicted by the empirical equation of

Wells and Coppersmith (1994). (2) It is also possible that some of the fault displacement may be attributed to multiple seismic events. This would require seismic recurrence of relatively high magnitude ($M > 5$) earthquakes as to produce such displacements at the surface, in less than 1 ka (as suggested by the individual 1σ error of the age estimates). (3) The fault offset may result from a slow creeping motion over the 1 ka age range. Such a hypothesis is supported by the occurrence of continuous seismic activity during periods of ≥ 2 year along the fault strike in the Jausiers area (Jenatton et al., 2007). It is difficult to choose between these different scenarios, and the displacement observed at the surface may result from a combination of coseismic slip and slow creep processes.

Consequently, what is the relationship between these tectonic events and landslide development? In the Alps, this relationship has rarely been proposed, except around the Insubric Line (Ambrosi and Crosta, 2006) and along the Belledonne fault (Hippolyte et al., 2006). In addition, it is generally considered that faults have a passive role in the development of large gravitational deformations (Di Luzio et al., 2004; Bois et al., 2008; Agliardi et al., 2009). The hypothesis of seismic triggering in landslide development has yet not been supported by any clear temporal correlations of fault displacement and gravity features.

For the first time in the Alps we show spatial and temporal relationships between faults and landslides. Indeed, in the study area (Fig. 1) gravity structures nucleate along main active faults. The main sliding surface starts on a fault scarp (Figure 3-22E) suggesting a strong spatial link between the active fault and the Le Pra landslide. Cosmogenic dating shows three periods of correlated tectonic and gravitational activities (Figure 3-24):

- (1) A first age group at 11–12 ka corresponds to both faults and gravitational scarps being exposed to cosmic rays. The errors associated to the ^{10}Be dating recalculated from Bigot-Cormier et al. (2005) do not allow discrimination of the ages of faulting from those of gravitational destabilization, both being similar within error (< 1 ka).
- (2) A second age group, corresponding to fault scarp exposure 7–8 ka ago, is compared to landslides structures dated at 7–9 ka. The fault ages are similar (within error) to the gravitational initiation age obtained in the La Clapière area while those of the Le Pra area precede it by 2.0 ± 0.5 ka (Figure 3-25).
- (3) Finally, a third ^{10}Be age group mainly comprises surfaces exposed due to landsliding between 5.5 and 2.5 ka. This last age group includes (i) data obtained in the Le Pra area showing the propagation of a landslide surface between 5 ka and 2.6 ka (Figure 3-22F,G), and (ii) ages of 2.5–3.7 ka obtained on gravitational scarps in La Clapière landslide.

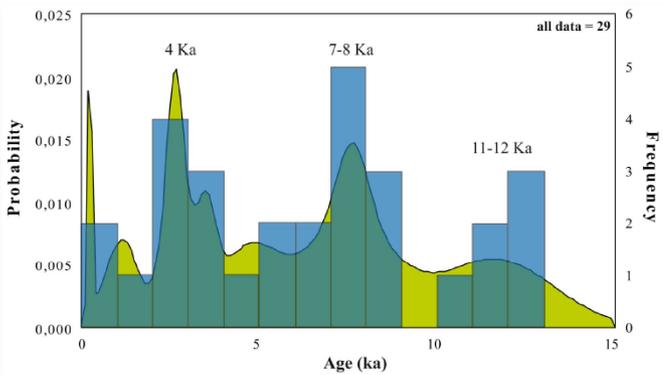


Figure 3-21. Age distribution reported at 1σ level of the tectonic and gravity activities by both a binned frequency histogram and probability density distribution (Sircombe, 2004). The density curve is fitted by a filter of concordance, with a fixed confidence level of 95%. The age ranges of total tectonic and landslide frequency are determined visually according to the density curve distribution.

These three age groups show:

- (i) A coincidence of tectonic and gravity displacements (age groups 1 and 2). This coincidence suggests that some tectonic events did trigger landslides. As large surface fault displacements along active faults suggest, the strong seismic shaking originating from large rupture fault induces progressive movements along active or locally pre-existing faults that progressively break up the rock slopes and lead to their gravitational destabilization.
- (ii) The propagation of gravity motions without any evidence of strike-slip displacements (age group 3 and current situation of most landslides in the valley). These large mass movements may develop in response to slope weakening subsequent to multiple low-magnitude earthquake events. Such ongoing low-magnitude shaking, which is evidenced by current seismicity (Jenatton et al., 2007), induces an increase in rock slope fracturing, specifically along the active fault and leading to gradual, long-term reduction in rock strength. Thus, this progressive rock slope softening is thought to lead to long-lasting gravitational slope deformations over periods of thousands of years.

At the scale of the Alps, these early Holocene fault ages (≈ 8 ka) coincide with a high landslide frequency (8–9 ka) in the whole Alpine arc which is commonly interpreted as the result of climate change, coinciding with a phase of global warming (Soldati et al., 2004; Hippolyte et al., 2006; Deplazes et al., 2007; Hippolyte et al., 2009; Ivy-Ochs et al., 2009; Le Roux et al., 2009). In the light of active tectonics related to landslide triggering, we suggest that the development of large landslide events could be related to a phase of intense tectonic activity.

5.2. Impact of climate change on slope morphology

The previous section (see Section 4.1) shows that active faulting in the Alps promotes slope instability and landslide generation. However, the impact of climate change in a current low seismicity area as the Alps cannot be excluded.

^{10}Be ages obtained on polished glacial surfaces in the studied area allow us to estimate the end of the last deglaciation at 13–12 ka. This result is in accordance with climate records at global scale (ice cores-Alley, 2004; global sea-level rise-Waelbroeck et al., 2002) and also at the regional Alpine scale (pollen study-Ortu et al., 2008) (Figure 3-25). This glacial-interglacial Holocene transition (11.5 ka) leading to the total ice cap retreat was altogether a short and complex period (3–4 ka; Waelbroeck et al., 2002) implying that the change to warmer conditions occurred rapidly. However, in the Mediterranean area, it is still not certain if these coincided exactly with warmer conditions. Several studies based on pollen (Ortu et al., 2008) and speleothem data (Zanchetta et al., 2007) have shown the general tendency to a warmer and wetter period at around 8 ka (Climatic Optimum). Paleolake-level data document wetter conditions only from 5 ka (Magny et al., 2007; Ortu et al., 2008) while caution must be taken as seasonal variations may have influenced these paleolake-level data.

So, did deglaciation and wetter climatic conditions have any effects on tectonics and landslide activities?

This study shows that fault (11–8 ka) and landslide (≈ 10 –8 ka) activities closely postdate the retreat of the Argentera massif ice cap (15–12 ka; Figure 3-25). This spatiotemporal coincidence between large fault displacements and large gravitational mass movements following abrupt climate change leads to the assumption that the melting of Alpine ice cap and residual permafrost should have directly conditioned fault and rock mass stability. It has been shown by some authors that uplift due to post-glacial isostatic rebound could have an influence on both seismogenic activity and gravity motions by rapidly changing the state of lithospheric stress (Muir-Wood, 1989; Stewart et al., 2000; Ballantyne, 2002; Hetzel and Hampel, 2005; Holmes et al., 2008;

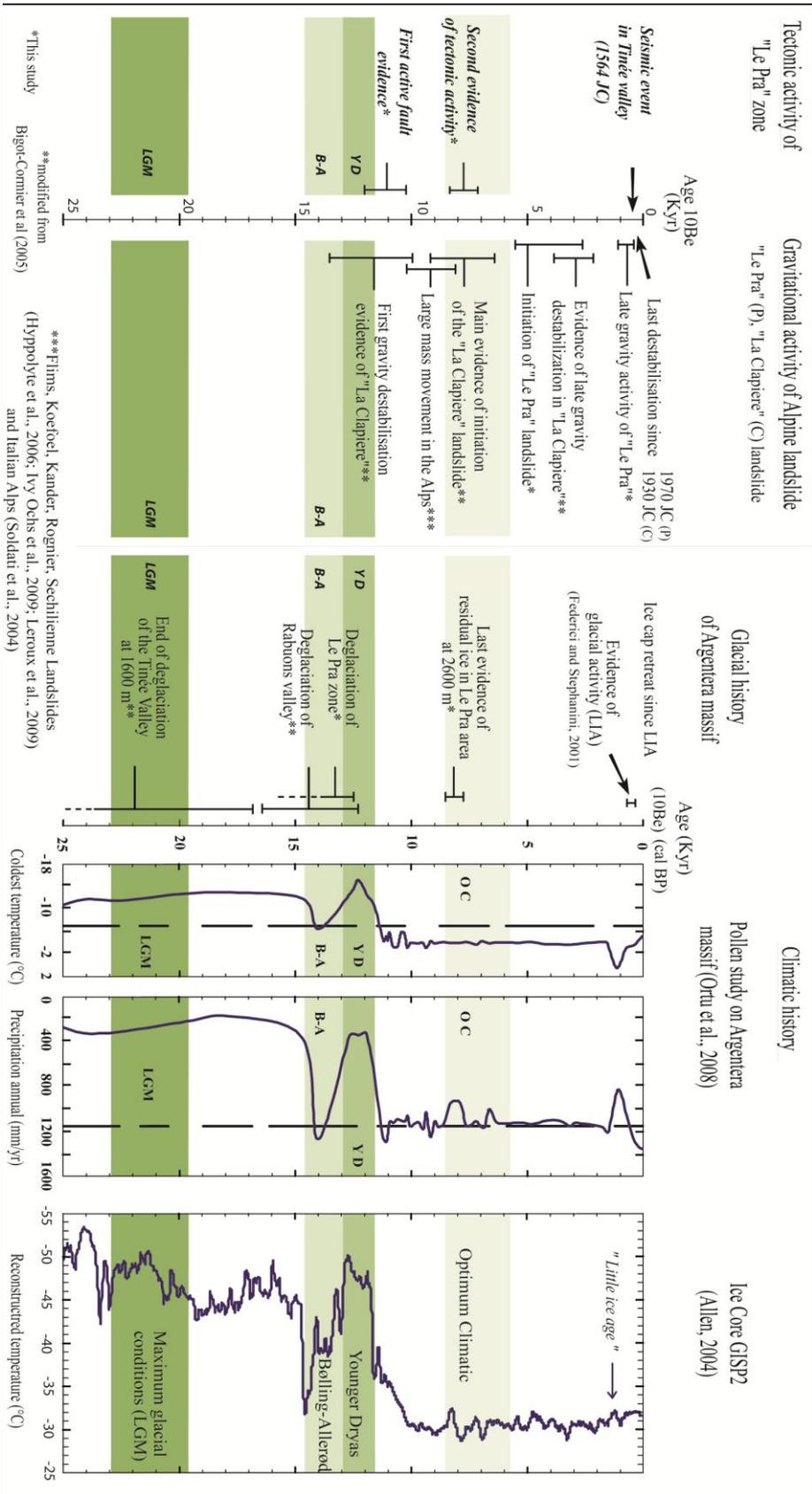


Figure 3-22 Comparison between tectonic events, landslide triggered (Bigot-Cormier et al., 2005) and climatic data at the global scale since the last glacial maximum (Alley, 2004), and at the Argentera massif scale based on geomorphologic studies (Federici and Stephanini, 2001) and pollen studies (Ortu et al., 2008). LGM: Last Glacial Maximum; B-A: Bolling and Allerod; YD: Younger Dryas.

Ustaszewski et al., 2008). These effects are shown to reduce lithostatic load (minimal stress axis: σ_3) and to allow rupture of faults and facilitate rock mass failure. Increased pore groundwater pressure during glacial melting, permafrost degradation or heavy rainfall events have also been evoked to induce enhanced seismicity (Costain et al., 1987; Davies et al., 2001; Saar and Manga, 2003; Christiansen et al., 2007) and landsliding (Caine, 1982; Gruber and Haeblerli, 2007). The rock slope in the studied Tinée valley is heavily fractured, structurally and lithologically contrasted (shistosity, shear zone). The water in fissure and tectonically stressed faults exert a fluid overpressure and enable the fault and rock slope to fail more readily. However, for the south-western Alps, the body of these assumptions needs to be further tested by additional CRE dating of Holocene faults because in the studied example only two fault ages have been obtained.

Another landslide triggering factor which has been suggested is increased precipitation (Dortch et al., 2009) during optimum climatic conditions in the Alps (Ivy-Ochs et al., 2009; Le Roux et al., 2009). The important phase of generalized destabilization in the valley at around 4–5 ka could be correlated with an increase in cleft-water pressure during a phase of intense precipitation. The short-lived hydrologic oscillations during the middle Holocene tending to influence alteration could favour the development of slope instability. However, given that in the Argentera massif it appears that a phase of tectonic destabilization (11–8 ka) occurred prior to landslide development and that the paleohydrologic reconstructions are still a matter of debate, it seems unlikely that wet climatic phases are the only triggering factor for landslides.

5.3. Summary

The valleys in which the Le Pra and the La Clapière landslides occurred have a maximum height of 2 km, which results from tectonic, glacial, periglacial and fluvial processes. Local lithology and structure as fracture and foliation can play a major role in preparing rock slopes for landslides (Korup et al., 2007). These features induce rock anisotropy that probably leads to slope weakening (Follacci et al., 1988). Also, these large landslides are generally located along the active faults, and do not affect the whole massif. This suggests that lithology and structure of the rock slope are not the main triggering factors of landslides but may be important in predisposing the slope to failure and enabling it to destabilize more easily by seismic shaking, ice melting or heavy precipitation.

Therefore, our preferred evolutionary model would be (1) the occurrence of a major phase of tectonic activity at 11–8 ka leading to widespread slope fracturing; and (2) in the following evolution, the occurrence of the wet 'climatic optimum' conditions resulted in the alteration of the fractured bedrock. This weathering process led to a decrease in rock mass resistance and promoted landslide development.

6. Conclusions

For the first time in the south-western Alps, dating using in situ-produced ^{10}Be has been successfully performed to estimate ages of recent fault slip. Holocene ages of 11 and 7–8 ka have been obtained on these active NW–SE (N140°E) dextral transtensive faults resulting from the rotation of the Apulian block. Coeval with a phase of intense landslide activity identified at 11–12 and 8 ka, this tectonic activity is also in concordance with large landslide in the Alps.

Moreover, here we have shown a case of spatial and temporal relationships of landslides with active tectonic faults. To summarize, the main contribution of this paper is that:

- (1) significant horizontal tectonic displacements (≈ 1.5 m) could have occurred during the early Holocene period (7–8 ka) along an active dextral plurikilometre-scale fault system in the south-western Alps; and

- (2) potential high magnitude seismic events or, at least, multiple low-magnitude earthquakes could trigger landslides as large gravity mass movements occurred in the same age range as recent fault activity.

Within the active tectonic framework, climate changes also have an influence on landslide development. However, the understanding of the climate-fault stability relationship in the Alps requires further studies.

Acknowledgments

The ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix-en-Provence) is supported by the INSU/CNRS, the French Ministry of Research and Higher Education, IRD and CEA. This work was supported by the ANR ANCEM. We also wish to thank E. Ortu who provided us with pollen paleoclimate data. C. Wibberley and N. Mancktelow have helped improving both formal and scientific aspects of the manuscript. We are grateful to L. Smith and S. Binnie for their constructive remarks.

References

- Agliardi, F., Crosta, G.B., Zanchi, A., Ravazzi, C., 2009. Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy. *Geomorphology* 103, 113–129.
- GISP2 Ice Core Temperature and Accumulation Data. In: Alley, R.B. (Ed.), B.C. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series #2004-013. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, USA.
- Ambrosi, C., Crosta, G.B., 2006. Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology* 83, 183–200.
- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International* 103, 363–376.
- Augustinus, P.C., 1995. Glacial valley cross-profile development: the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with examples from the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology* 14, 87–97.
- Ballantyne, C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, 1935–2017.
- Bigot-Cormier, F., Braucher, R., Bourlès, D., Guglielmi, Y., Dubar, M., Stéphan, J.F., 2005. Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth and Planetary Science Letters* 235, 141–150.
- Bigot-Cormier, F., Sosson, M., Poupeau, G., Stephan, J.F., 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.
- Bois, T., Bouissou, S., Guglielmi, Y., 2008. Influence of major inherited faults zones on gravitational slope deformation: a two-dimensional physical modeling of the La Clapière area (Southern French Alps). *Earth and Planetary Science Letters* 272, 709–719.
- Bovis, M.J., 1982. Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia. *Geological Society of America Bulletin* 93, 804–812.
- Braucher, R., Brown, E.T., Bourlès, D.L., Colin, F., 2003. In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* 211, 251–258.
- Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., Brook, E.J., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2269–2283.
- Caine, N., 1982. Toppling failures from alpine cliffs on Ben Lomond, Tasmania. *Earth Surface Processes and Landforms* 7, 133–152.
- Cederbom, C.E., Sinclair, H.D., Schlunegger, F., Rahn, M.K., 2004. Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology* 32, 709–712.
- Champagnac, J.D., Molnar, P., Anderson, R.S., Sue, C., Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology* 35, 195–198.
- Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B., Tricart, P., Allanic, C., Burkhard, M., 2006. Miocene lateral extrusion in the inner western Alps revealed by dynamic fault analysis. *Tectonics* 25, TC3014. doi:10.1029/2004TC001779.
- Christiansen, L.B., Hurwitz, S., Ingebritsen, S.E., 2007. Annual modulation of seismicity along the San Andreas Fault near Parkfield, CA. *Geophysical Research Letters* 34, L04306. doi:10.1029/2006GL028634.
- Collombet, M., Thomas, J.C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J.P., Gratier, J.P., 2002. Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: new insights from paleomagnetic data. *Tectonics* 21, 14.1–14.15.
- Corsini, M., Ruffet, G., Caby, R., 2004. Alpine and late hercynian geochronological constraints in the Argentera Massif (Western Alps). *Eclogae geologicae Helveticae* 97, 3–15.
- Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D.L., Carcaillet, J., 2008. Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): evidence from field data and ^{10}Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology* 95, 3–26.

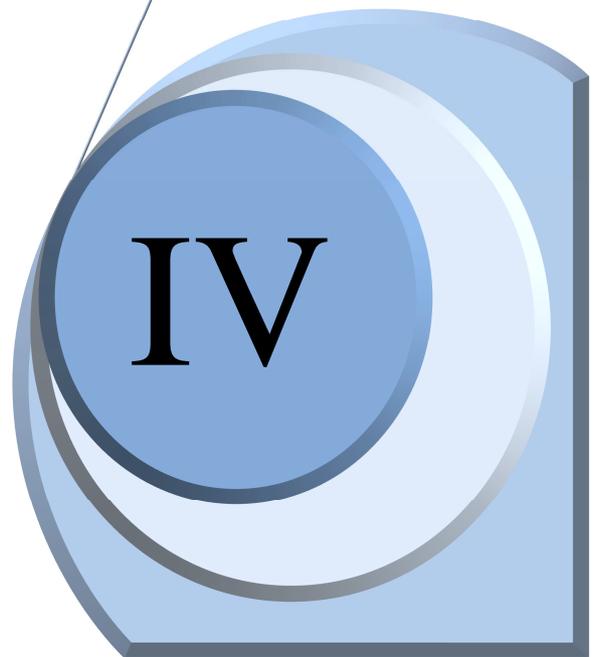
- Costain, J.K., Bollinger, G.A., Speer, J.A., 1987. Hydroseismicity: a hypothesis for the role of water in the generation of intraplate seismicity. *Seismological Research Letters* 58, 41–64.
- Davies, M.C.R., Hamza, O., Harris, C., 2001. The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 137–144.
- Delacou, B., Sue, C., Nocquet, J.M., Champagnac, J.D., Allanic, C., Burkhard, M., 2008. Quantification of strain rate in the Western Alps using geodesy: comparisons with seismotectonics. *Swiss Journal of Geosciences* 101, 377–385.
- Deplazes, G., Anselmetti, F.S., Hajdas, I., 2007. Lake sediments deposited on the Flims rockslide mass: the key to date the largest mass movement of the Alps. *Terra Nova* 19, 252–258.
- Di Luzio, E., Saroli, M., Esposito, C., Bianchi-Fasani, G., Cavinato, G.P., Scarascia-Mugnozza, G., 2004. Influence of structural framework on mountain slope deformation in the Maiella anticline (Central Apennines, Italy). *Geomorphology* 60, 417–432.
- Dortch, J.M., Owen, L.A., Haneberg, W.C., Caffee, M.W., Dietsch, C., Kamp, U., 2009. Nature and timing of large landslides in the Himalaya and Transhimalaya of northern India. *Quaternary Science Reviews* 28, 1037–1054.
- Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27, 3–11.
- El Bedoui, S., Guglielmi, Y., Lebourg, T., Pérez, J.L., 2008. Deep-seated failure propagation in a fractured rock slope over 10,000 years: the La Clapière slope, the south-eastern French Alps. *Geomorphology* 105, 232–238.
- Faure-Muret, A., 1955. Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mémoire de la Carte géologique de France. 336 pp.
- Federici, P.R., Stephanini, M.C., 2001. Evidence and chronology of the "little ice age" in the Argentera massif (Italian Maritime Alps). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 37, 35–48.
- Follaci, J.P., 1987. Les mouvements du versant de la Clapière à Saint-Etienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes). *Bulletin des laboratoires des ponts et chaussées* 150–151, 39–54.
- Follaci, J.P., Guardia, P., Ivaldi, J.P., 1988. Le Glissement de la Clapière (Alpes Maritimes, France) dans son cadre géodynamique. *Landslides* 1323–1327.
- Gruber, S., Haerberli, W., 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research* 112, F02S18. doi:10.1029/2006JF000547.
- Hetzl, R., Hampel, A., 2005. Slip rate variations on normal faults during glacial-interglacial changes in surface loads. *Nature* 435, 81–84.
- Hippolyte, J.C., Bourlès, D., Braucher, R., Carcaillet, J., Léanni, L., Arnold, M., Aumaitre, G., 2009. Cosmogenic ¹⁰Be dating of a sackung and its faulted rock glaciers, in the Alps of Savoy (France). *Geomorphology* 108, 312–320.
- Hippolyte, J.C., Brocard, G., Tardy, M., Nicoud, G., Bourlès, D., Braucher, R., Ménard, G., Souffaché, B., 2006. The recent fault scarps of the Western Alps (France): Tectonic surface ruptures or gravitational sackung scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ¹⁰Be dating approach. *Tectonophysics* 418, 255–276.
- Hormes, A., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Ferrel, L., Maria Michetti, A., 2008. ¹⁰Be exposure ages of a rock avalanche and a late glacial moraine in Alta Valtellina, Italian Alps. *Quaternary International* 190, 136–145.
- Ivy-Ochs, S., Poschinger, A.V., Synal, H.A., Maisch, M., 2009. Surface exposure dating of the Flims landslide, Graubünden, Switzerland. *Geomorphology* 103, 104–112.
- Jenatton, L., Guiguet, R., Thouvenot, F., Daix, N., 2007. The 16,000 event 2003–2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *Journal of Geophysical Research* 112.
- Jibson, R.W., Harp, E.L., Schulz, W., Keefer, D.K., 2006. Large rock avalanches triggered by the M 7.9 Denali Fault, Alaska, earthquake of 3 November 2002. *Engineering Geology* 83, 144–160.
- Jomard, H., 2006. Analyse multi-échelles des déformations gravitaires du Massif de l'Argentera Mercantour. Ph.D. Thesis, Nice Sophia-Antipolis University, 217 p.
- Julian, M., Anthony, E., 1996. Aspects of landslide activity in the Mercantour massif and the French Riviera, southeastern France. *Geomorphology* 15, 175–289.
- Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin* 95, 406–421.
- Korup, O., Clague, J.J., Hermanns, R.L., Hewitt, K., Strom, A.L., Weidinger, J.T., 2007. Giant landslides, topography, and erosion. *Earth and Planetary Science Letters* 261, 578–589.
- Larroque, C., Béthoux, N., Calais, E., Courboulex, F., Deschamps, A., Déverchère, J., Stéphan, J.F., Ritz, J.F., Gilli, E., 2001. Active and recent deformation at the Southern Alps–Ligurian basin junction. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw* 80, 255–272.
- Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J.F., Jongmans, D., Bourles, D., Braucher, R., Mahaney, W., Carcaillet, J., Leanni, L., 2009. CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters*. doi:10.1016/j.epsl.2009.01.034.
- Magny, M., De Beaulieu, J.L., Drescher-Schneider, R., Vannièr, B., Walter-Simonnet, A.V., Miras, Y., Millet, L., Bossuet, G., Peyron, O., Brugiapaglia, E., Leroux, A., 2007. Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews* 26, 1736–1758.
- McCalpin, J.P., Hart, E.W., 2003. Ridge-top spreading features and relationship to earthquakes, San Gabriel Mountains Region, Southern California: Part A. Distribution and description of ridge-top depressions (sackungen): Part B. Paleoseismic investigations of ridge-top depressions. In: Hart, E.W. (Ed.), *Ridge-Top Spreading in California*. California Geological Survey, Open-File Report, 1 CD-ROM.
- Muir-Wood, R., 1989. Extraordinary deglaciation reverses faulting in northern Fennoscandia. In: Gregersen, S., Basham, P.W. (Eds.), *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-glacial Rebound*. Kluwer, Dordrecht, pp. 141–174.
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon, J.R., Finkel, R.C., McAninch, J., 2007. Absolute calibration of ¹⁰Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 258, 403–413.
- Ortu, E., Peyron, O., Bordon, A., De Beaulieu, J.L., Siniscalco, C., Caramiello, R., 2008. Lateglacial and Holocene climate oscillations in the South-western Alps: an attempt at quantitative reconstruction. *Quaternary International: Quaternary Stratigraphy and Evolution of the Alpine Region and the Mediterranean area in the European and Global Framework* 190, 71–88.
- Persaud, M., Pfiffner, O.A., 2004. Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. *Tectonophysics* 385, 59–84.
- Saar, M.O., Manga, M., 2003. Seismicity induced by seasonal groundwater recharge at Mt. Hood, Oregon. *Earth and Planetary Science Letters* 214, 605–618.
- Siame, L.L., Braucher, R., Bourles, D.L., 2000. Les nucléides cosmogéniques produits in situ; de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bulletin de la Société Géologique de France* 171, 383–396.
- Sircombe, K.N., 2004. AGE DISPLAY: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Computers & Geosciences* 30, 21–31.
- Soldati, M., Corsini, A., Pasuto, A., 2004. Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *CATENA. Geomorphic Impacts of Rapid Environmental Change* 55, 141–161.
- Stewart, I.S., Sauber, J., Rose, J., 2000. Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews* 19, 1367–1389.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105, 753–760.
- Sue, C., Tricart, P., 2003. Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics* 22, 1–25.
- Ustaszewski, M.E., Hampel, A., Pfiffner, O.A., 2008. Composite faults in the Swiss Alps formed by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound: an integrated field and modelling study. *Swiss Journal of Geosciences* 101–1, 223–235.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295–305.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84, 974–1002.
- Zanchetta, G., Drysdale, R.N., Hellstrom, J.C., Fallick, A.E., Isola, I., Gagan, M.K., Pareschi, M.T., 2007. Enhanced rainfall in the Western Mediterranean during deposition of sapropel S1: stalagmite evidence from Corchia cave (Central Italy). *Quaternary Science Reviews* 26, 279–286.

Chapitre 4

*Synthèse : Dynamique Néogène
dans les Alpes
Sud-Occidentales.*

« L'important n'est pas que mon discours soit
vrai mais qu'il soit sincère. »

Albert Jacquard, extrait de la *Petite
philosophie à l'usage des non-philosophes.*



CHAPITRE 4: LA DYNAMIQUE NEOGENE DANS LES ALPES SUD-OCCIDENTALES.

Le prisme orogénique alpin occidental résulte de la convergence toujours active entre la plaque Adriatique et Européenne depuis le Crétacé. Les données présentées dans ce mémoire montrent que la branche Sud-Occidentale de l'arc Alpin a subi durant le Néogène et subit encore actuellement un régime transcurrent en relation avec la compression N-S. Ce dernier conduit à l'exhumation d'une portion de la croûte continentale Européenne formant les massifs cristallins externes (MCE : le Pelvoux et l'Argentera-Mercantour), point culminant de la branche sud-occidentale de la chaîne actuelle. Il est également responsable du déplacement vers le Sud de la couverture sédimentaire. Durant la même période et encore à l'heure actuelle, l'arc interne est soumis à un régime plus contrasté en extension et transtension en partie relié avec la dynamique d'exhumation du massif cristallin interne de Dora Maira. Ce quatrième et dernier chapitre, rédigé en format article est dédié à la synthèse et la discussion des différents processus tectoniques conduisant à la configuration actuelle du prisme orogénique sud-occidental.

La première partie présente « l'essentiel de ce qu'il faut retenir ». Une synthèse des données bibliographiques et des principaux résultats obtenus et décrits dans les chapitres précédents est détaillée. Je rappellerai ce que l'on sait ou admet de la structure crustale dans cette partie de la chaîne. Et, je résumerai les principaux points obtenus sur les trajets P-T-t du massif de l'Argentera-Mercantour ainsi que la dynamique des couvertures sédimentaires.

La deuxième partie est consacrée aux interprétations et discussions sur la géodynamique de l'arc sud-occidental. Un modèle de la dynamique du prisme sera proposé et discuté à la lumière des données existantes et obtenues dans ce travail. Nous tenterons d'expliquer les mécanismes d'exhumation du massif cristallin externe et son impact sur la dynamique de la couverture, le rôle du poinçon mantellique dans la déformation de l'arc externe sud-occidental, les relations entre les déformations extensives de cœur d'arc et compressives dans la partie externe.

I. SYNTHÈSE DES CHAPITRES PRÉCÉDENTS.

I.1. Avant propos

Dans les Alpes occidentales, le prisme orogénique résulte de la convergence de la plaque adriatique et de la subduction des plaques océanique téthysienne puis continentale Européenne du Crétacé (~96 Ma) à l'Eocène (~40 Ma) (Dal Piaz et al., 1972; Coward and Dietrich, 1989 ; Agard et al., 2002), suivie de la collision continentale durant l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur au front de l'indenteur Adriatique (Tricart, 1984; Ceriani et al., 2001; Simon-Labric et al., 2009). Durant le Néogène, la déformation se propage vers les zones externes soumises à un régime compressif à l'origine du développement de plis et chevauchement tandis que les zones internes subissent un régime plus contrasté avec des mouvements extensifs et transtensifs importants (e.g. Tricart et al., 2006). Dans ce contexte transcurent sur le pourtour de l'arc alpin externe, l'exhumation d'une portion de croûte continentale Européenne a formé les massifs cristallins externes (MCE), points culminants de la chaîne (Mont Blanc, Belledonne, le Pelvoux et l'Argentera-Mercantour) et qui affectent largement la géométrie du prisme orogénique durant le Miocène (e.g. Tricart, 2004) (**Figure 4-1**).

Dans les Alpes sud-occidentales (**Figure 4-2**), l'empreinte du métamorphisme alpin dans le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour et sa couverture permienne solidaire est classiquement considérée comme faible (faciès sub greenschist : Laumontite-préhnite-pumpellyite ; e.g. Bousquet et al., 2008). Toutefois, les études récentes sur les conditions thermobarométriques du massif de l'Argentera-Mercantour et son tégument suggèrent un enfouissement plus important de l'ordre de 15 km (5.5 ± 1 kbar ; Sanchez et al., soumis). Structuralement, au dessus de ce substratum, la couverture mésozoïque et cénozoïque (Zone dauphinoise) décollée au niveau du Trias moyen-supérieur évaporitique et déformée en écailles chevauchantes (Gèze, 1960 ; Lanteaume, 1962) est quant à elle exempte de métamorphisme. Par conséquent, la superposition verticale actuelle d'une couverture non métamorphique sur un socle métamorphique oblige à reconsidérer la position du socle de l'Argentera-Mercantour et du Dôme de Barrot, ces relations avec sa couverture actuelle ainsi que les modèles de construction du prisme collisionnel dans ce secteur des Alpes.

Le but principal de cette synthèse est donc d'étudier les relations structurales et les contrastes de métamorphisme entre le MCE de l'Argentera-Mercantour (AM) et la couverture post-triasique à partir de données structurales, pétrographiques, sédimentologiques et géochronologiques, récemment publiées (Sanchez et al., 2010; Sanchez et al., submitted ;

Schreiber et al., 2010 ; Giannerini et al., submitted). La comparaison de l'évolution tectonique et cinématique de la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque et l'histoire pression-température-temps (P-T-t) du massif de l'Argentera-Mercantour permettra de discuter des mécanismes d'exhumation du MCE de l'Argentera-Mercantour et son impact dans la dynamique de la couverture sédimentaire. A la lumière de ces nouvelles données, nous proposons un nouveau modèle de construction du prisme alpin dans les Alpes du Sud.

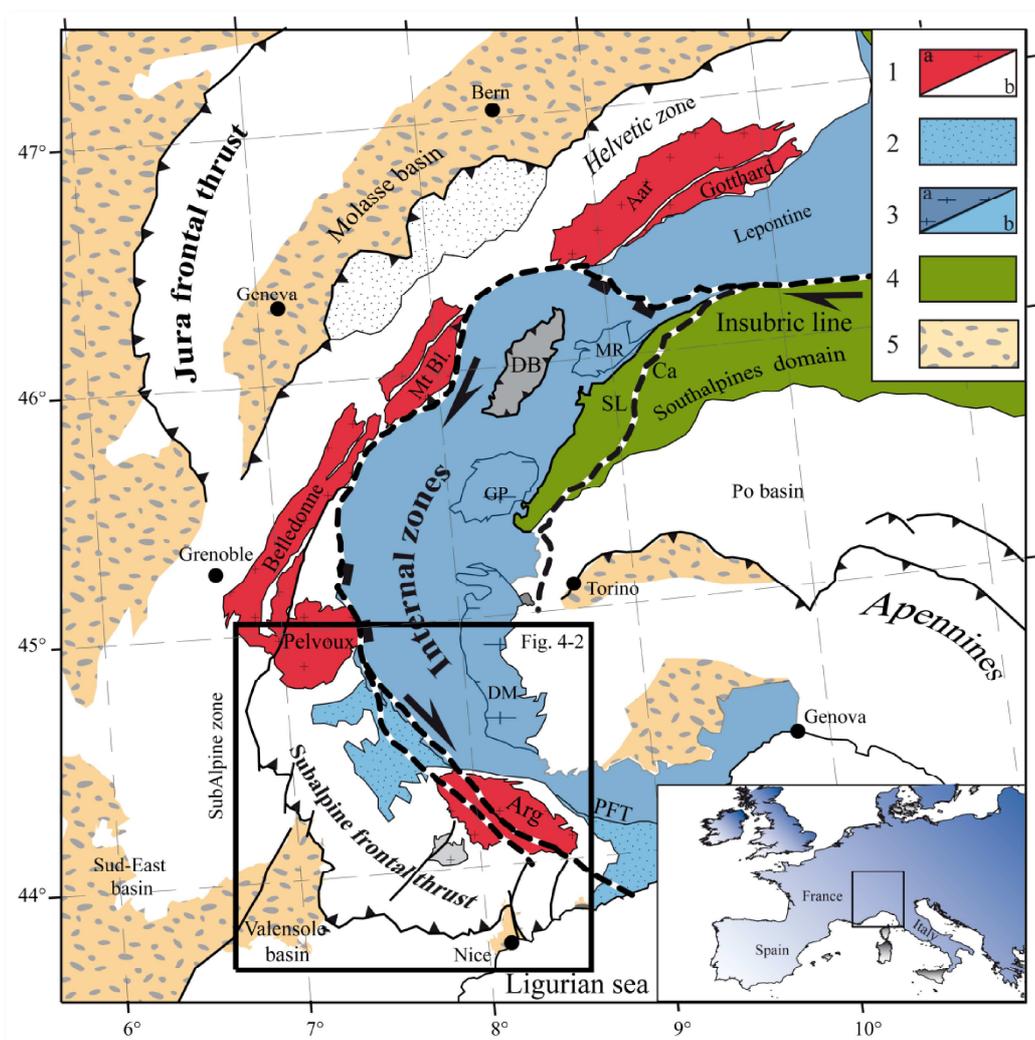


Figure 4-1. Carte géologique des Alpes occidentales modifié d'après Bigi et al. (1990) et Pofino et al. (1990). Le rectangle noir indique la zone d'étude de la Figure 4-2. La zone Dauphinoise qui est limitée par le Chevauchement Pennique Frontal (PFT) et les chevauchements frontaux des chaînes subalpines (Jura, Digne, Nice). Il comprend (1a) les Massifs Cristallins Externes formés durant la période Varisque et (1b) leur couvertures sédimentaires mésozoïque et cénozoïque (Trias-Oligocène) 2, les flyschs à Helminthoïdes Crétacé Supérieur qui sont transportés depuis les zones internes. Les zones internes comprennent: 3, les zones Briançonnaise et Piémontaise formées de roches métamorphiques issues de (3a) la marge continentale Européenne et (3b) du domaine océanique téthysien; 4, les unités Austro-Alpine incluant principalement la nappe de la Dent Blanche (DB) et les zones de Sesia Lanzo (SL), qui représentent la marge continentale Apulienne; 5, les bassins molassiques périphériques Oligocène à Quaternaire. Les lignes pointillées noires et blanches représentent les principales structures comme le Front Pennique

et la ligne Insubrienne. Massifs Cristallins Externe: **Mt Bl.**, Mont Blanc ; **Arg.**, Argentera-Mercantour. Massifs Cristallins Internes: **DM**, Dora-Maira ; **GP**, Grand Paradis ; **MR**, Monte Rosa.

I.2. L'arc Sud-Occidental

I.2.1. Structure crustale dans les Alpes Sud-Occidentales

Un des pré-requis pour comprendre la construction d'un prisme orogénique est une bonne connaissance de la structure crustale. Dans les Alpes du Sud, les expériences de sismique dite active, l'analyse géologique de surface ainsi que l'imagerie gravimétrique ont permis d'obtenir l'image de l'architecture de la chaîne à l'échelle crustale (Paul et al., 2001 ; Vernant et al., 2002 ; Lardeaux et al., 2006 ; Bethoux et al., 2007 ; Thouvenot et al., 2007). Le développement récents d'outils de modélisation 3D capables de restituer des géométries complexes à partir de données géologiques et géophysiques a récemment permis d'accéder à une imagerie 3D de la géométrie du Moho et de la croûte dans les Alpes sud-occidentales (Schreiber et al., 2010). L'intégration et la mise en cohérence de l'ensemble de ces données permettent d'élaborer une image qui rend compte à l'échelle crustale de la géométrie des objets géologiques (**Figure 4-2**) depuis Dora-Maira jusqu'au socle des Maures-Tanneron en passant le massif de l'Argentera-Mercantour.

Ces données contraignent la profondeur et la géométrie des mohos Européen et Apulien. La limite croûte/manteau atteint 50 km sous le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour suggérant un fort épaissement crustal (Thouvenot et al., 2007 ; Schreiber et al., 2010) . Le manteau Apulien est subdivisé en 2 parties superposées verticalement, l'une située à 10 km, l'autre s'étendant entre 20 et 40 km. La partie supérieure rigide, le corps d'Ivrée situé sous le massif cristallin interne de Dora Maira à l'arrière du massif de l'Argentera-Mercantour chevauche la croûte Européenne comme cela a été décrit dans les Alpes occidentales (e.g. Tardy et al., 1990; Roure et al., 1996). Cet indenteur mantellique localise la déformation comme le suggère la répartition spatiale de la sismicité sur les structures tectoniques verticales au front de cette écaillage mantellique. La déformation est ainsi transférée dans la croûte Européenne où la sismicité plus diffuse se localise le long de structures tectoniques verticales à l'arrière du massif de l'Argentera-Mercantour. La récente reprise en compression de la marge Ligure ainsi que l'épaisseur anormale de la croûte sous le massif de l'Argentera-Mercantour suggère la présence d'un chevauchement basal (rampe crustale) à vergence Sud déjà proposée par différents auteurs (Bethoux et al., 1988 ; Chaumillon et al., 1994 ; Bigot-Cormier et al., 2004), ou comme un système décrochant (système de faille de Jausiers-Tinée-Saorge-Taggia ; Sanchez et al., 2010 ; Schreiber et al., 2010).

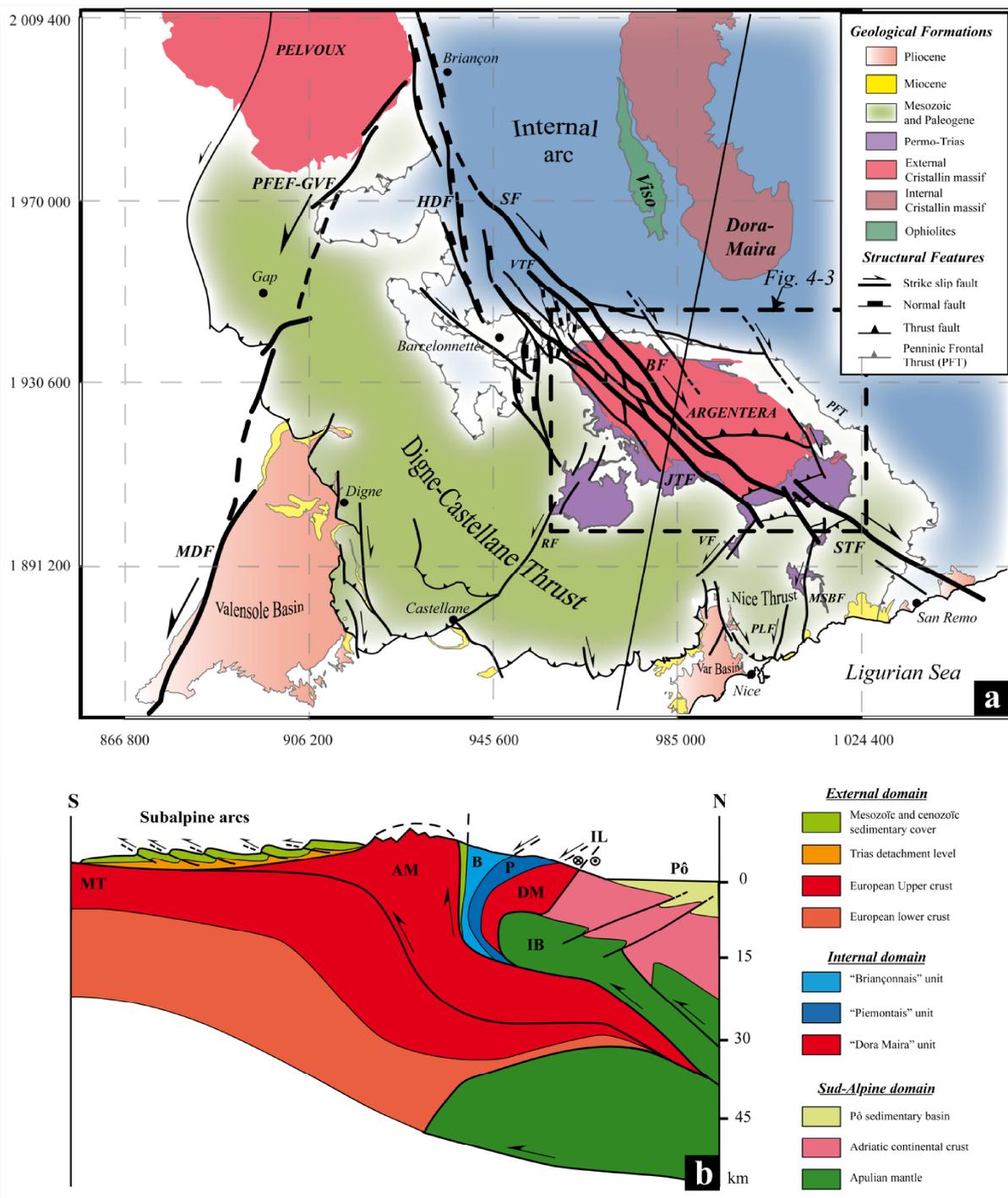


Figure 4-2 : A. Carte structurale du système de failles récentes dans Alpes sud-occidentales (Sanchez et al., 2010a,b). Le rectangle noir représente la localisation de la Figure 4-3. Le trait plein correspond au tracé de coupe b, Figure 4-5 et Figure 4-10. **BF:** Bersézió fault; **GVF-PFEF:** Grand Vallon-Pont du Fossé-Eychauda fault; **HDF:** High Durance fault; **JTF:** Jausiers-Tinée fault; **MDF:** Middle Durance fault; **MSBF:** Monaco-Sospel-Breil fault; **NT:** Nice Thrust; **PFT:** Penninic Frontal Thrust; **PLF:** Peille-Laghet fault; **RF:** Rouaine fault; **SF:** Serenne fault; **STF:** Saorge-Taggia fault; **VF:** Vésubie fault; **VTF:** Valletta fault. Les coordonnées latitude-longitude de projection de la carte sont dans le système Lambert II étendu. **B.** Coupe crustale N-S synthétique à travers la zone d'étude. **MT,** massif des Maures-Tanneron ; **AM,** massif Argentera-Mercantour ; **B,** zone Briançonnaise ; **P,** zone Piemontaise ; **DM,** Dora-Maira ; **IB :** Corps d'Ivrée.

I.2.2. Cadre structural

I.2.2.1. Zones Internes

L'arc interne est constitué d'unités métamorphiques de HP-BT d'affinité continentale (Briançonnais et Dora Maira) et océanique (Piémontais) dont l'évolution est liée aux stades précoces pré-collisionnels de subduction à l'Eocène (**Figure 4-1 ; Figure 4-2**) (e.g. Ford et al., 2006). Cette période est marquée par l'exhumation rapide des unités HP au sein du chenal et du prisme d'accrétion (Schwartz et al., 2007 ; Tricart et al., 2007). Les unités Briançonnaise et Piémontaise constituent un empilement de nappes raccourcies chevauchant l'arc alpin externe vers le SW à la faveur du PFT à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (Tricart, 1984 ; Ceriani et al., 2001 ; Simon-Labric et al., 2009). Le socle Européen affleure dans une fenêtre tectonique induite par la forme en dôme du massif UHP de Dora-Maira (Ballèvre et al., 1990). Son exhumation dès l'Oligocène est accompagnée de déformations extensives multidirectionnelles réactivant dans le domaine ductile et fragile, les principales surfaces de charriages des nappes briançonnaises et piémontaises et limitant la croissance du prisme alpin dans sa partie interne (Sue and Tricart, 1999 ; Schwartz et al., 2004).

I.2.2.2. Zones Externes

Dans la partie externe de l'arc ou zone Dauphinoise (**Figure 4-1 ; Figure 4-2**), la déformation est limitée à la partie supérieure de la croûte représentant la partie proximale de la marge Européenne de l'océan Téthys (e.g. Lemoine et al., 2000). Constituant une portion de la croûte continentale Européenne exhumée durant une phase de raccourcissement Miocène (33-20 Ma, données Ar/Ar sur phengite dans les zones de cisaillement ; Corsini et al., 2004, Sanchez et al., soumis), le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour ainsi que sa couverture permienne solidaire apparaît sous les couvertures mésozoïques et cénozoïques des chaînes subalpines. La structure et la cinématique du MCE de l'AM indiquent une forte empreinte de la déformation alpine lors de la formation du prisme orogénique (Faure-Muret, 1955; Vernet 1964 ; Malaroda et al. 1970; Bogdanoff 1980 ; Corsini et al., 2004 ; Baietto et al., 2009). Les structures alpines (zones mylonitiques, schistosité, plans axiaux des plis) subverticales orientées principalement NW-SE et E-W se verticalisent au contact du Front Pennique. Deux phases de déformation ductile ont pu être identifiées (Guardia and Ivaldi, 1985). L'une est responsable des plis N140°E sur le flanc SW de l'Argentera-Mercantour correspondant à des raccourcissements NE-SW ; l'autre permet le développement des chevauchements E-W et décrochements N140°E. Ces zones de cisaillement sont exhumées durant le Miocène (Bigot-Cormier et al., 2006 ;

Sanchez et al., soumis) et sont réactivées dans le domaine cassant en décrochements ou failles normales durant le Miocène terminal-Pliocène (Tricart, 2004 ; Sanchez et al., 2010a,b). Structuralement au-dessus, la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque dont l'épaisseur varie entre 2 et 4 km est constituée de calcaire, marno-calcaire et grès, représentant l'essentiel de la séquence sédimentaire des chaînons subalpins de la zone externe (Campredon, 1972). Ces chaînons s'organisent spatialement d'ouest en Est en trois systèmes ; il s'agit du système de chevauchements de Digne orienté NW-SE, se prolongeant par l'intermédiaire du décrochement senestre de Rouaine au système de plis et d'écaillés de l'Arc de Castellane lui-même connecté à l'arc de Nice orientés E-W (Gigot et al., 1975 ; Giannerini, 1980-1981 ; Laurent et al., 2000 ; Giannerini et al., soumis).

I.3. Chemin P-T-t dans le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour et sa couverture permienne solidaire.

I.3.1. Conditions métamorphiques et âge de la déformation ductile dans l'Argentera-Mercantour et sa couverture permienne.

Surimposé au métamorphisme hercynien HT, l'empreinte du métamorphisme alpin se développe préférentiellement dans les zones de cisaillement ductiles N140°E dextres et N90° chevauchantes recoupant le massif de l'Argentera-Mercantour (Corsini et al., 2004 ; Sanchez et al., soumis). Des estimations des conditions métamorphiques du socle dans les 3 principales zones de cisaillement ductiles recoupant le massif de l'Argentera-Mercantour et sa couverture permienne ont été obtenues récemment (Sanchez et al., soumis). Les conditions P-T obtenues pour le socle de l'Argentera-Mercantour et son tégument permien sont dans les conditions du faciès schiste vert à 4.8 kbar (Zone de cisaillement de la Valletta), 5.8 kbar (Zone de cisaillement d'Autier) et 7 kbar (Zone de cisaillement de Casterino) à 375±30°C suggérant un enfouissement maximal de 15-18 km. Ces estimations sont nettement supérieures aux valeurs pressenties antérieurement attribuant au socle de l'Argentera-Mercantour et de son tégument des conditions du faciès subgreenschist à préhnite-pumpellyite (Siddans, 1980 ; Bousquet et al., 2008). Elles sont, toutefois, plus en accord avec les estimations faites sur les autres massifs cristallins externes comme le Mont Blanc et l'Aar (4-5 kbar et 400-450°C ; Marquer et al., 1985 ; Rolland et al., 2003) et plus élevées que dans le Pelvoux (280°C P < 4 kbar, Simon-Labric et al., 2009).

En complément de l'étude menée par Corsini et al. (2004), Sanchez et al. (soumis) ont également effectué 10 datations Ar-Ar de phengite syn-cinématique (cristallisation dans les ombres de pression et la foliation) dans ces mêmes zones de cisaillement. Ils reportent un

gradient d'âges de l'E vers l'W entre 34 et 20 Ma suggérant une possible propagation vers le SW de la déformation alpine (**Figure 4-3**). Un premier groupe d'âge est obtenu autour de 34-32 Ma (Eocène supérieur -Oligocène inférieur) similaire aux âges obtenus dans le massif du Pelvoux (Simon-Labric et al., 2009) et interprétés comme résultant du sous-charriage de la croûte Européenne vers le NE sous les nappes internes (Kerckhove, 1969 ; Merle, 1982 ; Fry, 1989 ; Simon-Labric et al., 2009) (**Figure 4-4**). Le 2^{ème} groupe d'âges compris entre 26-20 Ma (Oligocène supérieur-Miocène inférieur) à la fois dans le socle et dans la couverture solide permienne est attribué à l'initiation de grands mouvements le long de systèmes de failles décrochantes dextres N140°E et chevauchantes E-W suggérant une tectonique transpressive en réponse à un raccourcissement N-S (Corsini et al., 2004 ; Sanchez et al., soumis) (**Figure 4-4**).

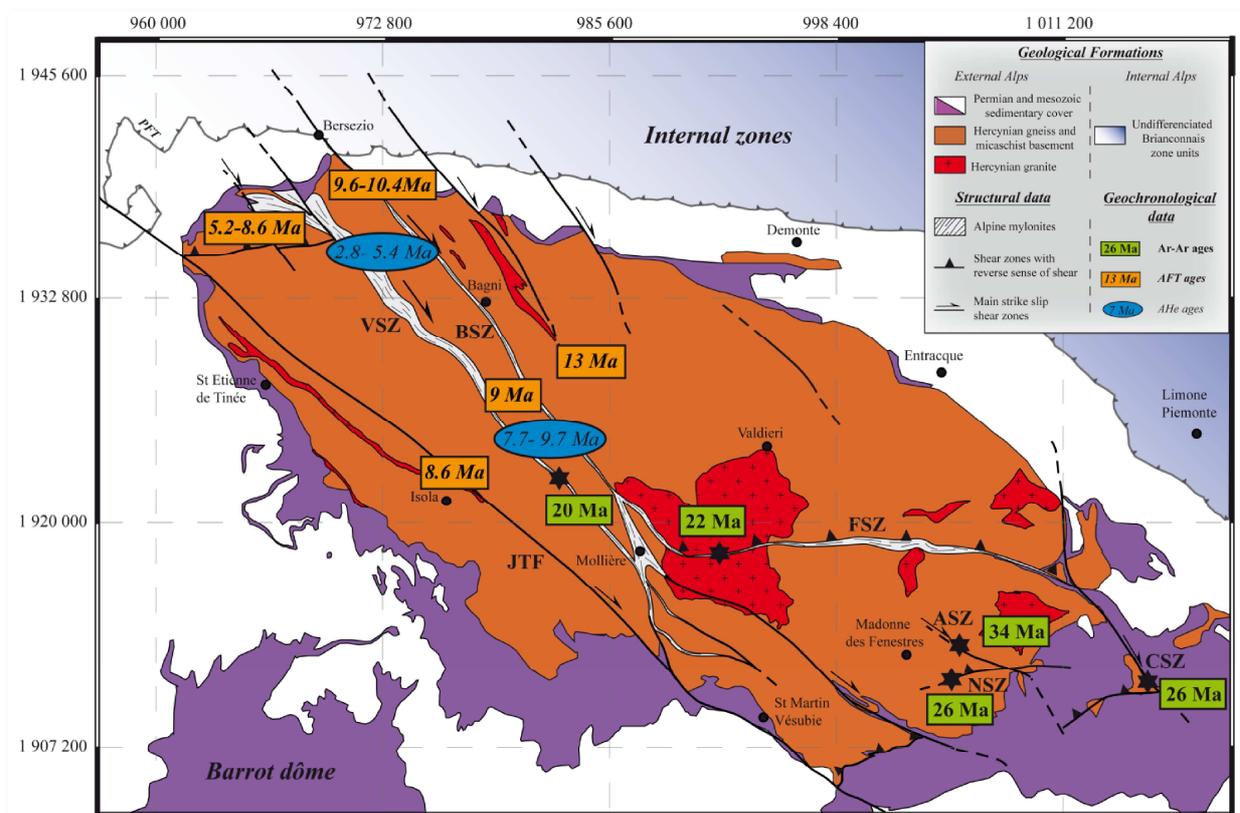


Figure 4-3. Carte géologique du massif de l'Argentera-Mercantour. Les âges Ar-Ar, traces de fission et (U-Th)/He obtenus dans le cadre de cette thèse sont indiqués. VSZ et BSZ : Valletta et Bersézio shear zone ; JTF : Jausier-Tinée fault

La réévaluation de conditions métamorphiques associées aux données géochronologiques est tout à fait nouvelle dans la région, n'est pas sans conséquence et sera discutée dans le § II.2.

I.3.2. Age et trajet de refroidissement et d'exhumation dans le massif de l'Argentera-Mercantour.

Les données de thermochronologie basse-température traces de fission et (U-Th)/He dans le massif de l'Argentera-Mercantour ont été extraites de la littérature (Bigot et al., 2006 ; Sanchez et al., soumis) et reportées dans le diagramme P-t (Figure 4-4). La construction du P-t a été réalisée en combinant le diagramme P-T (Sanchez et al., soumise) et le diagramme T-t (Sanchez et al., soumis).

Ces données indiquent globalement une exhumation constante (~1mm/an) du massif de l'Argentera-Mercantour durant le Mio-Pliocène (~13-3 Ma). Néanmoins, les résultats obtenus utilisant le couple de thermochronomètres de basse température TF et (U-Th)/He indiquent certaines différences dans l'histoire du refroidissement du massif (Sanchez et al., soumis). En effet, la distribution des âges AFT oscillant entre 13 et 5 Ma montre une tendance générale au rajeunissement du NE au SW (Figure 4-3).

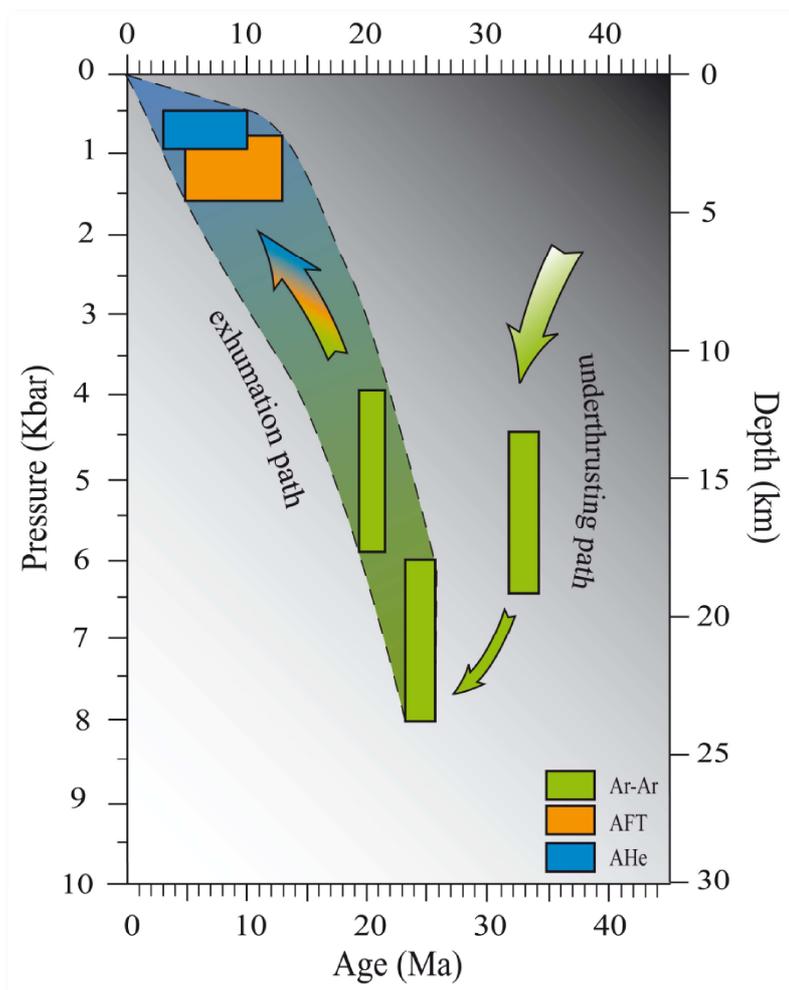


Figure 4-4. Chemins P-t du massif de l'Argentera-Mercantour. La flèche verte correspond au trajet prograde d'enfouissement et la flèche multicolore représente le trajet rétrograde d'exhumation.

Les relations âges-altitudes révèlent la présence de groupes d'âges cohérents séparés par les failles N140° décrochantes dextres suggérant que ce rajeunissement des âges AFT reflète une exhumation différentielle le long des grands systèmes de failles N140°E décrochantes de Bersezio et Valletta. Cette répartition des âges AFT indique une exhumation du massif de l'Argentera-Mercantour intervenue dans un contexte tectonique transpressif en réponse à un raccourcissement N-S. Les âges obtenus en (U-Th)/He entre 9 et 2 Ma par ces mêmes auteurs sont significativement plus vieux, au centre du massif (8-9 Ma) que dans la partie NW (3-5 Ma), sans aucune corrélation avec l'altitude et sans aucune variations à travers les failles principales de la Valletta et Bersezio (**Figure 4-3**). Aussi, cette distribution d'âges He est interprétée comme l'expression de mouvements transtensionnels conduisant à l'ouverture d'un bassin en pull-apart Embrunais-Ubaye ([Sanchez et al., soumis](#)). Cette exhumation de la partie NW de l'Argentera-Mercantour en relation avec des mouvements transtensionnels coïncide avec les mouvements principalement extensionnels à localement transtensionnels dans la vallée de la Haute-Durance responsable de l'exhumation finale du massif du Pelvoux ([Tricart, 2004](#) ; [Tricart et al., 2007](#)).

La combinaison des différents thermochronomètres permet de montrer deux étapes distinctes durant l'histoire de l'exhumation du massif de l'Argentera-Mercantour. De 26 Ma à 8 Ma, le refroidissement se fait à un taux modéré de $\sim 20^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, suggérant une exhumation moyenne de ~ 0.8 mm/an considérant un gradient thermique de $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Entre 8 et 5 Ma, le refroidissement et l'exhumation ralentissent et sont de l'ordre de $8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ et 0.3 mm/an, respectivement. Durant les derniers 4-5 Ma, le taux de refroidissement est plus rapide dans la partie NW du massif indiquant une accélération de l'exhumation de 0.6 mm/an tandis que la partie centrale garde un taux d'exhumation relativement constant autour de 0.3 mm/an. Ces données indiquent que l'exhumation du massif de l'Argentera-Mercantour se fait dans un contexte en raccourcissement en N-S, relativement continu depuis 26 Ma.

1.4. Evolution tectonique de la couverture sédimentaire Mésozoïque et Cénozoïque

La coupe de la **Figure 4-5** présente l'ensemble des structures caractéristiques au niveau de l'arc de Castellane.

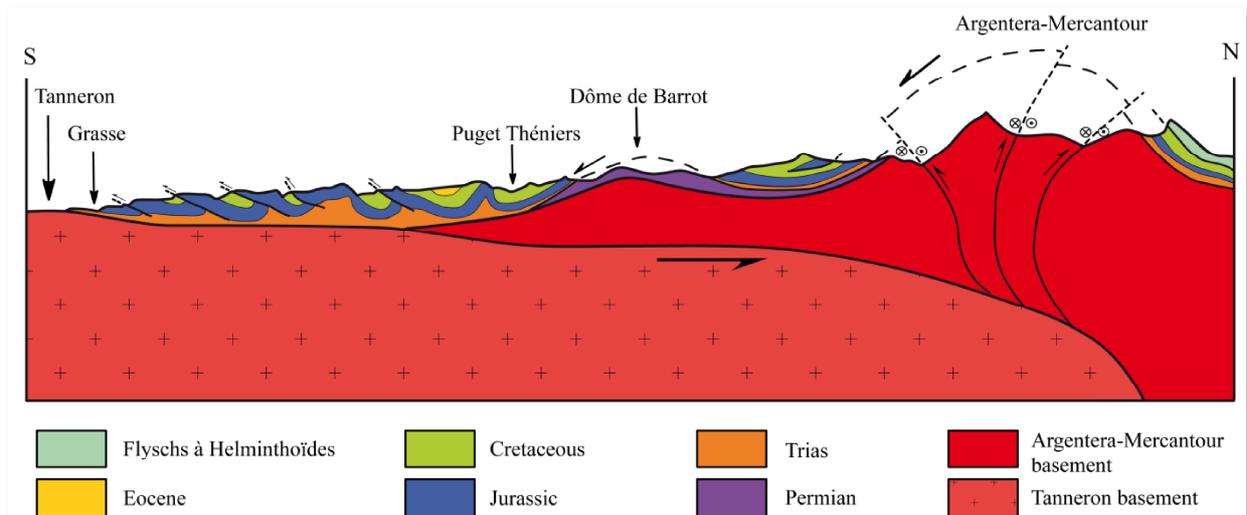


Figure 4-5. Coupe N-S des Alpes sud-occidentales au travers du massif de l'Argentera-Mercantour et de l'arc de Castellane. Le tracé est localisé en **Figure 4-2**.

I.4.1. Evolution tectono-sédimentaire depuis l'Eocène jusqu'au Pliocène

Après une pré-structuration Pyrénéo-Provençale peu importante (Goguel, 1936 ; Campredon, 1972 ; Baudrimont et Dubois, 1977 ; Schreiber et al., soumis), la couverture des chaînes subalpines a enregistré deux phases de déformations principales en raccourcissement similaires en direction à celle du socle et de son tégument (De Grasiensky, 1972 ; Gigot et al., 1974 ; Giannerini, 1980-1981 ; Campredon and Giannerini, 1982 ; Gidon, 1997). Observables de Menton à Digne, elles s'expriment par des :

(1) plis N140°E à N-S d'âge Eocène-Oligocène en relation avec la mise en place du Flysch à Helminthoïdes et du sous-charriage de la marge Européenne sous les unités métamorphiques des zones internes (Campredon, 1972 ; Campredon and Giannerini, 1982).

(2) plis et chevauchement E-W à vergence Sud d'âge Miocène associés à un déplacement généralisé de la couverture vers le Sud s'opérant à la faveur de grands décrochements N20°E (Monaco-Sospel-Breil et Rouaine) (Gigot et al., 1974 ; Gidon, 1997 ; Tapoul, 1977 ; Giannerini, 1980-1981 ; Ritz, 1991 ; Giannerrini et al., soumis). Pour l'essentiel, la couverture dauphinoise est décollée et écaillée de son substratum vers le Sud (**Figure 4-5**). Ce mouvement donne l'architecture actuelle de la chaîne en forme d'arc, celui de Nice, Castellane et la nappe de Digne.

I.4.2. Métamorphisme et conditions d'enfouissement

L'ensemble des couvertures dauphinoises des Alpes Subalpines méridionales présente des conditions métamorphiques variables (Arahamian, 1974). Les parties les plus internes situées à proximité des unités penniques métamorphiques sont affectées par un métamorphisme de très faible degré (150-250°C et 0.5-1.5kbar) tandis que les parties les plus méridionales ne présentent pas de métamorphisme, la limite de la diagenèse se situant sur une ligne Gap-Annot (e.g. Bousquet et al., 2008). Récemment, Labaume et al., (2008) indiquent une augmentation des températures dans la couverture dauphinoise depuis Annot au SW (60°C) jusqu'à Berzézio au NE (200°C) suggérant un enfouissement maximal sous le Flysch à Helminthoïdes de 8 km au NE à proximité du Front Pennique tandis qu'il est de 2-3 km vers le SW.

La répartition du métamorphisme des couvertures mésozoïques et cénozoïques de la zone externe est donc fortement contrastée. Avec une partie plus interne faiblement métamorphique s'étendant à l'Ouest du décrochement de Rouaine limitant à l'Est la nappe de Digne et une partie non métamorphique au front d'une ligne Gap-Annot et à l'Est du décrochement de Rouaine dans la branche Est de l'arc de Castellane et l'arc de Nice.

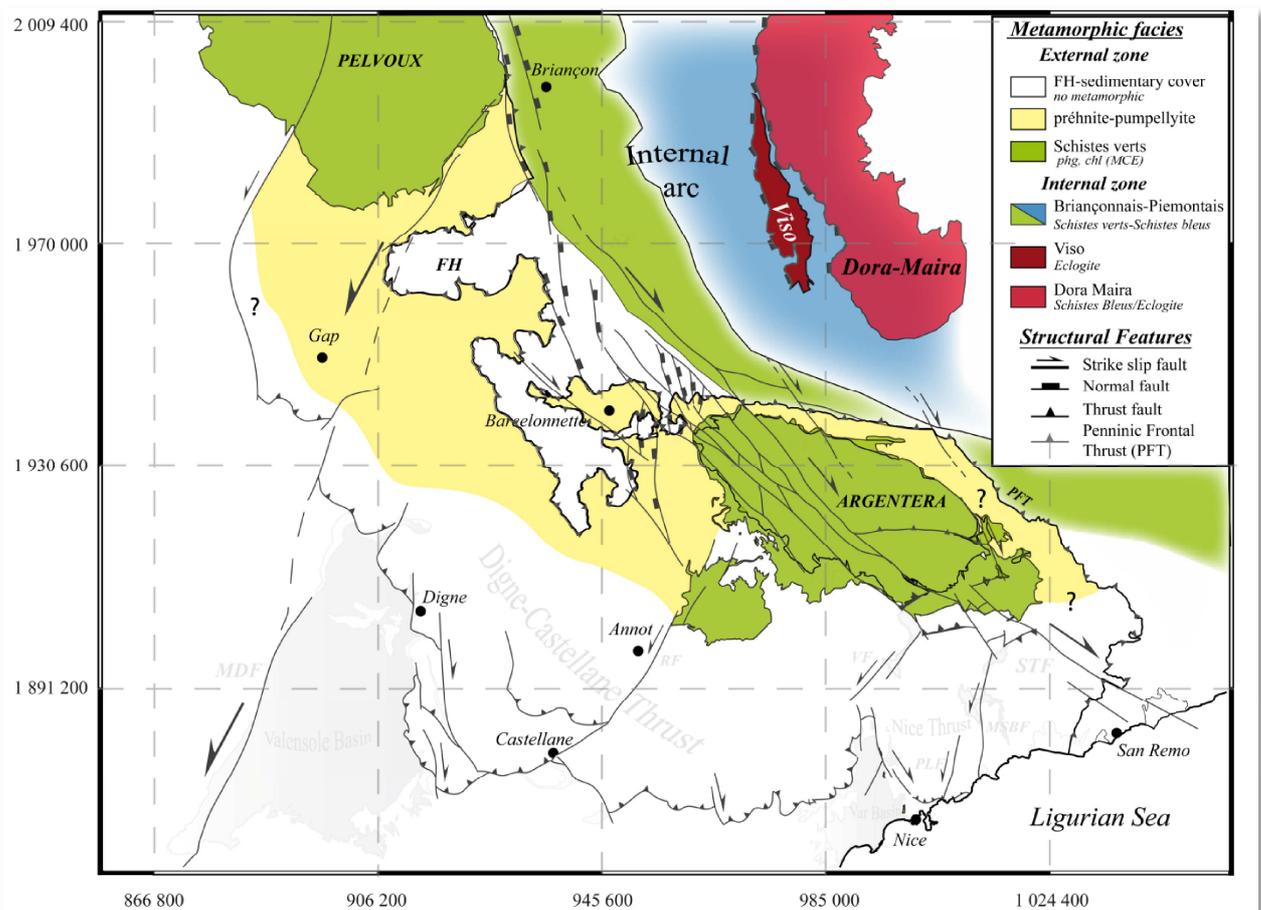


Figure 4-6. Carte tectono-métamorphique des Alpes sud-occidentales. Le fond structural est issu de Sanchez et al., 2010b). Voir légende Figure 4-2 pour le référencement des failles.

II. INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSION : IMPLICATIONS SUR LA DYNAMIQUE NEOGENE DU PRISME SUD-OCCIDENTAL

II.1. Relation structurale et temporelle entre la couverture sédimentaire et le massif de l'Argentera-Mercantour (découplage/couplage)

II.1.1. Découplage entre le massif de l'Argentera-Mercantour et sa couverture sédimentaire.

Depuis les années 1950, il est admis que l'ensemble des structures de la couverture mésozoïque et cénozoïque sont contrôlées principalement par plusieurs niveaux de décollement dans le Trias (Carnéoles, dolomie, gypse), même si des niveaux de décollement interne ne sont pas à exclure notamment intra-crétacé (argiles vertes albiennes) (Fallot, 1949 ; Gèze, 1960 ; Lanteaume, 1962) (**Figure 4-5**). A l'échelle régionale, le niveau de décollement basal représente la limite entre le socle et la couverture sus-jacente post-werfénienne. En effet, cette dernière n'est jamais chevauchée par le socle (**Figure 4-5**). La schistosité pénétrative associée essentiellement aux grandes zones de cisaillement ductile ne traverse jamais les unités supérieures de la couverture. Ceci implique que toute la tectonique ductile de socle et de son tégument et la tectonique au dessus des niveaux triasiques ne sont pas directement connectées. Campredon and Giannerini (1977) ont estimé un déplacement différentiel de 25 km de la couverture de la nappe de Digne par rapport à la branche Est de l'arc de Castellane (**Figure 4-2**). La translation de l'arc de Castellane est évaluée aux alentours de 18 km (Laurent et al., 2000) ce qui implique un déplacement d'au moins 40 km de la couverture de la nappe de Digne.

Ce déplacement différentiel de la couverture le long de l'accident de Rouaine permet d'expliquer les variations spatiales des conditions métamorphiques dans les couvertures de la nappe de Digne et l'arc de Castellane-Nice situées de part et d'autre de ce même accident (**Figure 4-6**). Ainsi, si l'on restaure le déplacement de 25 km le long de cet accident plus important de la nappe de Digne, la zone faiblement métamorphique se retrouve en position plus interne comparée à la couverture de l'arc de Castellane. Ainsi, cette partie au Nord de la nappe de Digne légèrement métamorphique semblait être située sous les nappes penniques, flyschs à Helminthoïdes et se serait déplacée sur les couvertures subalpines non métamorphiques.

II.1.2. Relation entre les failles décrochantes et le couplage couverture-socle

Plusieurs études ont montré que la déformation dans la couverture au Pliocène s'est localisée le long de structures décrochantes réactivant les principaux chevauchements des nappes

subalpines (Gigot et al., 1974 ; Campredon et al., 1977 ; Gidon, 1997 ; Jorda, 1992 ; Hippolyte and Dumont, 2000).

Récemment, à partir d'investigations de terrain, Sanchez et al., 2010a,b ont mis en lumière un réseau de failles orientée N140° décrochantes avec localement une composante soit normale soit inverse (**Figure 4-2**). Ce réseau de failles recoupe à la fois le socle et la couverture et décale la surface de décollement. Ce couplage entre couverture et socle a été daté à 7-8 Ma à partir de la thermochronologie traces de fission sur apatite. En effet, les données obtenues sur AFT donnent un âge de refroidissement identique entre le socle et la couverture impliquant aucun découplage lors des derniers stades d'exhumation depuis le Miocène terminal-Pliocène inférieur (Sanchez et al., soumis). Ce système de failles est encore actif comme en témoigne les décalages de topographie, de surfaces polies de la dernière glaciation, la présence de glissement de terrain actifs, de sources thermales (Sanchez et al., 2010a,b). De plus, la sismicité instrumentale indique une activité sismique localisée entre 2 et 10 km (Courboulex et al., 2007 ; Jenatton et al., 2007 ; Turino et al., 2008) impliquant une complète autochtonisation de la couverture et du socle. Dans ce cadre, le décollement de la couverture ne peut être qu'antérieur à 7-8 Ma (Late Miocene).

II.2. Sur le mode d'exhumation du massif d'Argentera-Mercantour et le déplacement de la couverture à partir de données structurales, métamorphiques et les relations couverture-socle.

II.2.1. Le massif de l'Argentera-Mercantour : un socle de substitution

Les données pétrologiques et géochronologiques récentes indiquent un enfouissement maximum de 15 km au Miocène inférieur du socle de l'Argentera-Mercantour et de sa couverture permienne (métamorphisme SV ; Corsini et al., 2004 ; Sanchez et al., soumis) . La couverture n'excédant pas 2-4 km d'épaisseur (Goguel, 1936 ; Gèze, 1960 ; lanteaume, 1962), et les flyschs 1-2 km (Kerckove, 1969), il apparaît donc impossible que le métamorphisme SV impliquant un enfouissement autour de 15 km du massif de l'Argentera-Mercantour soit dû simplement à la superposition de la couverture des chaînes subalpines, et du flysch à helminthoïdes. Dans ce cas, seule une position plus interne sous la pile des nappes internes métamorphiques est à envisager pour expliquer cet enfouissement du socle (**Figure 4-7**). La couverture déformée septentrionale proche du Front Pennique est quant à elle structurellement au-dessus du socle, sous les flyschs et les nappes Briançonnaises, expliquant son faible métamorphisme (Faciès préhnite-pumpelyite ; e.g. Bousquet et al., 2008) tandis que celle située au Sud et SW n'a jamais été enfouie (**Figure 4-8**).

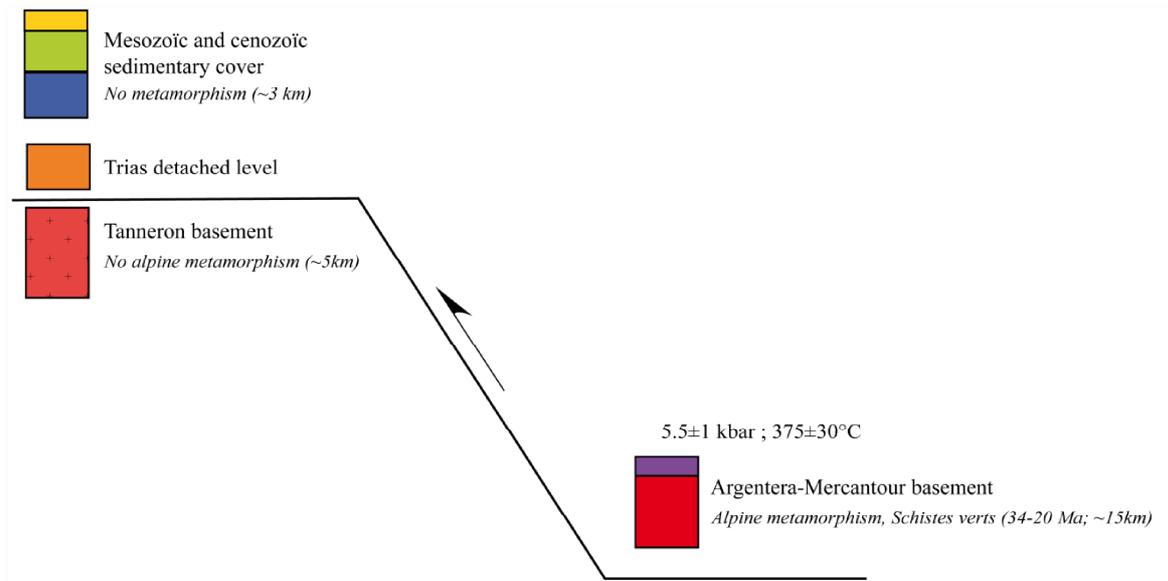


Figure 4-7. Schéma du modèle de substitution. Le massif de l'Argentera-Mercantour situé à 15 km vient s'intercaler et se substituer au socle du massif des Maures-Tanneron par l'intermédiaire d'une rampe de chevauchement au niveau de base du décollement de la couverture.

D'après la coupe de la **Figure 4-5**, la couverture post-triasique à Paléogène non métamorphique est actuellement en contact direct sur le socle cristallin de l'Argentera-Mercantour et le dôme du Barrot dans les arcs de Nice et Castellane. Cette superposition géométrique de deux entités qui ont subi au cours de leur histoire des conditions de pression et de température très différentes exclut leur superposition stratigraphique verticale comme cela est généralement admis et implique un déplacement différentiel horizontal du socle beaucoup plus important (**Figure 4-7**). C'est pourquoi, nous interprétons la géométrie actuelle du socle de l'Argentera-Mercantour et de sa couverture comme une substitution d'un socle métamorphique, enfoui à plus grande profondeur, entre les couvertures non métamorphiques et le véritable socle de ces couvertures (**Figure 4-7**). Par conséquent, le socle de l'Argentera-Mercantour et son tégument ne peuvent pas constituer le socle sous-jacent des couvertures mésozoïques et cénozoïques non métamorphiques de la nappe de Digne et l'arc de Castellane et Nice. Le véritable socle de ces couvertures serait un équivalent aux massifs des Maures-Tanneron, puisque proche de la surface (<5km) dès le Miocène inférieur (TF, [Jakni, 2000](#)) (**Figure 4-7**).

II.2.2. Mécanisme de substitution

Les mécanismes de substitution doivent rendre compte (1) du déplacement à la fois horizontal et vertical du socle de l'Argentera-Mercantour et de son tégument, (2) que la couverture post-triasique, décollée et déformée au dessus du socle de l'Argentera-Mercantour ne soit jamais chevauchée par ce dernier. Par conséquent, cette substitution ne peut se produire que par

l'intermédiaire d'une rampe de chevauchement sous le massif de l'Argentera-Mercantour (Figure 4-7 ; Figure 4-8 ; Figure 4-9).

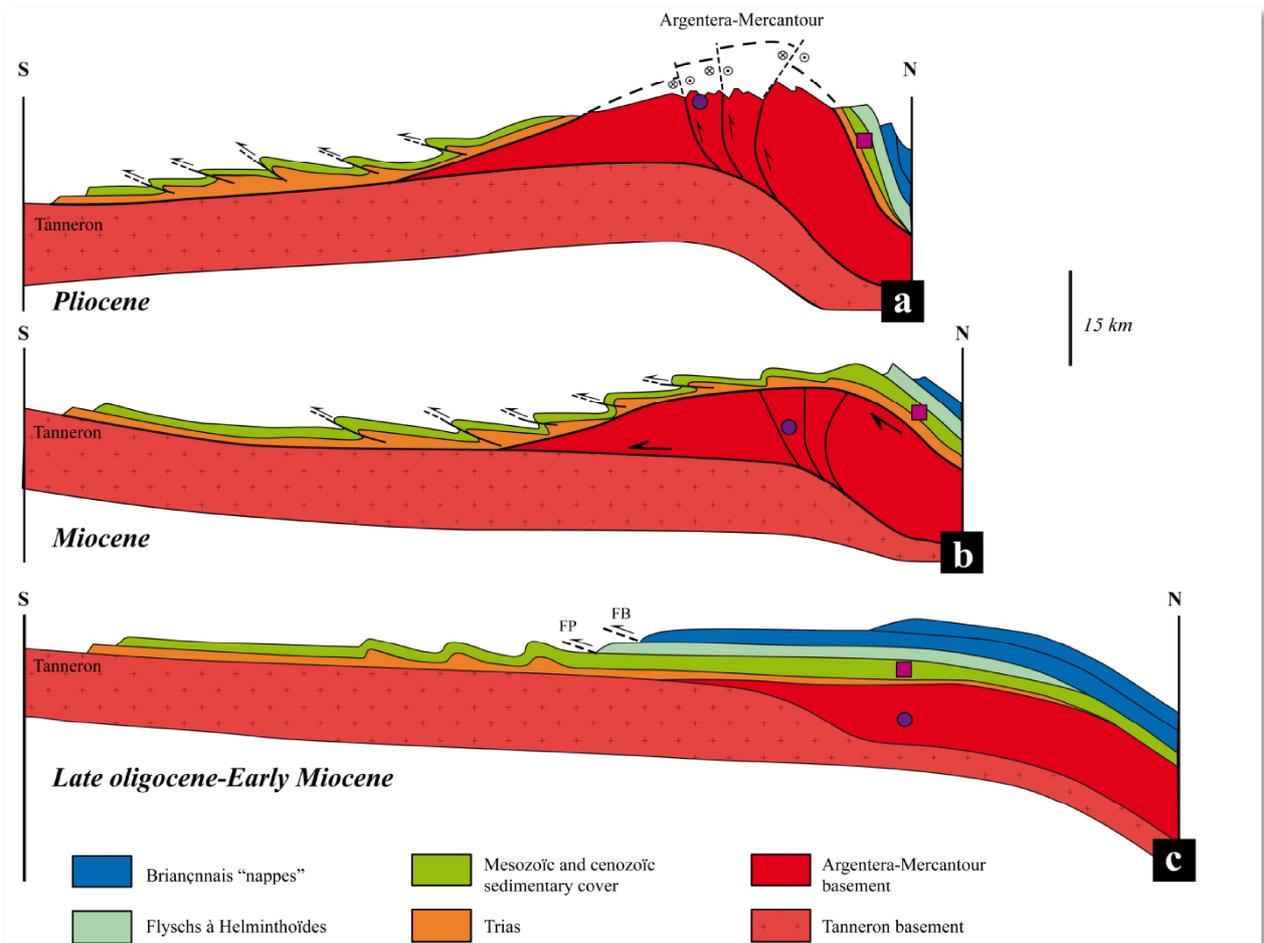


Figure 4-8. Modèle de substitution de socle. Le rond et le rectangle constitue des points repères dans le massif de l'Argentera-Mercantour et la couverture mésozoïque et cénozoïque, respectivement. **c.** A l'Oligo-Miocène Inférieur, le socle de l'Argentera-Mercantour et une partie des couvertures sédimentaires ont été sous-charriés sous les unités métamorphiques internes conduisant à la formation des plis N140 (cf. **Figure 4-9**). **b.** Au miocène le massif de l'Argentera-Mercantour s'exhume de 15 km à 5 km à la faveur d'une rampe de chevauchement associé à des décrochements. Ce soulèvement d'une partie de la croûte continentale conduit à un changement important dans la dynamique des couvertures sédimentaires situées au dessus et au front. En effet, cette montée et ce déplacement du massif cristallin externe entraîne à la fois le raccourcissement N-S et le glissement de la couverture vers le Sud (cf. **Figure 4-9**). **a.** Configuration actuelle, le socle de l'Argentera-Mercantour et les couvertures sont actuellement décrochés (cf. **Figure 4-9**). **FP** : front Pennique ; **FB** : Front Briançonnais.

Cette rampe se poursuit par un plat dans le niveau de décollement du Trias et entraîne un biseau de socle et de tégument métamorphique entre les Maures-Tanneron et sa couverture. Le plat s'enracinant dans le niveau de Trias explique que la rampe de chevauchement soit invisible, se confondant totalement au détachement triasique de la couverture.

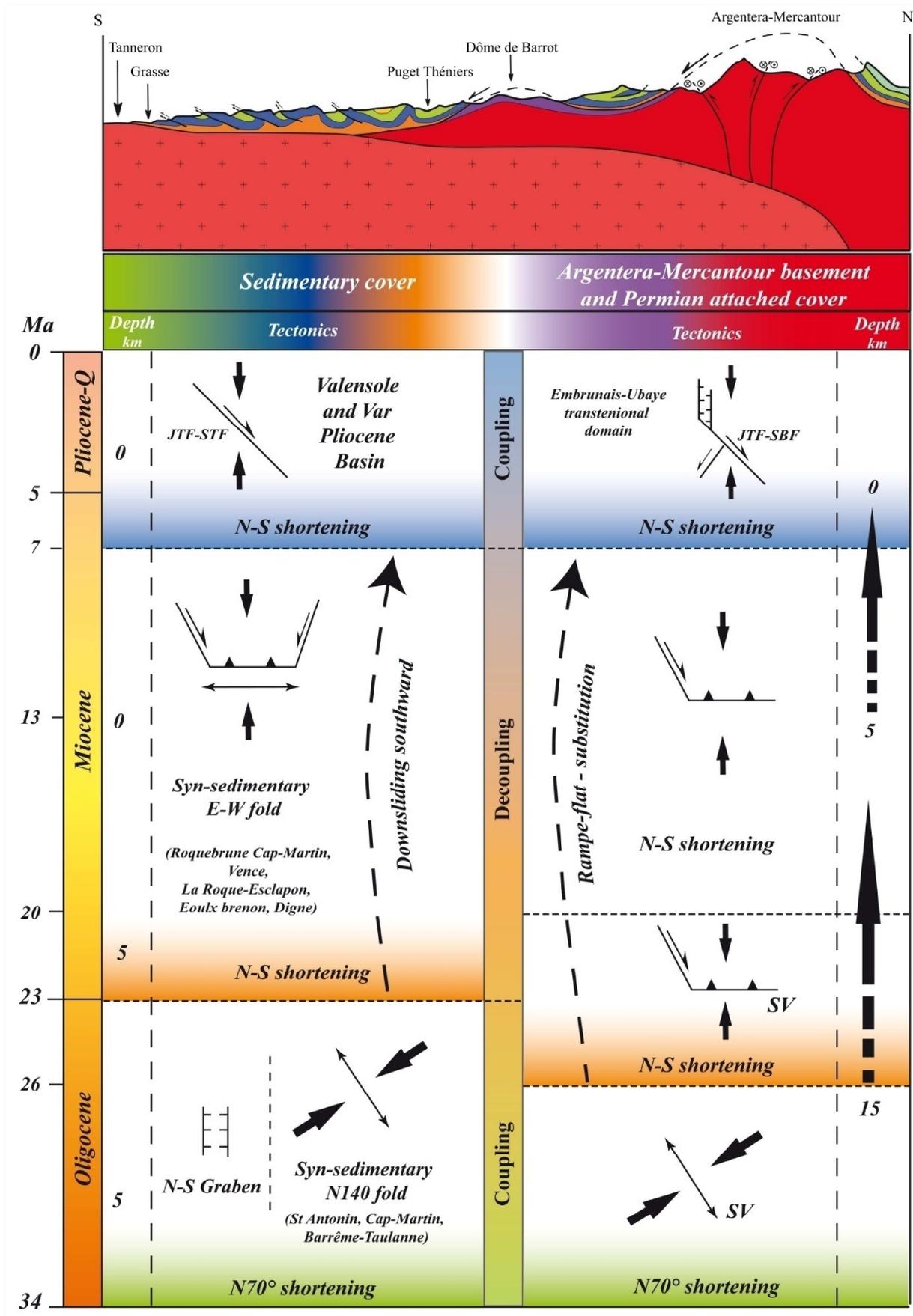


Figure 4-9. Comparaison des données structurales et pétrographiques obtenues dans le massif de l'Argentera-Mercantour, son tégument permien et la couverture sédimentaire.

La déformation interne de l'Argentera-Mercantour en décrochements dextres N140°E et chevauchements N90°E est compatible avec ce système de rampe se propageant vers l'avant du système (Sanchez et al., soumis). Le socle et son tégument permien apparaît donc comme une fenêtre tectonique sous les couvertures sédimentaires des chaînes subalpines. La montée de l'Argentera-Mercantour et le déplacement horizontal sur son plat entraîne à la fois le raccourcissement N-S de la couverture, son décollement et son glissement global vers le Sud (Gigot et al., 1974 ; Gidon, 1997 ; Laurent et al., 2000 ; Giannerini et al., soumis) (**Figure 4-8 ; Figure 4-9**).

II.3. Contrôle du découplage croûte-manteau sur l'exhumation du massif de l'Argentera-Mercantour et croissance du prisme orogénique dans les Alpes Sud-Occidentales depuis le Miocène

A la lumière des nouvelles données pétrologiques, structurales, sédimentologiques et géochronologiques, nous proposons un nouveau modèle tectonique et cinématique de la dynamique orogénique de la branche Sud des Alpes occidentales depuis l'Oligocène-Terminal jusqu'à l'actuel. Durant cette période, la déformation de la plaque Européenne S-alpine est essentiellement conduite par les grands systèmes de décro-chevauchements et rampes de chevauchement accommodant une convergence N-S (e.g., Vernet, 1965 ; Laurent et al., 2000 ; Ciancaleoni and Marquer, 2008 ; Baietto et al., 2009).

Cette section s'attachera à démontrer le rôle fondamental du corps d'Ivrée dans les processus d'exhumation à la fois des unités métamorphiques des domaines internes et du massif métamorphique de l'Argentera-Mercantour ainsi que ses conséquences sur la tectonique de l'avant-pays Dauphinois. Les 3 coupes présentées en **Figure 4-10** sont destinées à représenter les trajectoires du corps d'Ivrée, des différentes unités penniques, du massif de l'Argentera-Mercantour et de la couverture Dauphinoise. La profondeur et les déplacements horizontaux sont respectés.

II.3.1. Oligocène inférieur-Miocène supérieur (28-20 Ma)

L'architecture du prisme alpin au Chattien (~28-23 Ma) est issue d'une 1^{ère} phase de déformation et de raccourcissement NE-SW conduisant au sous-charriage du massif de l'Argentera-Mercantour et son tégument Permien à 15 km sous les nappes du Flysch à Helminthoïdes, Briançonnaises et Piémontaises à la faveur du Chevauchement Pennique Frontal actif à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (35-32 Ma ; Kerckove, 1969 ; Simon-Labric et al.,

2009 ; Sanchez et al., soumis) (**Figure 4-10a**). A ce moment, la couverture sédimentaire Dauphinoise impliquée dans le prisme de collision, est déformée et plissée suivant une direction N140°E (Campredon and Giannerini, 1982). Les reliefs au S et SW alimentent le domaine marin situé au NE sous les actuelles unités internes métamorphiques ce qui limite le glissement vers le SW de la couverture à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur. L'Oligocène supérieur-Miocène inférieur (28-20 Ma) marque le début des mouvements transpressifs et la rampe permettant aux massifs de l'Argentera-Mercantour et de son tégument permien de s'exhumer. Contemporainement, le massif cristallin interne de Dora Maira s'exhume et atteint rapidement 5-6 km (Tricart et al., 2007) tandis que les domaines Briançonnais et Piémontais constituant les hauts reliefs alpins sont fortement érodés et alimentent rapidement les bassins périalpins (Tricart, 1984) (**Figure 4-10a**).

II.3.1. Miocène (20-8 Ma)

Durant le Miocène, le massif de l'Argentera-Mercantour enregistre, dans un contexte transcurrent en raccourcissement N-S, une exhumation de 10km, passant de 15 à 5 km correspondant à des vitesses de l'ordre de 1mm/an le long d'une rampe de chevauchement permettant à la fois son déplacement vertical (rampe) et horizontal (plat) sans jamais chevaucher la couverture sédimentaire (cf. §I.5.2) (**Figure 4-9 ; Figure 4-10b**). Le soulèvement et l'intercalation du massif de l'Argentera-Mercantour sous les couvertures dauphinoises change totalement la dynamique de la couverture. En effet, la pente créée par l'exhumation du socle permet dès lors à la couverture de se détacher et de glisser vers le Sud (Gigot et al., 1974 ; Gidon et al., 1974 ; Tapoul, 1977 ; Giannerini et al., soumis). Le déplacement horizontal du socle entraîne également le raccourcissement de la couverture suivant une direction N-S. Le résultat de la déformation de la couverture au Miocène est donc une combinaison de raccourcissement et d'un glissement vers le Sud.

Au même moment, le Corps d'Ivrée localisé en profondeur au front des unités internes et préalablement écaillé suivant une direction E-W s'individualise et remonte le long d'une rampe E-W durant la convergence N-S et la rotation associée (e.g., Collombet et al., 2002). Ce découpage mantellique a des conséquences importantes sur la dynamique du prisme orogénique formé par le massif de l'Argentera-Mercantour et les unités internes. Il conduit au poinçonnement de la partie supérieure du prisme permettant ainsi la propagation de la déformation vers l'avant pays et l'exhumation de l'ensemble de la pile des unités internes et le massif de l'Argentera-Mercantour (Sanchez et al., soumis ; Schreiber et al., 2010).

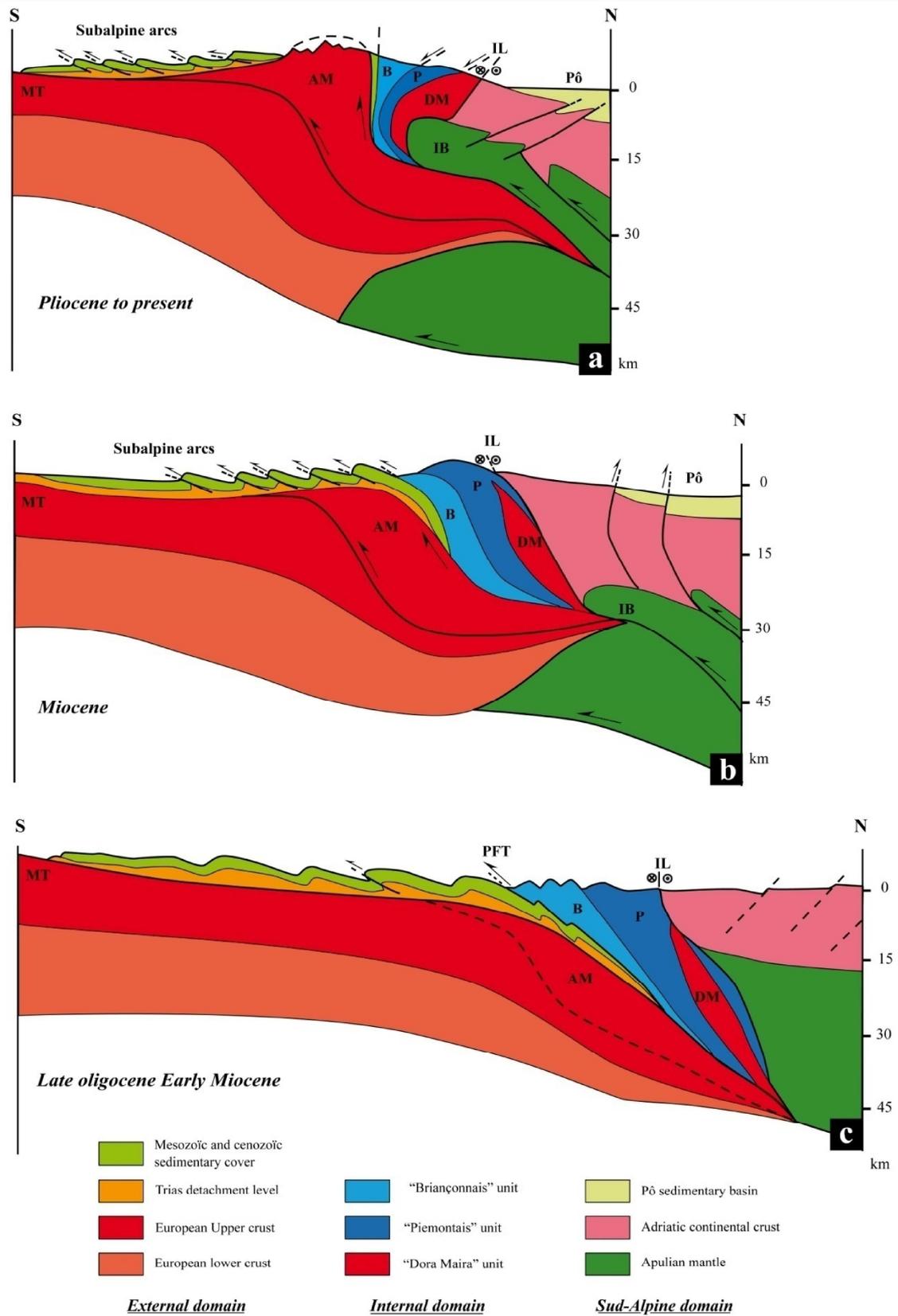


Figure 4-10. Coupes structurales schématiques N-S des Alpes sud-occidentales. **a.** Oligocène terminal-Miocène inférieur. **b.** Miocène. **c.** Pliocène à actuel. Les coupes sont localisées dans la **Figure 4-2**. **MT**, massif des Maures-Tanneron ; **AM**, massif Argentera-Mercantour ; **B**, zone Briançonnaise ; **P**, zone Piémontaise ; **DM**, Dora-Maira ; **IB** : Corps d'Ivrée.

La deuxième partie du manteau cisailé situé entre 20 et 40 km permet également de transférer la déformation vers l'avant-pays et contrôle en partie le raccourcissement et l'exhumation de l'avant pays et du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour (Schreiber et al., 2010). L'écaillage de la croûte supérieure Européenne qui en résulte apparaît donc fortement contrôlé par le poinçonnement du manteau Apulien comme cela a été suggéré pour les autres massifs cristallins externes (Roure et al., 1996). Le manteau jouant ainsi le rôle de butoir (Schwartz, 2000).

II.3.2. Miocène supérieur à l'actuel (8-0 Ma)

Au Miocène terminal, le Corps d'Ivrée continue à poinçonner ; en conséquence, l'ensemble des unités internes se verticalisent et s'enroulent au front et au dessus du Corps d'Ivrée expliquant la forme en dôme du massif de Dora-Maira, son exhumation finale, sa mise à l'affleurement et l'extension ductile et ductile-fragile dans les unités métamorphiques piémontaises (Figure 4-10c). Au même moment, le socle de l'Argentera-Mercantour est à l'affleurement au même niveau structural que la couverture entraînant un couplage de l'ensemble comme le suggère les âges AFT similaires entre les deux formations (Sanchez et al., soumis) et la sismicité répartie à la fois dans le socle et la couverture le long de grands décrochements (Jenatton et al., 2007 ; Turino et al., 2008 ; Sanchez et al., 2010) (Figure 4-9 ; Figure 4-10c). Les failles traversant le massif de l'Argentera-Mercantour telles que la faille de Bersézio ou Jausiers-Tinée deviennent alors des failles décrochantes majeures affectant aussi bien le socle que la couverture, rejoignant le système de failles de la Haute-Durance, conduisant au développement tardif de mouvements transtensionnels dans la région de l'Embrunais-Ubaye et se connectant à la faille de Saorge-Taggia (Sanchez et al., 2010b).

II.4. Extension-raccourcissement : rotation antihoraire et convergence.

Les données géodésiques (Calais et al., 2002 ; Nocquet et Calais, 2003) ainsi que les données paléomagnétiques (Collombet et al., 2002) indiquent que les Alpes sud-occidentales sont soumises à des mouvements combinés à la fois convergent N-S et décrochant dextre rotationnel. Cette combinaison raccourcissement-rotation est à l'origine du fort partitionnement de la déformation observée (Figure 4-11). Le raccourcissement N-S explique le poinçonnement horizontal du manteau apulien et du même coup l'exhumation du massif de l'Argentera-Mercantour et du soulèvement final du massif cristallin interne de Dora-Maira. La conséquence en est le poinçonnement vertical des massifs cristallins conduisant au (i) développement dès le

Miocène de structures extensives au droit du massif de Dora-Maira accommodant le déplacement différentiel des différentes unités (Schwartz, 2000 et Lardeaux et al., 2006), et (ii) au raccourcissement et glissement de la couverture sédimentaire vers le Sud (Giannerini et al., 2006).

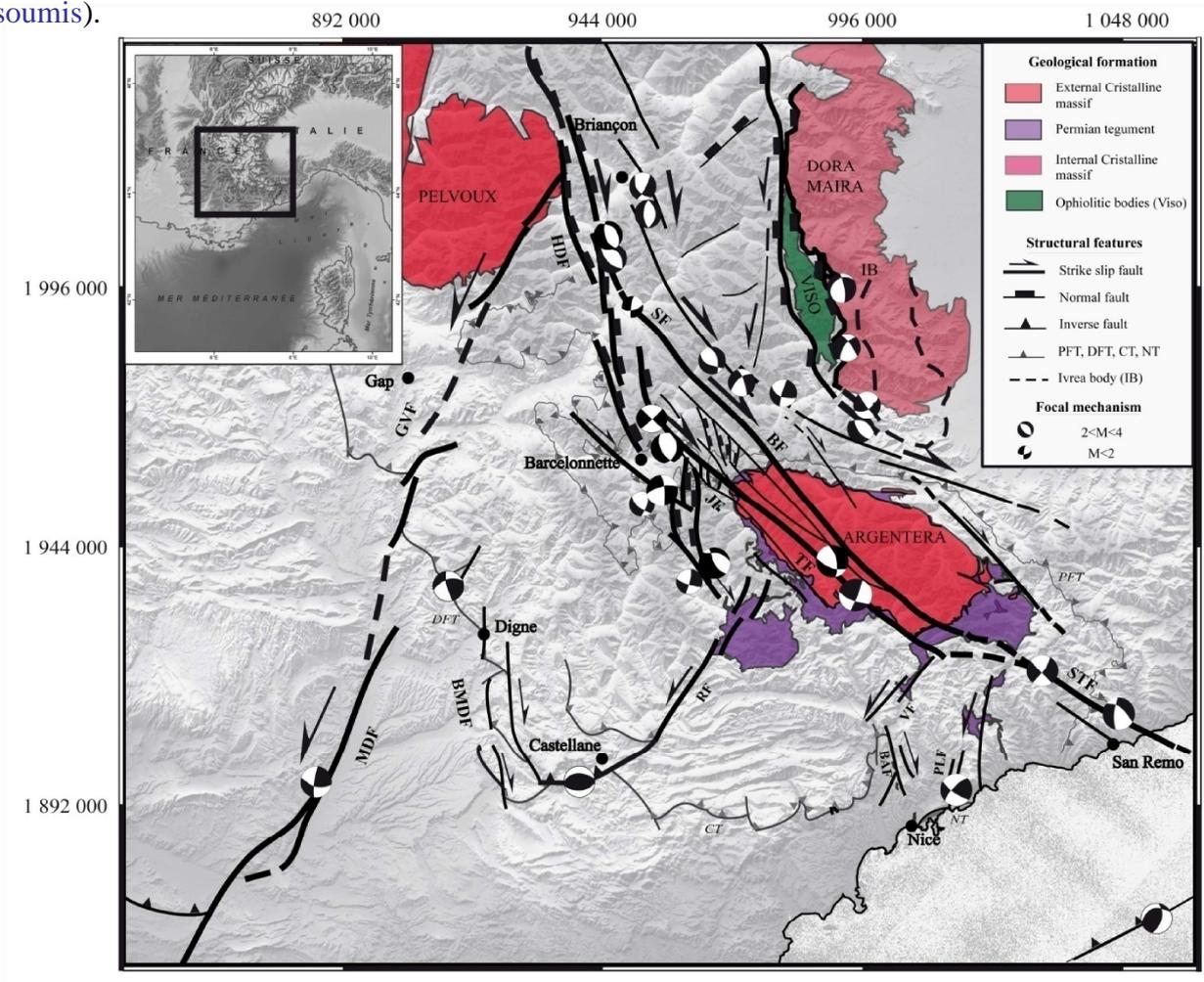


Figure 4-11. Champ de déformation récent à actuel des Alpes sud-occidentales obtenu par compilation des données géologiques et géophysiques. Ce champ se révèle être fortement partitionné avec un système décrochant dans la partie externe et décro-extensif dans la partie interne de l'arc. On remarquera que l'extension observée dans les domaines internes est contrôlée par le système en décrochement localisé plus au Sud à la limite entre l'arc interne et l'arc externe au front du corps d'Ivrée. Les mécanismes au foyer le long des principales failles sont issus de Courboux et al. (2003), Delacou et al. (2004) et Bethoux et al. (2007).. **PFT**: Penninic Frontal Thrust; **DCFT**: Digne-Castellane Frontal Thrust, **CT**: Castellane Thrust; **NT**: Nice Thrust; **JF**: Jausier fault; **TF**: Tinée fault; **STF**: Saorge-Taggia fault; **PLF**: Peille-Laghet fault; **VF**: Vésubie fault; **BAF**: St Blaise-Aspremont fault; **RF**: Rouaine fault; **BMDF**: Bès-MontDenier fault; **MDF**: Middle Durance fault; **GVF**: Grand-Vallon fault; **PFEF**: Pont de Fossé-Eychauda fault; **HDF**: High Durance fault; **SF**: Serenne fault; **BF**: Bersézio fault.

La croissance du prisme induit une propagation vers l'avant de la déformation décrochante. Celle-ci, reliée à la rotation toujours active, impose un échappement latéral conduisant au

développement tardif (à partir de 7-4 Ma) des mouvements transtensifs dans la région de l'Embrunais-Ubaye et peut ainsi expliquer l'extension cassante dans l'arc interne (Cf, **Chap. 2** ; **Figure 4-11**).

La déformation décrochante dextre récente affecte à la fois le socle de l'Argentera-Mercantour et sa couverture sédimentaire. Cette limite permet ainsi de quantifier les déplacements cumulés le long de ce système de failles actives. Le décalage total mesuré est de l'ordre de 5km et rend compte des déplacements cumulés depuis 4 à 7 Ma (Cf., **Chap. 2**). Une estimation de la quantité de mouvements rotationnels le long de cette structure peut alors être réalisée. Sachant que le pôle de rotation de la plaque apulienne se situe au Nord de Milan ([Calais et al., 2002](#) ; [Nocquet et Calais, 2003](#)), la rotation rendant compte de 5km de déplacements durant 4-7Ma est de l'ordre de 0,2-0,4°/Ma (**Figure 4-12**). En comparaison, les vitesses de rotation long terme (35Ma) estimées à partir des données paléomagnétiques sont de l'ordre 0,6-0,7°/Ma en accord avec les vitesses instantanées estimées à partir des données GPS de l'ordre de 0,5°/Ma. Ainsi, le système actif décrochant dans la partie Sud de l'arc Alpin occidental rend compte d'une partie (environ 40-60%) de la rotation depuis 5 Ma. Ceci suggère que ce système actif n'est pas le seul système accommodant la rotation de la plaque, le Front Pennique localisant également une grande partie de la sismicité (**Figure 4-11**). Une sous-estimation des quantités de déplacements le long de ce système de faille peut également être envisagée notamment du fait de la non-prise en compte de déplacements de plus petits segments de faille. Le système de faille active semble donc extrêmement segmenté, et en cours de propagation très lent vers l'avant-chaîne.

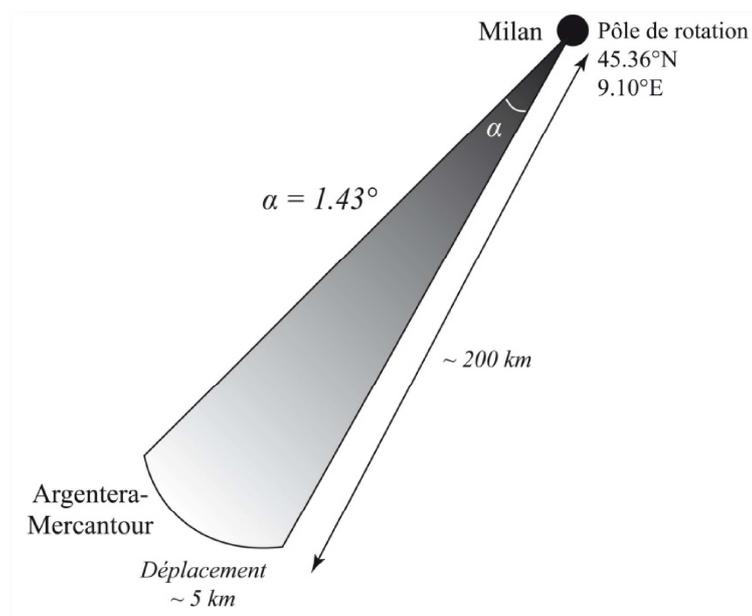
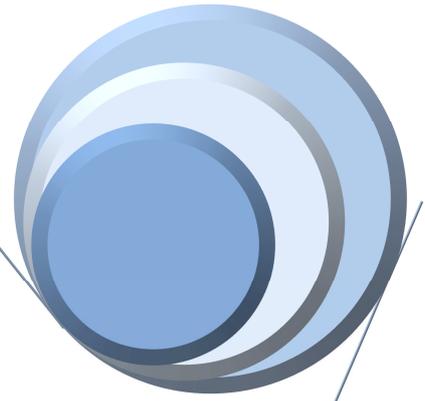
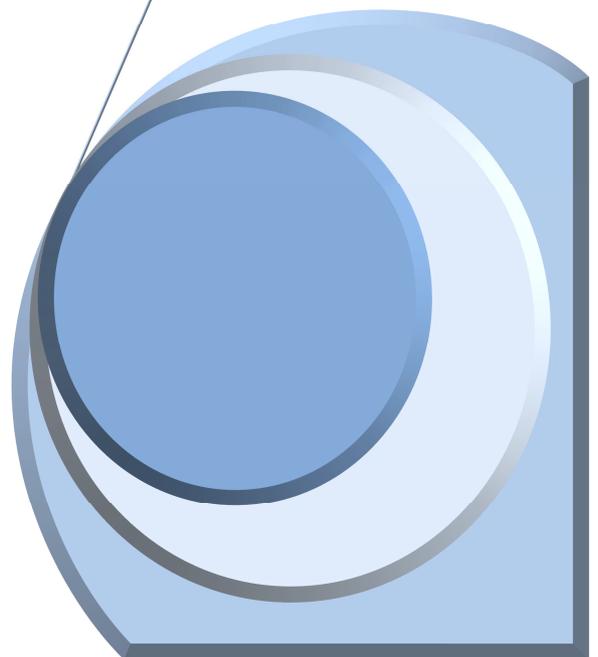


Figure 4-12. Relation entre déplacements dans l'arc sud-occidental et la rotation à grande échelle de la plaque adriatique.



Conclusions

Générales



CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'objectif de cette thèse était de comprendre les différents processus tectoniques (enfouissement, exhumation, couplage/découplage...) conduisant à la formation et à la croissance d'un prisme orogénique. Pour atteindre ce but, nous nous sommes focalisées sur l'arc Alpin Sud-Occidental qui présente une histoire tectono-métamorphique complexe fortement affectée par des processus d'exhumation depuis l'Oligo-Miocène. L'enjeu scientifique majeur était la quantification des chronologies et des vitesses de déformation au sein du prisme collisionnel.

Les différents points abordés dans ce travail par rapport à la formation et à la croissance d'un prisme orogénique concernent : les mécanismes et vitesses d'enfouissement et d'exhumation d'une portion de croûte continentale supérieure, les processus de couplage/découplage entre le manteau, la croûte et les couvertures sus-jacente (dynamique des couvertures et ses relations avec la dynamique d'exhumation), l'extension dans une chaîne en raccourcissement, la tectonique active et ses relations avec les grands mouvements de versants...

La première partie de l'étude a consisté à élaborer les chemins P-T-t du massif de l'Argentera-Mercantour à partir d'analyses pétrologiques (thermobarométrie) et géochronologiques (Ar-Ar, traces de fission, U-Th/He). Une attention particulière a été portée sur la signification des âges Ar-Ar obtenus sur des minéraux issus de zones de cisaillement. La deuxième partie de l'étude a consisté à caractériser la déformation fragile-ductile et cassante à la fois dans les couvertures et dans le massif cristallin de l'Argentera-Mercantour.

Au terme de ce travail, certains résultats importants méritent d'être soulignés pour une meilleure compréhension des processus gouvernant la formation de l'arc sud-occidental :

(i) Timing et mécanismes d'exhumation des massifs cristallins externes : rôle du découplage croûte/manteau.

Les données structurales, pétrologiques et géochronologiques montrent clairement que le massif de l'Argentera-Mercantour et sa couverture permienne présentent un chemin P-T similaire compatible avec une évolution progressive dans les conditions du faciès des schistes verts (~15km) en relation avec le fonctionnement de grands décro-chevauchements. La datation Ar-Ar des minéraux syn-cinématiques néoformés au sein de ces zones de cisaillement a permis d'identifier différentes phases de déformation ductile à 34 Ma puis 26, 22 et 20 Ma en relation avec (1) le sous-charriage de la croûte Européenne sous les unités métamorphiques des zones

internes à 34 Ma puis (2) l'initiation du poinçonnement N-S du Corps d'Ivrée associé aux mouvements rotationnels affectant le pourtour de l'arc alpin depuis 26 Ma.

(ii) Couplage-Découplage socle/couverture : dynamique des couvertures sédimentaires en relation avec la dynamique de socle.

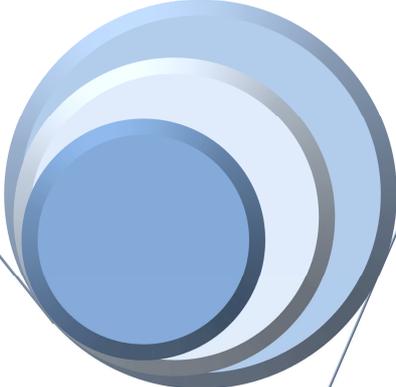
Les relations structurales et temporelles entre les couvertures sédimentaires et le massif de l'Argentera-Mercantour indiquent que le socle métamorphique de l'Argentera-Mercantour est sous-jacent d'une couverture sédimentaire non métamorphique sans jamais la chevaucher conduisant au concept de substitution de socle. Ce modèle diffère des précédents en ce qu'il implique un déplacement du socle cristallin plutôt que le mouvement des couvertures sédimentaires. Ainsi, l'exhumation du massif de l'Argentera-Mercantour et du dôme de Barrot contrôle fortement le déplacement de la couverture. En effet, la pente imposée par le soulèvement permet à la couverture de glisser. Ce découplage socle-couverture s'arrête vers 7-8 Ma comme le montre les âges traces de fission sur apatites. A partir de 7-8 Ma, la déformation se localise le long de grands décrochements dont le système N140°E de Jausiers-Tinée-Saorge-Taggia imposant le couplage socle-couverture.

(iii) Champ de déformation récent à actuel : Extension syn-convergence

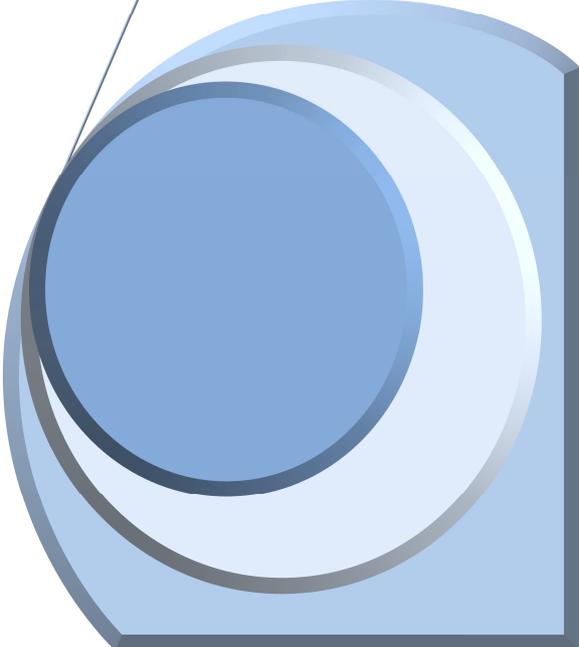
La propagation de la déformation décrochante vers l'avant-pays conduit au développement tardif de mouvements transtensifs dans la région de l'Embrunais-Ubaye à 4-5 Ma comme l'atteste les âges (U-Th)/He sur apatites. Nous montrons donc que l'extension récente observable dans la partie interne de l'arc s'initie autour de 4-5 Ma et est directement reliée au système de décrochement N140°E de l'Argentera-Mercantour. L'extension récente n'est donc clairement pas liée à des processus de collapse générale de la chaîne mais correspond à de l'extension syn-convergence en relation avec les mouvements rotationnels anti-horaires de la plaque adriatique.

(iv) Tectonique active : aléas sismo-gravitaire.

La mise en évidence de décalages (15 ou 50m) de morphologies glaciaires Holocènes datés par la méthode ^{10}Be à 13-12 ka par ce système de failles datées à 11 et 8 ka, l'activité gravitaire associée datée à 10-2 ka ainsi que la sismicité mesurée indique que ce réseau décrochant est toujours actif. Du reste, ce dernier accomode environs 40-60% des déplacements imposés par la rotation antihoraire de la plaque adriatique. Dans un contexte où les mouvements sont relativement lents, l'identification de déplacements récents représente une importante opportunité pour caractériser l'aléa sismo-gravitaire.



Bibliographie



BIBLIOGRAPHIE

A

- Agard P. (1999) Evolution métamorphique et structurale des métapélites dans l'orogène Alpin: l'exemple des Schistes lustrés des Alpes occidentales (Alpes cottiennes), Pierre et Marie Curie, Paris.
- Agard P. and Lemoine M. (2003) Visages des Alpes: structure et évolution géodynamique. *Ed. Commission de la Carte Géologique du Monde*, 48 p.
- Agard P., Monié P., Jolivet L., and Goffé B. (2002) In situ laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Schistes Lustrés complex: implications for the exhumation of the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology* **20**, 599-618.
- Agliardi F., Crosta G. B., Zanchi A., and Ravazzi C. (2009) Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy. *Geomorphology* **103**(1), 113-129.
- Aillères L., Bertrand J., Macaudière J., and Champenois M. (1995) New structural data from the "Zone Houillère Briançonnaise" (French Alps), neoalpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front., . *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **321**, 247-254.
- Alley R. B. (2004) GISP2 Ice Core Temperature and Accumulation Data (ed. B. C. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series #2004-013. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, USA).
- Alpine Explosion Seismology Group. (1976) A lithospheric seismic profile along the axis of the Alps, 1975. *Pure and Applied Geophysics* **114**, 1109-1130.
- Ambrosi C. and Crosta G. B. (2006) Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology. Large Landslides: dating, triggering, modelling, and hazard assessment* **83**(1-3), 183-200.
- Anderson H. and Jackson J. (1987) Active tectonics in the Adriatic region. *Geophysical Journal Research of Astrophysical Society* **91**, 937-983.
- Angelier J. (1990) Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International* **103**, 363–376.
- Anglada R., Follacci J. P., and Meneroud J. P. (1968) Sur la présence du miocène marin en bordure sud de l'arc de Nice, dans la région de Roquebrune-Cap-Martin (Alpes-Maritimes). *Bulletin de la Société Géologique de France* **9**(4), 526-529.
- Aprahamian J. (1974) La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et Pelvoux (Variations et relations possibles avec des événements tectoniques et métamorphiques alpins). *Géologie Alpine* **50**, 5-15.
- Argand E. (1911) Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes occidentales. *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles* **47**, 33-36.
- Argand E. (1916) Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **14**, 145-191.
- Arnaud N. and Kelley S. (1995) Evidence for excess argon during high pressure metamorphism in the dora maira massif (Western Alps, Italy), using an ultra-violet laser ablation microprobe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **121**(1), 1-11.

- Aubourg C. and Chabert-Pelline C. (1999) Neogene remagnetization of normal polarity in the Late Jurassic black shales from the southern Subalpine Chains (French Alps). Evidence for late anticlockwise rotations. *Tectonophysics* **308**, 473-486.
- Augustinus P. C. (1995) Glacial valley cross-profile development: the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with examples from the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology* **14**, 87-97.
- Auzanneau E, Schmidt M, Vielzeuf D, D Connolly J., 2010. Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **159(1)**, 1-24.
-

B

- Baietto A., Perello P., Cadoppi P., and Martinotti G. (2009) Alpine tectonic evolution and thermal water circulations of the Argentera Massif (South-Western Alps). *Swiss Journal of Geosciences* **102(2)**, 223-245.
- Balco G., Stone J., Lifton N., and Dunai T. (2008) A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology* **3**, 174-195.
- Ballantyne C. K. (2002) Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* **21(18-19)**, 1935-2017.
- Ballèvre M., Lagabrielle Y., and Merle. (1990) Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the Western Alps. *Mémoires de la Société Géologique de France* **156**, 227-236.
- Barbarand J., Carter A., Wood I., and Hurford T. (2003) Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology* **198**, 107-37.
- Baroux E., Béthoux N., and Bellier O. (2001) Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophysical Journal International* **145**, 336-348.
- Baudrimont A. F. and Dubois P. (1977) Un Bassin mésogéen du domaine périalpin : le Sud-Est de la France. *Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine* **1**, 261-308.
- Bayer R., Cazes M., Dal Piaz G. V., Damotte B., Elter G., Gosso G., Hirn A., Lanza R., Lombardo B., Mugnier J. L., Nicolas A., Nicolich R., Polino R., Roure F., Sacchi R., Scarascia S., Tabacco I., Tapponier P., Tardy M., Taylor M., Thouvenot F., Torreilles G., and Villien A. (1987) Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **305**, 1461-147.
- Bellaiche G., Irr F., and Labarbarie M. (1976) Découverte de sédiments marins finis Oligocènes-Aquitaniens au large du massif des Maures (canyon des Stoechades). *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences de Paris, Série D: Sciences Naturelles*, **283(4)**, 319-322.
- Berman R. G. (1988) Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Journal of Petrology* **29**, 445-522.
- Berman R. G. (1991) Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique with petrological applications. *Canadian Mineralogist* **29**, 833-855.
- Berthé D., Choukroune P., and Jegouzo P. (1979) Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology* **1(1)**, 31-42.
-

- Bertotti G., Mosca P., Juez J., Polino R., and Dunai T. (2006) Oligocene to Present kilometres scale subsidence and exhumation of the Ligurian Alps and the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy) revealed by apatite (U-Th)/He thermochronology: correlation with regional tectonics. *Terra Nova* **18**(1), 18-25.
- Bertrand E. and Deschamps A. (2000) Lithospheric structure of the southern French Alps inferred from broadband analysis. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **122**, 79-102.
- Béthoux N., Cattaneo M., Delpech P.-Y., Eva C., and Réhault J.-P. (1988) Mécanismes au foyer de séismes en mer Ligure et dans le Sud des Alpes Occidentales : résultats et interprétations. *C. R. Acad. Sci. Paris* **307**, **1**, 71-77.
- Béthoux N., Fréchet J., Guyoton F., Thouvenot F., Cattaneo M., Eva C., Feignier B., Nicolas M., and Granet M. (1992) A closing Ligurian sea ? *Pure and Applied Geophysics* **139**(2), 179-194.
- Béthoux N., Sue C., Paul A., Virieux J., Fréchet J., Thouvenot F., and Cattaneo M. (2007) Local tomography and focal mechanisms in the south-western Alps: Comparison of methods and tectonic implications. *Tectonophysics* **432**(1-4), 1-19.
- Beucher R. (2009) Évolution Néogène de l'Arc Alpin sud-occidental. Approches sismotectonique et thermochronologique. *Thèse 3ème cycle Grenoble*.
- Bigot-Cormier F., Braucher R., Bourles D., Guglielmi Y., Dubar M., and Stephan J.-F. (2005) Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth and Planetary Science Letters* **235**(1-2), 141-150.
- Bigot-Cormier F., Poupeau G., and Sosson M. (2000) Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **330**, , 363-370.
- Bigot-Cormier F., Sage F., Sosson M., Deverchere J., Ferrandini M., Guennoc P., Popoff M., and Stephan J.-F. (2004) Pliocene deformation of the north-Ligurian margin (France) : consequences of a south-Alpine crustal thrust. *Bulletin de la Société Géologique de France* **175**(2), 197-211, 10.2113/175.2.197
- Bigot-Cormier F., Sosson M., Poupeau G., Stephan J.-F., and 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.
- Biju-Duval B., Dercourt J., and Le Pichon X. (1977) From the Tethys ocean to the mediterranean sea: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. In *International Symposium on the structure history of the mediterranean basins*, pp. 143-164.
- Bistacchi A., Eva E., Massironi M., and Solarino S. (2000) Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology. *Journal of Geodynamics* **30**, 205-228.
- Bodelle J. (1971) Les formations nummulitiques de l'arc de Castellane, Thèse Université de Nice.
- Bogdanoff S. (1980) Analyse structurale dans la partie occidentale de l'Argentera-Mercantour (Alpes-Maritimes). *Thèse d'Etat, Univ. Orsay*.
- Bogdanoff S. (1986) Evolution de la partie occidentale du massif de l'Argentera. Place dans l'arc alpin, *Geol. Fr.* **4**, 433-453.

- Bogdanoff S., Michard A., Mansour M., and 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**, 117-125.
- Bois T., Bouissou S., and Guglielmi Y. (2008) Influence of major inherited faults zones on gravitational slope deformation: A two-dimensional physical modelling of the La Clapière area (Southern French Alps). *Earth and Planetary Science Letters* **272**(3-4), 709-719.
- Bonin B. (1987) Réflexions à propos de la répartition des granitoïdes dans les Massifs Cristallins Externes des Alpes françaises. *Géologie Alpine* **63**, 137-149.
- Bousquet R., Goffé B., Henry P., and Chopin C. (1997) Kinematic, thermal and petrological model of the Central Alps : Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitisation of the lower crust. *Tectonophysics* **273**, 105-127.
- Bousquet R., Oberhansli R., Goffe B., Wiederkehr M., Koller F., Schmid S. M., Schuster R., Engi M., Berger A., and Martinotti G. (2008) Metamorphism of metasediments at the scale of an orogen: a key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps. *Geological Society, London, Special Publications* **298**(1), 393-411.
- Bovis M. J. (1982) Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia. *Geological Society of America Bulletin* **93**, 804-812.
- Brandon M., Roden-Tice M., and Garver J. (1998) Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, Northwest Washington State. *Geological Society of America Bulletin* **110**, 985-1009.
- Braucher R., Brown E. T., Bourlès D. L., and Colin F. (2003) In situ produced ¹⁰Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* **211**, 251-258.
- Braun J. (2005) Quantitative Constraints on the Rate of Landform Evolution Derived from Low-Temperature Thermochronology. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **58**, 351-374.
- Brown E. T., Edmond J. M., Raisbeck G. M., Yiou F., Kurz M. D., and Brook E. J. (1991) Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ¹⁰Be and ²⁶Al. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**, 2269-2283.
- Bucher S., Ulardic C., Bousquet R., Ceriani S., Fügenschuh B., Gouffon Y., and Schmid S. (2004) Tectonic evolution of the Briançonnais units along a transect (ECORS-CROP) through the Italian-French Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **97**, 321-345.
- Bulard P. F., Chamagne B., Dardeau G., Delteil J., Gioan P., Ivaldi J. P., Laval F., Perez J. L., and Polveche J. (1975) Sur la genese et les structures de l'Arc de Nice. *Bulletin de la Societe Geologique de France* **17**(6), 939-944.
- Burrus J. (1984) Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (North-Western Mediterranean). *Marine Geology* **55**, 247-269.
-

e

- Caby R. and Bonhomme H. (1982) Whole rock and fine fraction K-Ar isotopic study of radiolarites affected by the Alpine metamorphism; evidence and consequences of excess argon ⁴⁰. In *geochronology and cosmochronology Isotope. Geological International Conference, 5th Geochemical Society, Japan*.
- Cadiot B. (1979) Le séisme Nissart de 1564. **Mémoire n°96**, BRGM, France.
-

- Caine N. (1982) Toppling failures from alpine cliffs on Ben Lomond, Tasmania. *Earth Surface Processes and Landforms* **7**, 133-152.
- Calais E., Barroux E., Bayer R., Bellier O., Béthoux N., Champion C., Chéry P., Choukroune P., Clauzon G., Cotton F., Mathieu F., Doerflinger E., Duquesnoy T., Fréchet J., Gamond J. F., Hippolyte J. C., Jouanne F., Martinod J., Sébrier M., Serrurier L., Stéphan J. F., Sue C., Tardy M., Thouvenot P., Tricart P., Vidal G., Villemin T., and Vigny C. (1999) Present-day strain field in the western Alps. *Colloque GéoFrance 3D Résultats et Perspectives, documents du BRGM* **293**, 73-75.
- 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., and Vigny C. (2000a) 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., Galisson L., Stéphan J.-F., Delteil J., Deverchère J., Larroque C., Mercier de Lépinay B., Popoff M., and Sosson M. (2000b) Crustal strain in the southern Alps, France, 1948-1998. *Tectonophysics* **319**, 1-17.
- Calais E., Nocquet J. M., Jouanne F., and Tardy M. (2002) Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996-2001. *Geology* **30**, 651-654.
- Calcagno P., Chilès J. P., Courrioux G., and Guillen A. (2008) Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **171**, 147-157.
- Campredon R. (1972) Les formations paléogènes des alpes maritimes franco-italiennes. *Thèse de Doctorat d'Etat, Nice*.
- Campredon R. (1977) Les formations paléogènes des Alpes-Maritimes franco-italiennes. In *Mém. H.-S. Soc. Geol. Fr*, Vol. 9, pp. 197.
- Campredon R., Franco M., Giannerini G., Gigot P., Irr F., Lanteaume M., Spini H., and Tapoul J.-F. (1977) Les déformations de conglomérats pliocènes de l'arc de nice (Chaînes subalpines méridionales). *Comptes Rendus sommaires de la Société Géologiques de France* **2**, 75-77.
- Campredon R. and Giannerini G. (1982) Le synclinal de Saint Antonin (arc de Castellane, chaînes subalpines méridionales). Un exemple de bassin soumis à une déformation compressive permanente depuis l'Eocène supérieur. *Géologie Alpine* **58**, 15-20.
- Cannic S., Mugnier J.-L., and Lardeaux J.-M. (1999) Neogene extension in the western Alps. . In *Workshop on Alpine Geological Studies, Biella-Oropa (Italie), 29 septembre-1er octobre, edited by G. Gosso, F. Jadoul, M. Sella and M. I. Spalla, Memorie di Scienze Geologiche* **51**, 33-45.
- Carlson W. D. (1990) Mechanisms and kinetics of apatite ssion-track annealing. *American Mineralogist* **75(9-10)**:, 1120-1139.
- Carlson W. D., Donelick R. A., and Ketcham R. A. (1999) Variability of apatite ssion-track annealing kinetics: I. Experimental results *American Mineralogist* **84(9)**, 1213-1223.
- Caron J. (1977) Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustre´ s dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. . *Mem. Sci. Geol. Strasb* **48**, 1-326.
- Cathelineau M. and Nieva D. (1985) A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **91**, 235-244.
- Cederbom C. E., Sinclair H. D., Schlunegger F., and Rahn M. K. (2004) Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology* **32(8)**, 709-712.

- Ceriani S., Fügenschuh B., and Schmid S. (2001) Multi-stage thrusting at the "Penninic Front" in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs. *International Journal of Earth Sciences* **90**(3), 685-702.
- Challandes N., Marquer D., and Villa I. (2008) P-T-t modelling, fluid circulation, and ³⁹Ar-⁴⁰Ar and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps). *Swiss Journal of Geosciences* **101**(2), 269-288.
- Challandes N., Marquer D., and Villa I. M. (2003) Dating the evolution of C-S microstructures: a combined ³⁹Ar-⁴⁰Ar step-heating and UV laserprobe analysis of the Alpine Roffna shear zone. *Chemical Geology* **197**(1-4), 3-19.
- Chamot-Rooke N., Gaulier J. M., and Jestin F. (1999) Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provençal Basin from a 3D gravity inversion: geodynamic implications *Geol. Soc. Spec. Pub* **156**, 37-61.
- Champagnac J. D., Molnar P., Anderson R. S., Sue C., and Delacou B. (2007) Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology* **35**(3), 195-198.
- Champagnac J. D., Sue C., Delacou B., Tricart P., Allanic C., and Burkhard M. (2006) Miocene lateral extrusion in the inner western Alps revealed by dynamic fault analysis. *Tectonics* **25**, TC3014, doi:10.1029/2004TC001779.
- Chaumillon E., Deverchère J., Rehault J.-P., and Gueguen E. (1994) Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée Occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **319**, 675-682.
- Chopin C. (1984) Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **86**, 107-118.
- Chopin C. and Maluski H. (1980) Ar-⁴⁰/Ar-³⁹ dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps); evidence against the blocking temperature concept *Contribution to Mineralogy and Petrology* **74**, 109-122.
- Choukroune P., Ballèvre M., Cobbold P., Gautier Y., Merle O., and Vuichard J. P. (1986) Deformation and motion in the western alpine arc. *Tectonics* **5**(2), 215-226.
- Christiansen L. B., Hurwitz S., and Ingebritsen S. E. (2007) Annual modulation of seismicity along the San Andreas Fault near Parkfield, CA. *Geophysical Research Letters* **34**.
- Ciancaleoni L. and Marquer D. (2008) Late Oligocene to early Miocene lateral extrusion at the eastern border of the Lepontine dome of the central Alps (Bergell and Insubric areas, eastern central Alps). *Tectonics* **27**(4), TC4008.
- Claudel M.-E., Dumont T., and Tricart P. (1997) Une preuve d'extension contemporaine de l'expansion océanique de la Téthys ligure en Briançonnais : les failles du Vallon Laugier. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* **325**(4), 273-279.
- Clauzon G. (1975) Genèse et évolution du front subalpin entre la Cagne et le Var. (Extrémité orientale de l'arc de Castellane, Alpes Maritimes.). *Actes du symposium sur les versants en pays méditerranéen, Aix en Provence. C.E.G.E.R.M V*, 73-80.
- Cliff R. A., Barnicoat A. C., and Inger S. (1998) Early Tertiary eclogite facies metamorphism in the Monviso Ophiolite. *Journal of Metamorphic Geology* **16**, 447-455.
- Closs H. and Labrousse Y. (1963) Recherches séismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960. *Mém. Coll. Année géophys. Int.*, **12**, CNRS, Paris, p. 241.
- Coggon R. and Holland T. J. B. (2002) Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology* **20**(7), 683-696.

- Collombet M. (2001) Cinématique et rotation des Alpes Occidentales, approche paléomagnétique et modélisation analogique. *Université Joseph Fourier, Grenoble*.
- Collombet M., Thomas J. C., Chauvin A., Tricart P., Bouillin J. P., and Gratier J. P. (2002) Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data. *Tectonics* **21(4)**, 14.1-14.15.
- Comas M. C. and Soto J. I. (1999) Brittle deformation in the metamorphic basement at Site 976: implications for middle Miocene extensional tectonics in the Western Alboran Basin. In Zahn, R., Comas, M.C., and Klaus, A. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* **161**, 331-344. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Connolly J. A. D. (1990) Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science* **290**, 666-718.
- Connolly J. A. D. (2005) Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters* **236**, 524- 541.
- Connolly J. A. D. and Kerrick D. M. (1987) An algorithm and computer program for calculating composition diagrams. *CALPHAD* **11**, 1-54.
- Connolly J. A. D. and Petrini K. (2002) An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions. *Journal of Metamorphic Geology* **20**, 697-708.
- Contrucci I., Necessian A., Béthoux N., Mauffret A., and Pascal G. (2001) A Ligurian (Western Mediterranean sea) geophysical transect revisited. *Geophysical Journal International* **146**, 74-97.
- Corsini M. and Rolland Y. (2009) Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *Comptes Rendus Geosciences* **341(2-3)**, 214-223.
- Corsini M., Ruffet G., and Cabry R. (2004) Alpine and late Hercynian geochronological constraints in the Argentera Massif (Western Alps). *Eclogae Geologicae Helveticae* **97**, 3-15.
- Cossart E., Braucher R., Fort M., Bourlès D. L., and Carcaillet J. (2008) Slope instability in relation to glacial debulking in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology* **95 (1-2)**, 3-26.
- Costa S. and Maluski H. (1988) Use of the ⁴⁰Ar-³⁹Ar stepwise heating method for dating mylonite zones: An example from the St. Barthélémy massif (Northern Pyrenees, France). *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* **72(2)**, 127-144.
- Costain J. K., Bollinger G. A., and Speer J. A. (1987) Hydroseismicity: A hypothesis for the role of water in the generation of intraplate seismicity. *Seismological Research Letters* **58**, 41-64.
- Courboux F., Larroque C., Deschamps A., Gélis C., Charreau J., and Stéphan J.-F. (2003) An unknown active fault revealed by microseismicity in the south-east of France. *Geophysical Research Letters* **30**.
- Courboux F., Larroque C., Deschamps A., Kohrs-Sansornny C., Gélis C., Got J. L., Charreau J., Stéphan J. F., Béthoux N., Virieux J., Brunel D., Maron C., Duval A. M., Perez J. L., and Mondielli P. (2007) Seismic hazard on the French Riviera: observations, interpretations and simulations. *Geophysical Journal International* **170(1)**, 387-400.
- Cowards M. and Dietrich D. (1989) Alpine tectonics, an overview. *Special publication of the Geological Society of London* **45**, 1-29.

- Cowards M. and Ries A. C. (1991) Collision tectonics. *Special publication of the Geological Society of London*.
- Crouzet C., Menard G., and Rochette P. (1999) High-precision three-dimensional paleothermometry derived from paleomagnetic data in an Alpine metamorphic unit. *Geology* **27**(6), 503-506.
- Crowley K. d., Cameron M., and Schaefer R. I. (1991) Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**(5), 1449-1465.
- Cushing E. M., Bellier O., Nechtschein S., Sébrier M., Lomax A., Volant P., Dervin P., Guignard P., and Bove L. (2008) A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: the example of the Middle Durance Fault (SE France). *Geophysical Journal International* **172**(3), 1163-1178.
-

D

- Dahl P. S. (1996) The crystal-chemical basis for Ar retention in micas: inferences from interlayer partitioning and implications for geochronology. *Contribution Mineralogical Petrology* **123**(22-39).
- Dal Piaz G. V., Hunziker J., and Martinotti G. (1972) La zone Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Memorie della Società Geologica Italiana* **11**, 433-462.
- Davies M., C. R., Hamza O., and Harris C. (2001) The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes* **12**(1), 137-144.
- De Capitani C. and Brown T. H. (1987) The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochimica Cosmochimica Acta* **51**, 2639-2652.
- De Graciansky P.-C., Lemoine M., and Saliot P. (1971) Remarque sur la présence de minéraux et de paragenèse dumétamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *Comptes Rendus d'Académie des Sciences de Paris* **272**, 3243-3245.
- De Graciansky P. C. (1972) Le bassin tertiaire de Barême (Alpes de Haute-Provence); relations entre déformation et sédimentation; chronologie des plissements. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles* **275**(25), 2825-2828.
- Debelmas J. (1974) Géologie de la France. *Tome 2. Doin, Paris*, 295-544.
- Delacou B., Sue C., Champagnac J.-D., and 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., and Burkhard M. (2008) Quantification of strain rate in the Western Alps using geodesy: comparisons with seismotectonics. *Swiss Journal of Geosciences* **101**, n°2, 377-385.
- Delteil J., Stephan J. F., and Attal M. (2003) Control of Permian and Triassic faults on Alpine basement deformation in the Argentera massif (external southern French Alps). *Bulletin de la Société Géologique de France* **174**, n°5, 481-496.
-

- Deplazes G., Anselmetti F. S., and Hajdas I. (2007) Lake sediments deposited on the Flims rockslide mass: the key to date the largest mass movement of the Alps. *Terra Nova* **19**, 252–258.
- Dewey J. F., Helman M. L., Turco E., Hutton D. H. W., and Knott S. D. (1989) Kinematics of the western Mediterranean. *Special Publication Geological Society of London* **45**, 265-283.
- Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan W. B. F., and Bonnin J. (1973) Plate tectonics and evolution of Alpine system. *Geological Society of America Bulletin* **84(10)**, 3137-3180.
- Di Luzio E., Saroli M., Esposito C., Bianchi-Fasani G., Cavinato G. P., and Scarascia-Mugnozza G. (2004) Influence of structural framework on mountain slope deformation in the Maiella anticline (Central Apennines, Italy). *Geomorphology* **60**, 417-432.
- Dipple G. M. and Ferry J. M. (1992) Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **112(2)**, 149-164.
- Dodson M. H. (1973) Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **40**, 259-274.
- Donelick R. A., Ketcham R. A., and Carlson W. D. (1999) Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects. *American Mineralogist* **84(9)**, 1224-1234.
- Dortch J. M., Owen L. A., Haneberg W. C., Caffee M. W., Dietsch C., and Kamp U. (2009) Nature and timing of large landslides in the Himalaya and Transhimalaya of northern India. *Quaternary Science Reviews* **28(11-12)**, 1037-1054.
- Droop G. T. R., Lombardo B., and Pognante U. (1990) Formation and distribution of eclogite-facies rocks in the Alps. In Carswell, D.A. (eds.): "Eclogite-facies rocks", Blackie, Glasgow and London, 225-259.
- Dubar M., Guglielmi Y., and Falgueres C. (1992) Néotectonique et sédimentation cotière quaternaires en bordure de l'arc subalpin de Nice (A.M., France). *Quaternaire* **3(3)**, 105-110.
- Duchêne S., Blichert-Toft J., Luais B., Télouk P., Lardeaux J. M., and Albarède F. (1997a) The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature* **387**, 586-589.
- Duchêne S., Lardeaux J. M., and Albarède F. (1997b) Exhumation of eclogites: Insights from retrograde depth-time path analysis. *Tectonophysics* **280**, 125-140.
- Dumont T. (1994) Paléotectonique et message sédimentaire sur les marges passives fossiles des chaînes alpines (Alpes occidentales, dorsale peloritaine, Carpathes occidentales). Comparaison avec un analogue actuel (marge Nord-Ouest australienne). *Thèse UJF Grenoble*.
- Dumont T., Claudel M. E., and Tricart P. (1997) Géométrie et cinématique de l'édifice de nappes Briançonnais entre le Galibier et l'Ubaye: Rôle de l'héritage distensif mésozoïque polyphasé et raccourcissements croisés. *Journées GéoFrance 3D-Alpes, Briançon*.
- Dunkl I. (2002) TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers and Geosciences* **28(3-12)**.
- Dunlap W. (1997) Neocrystallization or cooling? $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages of white micas from low-grade mylonites. *Chemical Geology* **143**, 181-203.
- Dunlap W. and Kronenberg A. (2001) Argon loss during deformation of micas: constraints from laboratory deformation experiments. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **141(2)**, 174-185.
- Dunlap W., Teyssier C., McDougall I., and Baldwin S. (1991) Ages of deformation from K/Ar and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ dating of white micas. *Geology* **19**, 1213-1216.

Dunne J., Elmore D., and Muzikar P. (1999) Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* **27**, 3-11.

E

- ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group. (1989) A new picture of the Moho under the western Alps. *Nature* **327**, 249-251.
- Ehlers T. A. (2005) Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer data. . *Rev Mineral Geochem* **58**, 315-350.
- Ehlers T. A. and Farley K. A. (2003) Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters* **206**(1-2), 1-14.
- El Bedoui S., Guglielmi Y., Lebourg T., and Pérez J.-L. (2008) Deep-seated failure propagation in a fractured rock slope over 10,000 years: The La Clapière slope, the south-eastern French Alps. *Geomorphology* **105**, 232-238.
- Ellenberger F. (1958) Etude géologique du pays de Vanoise. *Ph.D. thesis, 545 pp., University of Paris, Paris.*
- Engi M., Bousquet R., and Berger A. (2004) Metamorphic structure of the Central Alps. *Mitteilungen Österreichische Mineralogischen Gesellschaft* **149**, 157-173.
- Ernst W. G. (1973) Interpretation synthesis of metamorphism in the Alps. . *Geological Society of American Bulletin* **84**, 2053-2078.
- Ernst W. G. and Dal Piaz G. V. (1978) Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the piemonte ophiolite nappe, Breuil-St Jacques area, Italian Western Alps. *American Mineralogist* **63**, 621-640.
- Eva E. and Solarino S. (1998) Variations of stress directions in the western Alpine arc. *Geophysical Journal International* **135**, 438-448.
-

F

- Faccenna C., Mattei M., Funiciello R., and Jolivet L. (1997) Styles of back-arc extension in the Central Mediterranean. *Terra Nova* **9**(3), 126-130.
- Facenna C., Becker T. W., Plio Lucente F., Jolivet L., and Rossetti F. (2001) History of subduction and and back arc extension in the central Mediterranean. *Geophysical Journal Interiors* **145**, 809-820.
- Fallot P. (1949) Les chevauchements intercutanés de la Roya (A.-M.). . *Annales Herbert-Hang, livre Jubil. Ch. Jacob*, 162-168.
- Farley K. (2002) (U-Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications. *In Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **47**, 819-44: Chantilly, VA: Mineral. Soc. Am., Geochem. Soc.
- Farley K. A. (2000) Helium diffusion from apatite: General behaviour as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research* **105**.
-

- Farley K. A., Wolf R. A., and Soilver L. T. (1996) The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He dates. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **60**, 4223-4229.
- Faure- Muret A. and Fallois P. (1955) Carte géologique de la France au 1/50000. Notice de la feuille de St Etienne de Tinée. XXXVI-40. *BRGM*.
- Fechtig H. and Kalbitzer S. (1966) The diffusion of argon in potassium-bearing solids. In *Potassium Argon Dating*, ed. **OA Schaeffer, J Zähringer**, pp. 68-107. New York: Springer-Verlag.
- Federici P. R. and Stephanini M. C. (2001) Evidence and chronology of the "little ice age" in the Argentera massif (Italian Maritime Alps). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* **37**, 35-48.
- Ferrara G. and Malaroda M. (1969) Radiometric age of granitic rocks from the Argentera massif (Maritime Alps). *Bolletín della Societa Geologica Italienna* (**88**), 311-320.
- Fleischer R. L., Price P. B., and Walker R. M. (1975) Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications. *University of California Press*.
- Foeken J. P. T., Dunai T. J., Bertotti G., and 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.
- Follacci J. P. (1987) Les mouvements du versant de la Clapière à Saint-Etienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes). *Bulletin des laboratoires des ponts et chaussées* **150-151**, 39-54.
- Follacci J. P., Guardia P., and Ivaldi J. P. (1988) Le Glissement de la Clapière (Alpes Maritimes, France) dans son cadre géodynamique. *Landslides*, 1323-1327.
- Ford M., Duchêne S., Gasquet D., and Vanderhaeghe O. (2006) Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW alps. *Journal of the Geological Society, London* **163**, 815-826.
- 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*.
- Freeman R. and Mueller S., . . (1990) European Geotraverse, 1986. *Tectonophysics* **176(1-2)**, (245 p.) (2 p.), pp. 43-57.
- Frey M., Bucher K., Frank E., and Mullis J. (1980) Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel-Chiasso; a review. *Eclogae geologica Helvetia* **73**, 527-546.
- Frey M., Hunziker J., Frank W., Bocquet J., Dal Piaz G., Jaeger E., and Niggli E. (1974) Alpine metamorphism of the Alps; a review. . *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* **54**, 247-290.
- Fry M. (1989) Southwestward thrusting and tectonics of the Western Alps, *Alpine Tectonics. Geological Society of London Special Publication* **45**, 83-109.
- Fügenschuh B. and 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**(doi: 10.1130/B25092.1), 1425-1440.
-



- Galbraith R. F. (1990) The radial plot graphical assessment of spread in ages. *Nuclear Tracks Radiation Measurements* **17**(207-214).
- Gallagher K., Brown R., and Johnson C. (1998a) Fission track analysis and its applications to geological problems. . *Annual Review of Earth Planetary Sciences* **26**, 519-572.
-

- Gallagher K., Brown R., and Johnson C. (1998b) Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Science* **26**, 519-572.
- Ganne J., Bertrand J.-M., and Fudral S. (2004) Geometry and kinematics of early Alpine nappes in a Briançonnais basement (Ambin Massif, Western Alps). *Comptes Rendus Geosciences* **336**, 1219-1226.
- Gardien V., Lardeaux J. M., Ledru P., Allemand P., and Guillot S. (1997) Metamorphism during late orogenic extension: Insights from the french Variscan belt. *Bulletin de la Société géologique de France* **168 (3)**, 271-286.
- Genesseeux M., Réhault J.-P., and Thomas B. (1989) La Marge continentale de la Corse. Corsican continental margin. *Bulletin de la Société Géologique de France Huitième Série*, **5, 2**, 339-351.
- Gèze B. (1960a) Evaluation du déplacement de la couverture post-triasique de l'Arc de Nice (A.M.). *Comptes Rendus d'Académie des Sciences* **250**, 1875-1877.
- Gèze B. (1960b) La genèse de l'Arc de Nice. (A.M.). *Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique de France*, 33-34.
- Gèze B. (1968) Carte géologique de la France au 1/50000, feuille Menton-Nice. *BRGM Ed, Orléans*.
- Giannerini G. (1980-1981) Analyse structurale de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var) : relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Série 2, Section 1, n°1: Géologie de la France* 43-67.
- Giannerini G. and Ivaldi J.-P. (1980) Les formations continentales tertiaires de la bordure de l'Arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var). Nature et origine des sédiments détritiques. *Géol. Médit* **7**, 307-316.
- Giannerini G., Sanchez G., Schreiber D., Lardeaux J. M., and Rolland Y. Évolution tectono-sédimentaire du bassin Miocène de Roquebrune-Cap Martin et de ses bordures : âge et modalités de déformation des arcs de Nice et de la Roya. Miocene tectono-sedimentary evolution of the arc de Nice and Arc de Roya: new investigations on the Miocene Roquebrune-cap martin basin. *Comptes Rendus Geosciences Submitted*.
- Giardini D., Grunthal G., Shedlock K. M., and Zhang P. Z. (1999) The GSHAP Global Seismic Hazard Map. *Annali Di Geofisica* **42(6)**, 1225-1230.
- Gidon M. (1974) L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **278**, 21-24.
- Gidon M. (1997) Les chaînons subalpins au nord-est de Sisteron et l'histoire tectonique de la nappe de Digne. *Géologie Alpine* **73** 23-57.
- Gidon M. and Pairis J. L. (1992) Relations entre le charriage de la nappe de Digne et la structure de son autochtone dans la vallée du Bès. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **85 (2)**, 327-359.
- Gigot P., Grandjacquet C., and Haccard D. (1974) Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *Bulletin de la Société Géologique de France* **7(2)**.
- Gigot P., Gubler Y., and Haccard D. (1975) Relations entre sédimentation et tectonique (en compression ou en extension); exemples pris dans les bassins Tertiaires des Alpes du Sud et de Haute Provence. *International Sedimentological Congress* **4**, 157-162.
- Ginsburg L. (1959) Etude géologique de la bordure subalpine à l'Ouest de la basse vallée du Var. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de France* **57(2)**, 1-38.

- Glotzbach C., Reinecker J., Danišík M., Rahn M., Frisch W., and Spiegel C. (2008) Neogene exhumation history of the Mont Blanc massif, western Alps. *Tectonics* **27**, TC4011, doi:10.1029/2008TC002257.
- Goffé B., Schwartz S., Lardeaux J.-M., and Bousquet R. (2004) Metamorphic structures of the western and Ligurian Alps. *Mitt. Osterr. Mineral. Ges.* **149**, 125-144.
- Goguel J. (1936) Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bleone au Var.
- Goguel J. (1963) L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France* **7**, 20-33.
- Goodwin L. and Renne P. (1991) Effects of progressive mylonitization on Ar retention in biotites from the Santa Rosa mylonite zone (California), and thermochronologic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **108**, 283-297.
- Gorini C., Mauffret A., Guennoc P., and Le Marrec A. (1994) Structure of the Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea); a review. *Spec. Pub. of the European Association of Petroleum Geoscientists* **4**, 223-243.
- Gottschalk M. (1997) Internally consistent thermodynamic data for rock forming minerals. *European Journal of Mineralogy* **9**, 175-223.
- Green P. F., Crowhurst P. V., Duddy I. R., Japsen P., and Holford S. P. (2006) Conflicting (U-Th)/He and fission track ages in apatite: Enhanced He retention, not anomalous annealing behaviour. *Earth and Planetary Science Letters* **250**(3-4), 407-427.
- Green P. F., Duddy I. R., Gleadow A. J. W., Tingate P. R., and Laslett G. M. (1986) Thermal annealing of fission tracks in apatite : 1. A qualitative description. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* **59**, 237-253.
- Green P. F. and Durrani S. A. (1977) Annealing studies of tracks in crystals. *Nuclear Track Detection* **1**(1), 33-39.
- Grellet B., Combes P., Granier T., and Philip H. (1993) Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. *Mém. Hors-Sér. Soc. géol.* **164**, 75.
- Grosjean G., Sue C., and Burkhard M. (2004) Late Neogene brittle extension in the vicinity of the Simplon fault zone, central Alps, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helveticae* **97**, 33-46.
- Group T. W. (2002) First deep seismic reflection images of the Eastern Alps reveal giant crustal wedges and transcrustal ramps. *Geophysical Research Letters* **29**(10), 92.1-92.4, doi:10.1029/2002GL014911.
- Groupe de recherche GéoFrance 3D. (1997) GéoFrance 3D: l'imagerie géologique et géophysique du sous-sol de la France. *Mém. Soc. géol. Fr* **172**, 53-71.
- Gruber S. and Haerberli W. (2007) Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research* **112**, F02S18, doi:10.1029/2006JF000547.
- Guardia P. and Ivaldi J. P. (1985) Les déformations schistogènes du tégument de l'Argentera (Alpes Maritimes) : description, genèse et chronologie relative dans le cadre géodynamique des Alpes sud- occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France* **I, 3**, 353-362.
- Guardia P., Ivaldi P., Dubar P., Guglielmi Y., and Perez J. L. (1996) Paléotectonique linéamentaire et tectonique active des Alpes maritimes franco-italiennes; une synthèse. *Géologie de la France* **1**, 43-55.

- Guedes S., Hadler J. C., Oliveira K. M. G., Moreira P. A. F. P., Lunes P. J., and Tello C. A. (2006) Kinetic model for the annealing of fission tracks in minerals and its application to apatite. . *Radiation Measurements* **41**, 392-398.
- Guedes S., Jonckheere R., Moreira P. A. F. P., and Hielscher R. (2008) On the calibration of fission-track annealing models. *Chemical Geology* **248**(1-2), 1-13.
- Gueguen E. (1995) La Méditerranée Occidentale : un véritable océan. . *Thèse de doctorat, Univ. De Bretagne Occidentale*.
-

7

- Hames W. and Bowring S. (1994) An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth and Planetary Science Letters* **124**, 161-167.
- Hames W. and Cheney J. (1997) On the loss of $^{40}\text{Ar}^*$ from muscovite during polymetamorphism. *Geochimica Cosmochimica Acta* **61**, 3863-3872.
- Hames W. E. and Hodges K. V. (1993) laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evaluation of slow cooling and episodic loss of ^{40}Ar from sample of polymetamorphic muscovite. *Science* **261**, 1721-1723.
- Hammerschmidt K. and Frank E. (1991) Relics of high-pressure metamorphism in the Lepontine Alps (Switzerland)- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and microprobe analysis on white micas. *Schweiz Mineralogical Petrographical Mitteilungen* **71**, 261-274.
- Harrison T. M., Célérier J., Aikman A. B., Hermann J., and Heizler M. T. (2009) Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **73**(4), 1039-1051.
- Harrison T. M., Duncan I., and McDougall I. (1985) Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **49**, 2461-2468.
- Hetzl R. and Hampel A. (2005) Slip rate variations on normal faults during glacial-interglacial changes in surface loads. *Nature* **435**, 81-84.
- Hillier S. and Velde B. (1991) Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites *Clay Minerals* **26**, 146-168.
- Hippolyte J.-C., Bourlès D., Braucher R., Carcaillet J., Léanni L., Arnold M., and Aumaitre G. (2009) Cosmogenic ^{10}Be dating of a sackung and its faulted rock glaciers, in the Alps of Savoy (France). *Geomorphology* **108**(3-4), 312-320.
- Hippolyte J.-C. and Dumont T. (2000) Identification of Quaternary thrusts, folds and faults in a low seismicity area: examples in the Southern Alps (France). *Terra Nova* **12**(4), 156-162.
- Hippolyte J. C., Brocard G., Tardy M., Nicoud G., D B., Braucher R., Ménard G., and Souffaché B. (2006) The recent fault scarps of the Western Alps (France): Tectonic surface ruptures or gravitational sackung scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ^{10}Be dating approach. *Tectonophysics* **418**, 255-276.
- Hodges K., Bowring S., Davidek K., Hawkins D., and Krol M. (1998) Evidence for rapid displacement on Himalayan normal faults and the importance of tectonic denudation in the evolution of mountain ranges. *Geology* **6**, 483-486.
- Hodges K. V., Hames W. E., and Bowring S. A. (1994) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age gradients in micas from a high-temperature low-pressure metamorphic terrain: Evidence for very slow cooling and implications for the interpretation of age spectra. *Geology* **22**, 55-58.
- Holland T. J. B. and Powell R. (2003) Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **145**, 492-501.
-

- Holland T. J. B. and Powell R. (1998) An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* **16**, 309-343.
- Hormes A., Ivy-Ochs S., Kubik P. W., Ferrelly L., and Maria Michetti A. (2008) 10Be exposure ages of a rock avalanche and a late glacial moraine in Alta Valtellina, Italian Alps. *Quaternary International* **190**(1), 136-145.
- House M., Kohn B., Farley K., and Raza A. (2002) Evaluating thermal history models for the Otway Basin, southeastern Australia, using (U-Th)/He and fission-track data from borehole apatites *Tectonophysics* **349**, 277-95.
- Hurford A. (1990) International Union of Geophysical Sciences subcommission on geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nuclear Tracks* **2**, 233-236.
- Hurford A. and Green P. F. (1982) A users' guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters* **59**, 343-354.
- Hurford A. and Green P. F. (1983) The zeta age calibration of fission track dating. *Isotope Geoscience* **1**, 285-317.
-

9

- laworsky G. and Curti G. (1960) La faune des poudingues de Roquebrune. *Comptes Rendus d'Académie des Sciences* **251**, 399.
- Ivy-Ochs S., Poschinger A. V., Synal H. A., and Maisch M. (2009) Surface exposure dating of the Flims landslide, Graubünden, Switzerland. *Geomorphology* **103**(1), 104-112.
-

9

- Jakni B. (2000) Thermochronologie par Traces de Fission des marges conjuguées du bassin liguro-provençal : la Corse et le massif des Maures-Tanneron. . *Thèse Univ. de Grenoble I*, , 344 p.
- Jakni B., Poupeau G., Sosson M., Rossi P., Ferrandini J., and Guennoc P. (2000) Dénudations cénozoïques en Corse ; une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatites. Cenozoic denudation in Corsica; apatite fission track thermochronology. *Comptes Rendus d'Académie des Sciences de Paris, Série II. Sciences de la Terre et des Planètes*, **331**, **12**, 775-782.
- Jenatton L., Guiguet R., Thouvenot F., and Daix N. (2007) The 16,000 event 2003-2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *Journal of Geophysical Research* **112**.
- Jibson R.-W., Harp E.-L., Schulz W., and Keefer D.-K. (2006) Large rock avalanches triggered by the M 7.9 Denali Fault, Alaska, earthquake of 3 November 2002. *Engineering Geology* **83**, 144-160.
- Jolivet L. (1995) La déformation des continents. *Exemples régionaux* Ed. Hermann, Paris, 224 pp.
- Jolivet L. and Faccenna C. (2000) Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* **19**, **6**, 1095-1106.
-

- Jolivet M., Roger F., Arnaud N., Brunel M., Tapponnier P., and Seward D. (1999) Histoire de l'exhumation de l'Altun Shan: indications sur l'âge de la subduction du bloc du Tarim sous le système de l'Altyn Tagh (Nord Tibet). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences* **329**, 749-755.
- Jomard H. (2006) Analyse multi-échelles des déformations gravitaires du Massif de l'Argentera Mercantour. Ph. D. thesis, Nice Sophia-Antipolis University.
- Jorda M., Combes P., and Philip H. (1992) Tectogenèse et morphogenèse quaternaires des chaînes subalpines méridionales (région de Digne et vallée de la Bléone). *Quaternaire* **3**, 129-135.
- Jourdan F. and Renne P. R. (2007) Age calibration of the Fish Canyon sanidine $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard using primary K-Ar standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **71**(2), 387-402.
- Jourdan F., Verati C., and Féraud G. (2006) Intercalibration of the Hb3gr $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard. *Chemical Geology* **231**(3), 177-189.
- Julian M. and Anthony E. (1996) Aspects of landslide activity in the Mercantour massif and the French Riviera, southeastern France. *Geomorphology* **15**, 175-289.
-

K

- Kastens K. and Mascle J. (1990) The geological evolution of the tyrrhenian sea: an introduction to the scientific results of the ODP Leg 107. . *Proc. Ocean Drilling Program Sci. Res.*, **107**, 3-26.
- Kastrup U., Zoback M. L., Deichmann N., Evans K. F., Giardini D., and 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**, 1402-1424.
- Keefer D. K. (1984) Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin* **95**(4), 406-421.
- Kelley S. (1988) The relationship between K-Ar mineral ages, mica grain sizes and movement on the Moine Thrust Zone, NW Highlands, Scotland. *Journal of the Geological Society of London* **145**, 1-10.
- Kelley S. (2002) K-Ar and Ar-Ar dating. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **47**(1), 785-818.
- Kelley S. P., Arnaud N. O., and Turner S. P. (1994) High spatial resolution $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ investigations using an ultra-violet laser probe extraction technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58**(16), 3519-3525.
- Kerckhove C. (1969) La "zone du flych" dans les nappes de l'Embrunnais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie Alpine* **4**, 5-204.
- Ketcham R. (2005) Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *See Reiners & Ehlers 2005*, **58**, 275-314.
- Ketcham R., Donelick R., and Carlson W. (1999) Variability of apatite fission-track annealing kinetics. III. Extrapolation to geological time scales. *Am. Mineral.* **84**, 1235-55.
- Ketcham R. A., Carter A., Donelick R. A., Barbarand J., and Hurford A. J. (2007) Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist* **92**(5-6), 799-810.
- Kirschner D., Cosca M., Masson H., and Hunziker J. (1996) Staircase $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra of fine-grained white mica: timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. *Geology* **24** (8), 747-750.
-

- Kliegfield R., Hunziker J., Dallmeyer R. D., and Schamel S. (1986) Dating deformation phases using K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ techniques: results from the Northern Apennines. *Structural Geology* **8**, 781-798.
- Korup O., Clague J. J., Hermanns R. L., Hewitt K., Strom A. L., and Weidinger J. T. (2007) Giant landslides, topography, and erosion. *Earth and Planetary Science Letters* **261**(3-4), 578-589.
- Kramar N., Cosca M., and Hunziker J. (2001) Heterogeneous $^{40}\text{Ar}^*$ distributions in naturally deformed muscovite: in-situ UV-laser ablation evidence for microstructurally controlled diffusion. *Earth and Planetary Science Letters* **192** (3), 377-388.
- Kretz R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* **68**, 277-279.
-



- Labaume P., Jolivet M., Souquière F., and 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**(2), 95-101.
- Lacombe O. and Mouthereau F. (2002) Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). *Tectonics* **21**(4), 1030.
- Lagabrielle Y. (1987) Les ophiolites, marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont). Comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. *Thèse Université de Bretagne Occidentale*.
- Lagabrielle Y. and Cannat M. (1990) Alpine jurassic ophiolites resemble the modern central atlantic basement. *Geology* **18**, 319-322.
- Lal D. (1991) Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth & Planetary Science Letters* **104**, 424-439.
- Lanteaume M. (1962) Contribution à l'étude géologique des Alpes-Maritimes franco-italiennes. *Phd Thesis, Paris, Mémoires du Services de la Carte Géologique de France*, 405.
- Lardeaux J.-M., Schwartz S., Tricart P., Paul A., Guillot S., Béthoux N., and Masson F. (2006) A crustal-scale cross-section of the southwestern Alps combining geophysical and geological imagery. *Terra Nova* **18** (6), 412-422.
- Lardeaux J.-M. and Spalla I. (1991) From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps) : a record of the opening et closure of the Piedmont ocean. *Journal of Metamorphic Geology* **9**, 35-59.
- Lardeaux J. M., Gosso G., Kienast J. R., and Lombardo B. (1982) Relation entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bulletin de la Société géologique de France* **7**, 783-800.
- Larroque C., Béthoux N., Calais E., Courboux F., Deschamps A., Déverchère J., Stéphan J.-F., Ritz J.-F., and Gilli E. (2001) Active and recent deformation at the southern Alps-Ligurian basin junction. *Netherland Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw* **80**, 255-272.
- Larroque C., Delouis B., Godel B., and 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**(1-4), 22-34.
- Laslett G., Green P. F., Duddy I., and Gleadow A. (1987) Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A Quantitative Analysis. *Chemical Geology* **65**(Isotope Geosciences Section), 1-13.
- Laslett G. M. and Galbraith R. F. (1996) Statistical modelling of thermal annealing of fission tracks in apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**(24), 5117-5131.
- Laslett G. M., Gleadow A. J. W., and Duddy I. R. (1984) The relationship between fission track length and track density in apatite. *Nuclear Tracks* **9**, 29-38.
- Laubscher H. P. (1988) Material balance in Alpine orogeny. *Geological Society of America Bulletin* **100**, 1313-1328.
- Laurent O., Stéphan J.-F., and Popoff M. (2000) Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales). *Géologie de la France* **3**, 33-65.
- Lazarre J., Tricart P., and Villemin T. (1994) L'extension cassante tardi-orogénique dans les Schistes lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentales, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **319**, 1415-1421.
- Le Cann C. (1987) Le diapirisme dans le bassin Liguro-provençal (Méditerranée occidentale). Relations avec la sédimentation et la tectonique, conséquences géodynamiques. *Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale*, 296 p.
- Le Douaran S., Burrus, J. et Avedik, F. (1984) Deep structure of the Northwestern Mediterranean basin: results of a two-ship seismic survey. *Marine Geology* **55**, 325-345.
- Le Roux O., Schwartz S., Gamond J. F., Jongmans D., Bourles D., Braucher R., Mahaney W., Carcaillet J., and Leanni L. (2009) CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Sciences Letters*, doi:10.1016/j.epsl.2009.01.034.
- Lee J. (1995) Multipath diffusion in geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **120**, 60-82.
- Leloup P. H., Arnaud N., Sobel E. R., and Lacassin R. (2005) Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc. *Tectonics* **24**.
- Lemoine M. (1980) Serpentinites, Gabbros and ophicalcites in the piemont-ligurian domain of the western Alps: possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentinite protusions in the jurassic-cretaceous Tethys. *Archives des Sciences de Genève* **33**, 103-116.
- Lemoine M., Bas T., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Dumont T., Gidon M., Bourbon M., Graciansky de P. C., Rudkiewicz J. L., Mégard-Galli J., and Tricart P. (1986) The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology* **3**, 179-199.
- Lemoine M., Dardeau G., Delpech P. Y., Dumont T., De Graciansky P. C., Graham R., Jolivet L., Toberts D., and Tricart P. (1989) Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. **309**, 1711-1716.
- Lemoine M., De Graciansky P-C, Tricart, P. (2000) *De l'océan à la chaîne de montagnes: tectonique des plaques dans les Alpes*. Gordon and Breach Science Publishers.
- Lemoine M., Tricart P., and Boillot G. (1987) Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): in search of a genetic model. *Geology* **15**, 622-625.

- Leoni L., Sartori F., and Tamponi M. (1998) Compositional variation in K-white micas and chlorites coexisting in Al- saturated metapelites under late diagenetic to low-grade metamorphic conditions (Internal Liguride Units, Northern Apennines, Italy). *European Journal of Mineralogy* **10**, 1321-1339.
- Liewig N., Caron J. M., and Clauer N. (1981) Geochemical and K-Ar isotopic behaviour of alpine sheet silicates during polyphased deformation. *Tectonophysics* **78**, 273-290.
- Lin A., Maruyama T., Stallard A., Michibayashi K., Camacho A., and Kano K. (2005) Propagation of seismic slip from brittle to ductile crust: evidence from pseudotachylyte of the Woodroffe thrust, central Australia. *Tectonophysics* **402**, 221-35.
- Lippitsch R., Kissling K., and Ansorge J. (2003) Upper mantle structure beneath the Alpine Orogen from high-resolution teleseismic tomography. *J. Geophys. Res* **108**, (B8), 5.1-5.15.
- Lo C. H. and Onstott T. C. (1995) Rejuvenation of K-Ar systems for minerals in the Taiwan Mountain belt. *Earth & Planetary Science Letters* **131**(71-98).
- Loneragan L. and White N. (1997) Origin of the Betic-Rif mountain belt. . *Tectonics* **16**, (3), 504-522.
-

M

- Maddedu B., Béthoux N., and Stéphan J. F. (1997) Champ de contrainte post-pliocène et déformations récents dans les Alpes sud-occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France* **167,6**, 797-810.
- Magny M., de Beaulieu J.-L., Drescher-Schneider R., Vannièrè B., Walter-Simonnet A.-V., Miras Y., Millet L., Bossuet G., Peyron O., Brugiapaglia E., and Leroux A. (2007) Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews* **26**(13-14), 1736-1758.
- Malaroda R., Carraro F., Dal Piaz G. V., Franceschetti B., Sturani C., and Zanella E. (1970) Carta geologica del Massiccio dell'Argentera alla scala 1:50.000 e Note illustrative. *Memoria della Società Geologica A. IX*, 557-663.
- Malavielle J., Lacassin R., and Mattauer M. (1984) Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bulletin de la Société géologique de France* **7**, **26**, 895-906.
- Malavielle J., Guilhot P., S., C., , Lardeaux J. M., and Gardien V. (1990) Collapse of a thickened variscan crust in the French Massif Central : Mont Pilat extensional shear zone and Saint-Etienne Upper-Carboniferous basin. *Tectonophysics* **177**, 139-149.
- Malinverno A. and Ryan W. B. F. (1986) Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics* **5**, 227-247.
- 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. and Grasemann B. (1997) Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. *Tectonophysics* **270**(3-4), 167-195.
-

- 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.
- Mancktelow N. S., . (1990) The Simplon fault zone. *Breit. Geol. Karte Schweiz (NF)* **163, 74 pp.**, .
- Manighetti I., Campillo M., Bouley S., and Cotton F. (2007) Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity. *Earth and Planetary Science Letters* **253(3-4)**, 429-438.
- Marchant R. H. (1993) The underground of the Western Alps. *Mem. Geol. (Lausanne)*, **15**, 137p.
- Marchant R. H. and Stampfli G. M. (1997) Crustal and lithospheric structure of the Western Alps: geodynamic significance, in Deep structures of the Swiss Alps: results of NRP20. edited by Pfiffner, O.A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S. et Steck, A., Birkhäuser Verlag, Basel, Boston, Berlin.
- Mares V. and Kronenberg A. (1993) Experimental deformation of muscovite. *Journal of Structural Geology* **15**, 1061-1075.
- Marquer D., Gapais D., and Capdevila R. (1985) Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en facies schistes verts Massif de l'Aar, Alpes Centrales); Chemical behaviour and orthogneissification of a granodiorite in greenschist facies, Aar Massif, Central Alps. *Bulletin de Minéralogie* **108**, 209-22.
- 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., and Debeglia N. (1999) Une nouvelle carte gravimétrique des Alpes occidentales et ses conséquences structurales et tectoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **329**, 865-871.
- Massone H. J. and Schreyer W. (1987) Phengite barometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **96**, 212-224.
- Massonne H. J. and Szupurka Z. (1997) Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O and K₂O-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Lithos* **41**, 229-250.
- Mauffret A., Pascal G., Maillard A., and Gorini C. (1995) Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. *Marine and Petroleum Geology* **12(6)**, 645-666.
- McCalpin J. P. and Hart E. W. (2003) Ridge-top spreading features and relationship to earthquakes, San Gabriel Mountains Region, Southern California: Part A. Distribution and description of ridge-top depressions (sackungen): Part B. Paleoseismic investigations of ridge-top depressions. In: Hart, E.W. (Ed.), Ridge-Top Spreading in California. *California Geological Survey, Open-File Report, 1 CD-ROM.*
- Ménard G. (1979) Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse de 3e Cycle.
- Ménard G. (1988) Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales. *Thèse d'Etat UJF Grenoble.*
- Merle O. (1982) Mise en place séquentielle de la Nappe du Parpaillon en Embrunais-Ubaye (Flysch à Helminthoïdes, Alpes occidentales). *Comptes Rendus d'Académie des Sciences de Paris* **294**, 603-606.
- Merle O. and Ballèvre M. (1992) Late Cretaceous-early Tertiary detachment fault in the Western Alps. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **315(II)**, 1769-1776.
- Merle O. and Le gal P. (1988) Post-amphibolitic westward thrusting and fold vergence in the Ticino domain. *Eclogae Geologicae Helveticae* **81**, 215-226.

- Milnes A. G., Grellier M., and Müller R. (1981) Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon--Pennine Alps. *Journal of Structural Geology* **3**(4), 411-420.
- Molnar P. (2004) Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: How might climate change have affected erosion rates ? *Annual Review of Earth and Planetary Science* **32**, 67-89, doi:10.1130/G19445.1.
- Monié P. (1985) La méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ appliquée au métamorphisme alpin dans le massif du Mont-Rose (Alpes Occidentales). Chronologie détaillée depuis 110Ma. *Eclogae geologicae Helvetiae* **78**, 487-516.
- Monié P. and Maluski H. (1983) Données chronologiques $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ sur le socle anté- Permien de l'Argentera- Mercantour (Alpes Maritimes, France). *Bulletin Société Géologique de France* . **7,2**, 247-257.
- Monié P. and Philippot P. (1989) Mise en évidence de l'âge Eocène moyen du métamorphisme de haute-pression de la nappe ophiolitique du Mont Viso (Alpes occidentales) par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **309**, 245-251.
- Muir-Wood R. (1989) Extraordinary deglaciation reverse faulting in northern Fennoscandia. In: *Gregersen, S., Basham, P.W. (Eds.), Earthquakes at North Atlantic passive margins: Neotectonics and Post-glacial Rebound. Kluwer, Dordrecht*, 141-174.
- Mulch, Mulch A., Cosca, Cosca M., Handy, and Handy M. (2002) In-situ UV-laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of a micaceous mylonite : an example of defect-enhanced argon loss. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **142**(6), 738-752.
- Mulch A. and Cosca M. A. (2004) Recrystallization or cooling ages: in situ UV-laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of muscovite in mylonitic rocks. *Journal of the Geological Society* **161**(4), 573-582.
- Müller W., Aerden D., and Halliday A. N. (2000) Isotopic Dating of Strain Fringe Increments: Duration and Rates of Deformation in Shear Zones. *Science* **288**(5474), 2195 - 2198, DOI: 10.1126/science.288.5474.2195.
-

n

- Naeser C. and Faul H. (1969) Fission track annealing in apatite and sphene. *J. Geophys. Res.* **74**, 705-710.
- Nicolas A., Hirn A., Nicolich R., Polino R., and Group E.-C. W. (1990) Lithospheric wedge in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. *Geology* **18**, 587-590.
- Nigli E. (1946) Über den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Geisteinzone von Ivrea. *Eclogae geologicae Helvetiae* **39**, 211-220.
- Nishiizumi K., Imamura M., Caffee M. W., Southon J. R., Finkel R. C., and McAninch J. (2007) Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **258**(2), 403-413.
- Nocquet J. M. (2002) Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale. *Phd, Université de Nice*.
- Nocquet J. M. and 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. and Calais E. (2004) Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics* **161**, 661-681.

O

Olivet J. L. (1978) Nouveau modèle et évolution de l'Atlantique Nord et central. *Thèse 3ème cycle Paris*.

Olivet J. L. (1996) La cinématique de la Plaque Ibérique. *Bulletin de Centres Recherche, Exploration et Production Elf Aquitaine*.

Ortu E., Peyron O., Bordon A., de Beaulieu J. L., Siniscalco C., and Caramiello R. (2008) Lateglacial and Holocene climate oscillations in the South-western Alps: An attempt at quantitative reconstruction. *Quaternary International: Quaternary Stratigraphy and Evolution of the Alpine Region and the Mediterranean area in the European and Global Framework* **190**(1), 71-88.

P

Paquette J. L., Ménot R. P., and Peucat J. J. (1989) REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the Alpine external massifs (Western Alps): evidence for crustal contamination. *Earth and Planetary Science Letters* **96**, 181-189.

Pasquale V., Verdoya M., and Chiozzi P. (1994) Types of crust beneath the Ligurian sea. *Terra Nova*, **6**, 255-266.

Patacca E., Sartor R., and Scandone P. (1990) Tyrrhenian basin and Apenninic arc: Kinematic relations since the late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. Ital.* **45**, 425-451.

Paul A., Cattaneo M., Thouvenot F., Spallarossa D., Béthoux N., and Fréchet J. (2001) A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.* **106**, 19367- 19389.

Pavoni N. and Roth P. (1990) Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. Results of microearthquake investigations 1983-1988. *Mem. Soc. Geol. France* **156**, 129-134.

Pécheux J. F. (1979) Le poudingue de Roquebrune-Cap Martin (Alpes Maritimes). *DEA, Université de Nice*.

Perez J. L. (1975) La zone limite entre l'arc de Nice et l'arc de Roya (Alpes Maritimes). Observations structurales. *Bulletin de la Société Géologique de France* **7**, t. XVII, 930-938.

Perrier G. (1980) La structure des Alpes occidentales déduite des données géophysiques. *Eclog. geol. Helv* **73**, 407-424.

Persaud M. and Pfiffner O. A. (2004) Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. *Tectonophysics* **385**(1-4), 59-84.

Pfiffner O. A., Lehner P., Heitzmann P., Müller S., and Steck A. (1997) Deep Structure of the Swiss Alps, Results of NRP 20. *Studia Geophysica et Geodaetica, Birkhauser, Verlag, Basel*. 380pp.

Philipp H. (1987) Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zone of subduction and collision. *Annales geophysicae* **5b**, 301-320.

- Platt J.-P., Soto J. I., Whitehouse M. J., Hurford A. J., and Kelley S. P. (1998) Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean. *Tectonics* **17**(5), 671-689.
- Polino R., Dal Piaz G. V., and Gosso G. (1990) Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. *Mémoires de la Société géologique de France* **156**, 345-367.
- Polino R., Ruffini R., and Ricci B. (1991) Le molasse terziarie della collina di torino: relazioni con la cinematica alpina. *Atti Tic. Sc. Terra* **34**, 85-95.
- Powell R., Guiraud M., and White R. W. (2005) Truth and beauty in metamorphic mineral equilibria: conjugate variables and phase diagrams. *Canadian Mineralogist* **43**, 21-33.
- Powell R. and Holland T. J. B. (2008) On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology* **26**(2), 155-179.
- Powell R. and Holland T. J. B., . . (1988) An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology* **6**, 173-204.
-

R

- Raisebeck G. M., Yiou F., Bourlès D., Lestringuez J., and Deboffe D. (1987) Measurements of ¹⁰Be and ²⁶Al with Tandemron AMS facility. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **29**, 22-26.
- Ramsay J. G. e. H., M. I. (1983) The techniques of modern structural geology. *Numéro 2. Harcourt Brace and Co.*
- Ratschbacher L., Frisch W., and Linzer H. G. (1991a) Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2 : structural analysis. *Tectonics* **10**(2), 257-271.
- Ratschbacher L., Merle O., Davy P., and Cobbold P. (1991b) Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 1 : boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics* **10**(2), 245-256.
- Reddy S., Kelley S., and Wheeler J. (1996) A ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser probe study of micas from the Sesia Zone, Italian Alps: implications for metamorphic and deformation histories. *Journal of Metamorphic Geology* **14**, 493-508.
- Reddy S. and Potts G. (1999) Constraining absolute deformation ages: the relationship between deformation mechanisms and isotope systematics. *Journal of Structural Geology* **21**, 1255-1265.
- Reddy S., Potts G., and Kelley S. (2001) ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages in deformed potassium feldspar: evidence of microstructural control on Ar isotope systematics. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **141** (2), 186-200.
- Reddy S., Potts G., Kelley S., and Arnaud N. (1999) The effects of deformation-induced microstructures on intragrain ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages in potassium feldspar. *Geology* **27** (4), 363-366.
- Réhault J. P. (1981) Evolution tectonique et sédimentaire du bassin Ligure (Méditerranée occidentale) *Thèse d'Etat, Paris VI*, 128 p.
- Reinecker J., Danišík M., Schmid C., Glotzbach C., Rahn M., Frisch W., and Spiegel C. (2008) Tectonic control on the late stage exhumation of the Aar Massif (Switzerland): Constraints from apatite fission track and (U-Th)/He data. *Tectonics* **27**.
-

- Reiners P. and Farley K. (1999) Helium diffusion and (U-Th)/ He thermochronometry of titanite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**, 3845-59.
- Reiners P., Spell T., Nicolescu S., and Zanetti K. (2004) Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68**, 1857-87.
- Ricou L.-E. and Siddans A.-W.-B. (1986) Collision tectonics in the Western Alps. *Special Publications of the Geological Society of London* **19**, 229-244.
- Ring U., Brandon M. T., Willett S. D., and Lister G. S. (1999) Exhumation processes. *Geological Society, London, Special Publications* **154**(1), 1-27, 10.1144/GSL.SP.1999.154.01.01
- Ritz J.-F. (1992) Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du Sud : analyses en termes de contraintes. *Quaternaire* **3**(3), 111-124.
- Ritz J. F. (1991) Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'oligocène. Implication sismo-tectoniques. *Thèse Université Montpellier*.
- Robbins G. A. (1972) Radiogenic argon diffusion in muscovite under hydrothermal conditions. *M.S. thesis, Brown University, Providence, Rhode Island.*, 42.
- Rolland Y., Corsini M., and Demoux A. (2009a) Metamorphic and structural evolution of the Maures-Tanneron massif (SE Variscan chain): evidence of doming along a transpressional margin. *Bulletin de la Société Géologique de France* **180**(3), 217-230.
- Rolland Y., Corsini M., Rossi M., Cox S. F., Pennacchioni G., Mancktelow N., and Boullier A. M. (2007) Comment on "Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc" by P.H. Leloup, N., Arnaud, E.R. Sobel, and R. Lacassin. *Tectonics* **26**, TC2015. doi:10.1029/2006TC001956.
- Rolland Y., Cox S. F., Boullier A. M., Pennacchioni G., and Mancktelow N. (2003) Rare Earth and trace element mobility and fractionation in mid-crustal shear zones: insights from the Mont-Blanc Massif (Western Alps). *Earth and Planetary Sciences Letters* **214** (1/2), 203-219.
- Rolland Y., Cox S. F., and Corsini M. (2009b) Constraining deformation stages in brittle-ductile shear zones from combined field mapping and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: The structural evolution of the Grimsel Pass area (Aar Massif, Swiss Alps). *Journal of Structural Geology* **31**(11), 1377-1394.
- Rolland Y., Lardeaux J. M., Guillot S., and 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.
- Rolland Y., Rossi M., Cox S. F., Corsini M., Boullier A. M., Pennacchioni G., and Mancktelow N. (2008) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of syn-kinematic white mica: insights for fluid-rock reaction in low-grade shear zones (Mont Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NWexternal Alps. In: Wibberley, C., Kurtz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E., Collettini, C. (Eds.), *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties. Geological Society of London, Special Publications* 293-315. doi:10.1144/SP299.17.
- Rollet N. (1999) Structures profondes et dynamique du bassin Ligure et de ses marges. *Thèse, Paris VI*, 292 p.
- Rollet N., Deverchère J., Beslier M. O., Guennoc P., Rehault J. P., Sosson M., and Truffert C. (2002) Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics* **21**(3).
- Romanowicz B. and Ruff L. J. (2002) On moment-length scaling of large strike slip earthquakes and the strength of faults. *Geophysical research letters* **29**/12,

- Rosenbaum G. and Lister G. S. (2005) The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Science Reviews* **69**(3-4), 281-306.
- Rosenbaum G., Lister G. S., and Duboz C. (2002) Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer* **8**, 107-130.
- Rossi P., Durand Delga M., and Cocherie A. (1993) Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge Stéphanien supérieur-Permien inférieur en Corse. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **316**, 1779-1788.
- Rothé J. P. (1941) Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales. *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg* **3**, 1-105.
- Roure F., Choukroune P., and Polino R. (1996) Deep seismic reflection data and new insights on the bulk geometry of mountain ranges. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **322**, 345-359.
- Roure F., Heitzmann P., and Polino R. (1990) Deep structure of the Alps. *Mém. Soc. géol. France* **156**, 367.
- Rubatto D., Gebauer D., and Fanning M. (1998) Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **132**, 269-287.
- Rubatto D., Schaltegger U., Lombardo B., Colombo F., and Compagnoni R. (2001) Complex Paleozoic magmatic and metamorphic evolution in the Argentera Massif (Western Alps) resolved with U-Pb dating. *Chweiz. Mineral. Petrogr.* **S 81**, 213-228.
-

S

- Saar M. O. and Manga M. (2003) Seismicity induced by seasonal groundwater recharge at Mt. Hood, Oregon. *Earth and Planetary Science Letters* **214**(3-4), 605-618.
- Sanchez G., Rolland Y., Corsini M., Braucher R., Bourlès D., Arnold M., and Aumaître G. (2010a) Relationships between tectonics, slope instability and climate change: Cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps. *Geomorphology* **117**(), 1-13.
- Sanchez G., Rolland Y., Corsini M., Jolivet M., Brichaud S., and Carter A. Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera-Mercantour massif (SW Alps). *Terra Nova*, submitted.
- Sanchez G., Rolland Y., Corsini M., Oliot E., Goncalves P., Schneider J., Verati C., Lardeaux J. M., and Marquer D. Dating Low-Temperature deformation by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps). *Lithos*, submitted.
- Sanchez G., Rolland Y., Schreiber D., Giannerini G., Corsini M., and Lardeaux J.-M. (2010b) The active fault system of SW Alps. *Journal of Geodynamics* **49**, 296-302.
- Savostin L., Sibuet J., Zonenshain L., Le Pichon X., and Roulet M. J. (1985) Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the triassic. *Tectonophysics* **123**, 1-35.
- Savostin L. A., Sibuet J. C., Zonenshain L. P., Le Pichon X., and Roulet M. J. (1986) Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamir since the Triassic. *Tectonophysics* **123**, 1-35.
-

- Scalliet S., Feraud G., Ballèvre M., and Amouric M. (1992) Mg/Fe and [(Mg,Fe)Si-Al₂] compositional control on argon behaviour in high-pressure white micas: A ⁴⁰Ar/³⁹Ar continuous laser-probe study from the Dora-Maira nappe of the internal western Alps, Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 2851-2872.
- Schmid S.-M., Fügenschuh B., Kissling E., and Schuster R. (2004) Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geol. Helv* **97**, 93-117.
- Schreiber D., Lardeaux J.-M., Martelet G., Courrioux G., and Guillen A. (2010) 3-D modelling of Alpine Mohos in Southwestern Alps. *Geophysical Journal International* **180**(3), 961-975.
- Schwartz S. (2000) La zone Piemontaise des Alpes occidentales: un paléo-complexe de subduction. Argument métamorphiques, géochronologiques et structuraux. *Thèse de 3ème cycle, UJF Grenoble*.
- Schwartz S. (2002) La zone piémontaise des Alpes occidentales: un paléo-complexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux. *Ph.D. thesis, BRGM Ed. doc. n°302, 341 pp., Université Claude Bernard, Lyon 1*.
- Schwartz S., Lardeaux J. M., Poupeau G., Tricart P., and Labrin E. (2004) New apatite and zircon fission-tracks data in the Piemontese zone of Western Alps: tectonic consequences. *Tectonophysics*.
- Schwartz S., Lardeaux J. M., Tricart P., Guillot S., and Labrin E. (2007) Diachronous exhumation of HP-LT metamorphic rocks from south-western Alps: evidence from fission-track analysis. *Terra Nova* **19**(2), 133-140.
- Sébrier M., Ghafiri A., and Bles J.-L. (1997) Paleoseismicity in France: Fault trench studies in a region of moderate seismicity. *Journal of Geodynamics* **24**(1-4), 207-217.
- Seranne M. (1999) The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS; an overview. *Geol. Soc. Spec. Pub.* **156**, 15-36.
- Shuster D. L., Flowers R. M., and Farley K. A. (2006) The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth and Planetary Science Letters* **249**(3-4), 148-161.
- Siame L. L., Braucher R., and Bourles D. L. (2000) Les nucléides cosmogéniques produits in-situ; de nouveaux outils en geomorphologie quantitative. *Bulletin de la Société Géologique de France* **171**(4), 383-396.
- Sibson R. H. and Toy V. G. (2006) The habitat of fault-generated pseudotachylite: presence versus absence of friction melt. In: *Abercrombie, R.E., McGarr, A., di Toro, G. & Kanamori, H. (eds) Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting. Geophysical monograph, American Geophysical Union 170*, 153-166.
- Siddans A.-W.-B. (1979) Arcuate folds and thrust patterns in the Subalpine Chains of Southeast France. *Journal of Structural Geology* **1**(2), 117-126.
- Siddans A. W. B. (1980) Compaction, métamorphisme et structurologie des argilites permienne dans les Alpes-Maritimes (France). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.* **2**, vol. XXII (fasc. 4-5), 279-292.
- Siddans A. W. B., Henry B., Kliegfield R., Lowrie W., Hirt A., and Percevault M. N. (1984) Finite strain pattern and their significance in Permian rocks of the Alpes Maritimes (France). *Journal of Structural Geology* **6**(4), 339-368.
- Simon-Labric T., Rolland Y., Dumont T., Heymes T., Authemayou C., Corsini M., and Fornari M. (2009) ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma). *Terra Nova* **21**(2), 127-136.

- Sircombe K. N. (2004) AGE DISPLAY: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Computers & Geosciences* **30**(1), 21-31.
- SisFrance. (2008) Catalogue de la sismicité historique de la France. BRGM/EDF/IRSN <http://www.sisfrance.net>.
- Soldati M., Corsini A., and Pasuto A. (2004) Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *CATENA. Geomorphic Impacts of Rapid Environmental Change* **55**(2), 141-161.
- Sosson M., Guennoc P., and CYLICE I. é. (1998) Nouvelles contraintes géologiques sur l'évolution du bassin ligurien : résultats de la campagne de plongée CYLICE (1997). *RST 1998*, 196-197.
- Spalla M. I., Lardeaux J. M., Dal Piaz G. V., Gosso G., and Messiga B. (1996) Tectonic significance of alpine eclogites. *Journal of geodynamics* **21**, 257-285.
- Spear F. S. (1989) Relative thermobarometry and metamorphic P-T, paths. *Geological Society, London, Special Publications* **43**(1), 63-81.
- Spotila J., Farley K., Yule J., and Reiners P. (2001) Near-field transpressive deformation along the San Andreas fault zone in southern California, based on exhumation constrained by (U-Th)/He dating. *J. Geophys. Res.* **106**, 30909-29.
- Spotila J. A. (2005) Applications of Low-Temperature Thermochronometry to Quantification of Recent Exhumation in Mountain Belts. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **58**, 449-466.
- Stampfli G. e. B., G. (2004) The TRANSMED Transect in Space and Time : constraints on the Paleotectonic evolution of the Mediterranean domain.
- Stampfli G., Borel G., Marchant R., and Mosar J. (2002) Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal of the Virtual Explorer*.
- Stampfli G. and Marthaler M. (1990) Divergent and convergent margins in the North-Western Alps confrontation to actualistic models. *Geodinamica Acta* **4**, 159-184.
- Steiger R. H. and Jäger E. (1977) Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* **36**, 359-362.
- Stewart I. S., Sauber J., and Rose J. (2000) Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews* **19**(14-15), 1367-1389.
- Stone J. O. (2000) Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* **105** (B10), 23,753-23,760.
- Streit J. E. and Cox S. F. (1998) Fluid infiltration and volume change during mid-crustal mylonitization of Proterozoic granite, King Island, Tasmania. *Journal of Metamorphic Geology* **16**(2), 197-212.
- Stuewe K., 1997. . (1997) Effective bulk composition changes due to cooling: a model predicting complexities in retrograde reaction textures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **129**, 43-52.
- Sue C. (1998) Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes. Approche structurale et sismologique. *Thèse de 3ème cycle UJF Grenoble*.
- Sue C., Delacou B., Champagnac J.-D., Allanic C., Tricart P., and 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., Martinod J., Tricart P., Thouvenot F., Gamond J. F., Fréchet J., Marinier D., Glot J. P., and Grasso J. R. (2000) Active déformation in the inner western Alps inferred from

- comparison between 1972-classical and 1996- GPS geodetic surveys. *Tectonophysics* **320**, 17-29.
- Sue C. and Tricart P. (1999) Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. *Eclogae Geol Helvet* **92**, 171-181.
- Sue C. and 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. and Tricart P. (2003) Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics* **22** (5), 1-25.
- Sue C., Tricart P., Thouvenot F., and Fréchet J. (1999) Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research* **104**, 611-622.
-

7

- Takeshita H., Shimoya H., and Itaya T. (1994) White mica K-Ar ages of blueschist-facies rocks from the Piemonte 'calc-schists' of the western Italian Alps. *The Island Arc* **3**, 151-162.
- Tapoul J.-F. (1977) Etude géologique de la bordure Sud-Orientale de l'arc de Castellane entre le Loup et la Cagne. *Thèse 3ème cycle Nice-Sophia Antipolis*, 158 p.
- Tapponnier P. (1977) Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société géologique de France* **7**, 437-460.
- Tardy M., Deville E., Fudral S., Guellec S., Ménard G., Thouvenot F., and Vialon P. (1990) Interprétation des données du profil sismique-réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front pennique et la ligne insubrienne. *Mémoires de la Société géologique de France* **156**, 217-226.
- Terrier M. (2006) Identification et hiérarchisation des failles actives de la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur. *BRGM/RP-53930-FR*.
- Thomas J. C., Claudel M. E., Collombet M., Tricart P., Chauvin A., and 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 & Planetary Science Letters* **171**, 561-574.
- Thouvenot F., Paul A., Fréchet J., Béthoux N., Jenatton L., and Guiguet R. (2007) Are there really superposed Mohos in the southwestern Alps? New seismic data from fan profiling reflections. *Geophysical Journal International* **170**, (3), 1180-1194.
- Thouvenot F., Paul A., Senechal G., Hirn A., and Nicolich R. (1990) Ecors-Crop wide -angle reflexion seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps. *Mémoires de la Société géologique de France* **156**, 97-106.
- Tricart P. (1975) Les rétrocharriages dans les Alpes franco-italiennes: évolution des structures sur la transversale Embrunais-Queyras (Hautes-Alpes). *Bulletin des Sciences géologiques* **28**, 239-259.
- Tricart P. (1980) Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. *Thèse Strasbourg*.
- Tricart P. (1982) Les marqueurs des mouvements verticaux du socle aux abords du massif du Pelvoux. *Revue géographie physique et géologie dynamique* **23**, 289-300.
-

- 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. (2004) From extension to transpression during final exhumation of the Pelvoux and Argentera massifs, western Alps. *Eclogae geol. Helv* **97**, 429-439.
- Tricart P., Bouillin J.-P., Dick P., Moutier L., and 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., Lardeaux J.-M., Schwartz S., and 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(6)**, 299-310.
- Tricart P., Schwartz S., Sue C., and Lardeaux J.-M. (2004) Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from multistage faults (Queyras, Schistes lustrés, western Alps). *J. Struct. Geol* **26**, 1633-1645.
- Tricart P., Schwartz S., Sue C., Poupeau G., and 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(1)**, 49-58.
- Tricart P., Van der Beek P. V., Schwartz S., and 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.
- Turino C., Scafidi D., Eva E., and Solarino S. (2009) Inferences on active faults at the Southern Alps-Liguria basin junction from accurate analysis of low energy seismicity. *Tectonophysics* **475(3-4)**, 470-479.
-

U. V

- Ustaszewski M. E., Hampel A., and Pfiffner O. A. (2008) Composite faults in the Swiss Alps formed by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound: an integrated field and modelling study. *Swiss Journal of Geosciences* **Volume 101, Number 1**, 223-235.
- Vance D. and Mahar E., (1998) Pressure-temperature paths from PT pseudosections and zoned garnets: potential, limitations and examples from the Zaskar Himalaya, NW India. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **132**, 225-245.
- Vanderhaeghe O, Teyssier C, McDougall I, and JW D. (2003) Cooling and exhumation of the Shuswap metamorphic core complex constrained by ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology. *Geological Society of America Bulletin* **115**, 200-216.
- Vassalo R. (2006) Chronologie et évolution des reliefs dans la région Mongolie-Sibérie: Approche morphotectonique et géochronologique. *Thèse 3ème cycle Montpellier*.
- Velde B. (1965) Phengite micas; synthesis, stability, and natural occurrence *Am J Sci* **263**, 886-913.
- Vernant P., Masson F., Bayer R., and Paul A. (2002) Sequential inversion of local earthquake traveltimes and gravity anomaly - the example of the western Alps. *Geophys. J. Int.* **150**, 79-90.
-

- Vernet J. (1964a) La zone "Pelvoux-Argentera". Étude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales. *Thesis, Univ. Grenoble*.
- Vernet J. (1964b) Sur les poudingues tertiaires à très gros galets de granite du synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes) et les problèmes qu'ils posent. *Comptes Rendus d'Académie des Sciences de Paris* **258**(25), 6189-6190.
- Vernet J. (1965) Sur un décrochement horizontal tardif du socle dans la région méridionale de la zone des massifs externes (massif de l'Argentera, Alpes-Maritimes). *Comptes Rendus d'Académie des Sciences de Paris* **261**, 1358-1360.
- Vernon A. J., van der Beek P. A., Sinclair H. D., Persano C., Foeken J., and Stuart F. M. (2009) Variable late Neogene exhumation of the central European Alps: Low-temperature thermochronology from the Aar Massif, Switzerland, and the Lepontine Dome, Italy. *Tectonics* **28**.
- Vernon A. J., van der Beek P. A., Sinclair H. D., and Rahn M. K. (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**(3-4), 316-329.
- Vialon P. (1990) Deep Alpine structures and geodynamic evolution: an introduction and outline of a new interpretation. *Mémoires de la Société géologique de France* **156**, 7-14.
- Vialon P., Rochette P., and Ménard M. (1989) Indentation and rotation in the western Alpine arc. In Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. Eds *Alpine tectonics*. *Geological Society Special Publication*.
- Vidal O., Parra T., and Trotet F. (2001) A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600°C, 1-25 kbar P-T range. *American Journal of Science* **301**, 557-592.
- Vidal O., Parra T., and Vieillard P. (2005) Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation. *American Mineralogist* **90**(2-3), 347-358.
- 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., and Vidal G. (2002) GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period :1993-1998. *Journal of Geodesy* **76**(2), 63-76.
- Villa I. M. (1998) Isotopic closure. *Terra Nova* **10**, 42-47.
- Villa I. M., Ruggieri G., and Puxeddu M. (1997) Petrological and geochronological discrimination of two white-mica generations in a granite cored from the Larderello-Travale geothermal field (Italy). *European Journal of Mineralogy* **9**, 563-568.
- Von Blanckenburg F. and Davis J. H. (1995) Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics* **14**/1, 120-131.
-

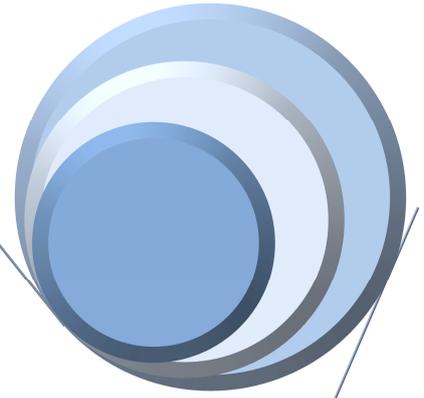
W

- Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J. C., McManus J. F., Lambeck K., Balbon E., and Labracherie M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* **21**(1-3), 295-305.
-

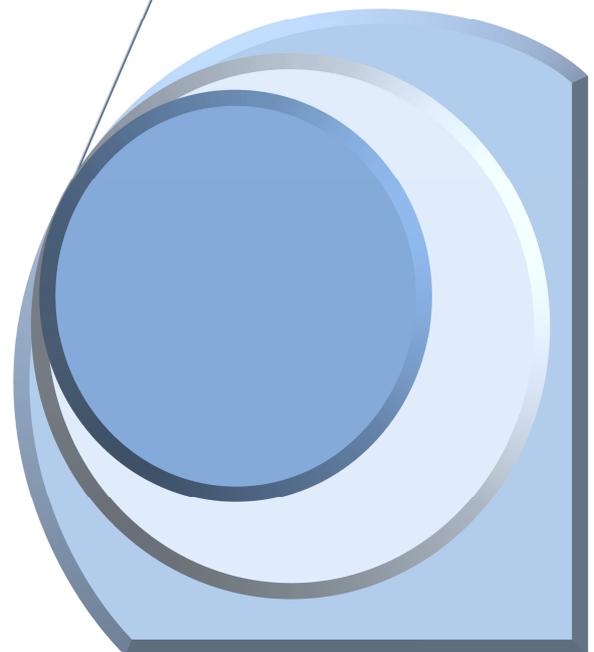
- Waldhauser F., Kissling E., Ansorge J., and Mueller S. (1998) Three-dimensional interface modelling with two-dimensional seismic data: the Alpine crust-mantle boundary. *Geophysical Journal International* **135**, 264-278.
- Weissert H. J. and Bernoulli D. (1985) A transform margin in the Mesozoic Tethys: Evidence from the Swiss Alps. *Geologische Rundschau* **74/3**, 665-679.
- Wells D. L. and Coppersmith K. J. (1994) New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* **84**(4), 974-1002.
- West D. and Lux D. (1993) Dating mylonitic deformation by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method: an example from the Norumbega Fault Zone, Maine. *Earth and Planetary Science Letters* **120**, 221-237.
- White W. B., Johnson S. M., and Dantzig G. B. (1958) Chemical equilibrium in complex mixtures. *J. Chem. Phys.* **28**(751-755).
- Wijbrans J. R. and McDougall I. (1986) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece)-The resetting of the argon isotopic system. *Contribution Mineralogical Petrology* **93**, 187-194.
- Willett S., Fisher D., Fuller C, En-Chao Y., and Chia-Yu L. (2003) Erosion rates and orogenic wedge kinematics in Taiwan inferred from fission-track thermochronometry. *Geology* **31**, 945-948.
- Willett S. D. (1999) Orogeny and orography: the effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research* **104**, 28957-28981.
- Willett S. D., Schlunegger F., and Picotti V. (2006) Messinian climate change and erosional destruction of the Central European Alps. *Geology* **34**(8), 613-616.
- Wolf R. A., Farley K. A., and Kass D. M. (1998) Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer. *Chemical Geology* **148**(1-2), 105-114.
- Wright N., Layer; P. W., and York D. (1991) New insights from thermal history from single $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of biotite. . *Earth & Planetary Science Letters* **104**, 70-79.
-

3

- Zanchetta G., Drysdale R. N., Hellstrom J. C., Fallick A. E., Isola I., Gagan M. K., and Pareschi M. T. (2007) Enhanced rainfall in the Western Mediterranean during deposition of sapropel S1: stalagmite evidence from Corchia cave (Central Italy). *Quaternary Science Reviews* **26**(3-4), 279-286.
- Zeitler J. F. (1977) Helium: Stopping power and ranges in all elemental matter. . *New York, Pergamon*, 367p.
- Zeitler P. K., Herczeg A. L., McDougall I., and Honda M. (1987) U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**(10), 2865-2868.

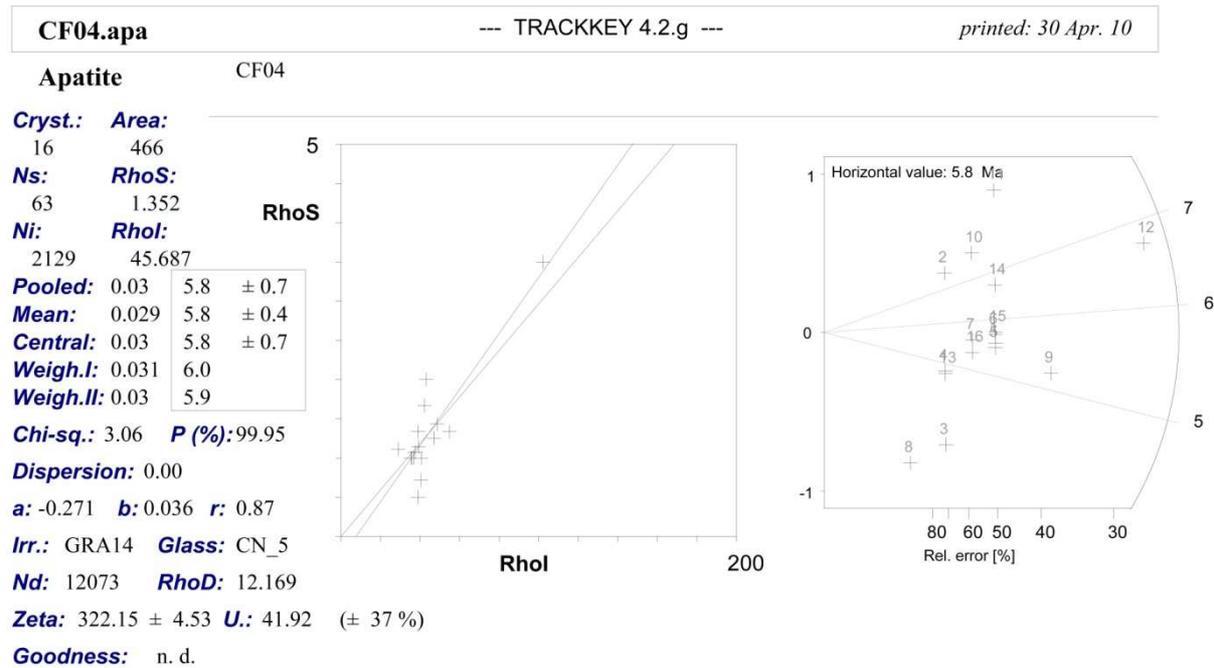
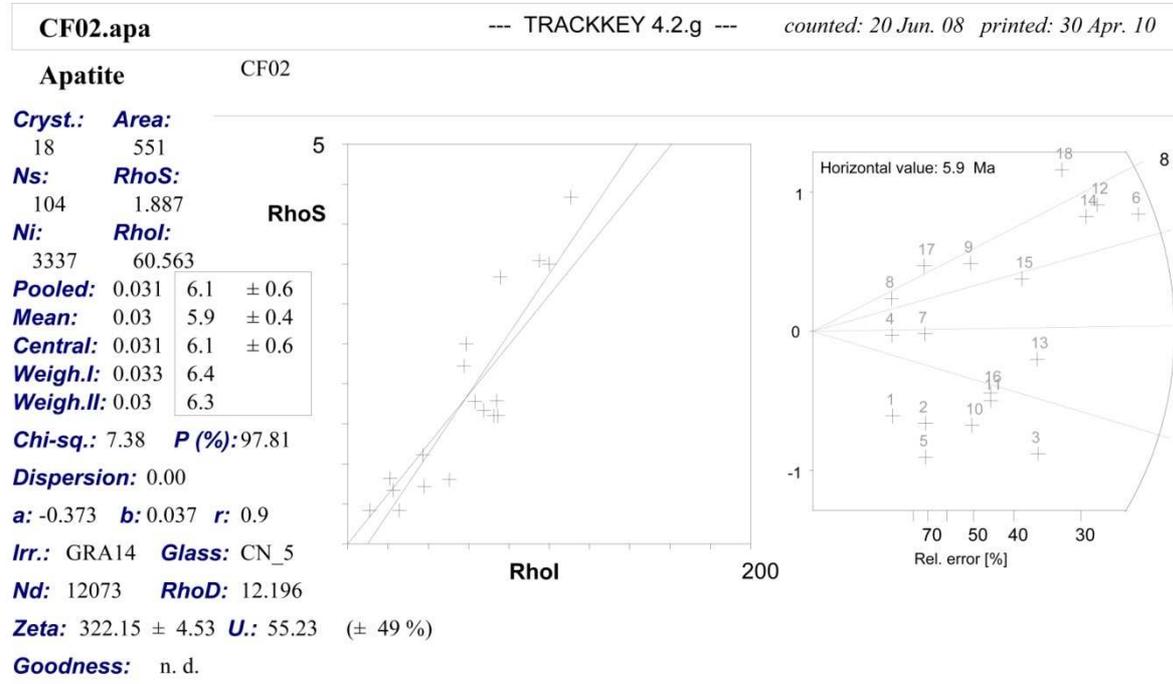


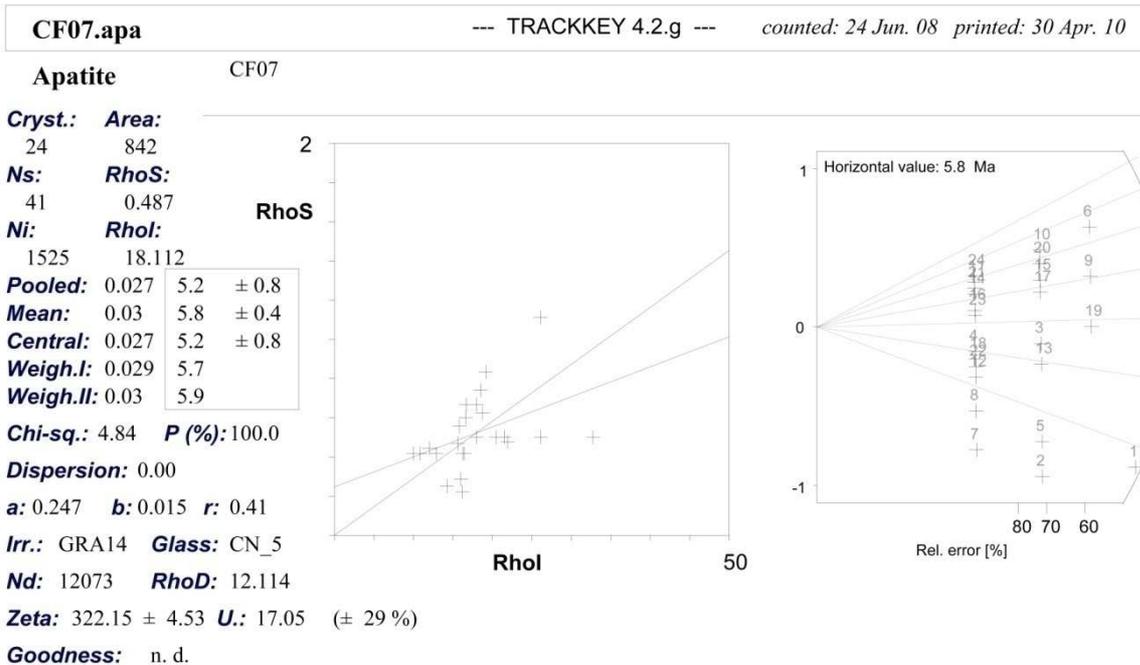
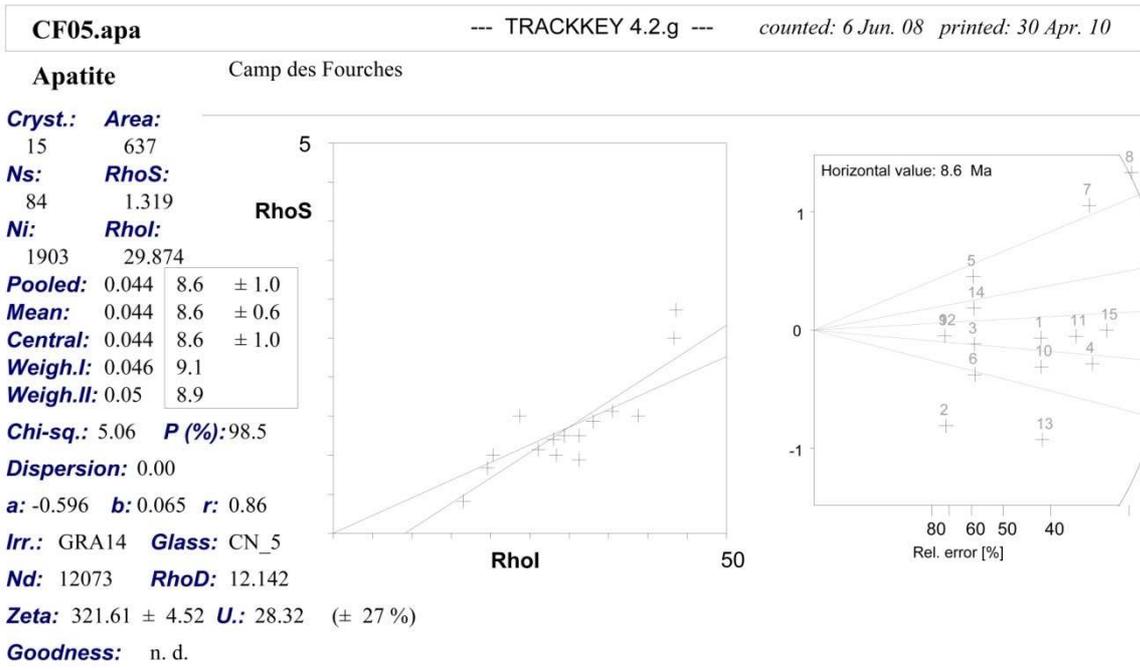
Annexes

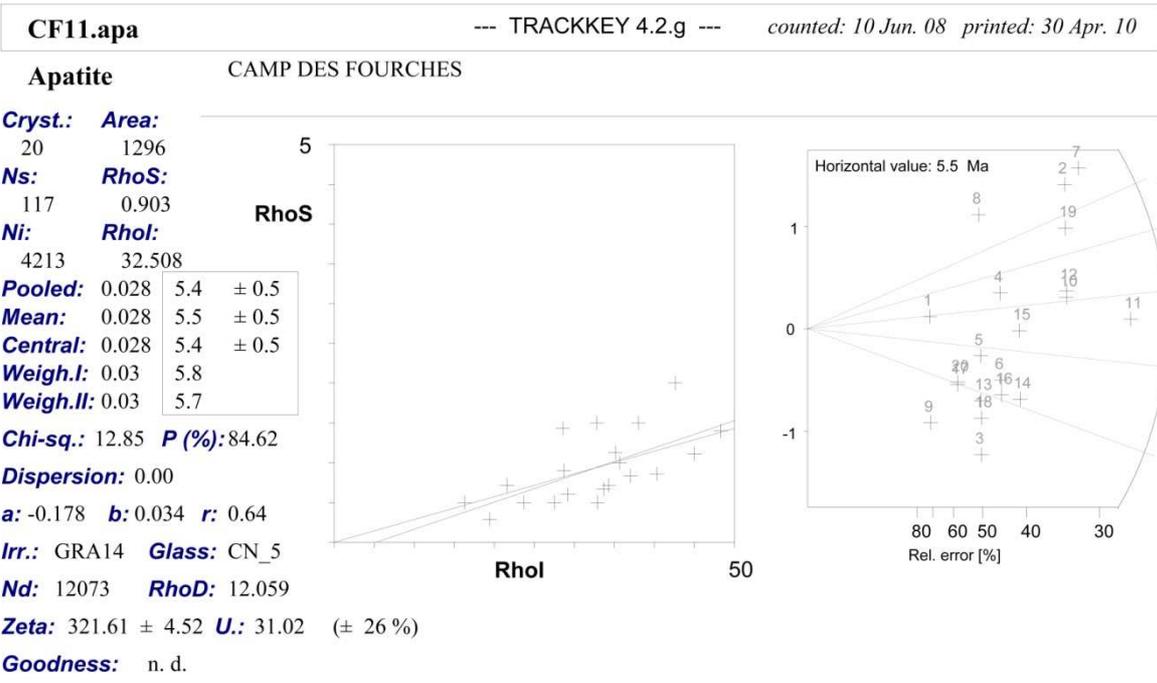
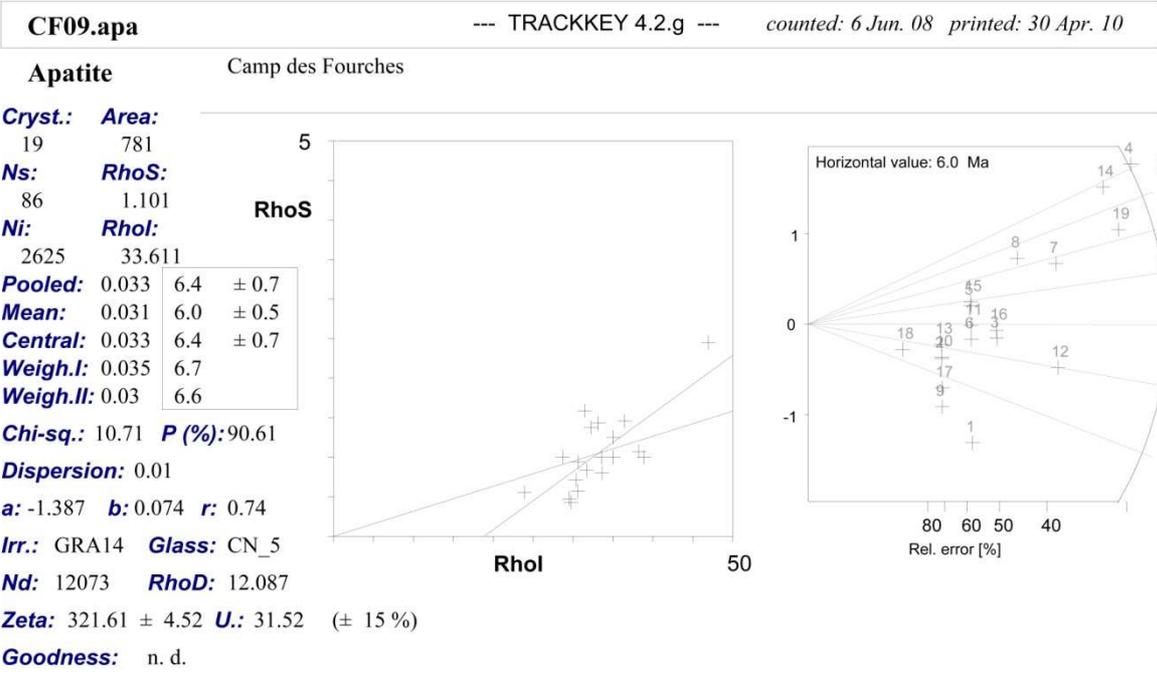


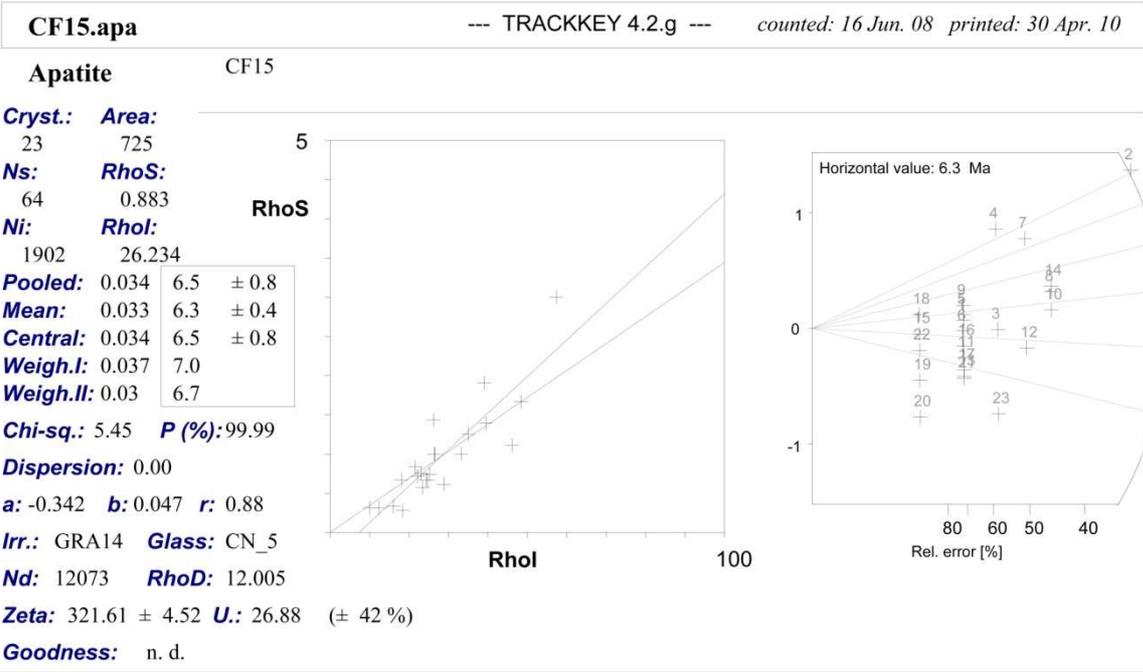
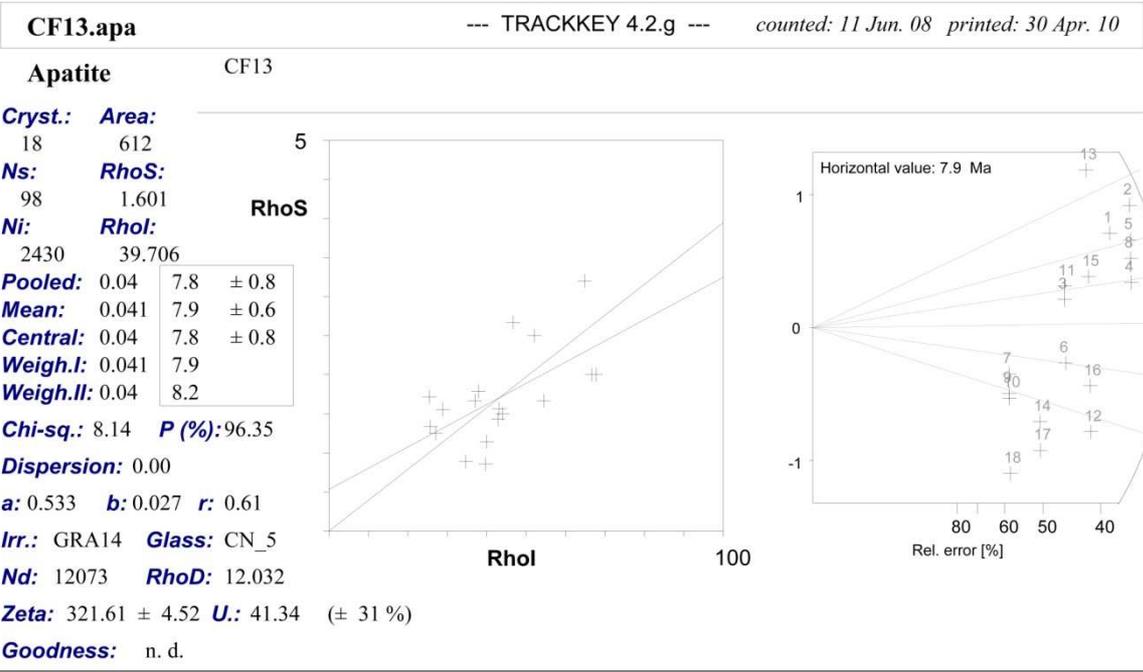
ANNEXES

I. DONNEES TRACES DE FISSION









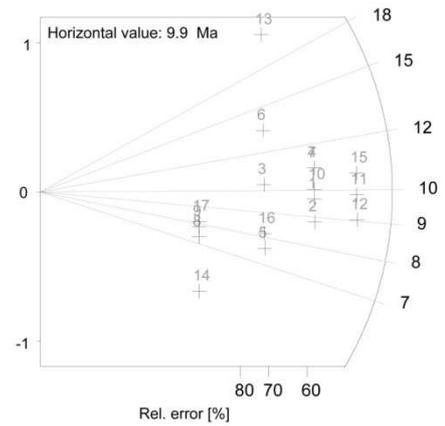
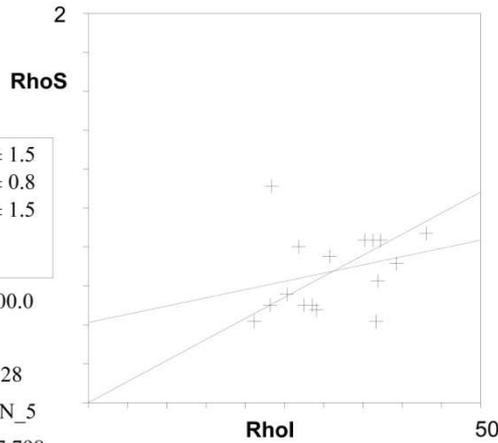
CF17.apa --- TRACKKEY 4.2.g --- counted: 25 Jun. 08 printed: 30 Apr. 10

Apatite CF17

Cryst.: 17
Area: 632
Ns: 41
RhoS: 0.649
Ni: 1905
Rhol: 30.142

Pooled: 0.022	9.6	± 1.5
Mean: 0.022	9.9	± 0.8
Central: 0.022	9.6	± 1.5
Weigh.I: 0.022	9.9	
Weigh.II: 0.02	10.1	

Chi-sq.: 2.39 **P (%)**: 100.0
Dispersion: 0.00
a: 0.412 **b:** 0.008 **r:** 0.28
Irr.: Gar15 **Glass:** CN_5
Nd: 27798 **RhoD:** 27.798
Zeta: 322.15 ± 4.53 **U.:** 12.92 (± 20 %)
Goodness: n. d.



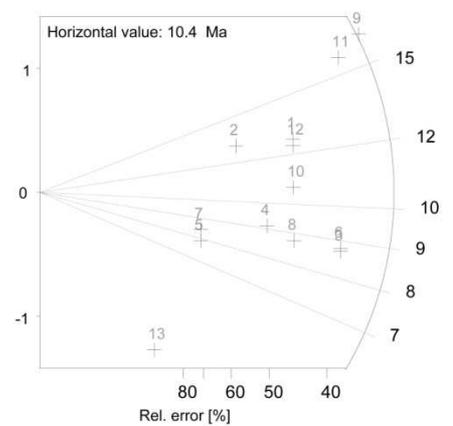
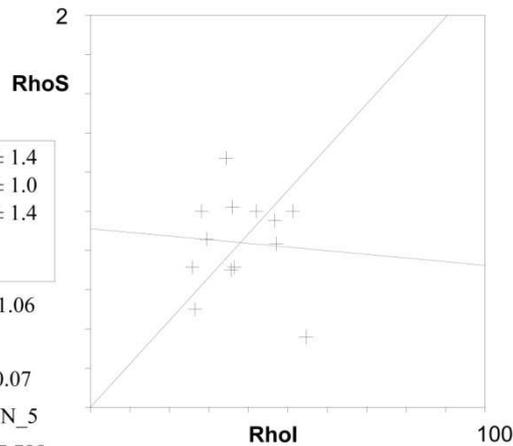
CF19.apa --- TRACKKEY 4.2.g --- counted: 12 Jun. 08 printed: 30 Apr. 10

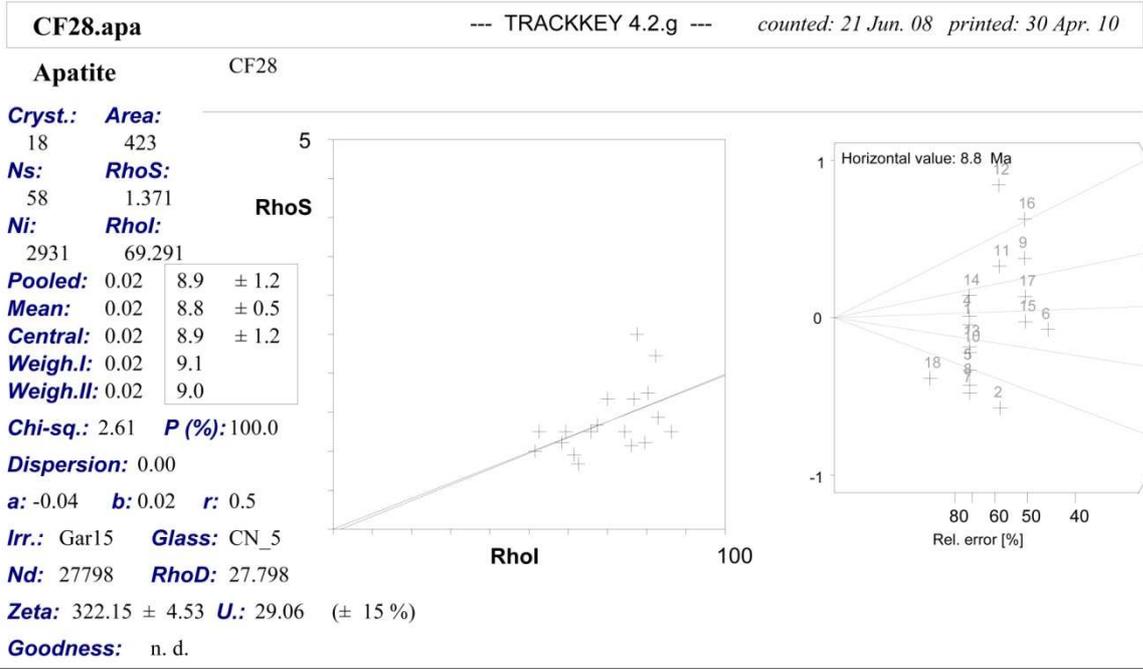
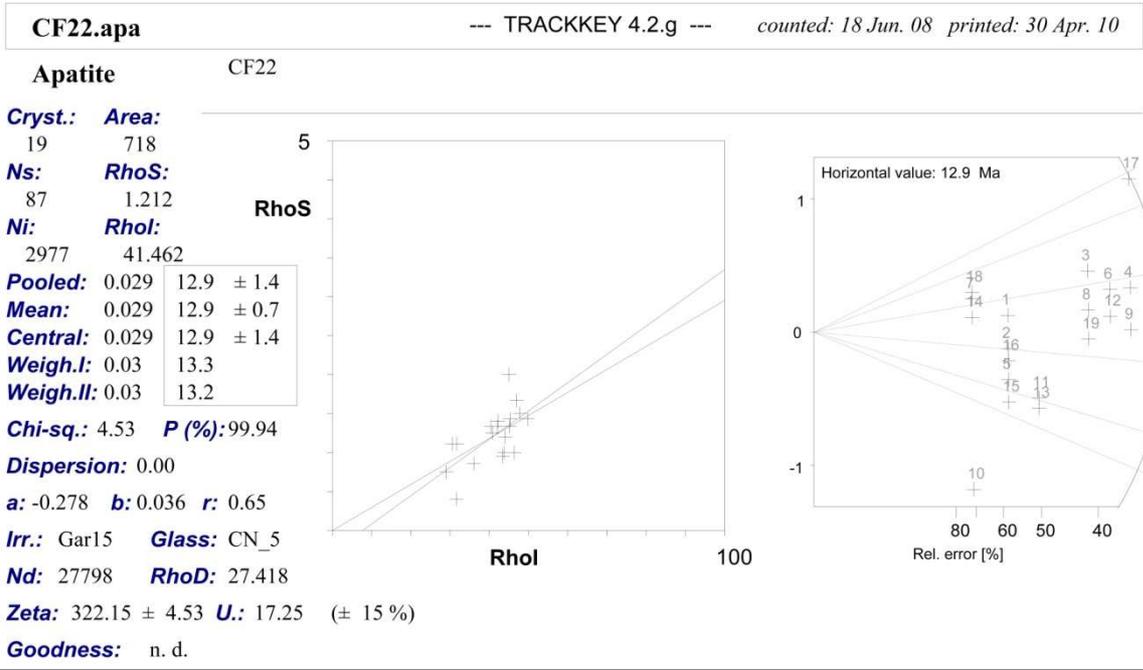
Apatite CF19

Cryst.: 13
Area: 711
Ns: 61
RhoS: 0.858
Ni: 2620
Rhol: 36.85

Pooled: 0.023	10.4	± 1.4
Mean: 0.023	10.4	± 1.0
Central: 0.023	10.4	± 1.4
Weigh.I: 0.024	10.6	
Weigh.II: 0.02	11.0	

Chi-sq.: 6.11 **P (%)**: 91.06
Dispersion: 0.00
a: 0.911 **b:** -0.002 **r:** -0.07
Irr.: Gar15 **Glass:** CN_5
Nd: 27798 **RhoD:** 27.798
Zeta: 321.61 ± 4.52 **U.:** 15.71 (± 25 %)
Goodness: n. d.





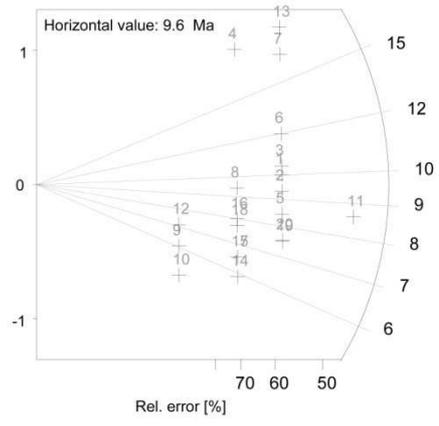
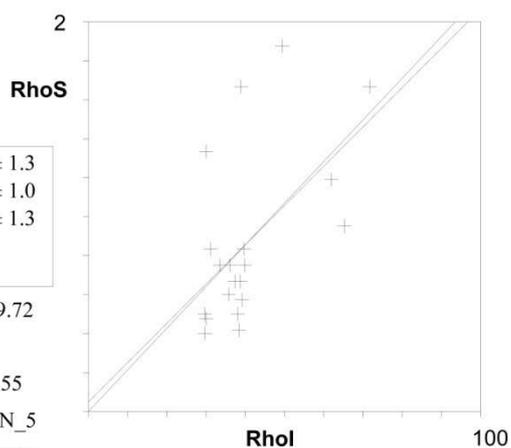
CF35.apa --- TRACKKEY 4.2.g --- counted: 23 Jun. 08 printed: 30 Apr. 10

Apatite CF35

Cryst.: Area:
 20 625
Ns: RhoS:
 49 0.784
Ni: Rhol:
 2467 39.472

Pooled:	0.02	8.9	± 1.3
Mean:	0.021	9.6	± 1.0
Central:	0.02	8.9	± 1.3
Weigh.I:	0.022	9.8	
Weigh.II:	0.02	9.9	

Chi-sq.: 6.27 **P (%):** 99.72
Dispersion: 0.00
a: 0.049 **b:** 0.02 **r:** 0.55
Irr.: Gar15 **Glass:** CN_5
Nd: 27798 **RhoD:** 27.798
Zeta: 322.15 ± 4.53 **U.:** 16.83 (± 30 %)
Goodness: n. d.



II. PROTOCOLE EXPERIMENTAL DE LA METHODE COSMONUCLEIDES ^{10}Be

La méthode cosmonucléide ^{10}Be a été réalisée sur du quartz, minéral présentant l'avantage d'être ubiquiste et résistant à l'érosion. Dans la mesure du possible, des veines de quartz en surface ont été échantillonnées, sinon des échantillons contenant une grande proportion de quartz a été prélevés.

Dans l'optique d'analyser par spectrométrie de masse la quantité de Be présent dans l'échantillon, les échantillons nécessite une préparation fine en laboratoire permettant l'extraction du Be du minéral. La préparation des échantillons avant mesure se fait en deux grandes étapes successives : (i) obtention du quartz pur et décontamination au ^{10}Be atmosphérique, (ii) extraction du Be sous forme d'oxyde de Beryllium (BeO).

II.1. Obtention de quartz pur

Cette première étape se fait par (i) broyage, (ii) séparation magnétique, (iii) attaque acide et (iv) décontamination du ^{10}Be atmosphérique tel que :

(i) L'échantillon est broyé puis tamisé entre 0.25 et 1 mm. L'obtention d'une quantité de grain de cette taille permet d'augmenter les surfaces d'attaque aux acides.

(ii) La séparation au frantz permet d'épurer l'échantillon de tous les minéraux magnétiques (feldspath, micas,...). Le quartz étant paramagnétique, il est facilement récupéré.

(iii) L'échantillon obtenu est ensuite lavé aux acides. Environ 100g d'échantillon sont intégrés dans une bouteille Nalgene 250ml auquel on ajoute une solution acide composée de 50% de H_2SiF_6 et 50% de HCl . L'ensemble est agité sur une trable à secousse pendant 24h. cette étape est renouvelée jusqu'à obtention de quartz purifié.

(iv) Le grain de quartz est contaminée par du ^{10}Be atmosphérique adsorbé à la surface qui peut diffuser dans les imperfections du minéral (Brown et al., 1991). L'objectif de cette étape est donc de décontaminer la surface du grain par dissolution de l'enveloppe externe. Pour cela, trois dissolutions succesives d'environ 10% de masse par une solution d' HF à 40% sous agitation pendant 24h sont effectuées.

II.2. Extraction du Be

La deuxième étape consiste à (i) dissoudre totalement le quartz, (ii) récupérer et séparer le Be d'autres éléments, (iii) obtenir le Be sous forme d'oxyde de béryllium.

(i) Suite à l'étape précédente, environ 30g de quartz purifié est dissoute totalement sous agitation 24h par une solution d'HF 40%. A noter qu'une quantité connue de ^9Be à 10^{-3} g/g est ajoutée dans la solution permettant de mesurer une quantité pondérale et de fixer le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ que l'on mesure au spectromètre de masse.

(ii) Pour des raisons de sécurité, l'HF est éliminé par évaporation à sec sous hotte dans un bécher en téflon et substitué par une solution de HCl à 10.2 mol.L^{-1} . On ajoute ensuite goutte à goutte une solution de NH_4OH aqueuse à 32% jusqu'à obtention d'un précipité blanc (pH 8/9). Enfin, ce dernier préalablement dissout dans une solution d'HCl (10.2 mol.L^{-1} puis à 1 mol.L^{-1} suivant la résine utilisée) est passé dans deux résines échangeuses d'ions conduisant à l'élimination des anions (Fer et Manganèse) et cations métalliques (Aluminium et Bore). Cette étape permet ainsi de séparer le Béryllium d'autres éléments traces et d'obtenir le béryllium sous forme d'un précipité ($\text{Be}(\text{OH})_2$).

(iii) Le précipité de Béryllium purifié est alors remis en solution par HNO_3 , transféré dans un creuset en quartz et évaporé à sec. La poudre blanche obtenue est ensuite oxydé par chauffage à 800°C pendant 2h afin d'obtenir de l'oxyde de Béryllium (BeO). Mélangé à une poudre de Niobium, l'ensemble –oxyde de Béryllium et Niobium- est, pour finir pastillé dans une cathode en molybdène permettant une meilleure ionisation lors de l'analyse au spectromètre de masse par accélération.