Université de Nice-Sophia-Antipolis - UFR Sciences

Ecole Doctorale des Sciences Fondamentales et Appliquées

T H E S E

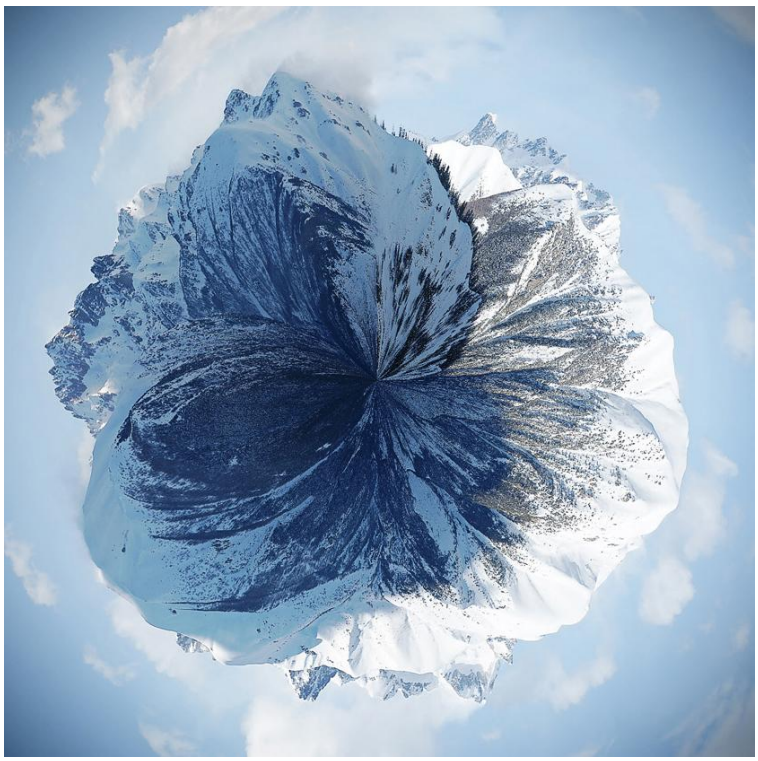
pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences

Spécialité Science de la Terre et de l'Univers

de l'UNIVERSITE de Nice-Sophia Antipolis

Etude des champs de contraintes néogènes à actuels des Alpes du sud – Implications sur la géodynamique alpine et l'activité sismique.



2010-2013

Présentée et soutenue par **Victorien BAUVE**

le 15 Novembre 2013

Olivier FABBRI	Pr., Univ. de Besançon	Rapporteur
Olivier LACOMBE	Pr., Univ. Pierre et Marie Curie - Paris VI	Rapporteur
Nicolas BELLAHSEN	Mcf., Univ. Pierre et Marie Curie	Examinateur
Olivier BELLIER	Pr., Univ. D'Aix en Provence	Examinateur
Etienne BERTRAND	C. R., CETE mediteranée	Examinateur
Carole PETIT	Pr., Univ. de Nice	Examinatrice
Yann ROLLAND	Mcf., Univ. de Nice	Directeur de thèse
Nicole BETHOUX	Mcf., Univ. de Nice	Co-directrice de thèse

Université de Nice-Sophia-Antipolis - UFR Sciences

Ecole Doctorale des Sciences Fondamentales et Appliquées

T H E S E

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences

de l'UNIVERSITE de Nice-Sophia Antipolis

Discipline : Spécialité Science de la Terre et de l'Univers

Présentée et soutenue par **Victorien BAUVE**

Etude des champs de contraintes néogènes à actuels des Alpes du sud – Implications sur la géodynamique alpine et l'activité sismique.

Thèse dirigée par **Yann ROLLAND**
Et co-dirigée par **Nicole BETHOUX**

Laboratoire Géoazur UMR 7329

Soutenue le 15 Novembre 2013 devant le jury composé de :

Olivier FABBRI	Pr., Univ. de Besançon	Rapporteur
Olivier LACOMBE	Pr., Univ. Pierre et Marie Curie - Paris VI	Rapporteur
Nicolas BELLAHSEN	Mcf., Univ. Pierre et Marie Curie	Examinateur
Olivier BELLIER	Pr., Univ. D'Aix en Provence	Examinateur
Etienne BERTRAND	C. R., CETE mediteranée	Examinateur
Carole PETIT	Pr., Univ. de Nice	Présidente du Jury

Illustration de la couverture :

Photo panoramique en projection polaire des sommets du massif du Mercantour, vue depuis le coeur de la zone d'étude, les granges de la Brasque (commune de Lantosque). On retrouve dans le sens anti-horaire, la cime du Diable, le mont Bégo, le mont des Merveilles, le mont Grand Capelet, la Malédie, le mont Neiglier, le mont Ponset, le mont Colomb, la cime du Gélas, la cime du Saint-Robert, la cime de Vallette de Prals, et la cime de l'Argentera.

« I have questions to all your answers. "

[Woody Allen]

Merci Solange.

Remerciements

« Rien ne peut être fait dans la solitude. » [Pablo Picasso]

Bien que je ne sois pas des plus expressif je voudrais témoigner au travers de ces quelques lignes de ma profonde gratitude et de mes sincères remerciements envers mon directeur, Yann Rolland. Merci, merci de m'avoir élevé à ce niveau, merci pour l'accompagnement et toute l'aide apportée sur mes points faibles. Ce travail n'aurait jamais aussi bien abouti s'il n'avait pas été réalisé avec passion alors merci pour cette liberté de recherche dont j'ai pu profiter et qui, je pense, est la clé de la motivation, merci Yann. Je n'oublierai pas non plus Nicole Béthoux qui a su m'intéresser à d'autres domaines que la géologie structurale et tectonique, merci de m'avoir initié au monde de la sismologie qui bien qu'encore obscure n'est plus totalement tout noir, merci Nicole d'avoir suscité ma curiosité pour ce domaine passionnant. Enfin un merci tout particulier à Guillaume Sanchez pour sa collaboration. Merci pour son engagement et sa dévotion depuis mon Master et tout au long de ma thèse. Merci beaucoup Guillaume pour ta contribution à ce travail.

« Pour apprendre quelque chose aux gens, il faut mélanger ce qu'ils connaissent avec ce qu'ils ignorent. » [Pablo Picasso]

Merci à l'équipe pédagogique des Sciences de la Terre et aux étudiants de l'université de Nice. Cette partie de mon doctorat ne figure pas dans ce manuscrit alors qu'elle est pour moi une part importante de mon travail et une joie immense. J'ai vraiment pris un grand plaisir à travailler au contact des étudiants, j'ai beaucoup appris d'eux et je les en remercie. Merci de m'avoir fait me remettre en question, merci d'avoir attisé ma curiosité, merci pour votre tolérance, votre humanité et votre reconnaissance.

« Mieux vaut réaliser son souhait que souhaiter l'avoir fait. » [Woody Allen]

Alors merci à mes grand parents, ma mère, mon père, mon frère et mes amis, amis de longue date, amis des bancs de la fac et amis du labo ! Merci pour tout le soutien depuis toutes ces années ! Merci!

Je terminerai par un merci tout pariculier pour une femme et amie d'exception.
Merci Marion Pierini

RESUME

Ce travail de thèse présente une analyse géologique combinant plusieurs méthodes : géologie structurale des bassins néogènes et plio-quaternaires, inversion comparée des couples failles/stries et mécanismes au foyer ainsi qu'une l'analyse de la répartition spatiale et temporelle de la sismicité en relation avec la pluviométrie, avec pour objectif de comprendre quelle est la signification de l'activité sismique dans un système orogénique lent en prenant pour exemple le sud des Alpes Occidentales. Les principaux résultats sont les suivants :

- La région est soumise à un raccourcissement nord-sud révélé par l'analyse et le caractère syn-tectonique des bassins miocènes et plio-quaternaires. La déformation est principalement accommodée par des systèmes décrochants N140 dextres. Ces systèmes décrochants concentrent la déformation active le long de structures héritées.

- On trouve de façon synchrone de l'extension (*au nord-ouest du massif du Mercantour*) et de la compression (*au pied de la marge Ligure*) le long d'un même système décrochant N140 dextre. La transition se fait progressivement, passant d'un régime transtensif au nord (*dépression de Jausiers*) vers un régime transpressif au sud qui s'explique par des permutations de contraintes.

- Cette géodynamique alpine semble temporellement et cinématiquement reliée à une rotation continue de la micro-plaque apulienne et ce depuis le Miocène, contrôlée par l'ouverture des bassins ligure puis tyrrhénien. Le moteur de la tectonique active semble donc lié à la rotation de l'Apulie, elle-même contrôlée par la subduction en Méditerranée.

- Dans ce contexte de faible déformation la sismicité montre une périodicité annuelle corrélée avec la pluviométrie. Cette corrélation pourrait être expliquée par la conjonction de deux processus qui facilitent le déclenchement des séismes. Ces processus sont la « surcharge », lors de forts événements pluvieux, surcharge qui augmente la charge hydrique produisant une rupture instantanée et la « lubrification » qui grâce à la diminution de la friction par augmentation de la pression de fluides dans la porosité, conduit à une activité sismique décalée dans le temps et marquée par une microsismicité de faible energie (*ex. la crise de Blausasc*).

Cette étude montre l'intérêt de coupler la sismicité à l'étude de terrain et en particulier des bassins sédimentaires néogènes. Elle révèle une continuité du régime tectonique sur plusieurs millions d'années, le long d'un système de failles décrochant pré-structuré. En réalité nous sommes ici face à un système complexe où s'exprime à la fois une tectonique active et des paramètres externes (*hydrosismicité, rebond isostatique, érosion /sédimentation…*) qui influencent la tectonique et les périodes de déclenchement des séismes.

ABSTRACT

This thesis aims at understanding the significance of seismicity in a slow orogenic system, the South Western Alps. It presents a geological analysis combining several methods and approaches: (i) a structural analysis of Neogene basins, (ii) a comparison of fault-striae data inversions with focal mechanisms and (iii) an analysis of the spatial and temporal distribution of seismicity in relation with rainfall. The main results are the following:

- The area is subject to a prolonged and globally similar through time north-south shortening context revealed by the analysis of the Miocene and Plio-Quaternary basins. The deformation is mainly accommodated by strike-slip dextral N140 faults. These strike-slip faults focus the active deformation along inherited structures.

- The geodynamic history of the SW Alps is correlated with that of the Mediterranean back-arc basin opening. Extension (*at the N-W end of Mercantour massif*) and compression (*at the foot of the Ligurian margin*) occur along a dextral strike-slip system N140°E that might limit the Apulian block rotation. The transition is gradual, from transtensive to transpressive regimes, from north to south, explained by permutations of stress inferred from fault-strea data analysis.

- In this context of slow deformation, seismicity shows an annual periodicity correlated with the frequency and amount of rainfalls. This correlation can be explained by two processes that facilitate the triggering of earthquakes. These processes are (i) the water "overload" during strong rain events increasing the stress state, which causes an instantaneous failure; and (ii) a “lubrication” of the fault zone by reducing friction due to increasing pore fluid pressure, which leads to low-intensity micro-seismic activity with a time delay of 20 to 45 days. The latter process is well-corroborated by the study of the Blausasc seismic crisis.

This work shows the value of combined geological-geophysical studies. Geological investigation of recent active to passive markers such as Neogene basins allow discriminating the later deformations. It reveals a continuity of tectonic regimes over a million of years-scale, which is mainly governed by a strike-slip fault system evolving from trans-pressional to trans-tensional. The motor of the active tectonics seems to be related to the rotation of Apulia itself controlled by the Tyrrhenian subduction dynamics. Consequently, The S Alps are a complex system, of which seismicity and tectonic evolution respond to active tectonics, external parameters (*hydroseismicity*), and coupled internal-external processes (*isostatic rebound due erosion / sedimentation, deglaciation,…*), which strongly influence the tectonics (*uplift rates*) and the triggering of earthquakes.

TABLE DES MATIERES

RESUME 10
ABSTRACT 11
TABLE DES MATIERES 12
TABLE DES ILLUSTRATIONS 18
Introduction générale : 22
I. Synthèse bibliographique, problématiques et stratégie.. 26
I.1 Contexte d'étude : 27
I.1.1 Cadre général : Les Alpes 27
I.1.2 Contexte géologique 28
I.1.3 Géologie des Alpes du sud, Mer Ligure et massif de l'Argentera-Mercantour ... 33
I.1.3.1 L'Argentera-Mercantour: 34
I.1.3.2 La marge Nord-Ligure 36
I.1.3.3 Le tégument Permo-Triasique : 38
I.1.3.4 La couverture sédimentaire : l'avant-pays 39
I.1.3.4.1 Les séries du Mésozoïque (Trias supérieur- Jurassique-Crétacé) 39
I.1.3.4.2 Le Paléogène 41
I.1.3.4.3 Les bassins néogènes péri-alpins 41
I.1.3.4.4 Le bassin ligure 42
I.1.4 Évolution géodynamique 42
I.1.4.1 Divergence : Riftogenèse et océanisation 43
I.1.4.2 Convergence, de la subduction à la collision 45
I.1.4.2.1 La subduction 45
I.1.4.2.2 La collision 46
I.1.4.3 Rifting de la Méditerranée Occidentale 48
I.1.4.4 Extension syn-convergence 49
I.1.5 Reconstitution cinématique des plaques 52
I.1.5.1 Modèles d'évolution cinématique 52
I.1.5.1.1 Reconstitution à partir des anomalies magnétiques 52
I.1.5.1.2 Reconstitutions à partir des marqueurs tectoniques. 53
I.1.5.1.3 Reconstitution de la Cinématique actuelle grâce à la géodésie spatiale. 54
I.1.5.2 Cinématique Europe-Apulie récente-actuelle 56

I.1.5.2.1 Processus extensifs 56
I.1.5.2.2 Composante rotationelle 57
I.1.6 Sismicité : un marqueur de la tectonique active ? 58
I.1.6.1.1 Hydrosismicité 61
I.2 Problématiques, stratégies et méthodolologies d'études 62
I.2.1 Méthodolologies d'étude 64
I.2.1.1 Études morphotectoniques 64
I.2.1.2 Géologie structurale 65
I.2.1.3 Modélisation Géométrique 3D 65
I.2.1.4 Etude de la direction de raccourcissement 66
I.2.1.5 Analyse de la fracturation et méthode d'inversion 66
I.2.1.5.1 Méthode INVDIR 67
I.2.1.5.2 Méthode des « Dièdres Droits » 68
I.2.1.6 Analyse de l'activité sismique et méthode d'inversion sismologique 68
I.2.1.6.1 Inversion des mécanismes au foyer, obtention du tenseur actuel 68
II. Etude du champ de déformation du Néogène au Plio-quaternaire dans le sud des Alpes occidentales 72
II.1 Etude des déformations Miocène dans les Alpes du sud 73
II.1.1 Version abrégée en français 73
II.1.1.1 Lithologies et ages des sédiments du bassin 73
II.1.1.2 Un bassin syn-tectonique 74
II.1.1.3 Champs de déformation 74
II.1.1.4 Conclusions 75
II.1.2 Geometry and sedimentary evolution of the transpressive Roquebrune-Cap Martin basin: implications on the kinematics and timing of the Nice arc deformation during Miocene times, SW Alps 76
II.1.2.1 Introduction 77
II.1.2.2 Geological setting 79
II.1.2.3 Results 83
II.1.2.3.1 Structural analysis of the eastern boundary of Nice arc 83
II.1.2.3.2 Structural evolution of Roquebrune-Cap Martin basin 85
II.1.2.3.2.1 Basin infill architecture 86
II.1.2.3.2.2 Central part of the RCMB 86
II.1.2.3.2.3 Western part of the RCMB 89

II.1.2.3.3 3D geometry of the Roquebrune-Cap Martin basin 91
II.1.2.3.3.1 3D modelling method 91
II.1.2.3.3.2 3D model of the RCMB: results 91
II.1.2.4 Discussion 93
II.1.2.4.1 Roquebrune-Cap Martin basin evolution: a syntectonic transpressive basin 93
II.1.2.4.2 Miocene deformation of the Nice arc 95
II.1.2.5 Conclusions 96
Acknowlegments 97
References 97
II.2 Etude des déformations plio-quaternaires dans les Alpes du sud. 100
II.2.1 Etude des déformations du Pliocène au Quaternaire dans le bassin du Var (Nice, SE France) et son interprétation en tant que tectonique active lente. (Version abrégée en français) 100
II.2.1.1 Introduction 100
II.2.1.2 Contexte géologique 100
II.2.1.3 Résultats 101
II.2.1.4 Discussion 102
II.2.1.5 Conclusion 103
II.2.2 Pliocene to Quaternary deformation in the Var Basin (Nice, SE France) and its interpretation in terms of ‘‘slow-active’’ faulting. 104
II.2.2.1 Abstract 104
II.2.2.2 Introduction 105
II.2.2.3 Geological setting 106
II.2.2.4 Results 109
II.2.2.4.1 Morphological study 109
II.2.2.4.2 General structure of the west Nice Arc 110
II.2.2.4.3 Bedding plane distribution analysis in the Plio-Quaternary Basin 112
II.2.2.4.4 Analysis of faults deformation and kinematics 113
II.2.2.4.5 Pebble deformation analysis 116
II.2.2.5 Discussion 120
II.2.2.5.1 Deformation context of the Var Pliocene Basin (Nice area) 120
II.2.2.5.2 Interpretation in terms of active tectonics 123
II.2.2.5.3 Seismic versus aseismic behaviour of the active fault 123
II.2.2.5.4 Geometry and slip rate of “slow-active” fault zones 125

II.2.2.6 Conclusion 126
Acknowledgements 126
References 127
Electronic Supplementary Material: (CF: ANNEXE) 129
III. Reconstruction du champ de contraintes du Néogène à l'Actuel dans le sud des Alpes Occidentales. 132
III.1 Tectonique en décrochement dans les Alpes du sud du néogène à l'actuel (Version abrégée en français) 133
III.1.1 Introduction et Contexte géologique 133
III.1.2 Reconstruction des champs de contraintes passés et présents 134
III.1.3 Discussion 135
III.1.4 Conclusion 136
III.2 Long-lasting transcurent tectonics in SW Alps evidenced by Neogene to present-day stress fields 137
III.2.1 Abstract 137
III.2.2 Introduction 138
III.2.3 Geological and tectonic context of the SW Alps 140
III.2.3.1 Geological settings 140
III.2.3.2 Active tectonics 141
III.2.4 Comparison of fault-slip data and earthquake focal mechanism inversion methods for stress field reconstructions 142
III.2.4.1 Inferring paleostresses from inversion of fault slip data 142
III.2.4.2 Determining present day stress regimes from inversion of earthquake focal mechanisms 143
III.2.4.3 Paleostress field reconstruction 144
III.2.4.3.1 Characteristics of faulting 144
III.2.4.4 Paleo-stress results 146
III.2.5 Present-day stress field reconstruction 150
III.2.5.1 Characteristics of active faulting and seismotectonic data 150
III.2.5.2 Present-day stress analysis results 152
III.2.6 Discussion 156
III.2.6.1 Regional-scale variation of paleostress tensors 156
III.2.6.2 Regional-scale variation of present-day stress tensors 158
III.2.6.3 Integration of paleo- and present-day stress data 159

III.2.6.4 Late Neogene to present-day kinematic model of the SW Alps-Ligurian junction 160

III.2.7 Conclusions 163

Acknowledgements 163

References 163

IV. Périodicité de l'activité sismique 172

IV.1 Relations entre la périodique annuelle de la sismicité et les précipitations dans les Alpes du sud, interactions entre l'écoulement des fluides et le déclenchement des séismes (version abrégée en français) 173

IV.1.1 Introduction. 173

IV.1.2 Contexte d'étude 173

IV.1.3 Résultats 174

IV.1.4 Discussion 175

IV.1.5 Conclusion 176

IV.3 Relationships between annual periodic seismicity and rainfall in SW Alps, insights for interaction between fluid flow and earthquake trigger. 177

IV.3.1 Introduction 177

IV.3.2 Context of the South Alps seismicity 178

IV.3.3 Annual periodicity in seismicity and pluviometry in SW alps 179

IV.3.3.1 Seismological data 179

IV.3.3.2 Temporal repartition of seismicity at a regional scale 180

IV.3.4 Correlations of pluviometry and seismicity 182

IV.3.4.1 Regional distribution of pluviometry 182

IV.3.4.2 Relationship with seismicity 182

IV.3.5 Relationship of seismicity and pluviometry during the Blausasc crisis 184

IV.3.5.1 Distribution of seismic events and related intensity through the crisis .. 185

IV.3.5.2 Relationship with pluviometry 187

IV.3.6 Discussion 188

IV.3.6.1 The correlation of pluviometry and seismicity 188

IV.3.6.2 Correlation of pluviometry with the number of seismic events. 189

IV.3.6.3 Correlation of pluviometry with seismic energy 190

IV.3.6.4 Propagation of fluids in the crust and relationships with seismicity 190

Acknowledgements 192

Références : 192

V. Synthèse et conclusion générale 196
V.1 Synthèse 197
V.1.1 Reconstitution du contexte tectonique du Miocène au Quaternaire par l'étude des bassins 197
V.1.2 Reconstitution des champs de contraintes du Néogène à l'actuel : analyse de la fracturation et des mécanismes au foyer 198
V.1.3 Le rôle des fluides dans la sismicité 199
V.1.4 Cinématique des failles récentes/actives, implications pour l'aléa sismique 200
V.1.5 Evolution géodynamique dans le sud des Alpes Occidentales depuis la fin du Miocène 202
V.1.6 Le moteur de la géodynamique alpine occidentale 202
V.1.6.1 La Méditerranée occidentale 202
V.1.6.2 Cinématique des Alpes du sud au Néogène 203
V.2 Perspectives 205
V.2.1 Investigations de terrain 205
V.2.2 Comparaison avec d'autres systèmes orogéniques 206
V.2.3 Compréhension de l' « hydrosismicité » 207
V.3 Conclusion 208
Références 209
Annexes 244

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure I-1 : Fond de carte topographique des Alpes (MNT mondial au pas de 250 m) 27
Figure I-2 : Carte tectono-métamorphique et sédimentaire de la chaîne alpine mettant en évidence la répartition des domaines alpins : Alpes orientales, centrales, méridionales, occidentales (Modifiée d'après Polino et al., 1990). 1- métamorphisme (a-schiste bleu ; b-éclogitique) des unités continentales des Alpes occidentales et centrales ; 2- métamorphisme (a-schiste vert à b-faciès amphibolitique) des unités orientales austro-alpines ; 3- flysch crétacééocène ; 4- unités ophiolitiques ; 5- plutons oligocènes le long de la ligne de Canavese ; 6- bassins oligo-miocènes. A : nappe de l'Adula ; Ad : massif de l'Adamello ; AU : nappes Austro-alpines orientales de socle et de couverture ; EW/RW/TW : fenêtres de l'Engadine, Rechniz et des Tauern ; CA : zone de Canavese ; AAR-GO/ /MB/BE/AG : massifs cristallins externes de l'Aar-Gothard, du Mont Blanc, de Belledonne et de l'Argentera-Mercantour ; HE : couvertures Ultra-Helvétiques, Helvétiques et Dauphinoises ; HF : flysch à Helminthoïdes ; LPN : nappes simplotessinoises 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 Sesia-Lanzo ; VA : flysch et ophiolites de l'unité valaisane ; PF : front pennique. 29
Figure I-3 : 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. 31
Figure I-4 : 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 plutons oligocènes le long de la ligne de Canavese (6) bassins oligo-miocènes. 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 simplo-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..... 32
Figure I-5 : Carte structurale du système de failles actives/récentes dans les Alpes du sud (Sanchez et al., 2010a,b). 34
Figure I-6 : Carte géologique du massif de l'Argentera-Mercantour montrant les principales lithologies rencontrées dans le massif cristallin (d'après Bogdanoff, 1986 ; Sanchez 2010). 35
Figure I-7 : Schéma structural et extension des différents domaines dans le bassin Ligure (d'après Rollet et al., 2002)..... 37
Figure I-8 : Coupes équilibrées réalisées dans la branche méridionale de l'arc de Castellane (d'après Laurent et al., 2000). 40
Figure I-9: Reconstitution paléogéographique du domaine Téthysien au Dogger inférieur (Aalénien, 175,6 Ma) (d'après Stampfli et al., 2002)..... 43
Figure I-10 : Reconstitution paléogéographique du domaine Téthysien au Jurassique supérieur (Oxfordien, 161,2Ma) (d'après Stampfli et al., 2002.) 44
Figure I-11 : Reconstitution paléogéographique du domaine Téthysien au Crétacé supérieur (Santonien, 85,8Ma) (d'après Stampfli et al., 2002). 45
Figure I-12 : Carte tectonique simplifiée de la Méditerranée Occidentale et Centrale (d'après Faccenna et al., 2001)..... 49

Figure I-13 : Comparaison des données structurales et pétrographiques obtenues dans le massif de l'Argentera-Mercantour, son tégument et la couverture sédimentaire. (D'après Sanchez, 2010.) 51
Figure I-14 : Reconstitution des mouvements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Europe déduit des anomalies magnétiques de l'océan Atlantique 53
Figure I-15 : Cinématique de la microplaque adriatique 54
Figure I-16 : Carte tectonique de la Méditerranée centrale 55
Figure I-17. Carte de la déformation active dans le domaine alpin (sur la base des axes P / T) (Delacou, 2004), avec le raccourcissement en rouge, l'extension en bleu, le décrochement en vert. L'interpolation est effectuée à partir du type de déformation connu (où les mécanismes focaux sont disponibles) et lissé sur 55km. 57
Figure I-18 : Modèle tectonique proposé pour expliquer la déformation active des Alpes occidentales : déformation dextre le long de la ligne Insubrique et du Front Pennique liée à rotation antihoraire de l'Apulie (eg : Gidon, 1974). 58
Figure I-19 : Carte de la sismicité dans les Alpes du sud, Catalogue BCSF (1988-2010). 59
Figure I-20 : Carte géologique régionale du réseau de failles actives dans le Sud des Alpes occidentales (Hautes-Alpes à Alpes-Maritimes, France), avec les emplacements des glissements de terrain (Jomard et al., 2007) et des anomalies géothermiques. Le lieu supposé de l'événement sismique historique (1564 J.-C) est également indiqué ainsi que les mécanismes focaux (Courboulex et al., 2003 ; Delacou et al., 2004 ; Béthoux et al., 2007) le long du système principal. (Sanchez et al., 2010a,b). PFT: Penninic Frontal Thrust; DCFT: Digne-Castelanne 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. 60
Figure II-1: Structural map of the Nice arc. 78
Figure II-2 : Structural map of the eastern part of the Nice arc. RCMB : Roquebrune-Cap Martin basin 81
Figure II-3 : Geological map of the Roquebrune-Cap Martin basin. The Valliere cross section (Figure. II-7) is indicated by strong line. The black arrow shows the main flow direction toward the south. The white arrow shows the W-E detritic flow direction. 82
Figure II-4 : Photo of RCMB 84
Figure II-5 : Photo and illustration of Miocene conglomerates showing (a) well-preserved unidirectional striations, (b) solution pits 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 other pebbles are tectonic indicators (Campredon *et al.*, 1977; Hippolyte, 2001) showing a N-S shortening (z) axis (Figure. 2.6). 84
Figure II-6 : Integrated stratigraphic log of the RCMB for the central part of the basin showing (red line) the modal variation of bioclasts (bivalvs, echinoderms…) and the geometrical relationships of sediments, which shows a basal part with a sandy matrix-supported conglomerate and a superior part with insterstitial sandy matrix between the pebbles 87
Figure II-7 : Geological cross section of the Miocene conglomerates along the La Vallière way located in the central part of the basin (Figure. II-3) The Miocene breccias and Jurassic olistoliths (a, b) are embedded in the Miocene pudding conglomeate (c). 88
Figure II-8 : 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 FIGURE : II-2. 90
Figure II-9 : A) Isopachs contours of the RCMB computed from 3D Geomodeler. B) 3D model of the RCMB geometry and its basement. 92
Figure II-10 : A) Block-diagram of the eastern part of the Nice arc showing the RCMB in its structural framework. B) This block diagram illustrates the asymmetry of the sedimentary facies distribution as well as the West and North flow direction of the syntectonic RCMB. 94
Figure II-11 : Sketch evolutionary model of Miocene deformation along the eastern rim of the Nice arc illustrating the building of the Nice arc and the localization of the Roquebrune Miocene gulf and RCMB. 96
Figure II-12 : Sketch structural map of the Southern Alps, with the main active faults (after Sanchez et al., 2010b, modified) 106
Figure II-13 : Geological map of the Var Basin and the Nice Arc. 108
Figure II-14 : Digital Elevation Models (DEMs) of the Var valley and a representative topographic profile across the Donaréo valley. 109

Figure II-15 : Geological cross-sections of the western Nice Arc between Aspremont and St Blaise (location on Figure. 2-13B)..... 111
Figure II-16 :Stereogram showing the spread of bedding planes in the whole Var Pliocene Basin (Wulff projection, lower hemisphere). 112
Figure II-17 : Field photographs of faulted and tilted Var Basin Pliocene molasse-type sediments. 113
Figure II-18 :Locations of measured faults and corresponding stereonets (1-17). 114
Figure II-19 : Stereograms 115
Figure II-20 :Block diagram schematically showing the distribution of deformation in conglomeratic sediments above a fault corridor cross-cutting the Mesozoic limestones. 116
Figure II-21 : Deformation features of strained Pliocene pebbles giving evidence of pressure-dissolution processes. 117
Figure II-22 : Rose diagram showing the azimuths of striations measured on >400 strained pebbles in the whole area. 118
Figure II-23 : Rose diagrams of striation directions of measured strained pebbles, shown by locality. 119
Figure II-24 : Bloc diagram derived from 3D-geological modelling using the BRGM software developed with the methods of Lajaunie et al. (1997). 122
Figure II-25 : Sketch evolutionary model for the activity of the St Blaise-Aspremont and Donaréo fault systems. 124
Figure III-1 : Tectonic models proposed to explain the active deformation of W Alps 139
Figure III-2 : Sketch geological map of SW Alps, with the main supposed active faults (after Sanchez et al., 2010b; 2011a-b). 141
Figure III-3 : Strike and dip distributions of faults measured in SW Alps. 145
Figure III-4 : Tectonic regime plot (see Celerier and Seranne, 2001) of the paleostress tensor resulting from inversion; triangular diagrams (right, Frohlich, 1992). 146
Figure III-5 : Rose-diagram (by classes of 15°) for paleostress direction σ1 (left) and σ3 (right). 147
Figure III-6 :A Map representation of minimal and maximal horizontal paleostresses (Shmin and Shmax). B, Map representation of minimum and maximum horizontal residual paleostress (Shmin and Shmax). 148
Figure III-7 : Regional distribution of focal mechanisms. 150
Figure III-8 : Distribution of active fault strikes and dips from focal solutions. 151
Figure III-9 : Results of the present day stress axes claculations represented by zone in stereographic projection (lower hemisphere). 152
Figure III-10 : Tectonic regimes of the present day stress 154
Figure III-11 : Current stress tensors analysis (by classes of 20°). Rose-diagram for stress direction SHmax (left) and σ3 (right). 155
Figure III-12 : Sketch 3D bloc diagrams illustrating the stress permutations in the SW Alps convergent system. 157
Figure III-13 : Sketch tectonic map of SW Alps, interpreted after the study of paleo-stress and current stress (seismicity). 162
Figure IV-1: Regional repartition of the microseismicity in the Southern Alps (source: BCSF catalogue, www.franceseisme.fr) 179
Figure IV-2 : Cumulated number of earthquakes versus Magnitude, following the Gutemberg-Richter law (Gutenberg and Richter, 1949). 180
Figure IV-3 : Annual earthquake repartition of earthquakes and rainfall. 181
Figure IV-4 : Correlation coefficient of pluviometry and seismicity (number of events) in function of the time delay between these two variables. 182
Figure IV-5 : Correlation coefficient of pluviometry and seismicity (seismic moment) in function of the time delay between these two variables. 183
Figure IV-6 : Repartition and magnitude of seismicity during the Blausasc crisis (after Courboulex et al., 2001). 184
Figure IV-7 : “R/T plot” of Earthquake propagation during the Blausasc crisis. 185
Figure IV-8 :Variation of seismicity and pluviometry during the Blausasc seismic crisis 186
Figure IV-9 :Correlation of seismicity with pluviometry during the Blausasc crisis 187
Figure IV-10 :A, Cumulated seismic moments and amount of precipitations in function of time. B, Cumulated number of earthquakes and amount of precipitations in function of time 189
Figure IV-11 : Model for modes of fluid transfer in the crust and their bearing on seismicity. 191
Figure V-1 : Sismicité relocalisée grâce à un modèle de vitesse 3D.(Betoux et al, en prep.) 200
Figure V-2 :Champs de vitesse verticale par géodésie spatiale. Sur cette carte sont représenté en rouge les zone surection en bleu les zones en subsidence. (serppeloni et al., 2013) 205

Introduction générale :

L'objectif de ce travail de thèse est de contribuer à la compréhension de l'évolution tectonique et géodynamique d'un orogène soumis à une faible vitesse de convergence et de mieux comprendre la signification de l'activité sismique associée.

Il est crucial de mieux comprendre les relations qui existent entre la sismicité et la tectonique récente, ce problème constituant un enjeu scientifique majeur pour la caractérisation de l'aléa sismique dans les zones de sismicité modérée.

Pour aborder cette problématique, nous avons mis en œuvre une approche multi méthodes complémentaire, avec : l'étude géomorphologique, structurale et tectonique des bassins néogènes (*Mio-Plio-Quaternaire*), permettant de reconstituer l'évolution des phases de déformation récente jusqu'au Miocène ; une étude micro-tectonique et structurale à grande échelle menée dans le socle cristallin et la couverture permettant d'avoir une vision globale de la géométrie des failles dans les différents niveaux structuraux. Les résultats de l'approche sur le 'temps-long' sont ensuite comparés à une analyse de l'activité sismique permettant la caractérisation des failles actives avec la localisation des séismes et la caractérisation du régime de contrainte actif. La comparaison des paléocontraintes déduites de l'analyse sur le temps long avec les contraintes actuelles du champ de déformation actif permet de mieux comprendre la continuité de l'évolution tectonique et l'aléa qui lui est relié.

Les Alpes du sud (*du Mercantour à la mer ligure*) constituent un excellent laboratoire à ciel ouvert pour mener à bien cette étude, une chaîne de montagnes soumise à des vitesses de convergence lentes, plusieurs bassins sédimentaires récents (*Miocène, Pliocène, Quaternaire*), une activité sismique modérée et une bonne instrumentation de la région.

Dans la suite de ce manuscrit se trouvent cinq parties :

La première partie présente de façon synthétique le cadre géologique et géodynamique de la zone d'étude et met en lumière les questions qui ont guidé ce travail de thèse. Elle aborde également la stratégie d'étude et présente les aspects techniques indispensables à la bonne compréhension des résultats.

La seconde partie présente les résultats de l'analyse tectonique et structurale du Néogène. Grâce à l'étude géomorphologique, structurale et tectonique de divers bassins sédimentaires (*Miocène, Pliocène et quaternaire*), nous apportons des contraintes géologiques et nous reconstituons l'évolution du champ de déformation « récent » à partir du miocène tardif.

Dans la troisième partie nous comparons le champ de déformation récent et le champ de déformation actif. Ce chapitre permet de mettre en évidence l'importance d'une approche multi méthodes couplant le travail de terrain et la sismologie, le long terme et le cours terme. Il apporte des arguments sur l'évolution tectonique du Miocène à l'actuel et permet de discuter de la géodynamique des Alpes occidentales.

Dans le but d'expliquer le caractère diffus de la sismicité, une quatrième partie présente une étude statistique de l'activité sismique. Elle montre une périodicité de l'activité sismique corrélée avec la pluviométrie dans les Alpes du sud. Cette partie permet une discussion sur le rôle des processus externes sur la sismicité dans les zones de faible convergence.

Une cinquième et dernière partie, au travers de la synthèse, vient discuter et conclure les résultats de ce travail de doctorat. Elle permet de faire le point sur les questions qui ont guidé ce travail, d'ouvrir sur les questions soulevées par cette étude et poser les perspectives sur les suites scientifiques possibles à donner à ce travail.

Chapitre I

I. Synthèse bibliographique, problématiques et stratégie.

Ce chapitre dresse une synthèse bibliographique de l'évolution géologique et géodynamique des Alpes du sud et du bassin ligure. Elle présente le cadre d'étude et permet de dégager les problématiques qui ont guidé la stratégie, ainsi que les recherches qui se sont avérées nécessaires durant ce travail de thèse.

Il est structuré en deux parties, une première partie présente les grandes structures et l'évolution des Alpes occidentales et du bassin ligure. Dans cette partie sera abordé le contexte géodynamique dans lequel se sont formées la structure et la morphologie actuelle, et dans lequel se développe l'activité sismique.

Une seconde partie présente les méthodes employées pour répondre à ces différentes problématiques, avec un focus particulier sur la méthode d'étude de la tectonique cassante.

I.1 Contexte d'étude :

I.1.1 Cadre général : Les Alpes

Cette première partie permet de présenter les cadres géographiques et géologiques de la zone d'étude. Les points clés seront évoqués dans le but de bien comprendre le contexte scientifique et les enjeux de l'étude menée au cours de la thèse.

L'arc alpin est une chaîne orogénique longue de plus de 1200 km, dont la plupart des crêtes et sommets alpins culminent à plus de 2000 mètres d'altitude avec 89 sommets supérieurs à 4000 mètres d'altitude dont le point culminant est le Mont-Blanc *(4 810m*). Cette orogène s'étend de la Méditerranée occidentale (*mer Ligure*) à l'Autriche marquée dans sa partie occidentale et centrale par une convexité centrée autour de la plaine du Pô (FIGURE : I-1).

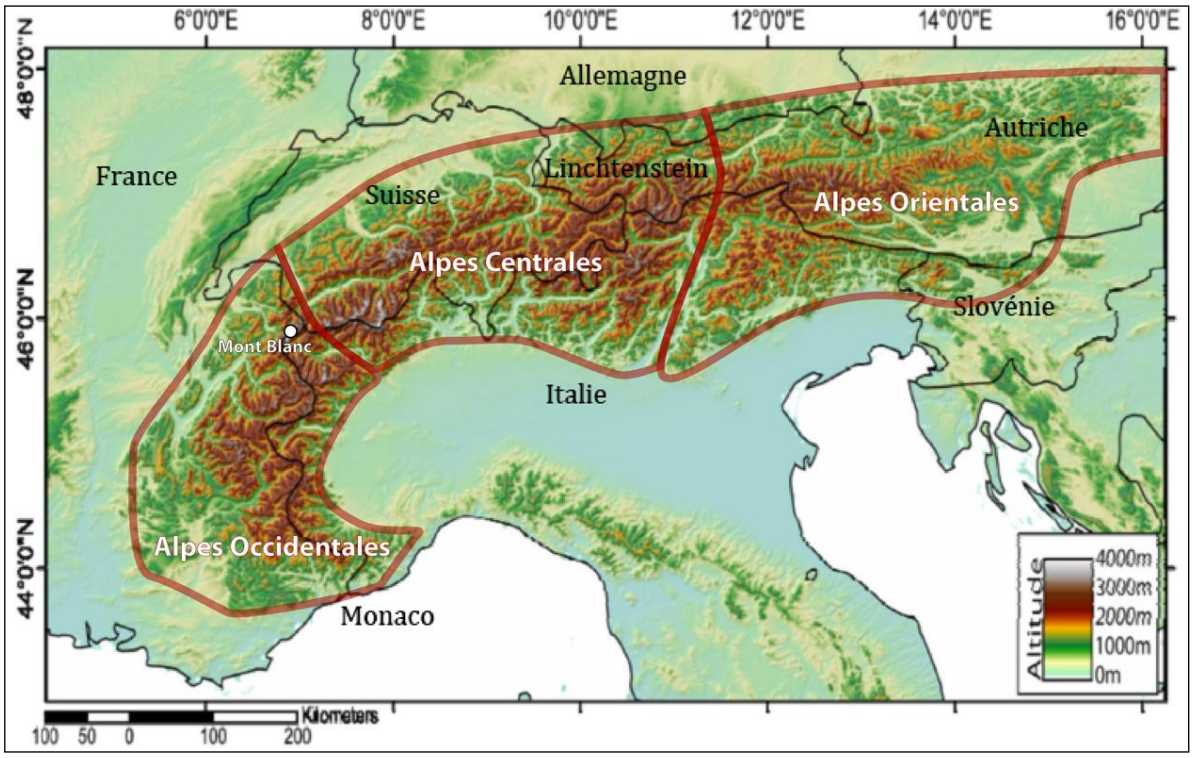


Figure I-1 : Fond de carte topographique des Alpes (MNT mondial au pas de 250 m)

Sa situation géographique particulière, au cœur de l'Europe, parcourant les territoires de l'Allemagne, l'Autriche, la France, l'Italie, la Slovenie, la Suisse, le Lichtenstein et Monaco en font l'une des chaînes de montagnes les mieux étudiées au monde et un formidable laboratoire naturel pour les Sciences de la Terre.

L'ensemble des travaux ont permis, depuis le début du XXème 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 des méthodes géophysiques a 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).

I.1.2 Contexte géologique

La formation de cet arc trouve son origine dans la collision de deux lithosphères continentales au cours du Tertiaire. D'un coté la plaque Eurasiatique, de l'autre le promontoire Adriatique (*bloc Apulien*), désolidarisé du craton africain. Au cours du Crétacé supérieur (*100-65 Ma*), la convergence des deux plaques entraîne la subduction et la fermeture de l'Océan Téthys-Ligure (Olivet, 1978). Il s'en est suivi la mise en place d'un prisme collisionnel de dimension crustale constitué de nappes et d'écailles déformées chevauchant l'avant pays européen à l'ouest, lui-même chevauché à l'est par le domaine Austro-Alpin (Schwartz, 2000) (FIGURE : I-2).

Il est possible d'identifier trois unités superposées. Le sous-bassement sous-charrié correspond aux unités d'origine européenne (*zones dauphinoise et briançonnaise*), par dessus nous trouvons les unités d'origine océanique vestiges de l'océan Téthys (*zone piémontaise*), et pour terminer, les unités apulo-africaines constituent le haut de la pile (*zone de Seiza, Nappe de la dent Blanche*) (FIGURE : I-2).

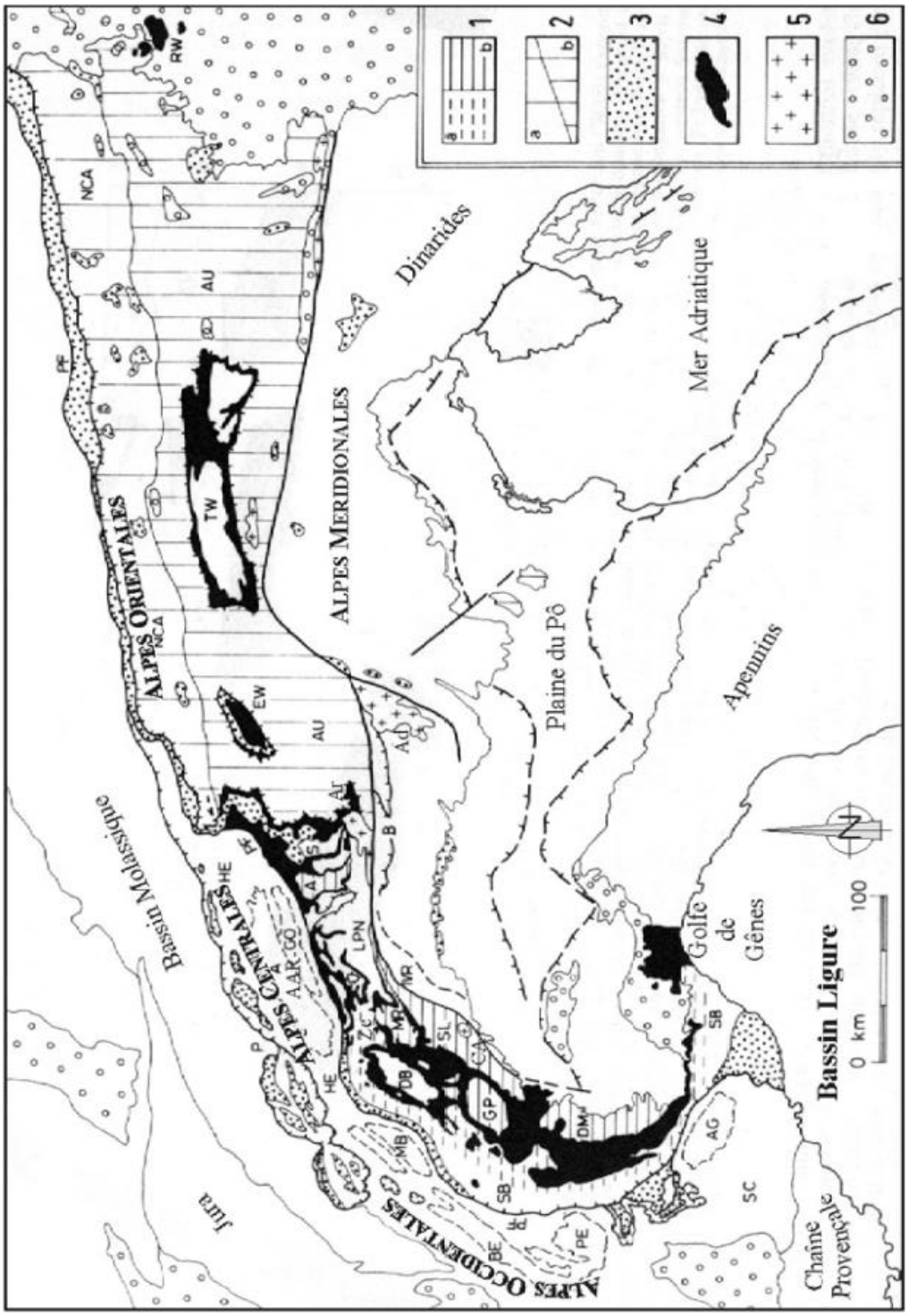


Figure I-2 : Carte tectono-métamorphique et sédimentaire de la chaîne alpine mettant en évidence la répartition des domaines alpins : Alpes orientales, centrales, méridionales, occidentales (Modifiée d'après Polino et al., 1990). 1-métamorphisme (a-schiste bleu ; b-éclogitique) des unités continentales des Alpes occidentales et centrales ; 2-métamorphisme (a-schiste vert à b-faciès amphibolitique) des unités orientales austro-alpines ; 3- flysch crétacéoécène ; 4- unités ophiolitiques ; 5- plutons oligocènes le long de la ligne de Canavese ; 6- bassins oligo-miocènes. A : nappe de l'Adula ; Ad : massif de l'Adamello ; AU : nappes Austro-alpines orientales de socle et de couverture ; EW/RW/TW : fenêtres de l'Engadine, Rechniz et des Tauern ; CA : zone de Canavese ; AAR-GO/ /MB/BE/AG : massifs cristallins externes de l'Aar-Gothard, du Mont Blanc, de Belledonne et de l'Argentera-Mercantour ; HE : couvertures Ultra-Helvétiques, Helvétiques et Dauphinoises ; HF : flysch à Helminthoïdes ; LPN : nappes simplotessinoises 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 Sesia-Lanzo ; VA : flysch et ophiolites de l'unité valaisane ; PF : front pennique.

Ces trois unités peuvent être présentées comme deux zones structurales majeures (Tricart, 1984 ; Polino et al., 1990, FIGURE : I-3) :

- D'une part les zones externes, qui sont constituées d'une croûte continentale européenne (*domaine dauphinois*) recouverte d'une couverture parautochtone affectée par une tectonique superficielle. De grands accidents intracrustaux individualisent les massifs cristallins externes qui culminent à plus de 3000 mètres d'altitude : l'Aar Gothard, l'Argentera-Mercantour, la Belledonne, le Mont Blanc-Aiguilles Rouges, le Pelvoux.

- D'autre part les zones internes, qui sont constituées d'unités lithologiques contrastées, juxtaposées et fortement métamorphiques. Celles-ci se subdivisent de nouveau en 3 ensembles, domaines paléogéographiques différents (*continentaux et océaniques*) délimités par d'importantes zones de chevauchement. Les unités briançonnaises constituent le premier ensemble. Il rassemble les sédiments de la paléo-marge téthysienne et les massifs cristallins internes de Dora-Maïra, du Grand Paradis et du Mont Rose.

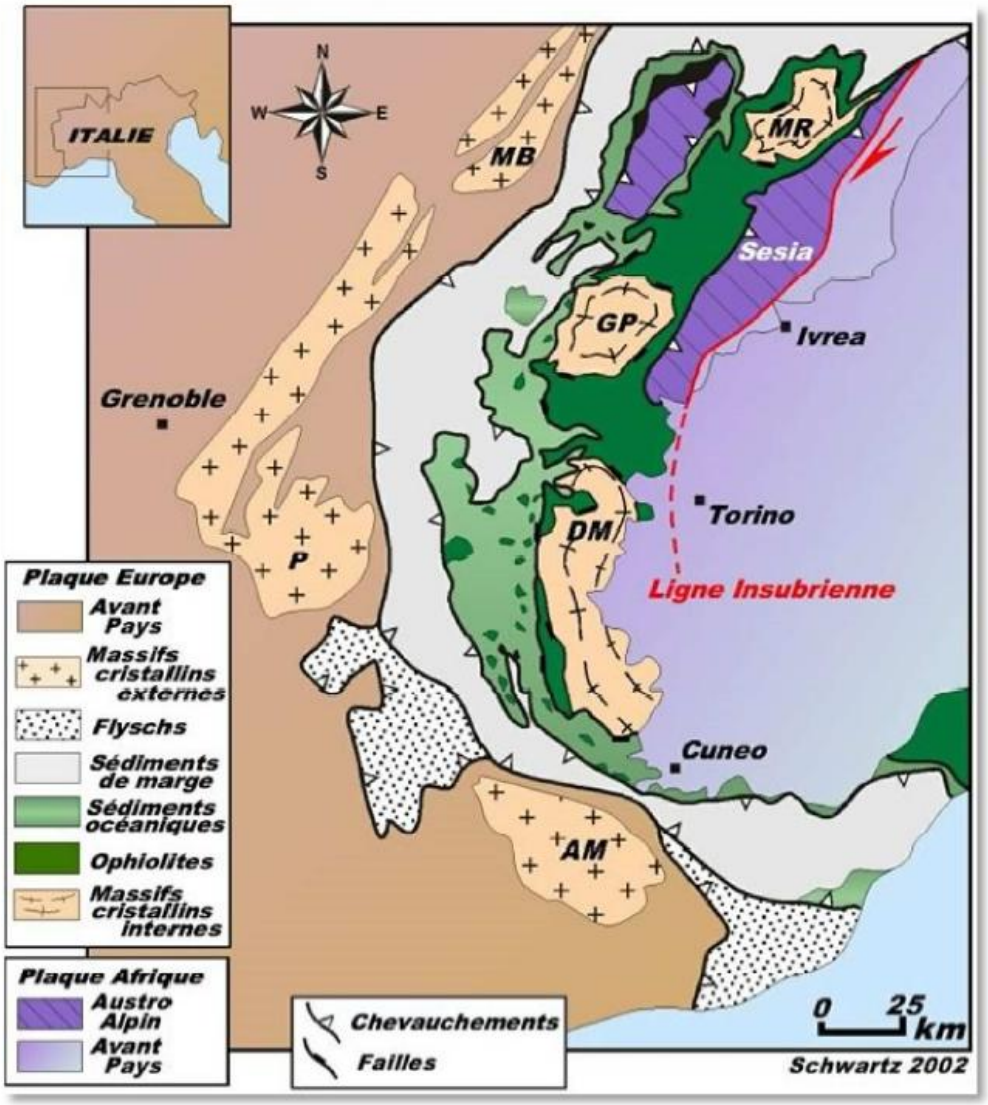


Figure I-3 : Carte structurale simplifiée des Alpes occidentales (d'après Schwartz, 2002).AM : massif de l'Argentera-Mercantour ; MB : massif du Mont Blanc ; DM : Massif de Dora Maira ; GP : massif du Grand Paradis ; MR : massif du Mont Rose.

Les unités piémontaises constituent le second ensemble, qui rassemble les sédiments du pied de marge et de la croûte océanique. Elles comprennnent donc les ophiolites de l'océan Téthys-Ligure ainsi que sa couverture sédimentaire, les « schistes lustrés », épais de quelques centaines de mètres, extrêmement déformés et métamorphiques et contenant localement des blocs d'ophiolites. Enfin le domaine Austro-Alpin rassemble la zone de Sesia-Lanzo et la nappe de la Dent Blanche, qui proviendrait du bloc Apulien pour la plupart des auteurs.

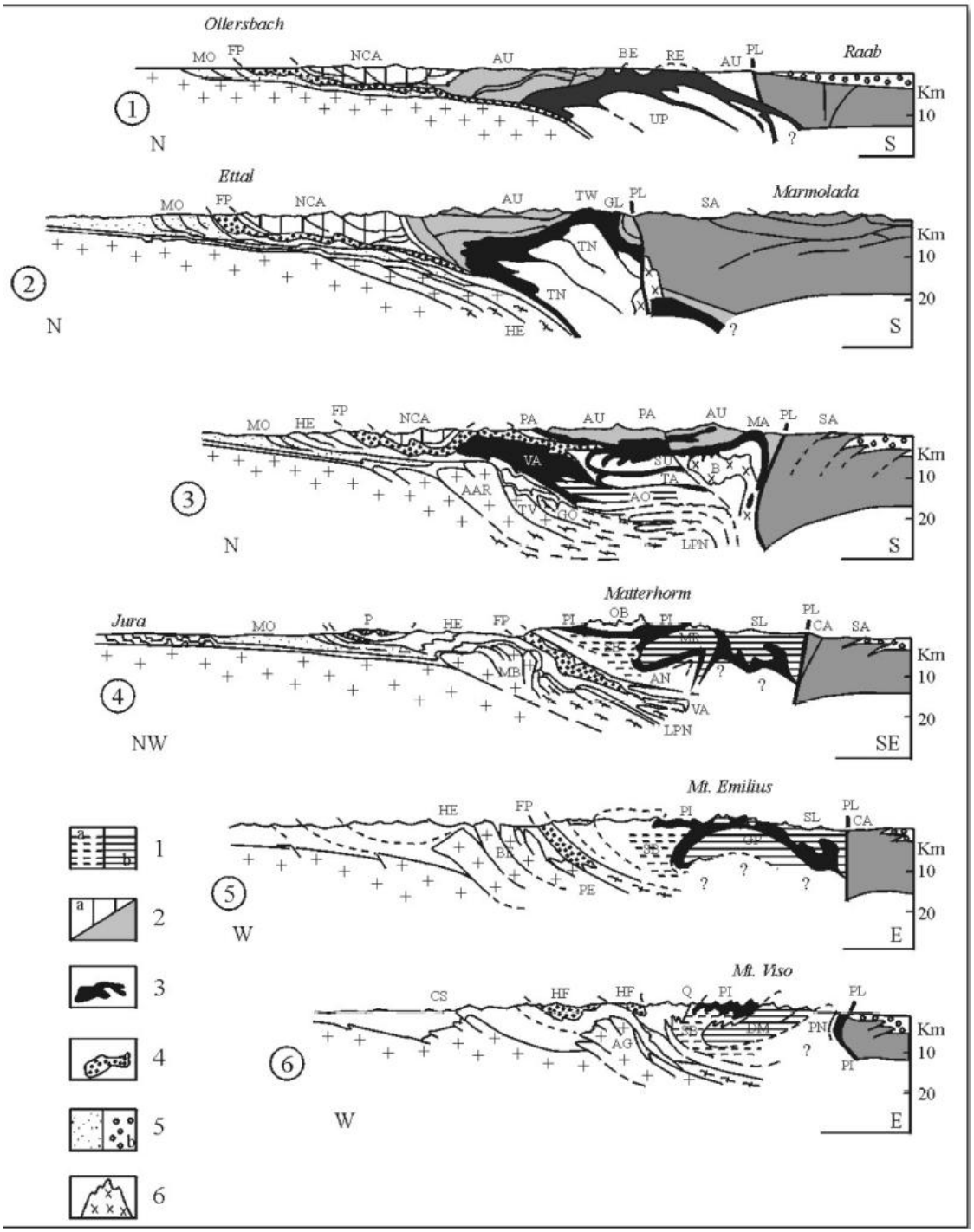


Figure I-4 : Coupes à l'échelle crustale mettant en évidence la géométrie des structures et signatures métamorphiques de l'actuelle pile de nappes alpines dans (1) la bordure orientale, (2) la fenêtre des Tauern, (3) les Alpes centrales, (4) les Alpes Pennines, (5 plutons oligocènes le long de la ligne de Canavese (6) bassins oligo-miocènes. 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 simplo-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.

Ces grands ensembles sont séparés par des accidents tectoniques majeurs dont la vergence est globalement ouest (Alpes occidentales) et nord (Alpes centrales) :

-Le chevauchement Pennique frontal aussi appelé front sub-briançonnais représente la limite chevauchante du front des nappes internes sur la zone externe. Il s'agit donc de la séparation géologique entre la zone externe dauphinoise et des zones internes briançonnaises (FIGURE : I-4).

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

-La ligne insubrienne aussi appelée 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 : I-4).

Notons que quelle que soit la position du tracé de la coupe suivant l'Arc Alpin, il est possible de distinguer un domaine interne métamorphique déversé vers l'ouest et le nord-ouest sur la zone externe au niveau du chevauchement Pennique Frontal.

I.1.3 Géologie des Alpes du sud, Mer Ligure et massif de l'Argentera-Mercantour

Les Alpes du sud font partie intégrante des Alpes Occidentales et constituent la partie la plus méridionale de l'arc. Situés dans la zone externe, nous retrouvons les massifs cristallins de l'Argentera-Mercantour sur lesquels repose une couverture sédimentaire autochtone à parautochtone d'âge permien, mésozoïque et cénozoïque.

Cette partie présente le cadre géologique et structural du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour situé au centre de la zone d'études de ce travail de thèse. Ainsi que les couvertures sédimentaires associées. (FIGURE : I-5).

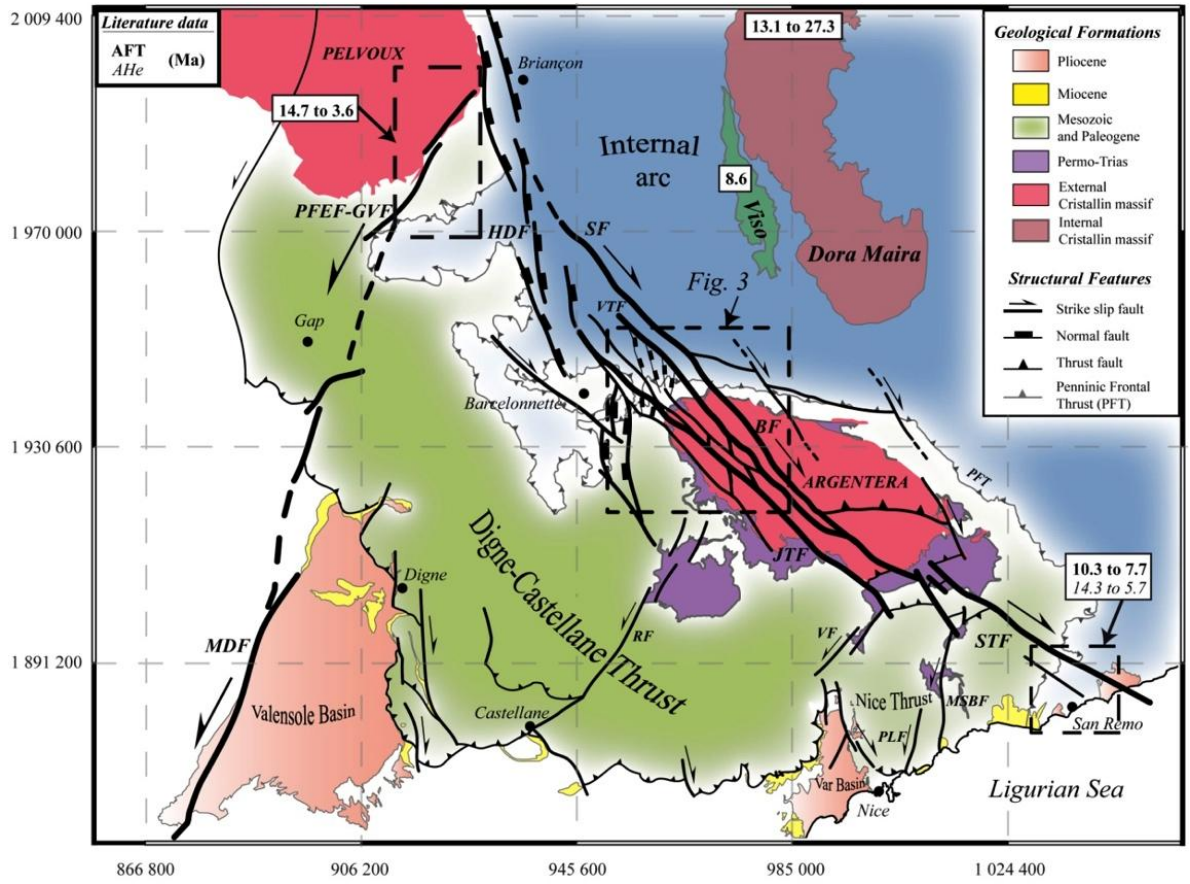


Figure I-5 : Carte structurale du système de failles actives/récentes dans les Alpes du sud (Sanchez et al., 2010a,b).

Les ages AFT et AHe sont de Foeken et al. (2003); Schwartz et al. (2007); Tricart et al. (2007). BF: Bersézio fault; DCFT: Digne-Castelanne Frontal Thrust, 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. (D'après Sanchez et al., 2011b).

I.1.3.1 L'Argentera-Mercantour:

Le socle cristallin européen de l'Argentera-Mercantour est constitué d'unités métamorphiques structurées pendant le cycle varisque (Faure-Muret, 1955). Il comprend deux unités métamorphiques majeures, des gneiss ortho et para dérivés, souvent migmatitiques et un complexe amphibolitique (FIGURE : I-6). Cet ensemble métamorphique est intrudé par le granite l'Argentera-Mercantour daté à 293±10 Ma (*Carbonifère supérieur-Permien inférieur* ; Ferrara et Malaroda, 1969).

A l'ouest et au sud nous trouvons les séries carbonifères qui reposent en discordance sur les séries métamorphiques. Ces unités sédimentaires d'âges Westphalien et Stéphanien sont composées de schistes noirs, d'arkoses et de conglomérats à galets de socle. Cette formation se trouve pincée dans des couloirs de failles au sein même du massif.

L'Argentera-Mercantour est parcouru par de grandes structures alpines rassemblant des zones mylonitiques et une schistosité majoritairement subverticales et principalement orientées NW-SE et E-W, se verticalisant au contact du Front Pennique.

Les grandes zones de cisaillement ductile N140 dextres, avec plusieurs phases de déformation à 34 Ma puis à 26 Ma, 22 Ma et 20 Ma (*âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur phengites*, Sanchez, 2010 ; Sanchez et al., 2011b) (*Valetta : VSZ, et Berzézio : BSZ*) se divisent au NW et au SE en plusieurs branches N90 chevauchantes vers le sud (*Tortisse : TSZ et Fremamorte : FSZ*) dans un régime transpressif (Corsini et al., 2004 ; Tricart et al., 2004, Sanchez 2010, Shreiber 2010). Elles livrent les conditions et l'âge du métamorphisme alpin dans le domaine schiste vert. (*350°C et 0,4-0,7 GPa ; Thermo-baromètre phengite-Chlorite*) impliquant un enfouissement de 14 à 20 km pour cette portion de croûte européenne (Corsini et al., 2004 ; Sanchez et al., 2011b). Ces zones de cisaillement participent également à l'exhumation tardive du massif de l'Argentera-Mercantour datée entre 12 et 3 Ma par les datations par traces de fission et U-Th-He (Bogdanoff, 2000 ; Bigot et al., 2000, 2006 ; Sanchez, 2010 ; Sanchez et al., 2011a).

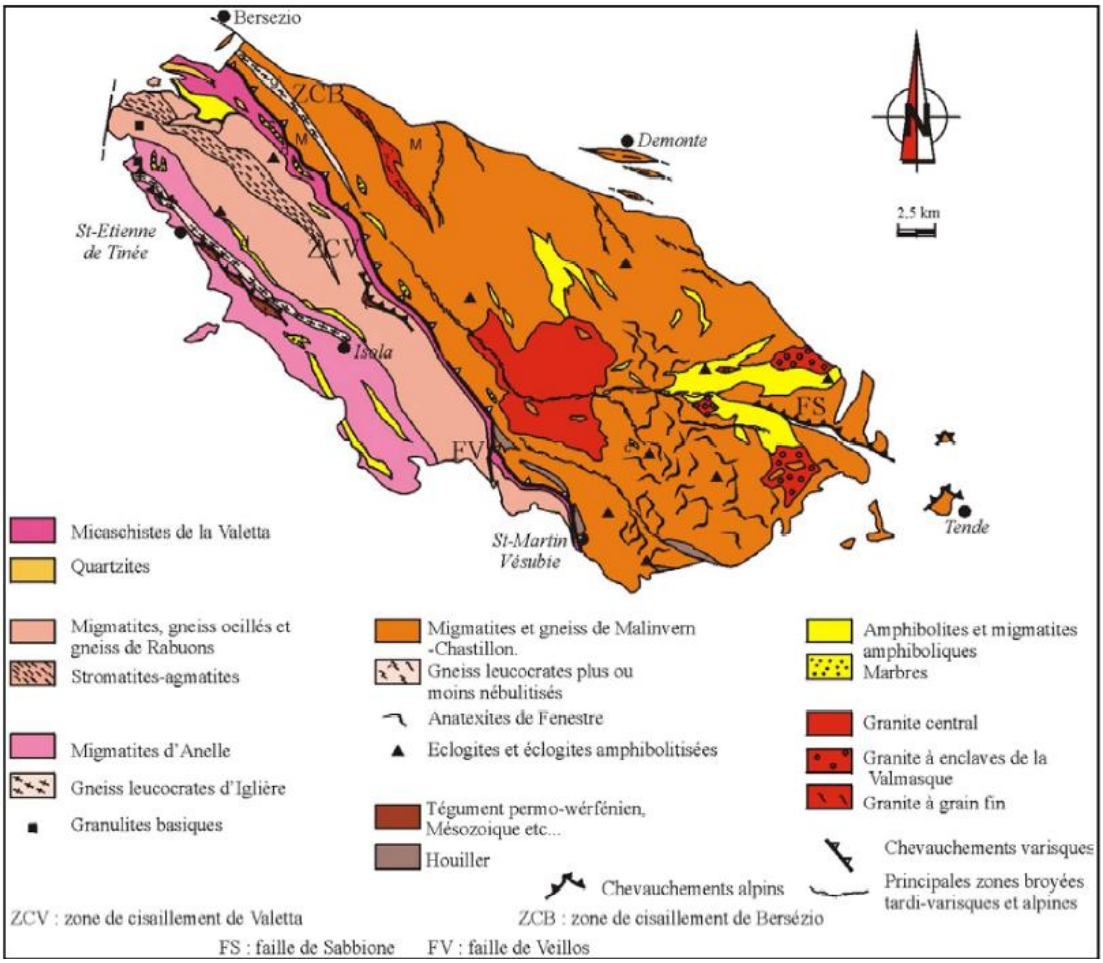


Figure I-6 : Carte géologique du massif de l'Argentera-Mercantour montrant les principales lithologies rencontrées dans le massif cristallin (d'après Bogdanoff, 1986 ; Sanchez 2010).

I.1.3.2 La marge Nord-Ligure

L'étude des profils sismiques a permis la mise en évidence d'un socle accoustique recouvert de sédiments permiens pentés vers le nord-est, surplombés par la couverture mésozoïque, elle-même située sous la nappe du flysch à Helminthoïdes. Localement au-dessus de la formation permienne, reposent en discordance des dépôts syn-rift d'âge Oligocène (Bellaiche et al., 1976). Enfin le Mio-Pliocène scelle les failles qui ont accommodées l'ouverture du bassin et recouvrent en discordance les sédiments anté et syn-rift.

La marge est structurée par deux directions de failles (Chaumillon et al., 1994 ; Rollet, 1999). On trouve de longues structures parcourant l'ensemble du pied de marge (*de Toulon à d'Albenga*) orientées NE-SW. Ces structures sont perpendiculaires à la direction d'ouverture du bassin, ce réseau de failles est hérité des cycles Hercynien, Permien et/ou Pyrénéen (Le Cann, 1987). Associée à cette première famille de failles, on en trouve une seconde de la Catalogne au Golfe de Gênes de direction N140° (Sosson et al., 1998). Ces failles décrochantes sont qualifiées de zones de transfert.

Elles correspondent notamment dans la partie nord-est, au prolongement sur la marge des failles héritées de la mise en place des nappes alpines (*couverture ou socle*) (Rollet, 1999). Proches de la direction d'ouverture, ces failles qui traversent le bassin et recoupent les failles NE-SW (Réhault, 1981 ; Gennesseaux et al., 1989 ; Rollet, 1999), contrôlent fortement la structure de la marge. (FIGURE : I-7)

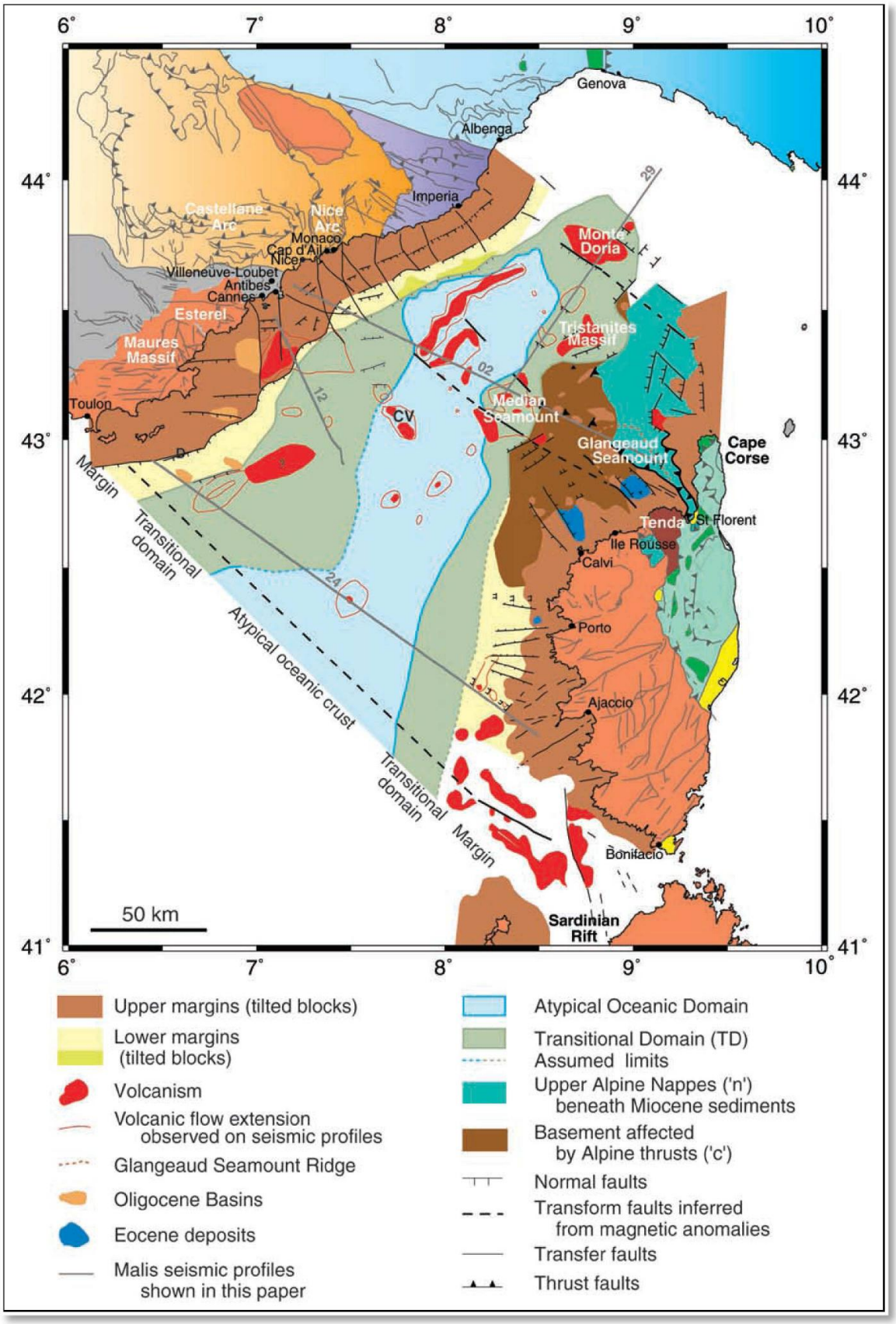


Figure I-7 : Schéma structural et extension des différents domaines dans le bassin Ligure (d'après Rollet et al., 2002).

I.1.3.3 Le tégument Permo-Triasique :

L'ensemble permien associé au trias inférieur (*Scythien*) est resté structuralement solidaire du socle de l'Argentera-Mercantour pendant l'orogenèse alpine et forme le « tégument » qui affleure autour du massif et au niveau du dôme de Barrot (FIGURE : I-8). Les sédiments permiens sont de nature détritique, composés de pélites rouges, de grès, de conglomérats verts, rouges ou gris. Ils viennent en discordance directement sur les séries carbonifères ou le socle (*sur le massif du Tanneron*).

- D'un point 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 nord-est du massif et est-ouest sur l'ensemble des unités tégumentaires (Guardia et Ivaldi, 1985 ; Delteil et al., 2003).

- D'un point de vue tectonique, l'ensemble des structures de l'Argentera-Mercantour et de son tégument indiquent un raccourcissement d'orientation nord-sud avec une forte partition de la déformation qui génère, un régime transpressif (*décrochements et décro-chevauchements*) identique à ce qu'il est possible d'observer sur le site de Valleta-Molières ou le long de faille Jausier-Tinée orientée N140 avec un décrochement dextre (Sanchez et al., 2010 ; Darnault 2012). Associées à ces déformations discontinues se trouvent des déformations continues matérialisées par des plis de socle et des plis affectant le Permo-Trias au Dôme de Barrot, à la Cime du Diable ou encore au Mont Bégo.

I.1.3.4 La couverture sédimentaire : l'avant-pays

I.1.3.4.1 Les séries du Mésozoïque (Trias supérieur- Jurassique-Crétacé)

Tégument et socle sont recouverts en discordance par une couverture sédimentaire secondaire d'épaisseur variable généralement estimée entre 2000 et 3000 m. Elle se compose pour l'essentiel de calcaires et de marnes du Jurassique au Crétacé indiquant un paléo-environnement de dépôt de type plateforme continentale (Campredon, 1977).

Cet ensemble est localement décollé du socle cristallin (*Argentera- Mercantour et Tanneron-Maures-Esterel*), aux niveaux des évaporites du Keuper (*Trias supérieur*) et de la base du Muschelkalk (Goguel, 1936 ; Fallot, 1949 ; Laurent et al., 2000), bien que des études en cours montrent que le découplage est généralement plus faible qu'estimé auparavant (Jourdon et al., accepté).

Au nord et au nord-est de l'Argentera-Mercantour, le Secondaire est verticalisé et chevauché par les unités internes. L'arc de Castellane présente des séries sédimentaires tectonisées par un nombre considérable de chevauchements et plis en accord avec une tectonique en raccourcissement nord-sud daté du Miocène, (FIGURE : I-8, Tapoul, 1977 ; Giannerini, 1980-1981 ; Laurent et al., 2000).

Notons la parfaite continuité entre les structures de l'arc de Castellane et la nappe de Digne qui témoignent d'un raccourcissement sub méridien (FIGURE : I-8).

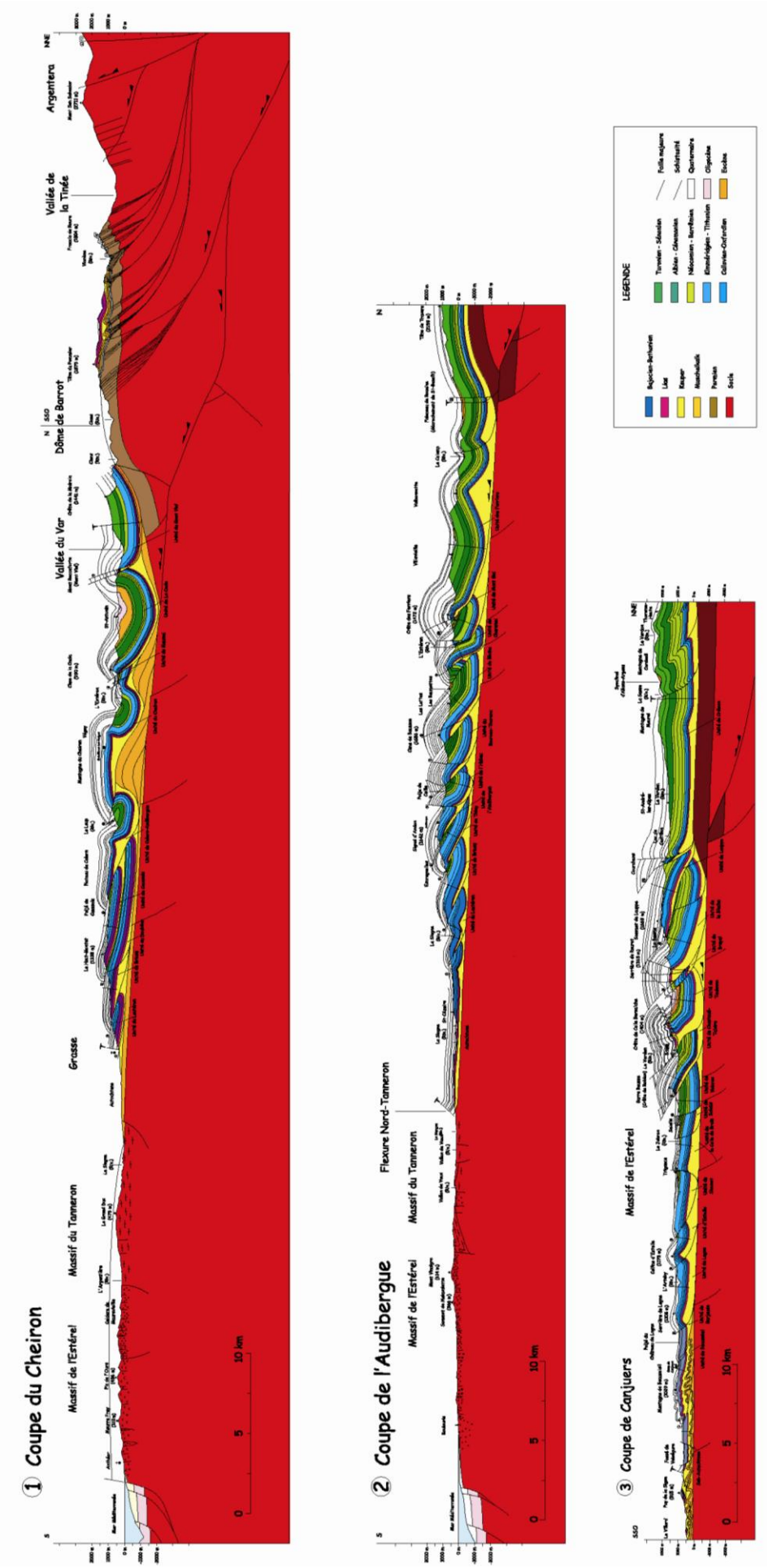


Figure I-8 : Coupes équilibrées réalisées dans la branche méridionale de l'arc de Castellane (d'après Laurent et al., 2000).

I.1.3.4.2 Le Paléogène

La série tertiaire est divisée en 3 termes bien distincts (*trilogie Nummulitique*) : A la base nous trouvons un calcaire à Nummulites, surplombé d'une série marneuse (*marne bleue*) et terminé par des formations détritiques de type flyschs à grès. Cette série trouve sa zone d'apport au sud au niveau du massif cristallin (*Maures-Esterel-corso-sarde*)

Cette trilogie arrive 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.

Structuralement, cette série forme actuellement le coeur de synclinaux d'axes est-ouest dans l'Arc de Castellane oriental et NW-SE dans le domaine occidental (*nappe de Digne*). 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 N140° et N160°, résultat de deux phases de déformation (Schreiber, 2010).

I.1.3.4.3 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 fluviatiles remaniant des galets de roches issues des zones internes des Alpes.

Cette série se poursuit par la sédimentation de molasses gréso-conglomératiques à faune littorale Miocène. Elle se termine par une série Pliocène caractérisée par des marnes grises à leur base et des conglomérats (*poudingue*) renfermant des méga-blocs de matériel Secondaire et Tertiaire ainsi que des éléments de socle de massif cristallin externe (Irr, 1978).

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 (Giannerini et al., 1980). Ce régime de déformation se poursuit jusqu'au Plio-quaternaire affectant notamment les conglomérats du bassin de Valensole et du Var (Campredon et al., 1977).

I.1.3.4.4 Le bassin ligure

Dans le bassin, l'imagerie géophysique (*sismique réflexion et réfraction*) a mis en lumière l'existence de deux grands domaines géologiques (*domaine océanique et domaine transitionnel*) (Gueguen, 1995 ; Rollet, 1999) 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) (FIGURE : I-7).

Ces deux domaines sont parcourus d'édifices volcaniques discontinus mis en évidence par les anomalies magnétiques (Rollet, 1999). Ce volcanisme 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.1.4 Évolution géodynamique

La chaîne alpine est le résultat d'une évolution orogénique dont l'histoire est avant tout contrôlée par la convergence 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 de la manière suivante : (1) une phase rifting mesozoïque (*Jurassique*), aboutissant à l'accrétion océanique et la formation de l'océan Tethys. (2) A partir de 90 Ma, la convergence et la subduction de cet espace, puis (3) au

tertiaire, la collision continentale entre l'Europe et l'Apulie à partir de 40 Ma. Cette collision est toujours en cours aujourd'hui, bien que les mouvements tectoniques soient très lents.

I.1.4.1 Divergence : Riftogenèse 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*), 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. 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 : I-9).

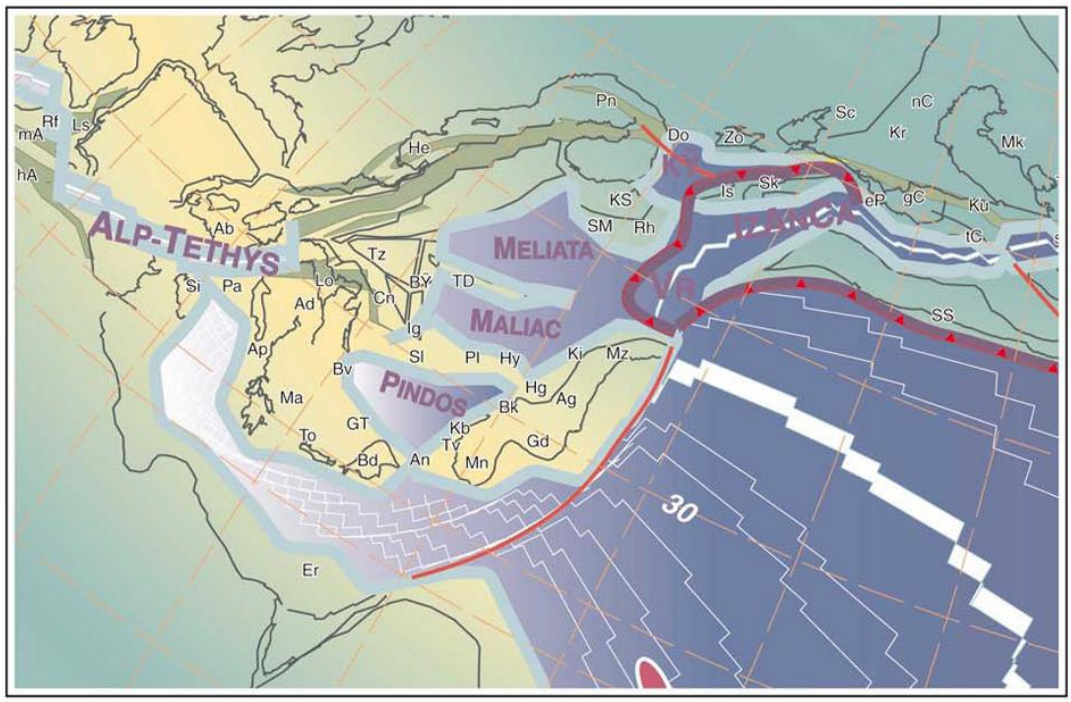


Figure I-9: Reconstitution paléogéographique du domaine Téthysien au Dogger inférieur (Aalénien, 175,6 Ma) (d'après Stampfli et al., 2002).

Cette ouverture océanique qui a lieu précisément au Dogger supérieur (*165Ma*) (FIGURE : I-10) 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.

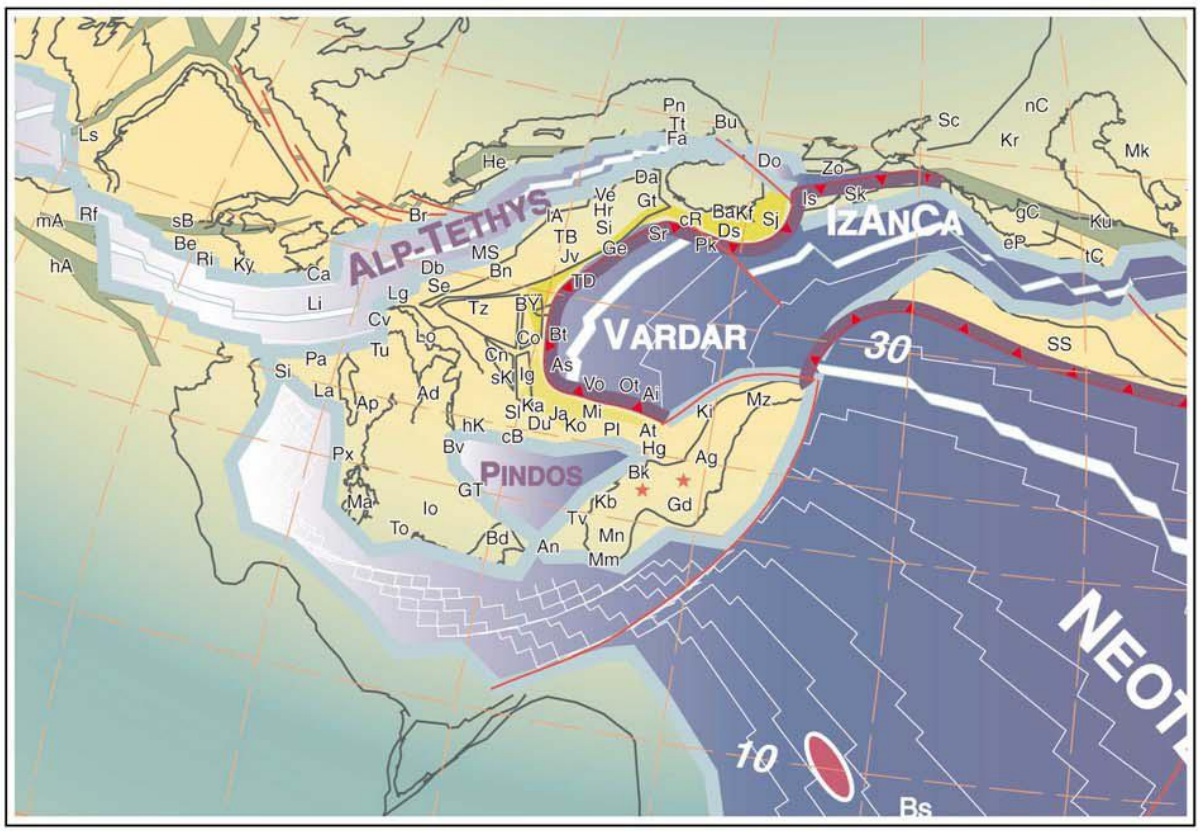


Figure I-10 : Reconstitution paléogéographique du domaine Téthysien au Jurassique supérieur (Oxfordien, 161,2Ma) (d'après Stampfli et al., 2002.)

Classiquement ce domaine océanique est décrit comme un bassin de petite dimension caractérisé par une accrétion 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 1000 km. Le caractère symétrique ou assymétrique du rifting (Lagabrielle, 1987; Lemoine et al., 1987; Stampfli et Marthaler, 1990; Lardeaux et Spalla, 1991) et 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) font encore l'objet de débats.

Cette période distensive va se poursuivre jusqu'au Crétacé inférieur (Claudel et al., 1997 ; Lemoine et al., 1989). Cependant l'océan alpin va rapidement 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.1.4.2 Convergence, de la subduction à la collision

I.1.4.2.1 La subduction

L'histoire de la formation des Alpes en tant que orogène s'initie, au cours du Crétacé supérieur, dans un contexte de convergence entre la plaque Européenne et la plaque Apulienne, (*promontoire de la plaque Africaine*) (FIGURE : I-11). 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.

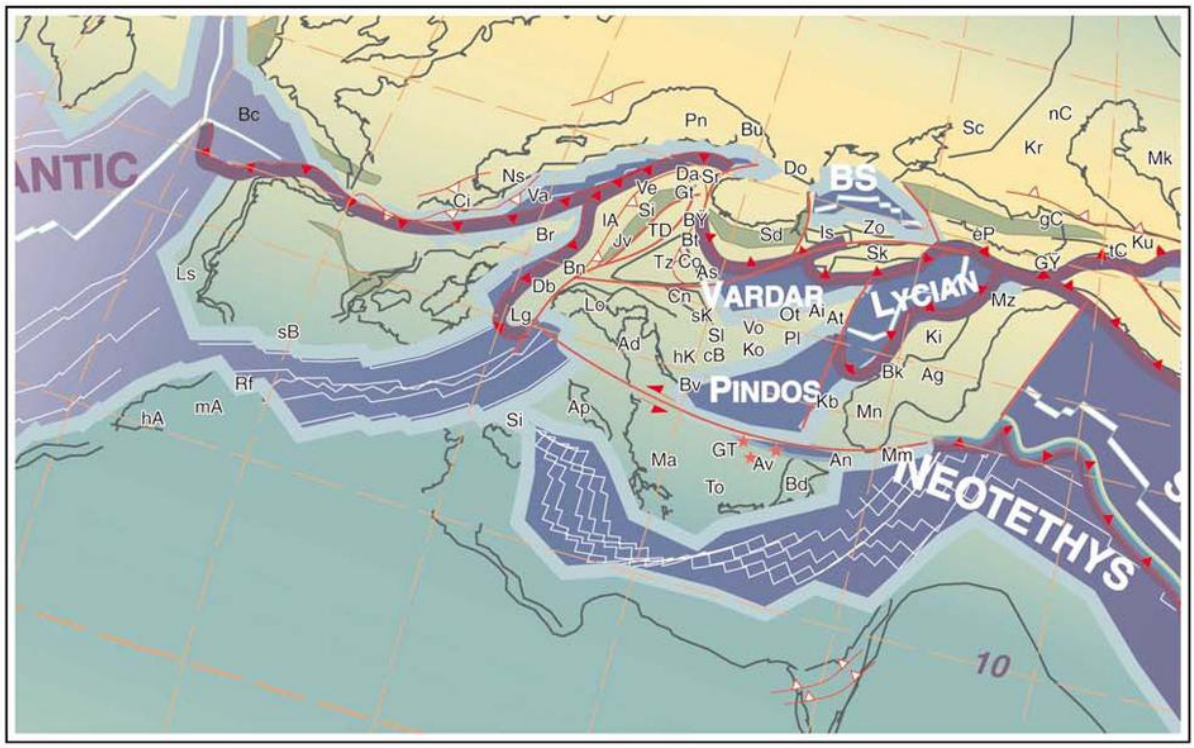


Figure I-11 : Reconstitution paléogéographique du domaine Téthysien au Crétacé supérieur (Santonien, 85,8Ma) (d'après Stampfli et al., 2002).

Dans ce contexte de convergence se met en place la subduction vers le Sud du domaine océanique téthysien (Ernst, 1973; Ernst et Dal Piaz, 1978) englobant des séries sédimentaires et des portions de croûte continentale (Dal Piaz et al., 1972; Lardeaux et al., 1982; Lardeaux et Spalla, 1991). Cette subduction est alors responsable d'un métamorphisme de haute pression (*HP*) à ultra haute pression (*UHP*) (Droop et al., 1990; Spalla et al., 1996).

Le contexte de convergence permet l'élaboration du prisme orogénique avec une structuration en nappes de charriage, métamorphiques depuis un faciès schistes verts à l'ouest, jusqu'à un faciès schistes bleus et éclogitique à l'est (Liewig et al., 1981; Caby et Bonhomme, 1982; Monié et Philippot, 1989; Takeshita et al., 1994; Cliff et al., 1998; Rubatto et al., 1998).

Cette subduction entraîne à son tour à l'Eocène la marge passive européenne. Les domaines internes (*Grand Paradis, Dora Maira…*) puis externes Dauphinois ou Helvétiques vont alors être sous-charriés sous le domaine interne métamorphique le long du Front Pennique.

I.1.4.2.2 La collision

A partir de l'Eocène inférieur la collision débute avec un raccourcissement qui se traduit par une tectonique de nappes superficielles (Tricart, 1984) dans le Briançonnais et dans le Piémontais,ce qui aboutira au premier empilement de nappes sous le charriage du flysch à Helminthoïdes (Kerkhove, 1969; Debelmas, 1974; Dumont et al., 1997).

A partir de l'Oligocène (*35 Ma*, Ceriani et al., 2001 ; Simon-Labric et al., 2009), la collision continentale gagne par sauts successifs l'extérieur de l'arc alpin. La déformation est caractérisée par une tectonique de nappes de charriage progressant vers l'ouest depuis les zones internes, puis affectant les zones externes. Cette activité se manifeste au front de la chaîne (*Jura et nappe de Digne*) par la déformation des molasses oligocènes dûe au décollement de la couverture (*situé principalement dans les évaporites du Trias* ; Siddans, 1979, Milnes et al., 1981; Siddans, 1984; Ricou and Siddans, 1986 ; Affolter et al., 2008) s'enracinant à l'arrière dans le socle sous les MCE (Lacombe et Mouthereau, 2002).

Ce mouvement aboutit au décollement partiel et au plissement des couvertures helvétiques ou Dauphinoises. Au même moment s'initie une importante tectonique de socle permettant le soulèvement des Massifs Cristallins Externes par l'intermédiaire de chevauchements profonds (e.g., Leloup et al., 2005). Dans l'avant-pays, au front des nappes se forment des bassins d'avant-chaîne. Ces bassins sont composés de séries molassiques remaniant des produits du métamorphisme HP-BT, générés lors de la phase précédente (De Graciansky et al., 1971; Bodelle, 1971; Polino et al.,1991 ; Jourdan et al., 2013). L'épaississement crustal de la marge européenne entraînant la surrection des Massifs Cristallins Externes, débute au Miocène inférieur (Tricart, 1982). Au même moment les nappes briançonnaises se rétro-déversent et se replissent sur les unités piémontaises (Tricart, 1975 ; Caron, 1977). C'est durant cette période que le long des structures peri-adriaditiques a lieu un important coulissage dextre entraînant la formation de grandes structures décrochantes dans les zones internes (Tricart et al., 1996; Sue, 1998; Bistacchi et al., 2000). Vers 30 Ma le long le la ligne insubrienne se met en place un magmatisme alpin calco-alcalin contemporain de la mise en place de la plupart des masses plutoniques et des principales nappes de flysch (Stampfli et Marthaler, 1990). Ce magmatisme est interprété comme la manifestation du rééquilibrage thermique lié au « slab breakoff » de la lithosphère européenne (Von Blanckenburg et Davies, 1995).

Au niveau des MCE la vitesse de surrection de la chaîne est de l'ordre de 1mm/an dans les zones de plus haut relief (*Mont Blanc*) depuis 16 Ma et se poursuit actuellement. Elle s'accélère même depuis 5 Ma (Cederbom et al., 2004 ; 2011) ce qui pourrait être le résultat d'un couplage entre le climat et l'érosion (Champagnac et al.,2007 ; Vernant et al.,2013).

I.1.4.3 Rifting de la Méditerranée Occidentale

Au même moment les bassins méditerranéens occidentaux s'ouvrent de l'ouest vers l'est, entre 30 et 25 Ma (Jolivet et Faccenna, 2000) (FIGURE : I-12). 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 de la mer d'Alboran, ainsi que vers le massif des Maures et la Corse (*20-15 Ma* ; Jakni et al., 2000).

Après le début de la collision alpine, une phase de distension intracontinentale affecte le pourtour de la Méditerranée et des Alpes alors que la compression est généralisée à l'interieur de celle-ci. L'extension aboutit à l'ouverture océanique autour de 20 Ma et se poursuit jusqu'à aujourd'hui en se propageant vers le sud-est (FIGURE : I-12).

En Méditerranée, les deux mécanismes d'ouverture en arrière-arc du bassin ligure et de la mer Tyrrhénienne semblent donc couplés dans le temps (Malinverno et Ryan, 1986 ; Faccenna et al., 1997 ; Chamot-Rooke et al., 1999).

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 de 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 au sud de la collision alpine (*Mer Ligure*).

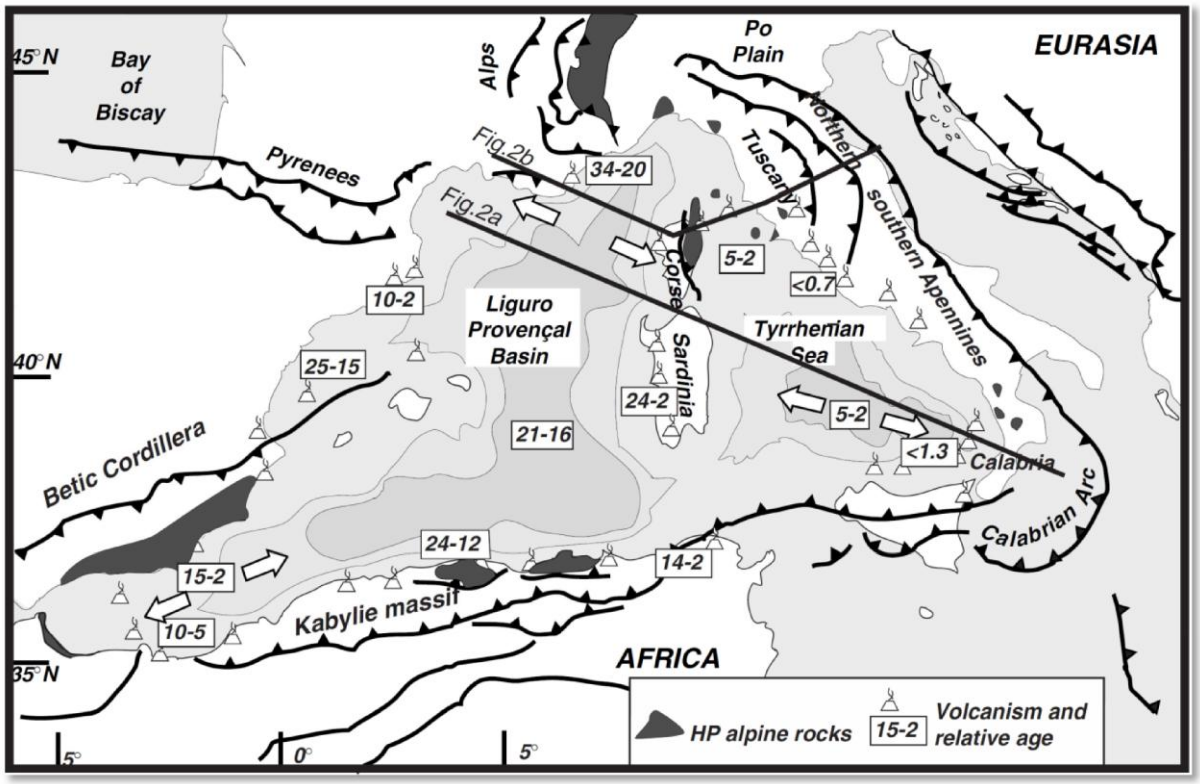


Figure I-12 : Carte tectonique simplifiée de la Méditerranée Occidentale et Centrale (d'après Faccenna et al., 2001).

I.1.4.4 Extension syn-convergence

Depuis 20 ans l'existence d'une tectonique extensive syn-convergence dans les zones internes est mise en évidence et discutée (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 pose de nombreux problèmes dans les schémas d'évolution des Alpes, et soulève différentes questions quant à ses relations avec la déformation actuelle.

Dans les zones internes, l'extension multidirectionnelle participe à l'exhumation par dénudation tectonique des Massifs Cristallins Internes (*Dora-Maira, Grand Paradis et Mont Rose*) et des ophiolites du Mont Viso. Cette extension affecte toute la branche orientale des Alpes jusqu'à réactiver en extension le Font Pennique (Sue et Tricart, 1999, 2003 ; Tricart et al., 2001). D'une direction variable (*parallèle ou perpendiculaire à la chaîne*) cette phase est observée dès l'Oligocène supérieur, depuis des domaines ductiles dans les conditions schistes verts au domaine cassant (e.g. Ballèvre et al., 1990; Mancktelow, 1990; Rolland et al., 2000; Ganne et al., 2004; Schwartz et al., 2004).

Le rejeu tardif du front pennique dans le domaine cassant s'accompagne de failles normales dans les zones internes avec le basculement de blocs le long des principales surfaces de charriages (*nappes briançonnaises et nappes piémontaises occidentales*). 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, et extensifs dans l'arc interne, et compressifs dans l'arc externe.

Dans les alpes du sud les mouvements de la couverture sont fortement contrôlés par l'exhumation du massif de l'Argentera-Mercantour et du dôme de Barrot (Sanchez, 2010). Le découplage socle/couverture permet la structuration du front du Mercantour par l'empilement de nappes et plis. Ce découplage prend fin à 7-8 Ma, à partir de là les déformations se localisent le long de grands décrochements dont le système N140°E de Jausiers-Tinée-Saorge-Taggia (Sanchez, 2010) (FIGURE : I-13). Dans l'avant-pays niçois, bien que le découplage socle-couverture soit proposé par de nombreux auteurs (e.g., Laurent et al., 2000), il semble que le fort héritage pyrénéen de la Provence (e.g., Espurt et al., 2012) et la pré-structuration du socle par des failles normales E-W conduisent à leur réactivation, et à l'absence de découplage socle couverture au moins pour l'arc de Castellane (Jourdon et al., accepté).

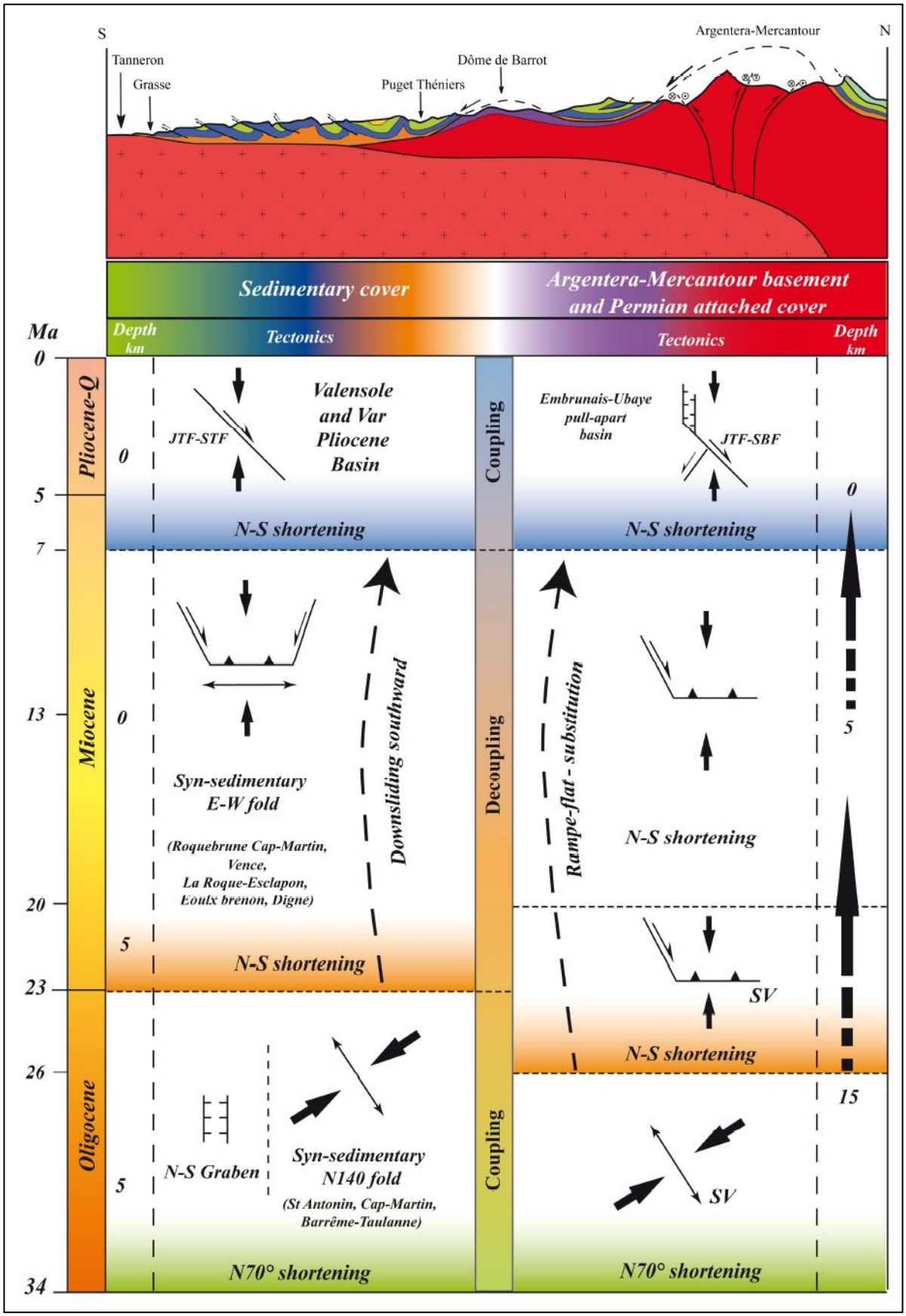


Figure I-13 : Comparaison des données structurales et pétrographiques obtenues dans le massif de l'Argentera-Mercantour, son tégument et la couverture sédimentaire. (D'après Sanchez, 2010.)

I.1.5 Reconstitution cinématique des plaques

Les déformations tertiaires dans l'arc alpin sont contrôlées d'une part par l'évolution cinématique de la plaque Ibérique (Lagabrielle, 1987 ; Olivet, 1996) et d'autre part par le mouvement entre la plaque européenne et le promontoire apulien. Cette cinématique est décrite par l'analyse des anomalies magnétiques enregistrées dans l'océan Atlantique (Dewey et al., 1973, 1989 ; Biju-Duval et al., 1977 ; Tapponnier, 1977 ; Olivet, 1978 ; Savostin et al., 1986, Rosenbaum et al., 2002) et 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). Plus récemment, dans le but de mieux comprendre l'évolution actuelle des déplacements entre l'Afrique et l'Europe, plusieurs études ont vu le jour sur la base de la géodésie spatiale (Calais et al., 2000 ; Nocquet et Calais, 2003).

I.1.5.1 Modèles d'évolution cinématique

I.1.5.1.1 Reconstitution à partir des anomalies magnétiques

Quatre modèles de trajectoires entre l'Afrique et la plaque Eurasie (*fixe*) ont été proposés, ils ont tous en commun une évolution continue avec deux vergences. Une première derive relative de l'Afrique vers le sud-est jusqu'au Crétacé responsable du rifting et de l'ouverture de la Téthys en pull-apart (*régime décrochant senestre, transtensif*). La seconde direction se fait vers le nord, nord-ouest conduisant à la fermeture océanique par subduction de la Téthys et aboutissant a la collision Alpine (*Compressif*). (Tapponnier, 1977 ; Olivet, 1978 ; Savostin et al., 1986 ; Dewey et al., 1989, Rosenbaum et al.,2002). Beaucoup de questions restent encore en suspens, l'âge du changement majeur de régime tectonique (*transtensif à compressif*) reste mal contraint car il a eu lieu durant la période magnétiquement stable du Crétacé (*anomalies M0 à 120 Ma et M34 à 80 Ma*) (FIGURE : I-14). De même les taux de convergence et la vitesse de déplacement entre l'Afrique et l'Europe sont encore débattus.

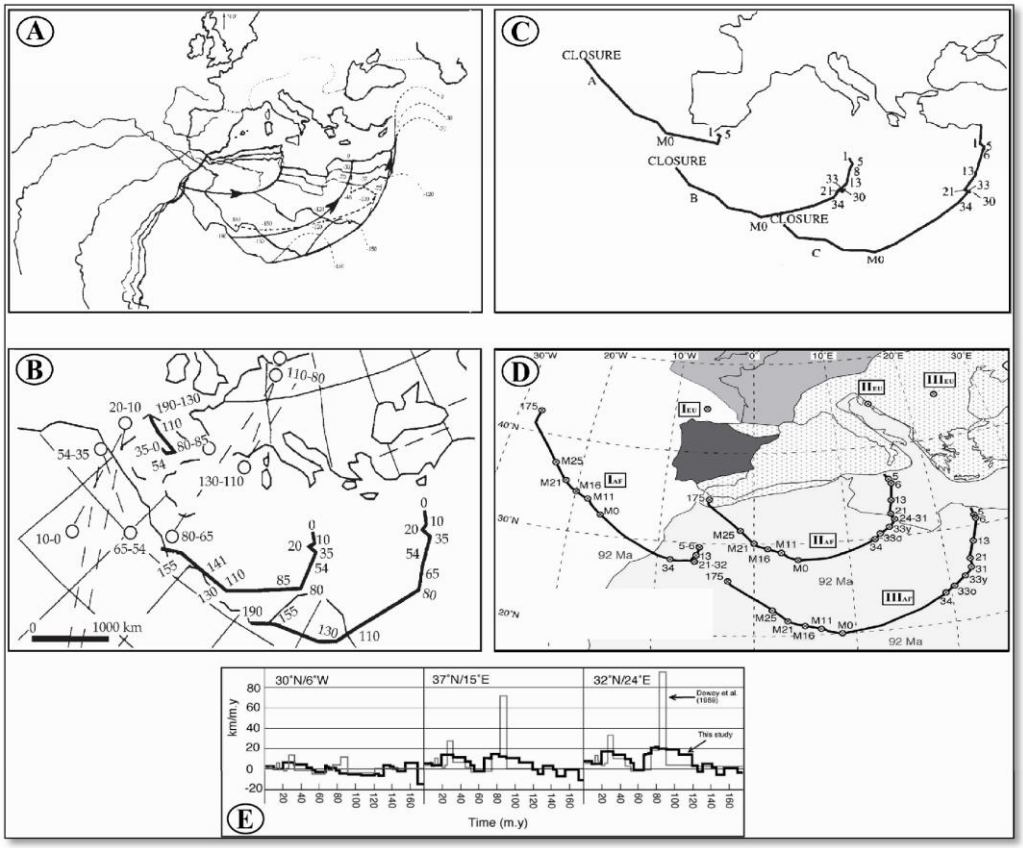


Figure I-14 : Reconstitution des mouvements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Europe déduit des anomalies magnétiques de l'océan Atlantique

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).

I.1.5.1.2 Reconstitutions à partir des marqueurs tectoniques.

La seconde façon de reconstituer la cinématique est d'utiliser le champ de déformation fini en considérant qu'il existe une relation directe entre celui-ci et les déplacements. Cette méthode 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).

Dans les Alpes Occidentales on observe 3 directions d'étirement (*depuis la fin du crétacé inferieur*) mesurées en particulier dans les domaines éclogitiques des zones internes. La première direction de linéation (*linéation éclogitiques, étirements minéralogiques*) est orientée N160°, proche de la direction nord-sud interprétée comme la direction initiale de charriage des matériaux océaniques et de la plaque africaine sur le continent européen (Merle and Brun, 1984). On trouve ensuite une seconde direction de linéations, (*linéation des minéraux rétromorphiques*), globalement est-ouest dans les Alpes Occidentales, interprétée comme la direction de déplacement durant la collision continentale (*à partir de 40Ma*).

I.1.5.1.3 Reconstitution de la Cinématique actuelle grâce à la géodésie spatiale.

Actuellement les vitesses horizontales dans les Alpes occidentales sont très faibles, les marges d'erreur de cette méthode étant de l'ordre du 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) (FIGURE : I-15). Les développements récents permettent de proposer une convergence inférieur au millimètre par an entre l'Apulie et l'Europe et inférieur à 0.5mm.an^{-1} entre le massif corso-sarde et les Alpes (Nocquet, 2012) (FIGURE : I-16). A l'échelle des Alpes occidentales, l'analyse des mesures GPS semble plutôt montrer une rotation (antihoraire) de la micro plaque apulienne autour d'un pôle non loin de Milan (Calais et al., 2002). Cette rotation implique un raccourcissement dans les Alpes du sud et en mer Ligure (Nocquet, 2012) compris entre 1.5 et 0.3 mm.a^{-1} selon les modèles utilisés (Calais et al., 2002 ; Serpelloni et al., 2005 ; D'Agostino et al.,2008) (FIGURE : I-15).

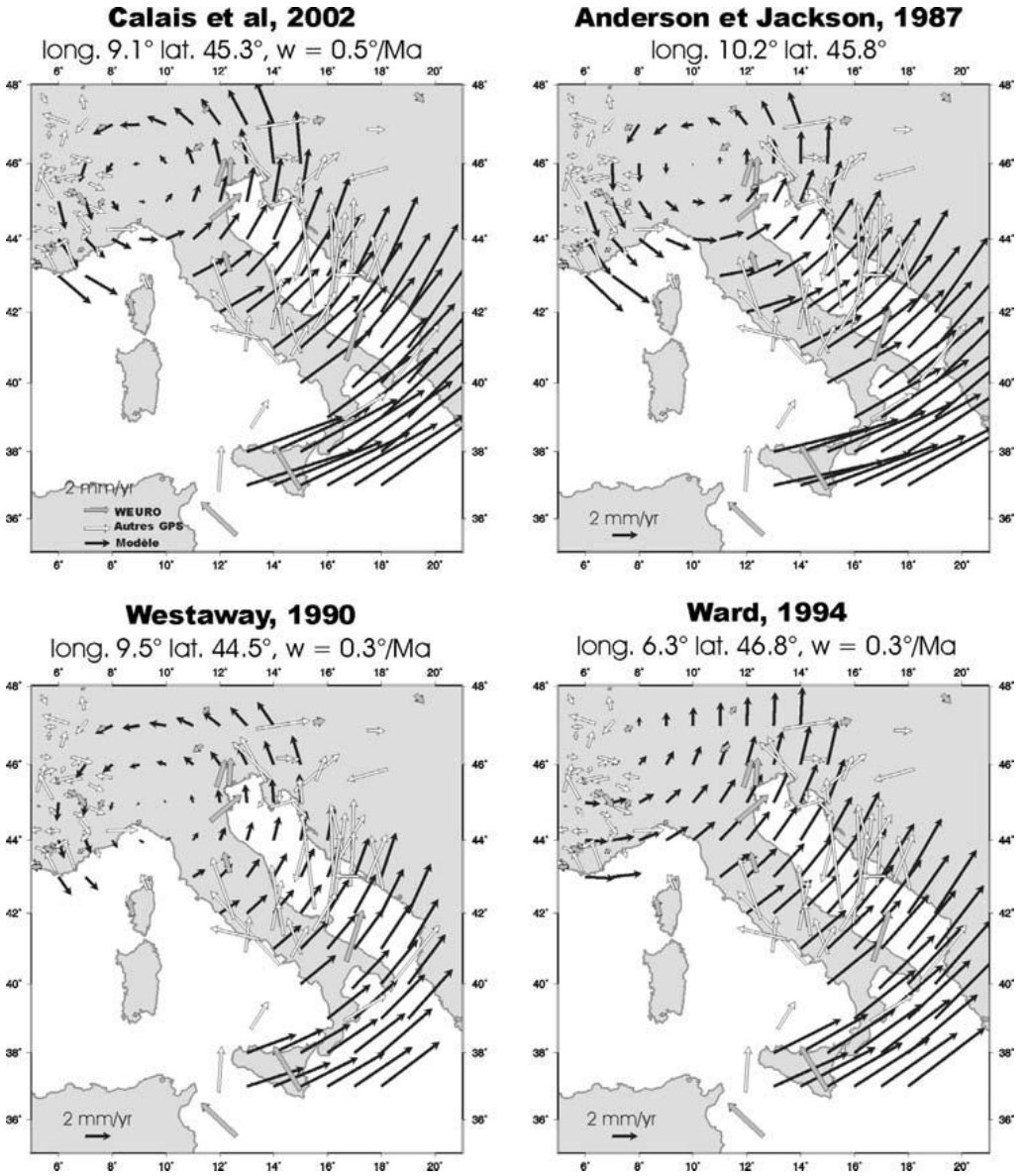


Figure I-15 : Cinématique de la microplaque adriatique

Noir flèches indiquent les vitesses prédites par quatre modèles différents. Les flèches grises indiquent les vitesses observées dans les stations GPS permanentes. Les flèches blanches montrent GPS résultats de la campagne de ANZIDEI et al. (2001), ALTINER et al. (2001), GRENERCZY et al. (2000) et VIGNY et al. (2002). (Nocquet et Calais, 2004)

Cette rotation de l'Apulie est depuis longtemps supputée par la géométrie arquée de la chaîne (Gidon, 1974; Anderson & Jackson, 1987; Ménard, 1988; Vialon et al., 1989), et plus récemment par le paléomagnétisme et de modélisation analogique (Aubourg et al., 1999; Thomas et al., 1999; Collombet, 2001; Collombet et al., 2002).

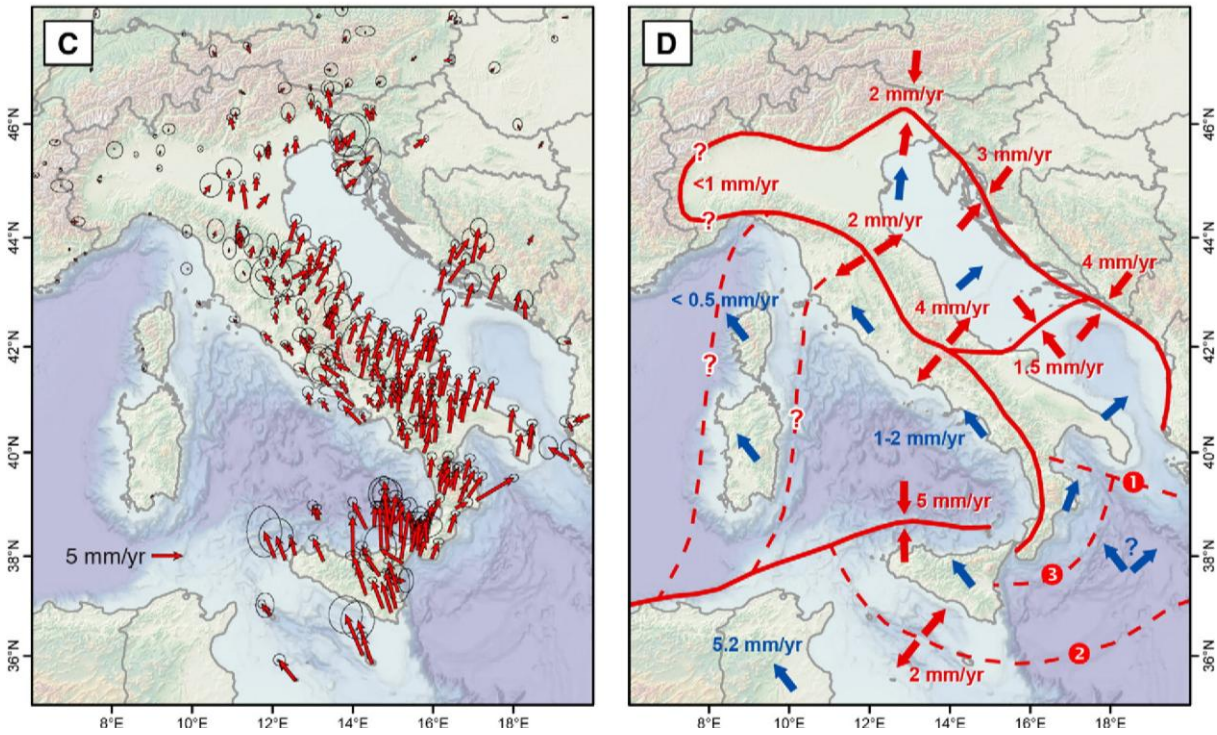


Figure I-16 : Carte tectonique de la Méditerranée centrale

Carte tectonique de la Méditerranée centrale, adapté de Armijo et al. (1986). C: Champ de vitesse avec Eurasie fixe. Ellipses d'erreur à 67% de confiance. D: modèles Cinématique 1, 2, 3 indiquent les frontière possible entre les l'Apulie et la Nubie (respectivement d'apers (Battaglia et al. (2004), D'Agostino et al. (2008) et Serpelloni et al. (2010)) (d'apres Noquet 2012)

Ces récentes observations montrent qu'il est difficile de présenter le contexte alpin actuel comme étant directement un exemple classique de collision orogénique frontale ou de chaîne en effondrement. Elle pose des questions qui doivent être analysées avec précaution.

I.1.5.2 Cinématique Europe-Apulie récente-actuelle

La structure en nappes des Alpes est acquise depuis 30-35 Ma. Elle correspond à une dynamique de subduction de la plaque européenne. La datation des minéraux syn-cinématiques le long de l'arc alpin montre que le sous-charriage puis l'exhumation en conditions ductiles des MCE sont compris entre 35 et 20 Ma (Rolland et al., 2012 ; Cenki et al., 2013). Cette phase de subduction continentale laisse place à un régime plus lent, où les processus compressifs perdurent.

La question principale concernant la cinématique des Alpes est de savoir si le moteur de celle-ci réside toujours dans un même processus de convergence lente ou dans un processus d'extension, et quel rôle peuvent jouer les processus externes (*climat, érosion*).

I.1.5.2.1 Processus extensifs

C'est depuis la fin années 90 que des études sismotectoniques régionales ont mis en évidence la présence d'un régime extensif dans l'ensemble des Alpes occidentales (Tricart et al., 1996 ; Maurer et al., 1997 ; Eva et al., 1998 ; Eva & Solarino, 1998 ; Sue, 1998 ; Sue et al., 1999 ; Sue & Tricart, 1999 ; 2003 ; Baroux et al., 2001 ; Kastrup, 2002 ; Champagnac et al., 2003 ; 2004; Kastrup et al., 2004 ; Delacou 2004) (FIGURE : I-17). L'extension affecte le cœur de la chaîne, les zones internes, et sa limite avec les zones externes (*Briançonnais, nord de l'Argentera-Mercantour, sud du Valais*). La signification de cette extension est discutée : slab roll-back (e.g. Sue, 1998), slab break-off (e.g. Davies & von Blanckenburg, 1995 ; Sue, 1998), extrusion latérale (e.g. Ratschbacher et al., 1991a ; 1991b ; Frisch et al., 2000; Sachsenhofer et al., 2000 ; Seyferth & Henk, 2004 ; Champagnac et al., 2006), extension d'extrado (e.g. Burg et al., 2005) et étalement gravitaire (e.g. Sue, 1998; Bada et al., 2001 ; Delacou 2004 ; Champagnac 2004 ; Sue et al., 2007). Plus récemment, l'érosion est aussi proposée comme moteur du soulèvement et de la sismicité (Vernant et al., 2013).

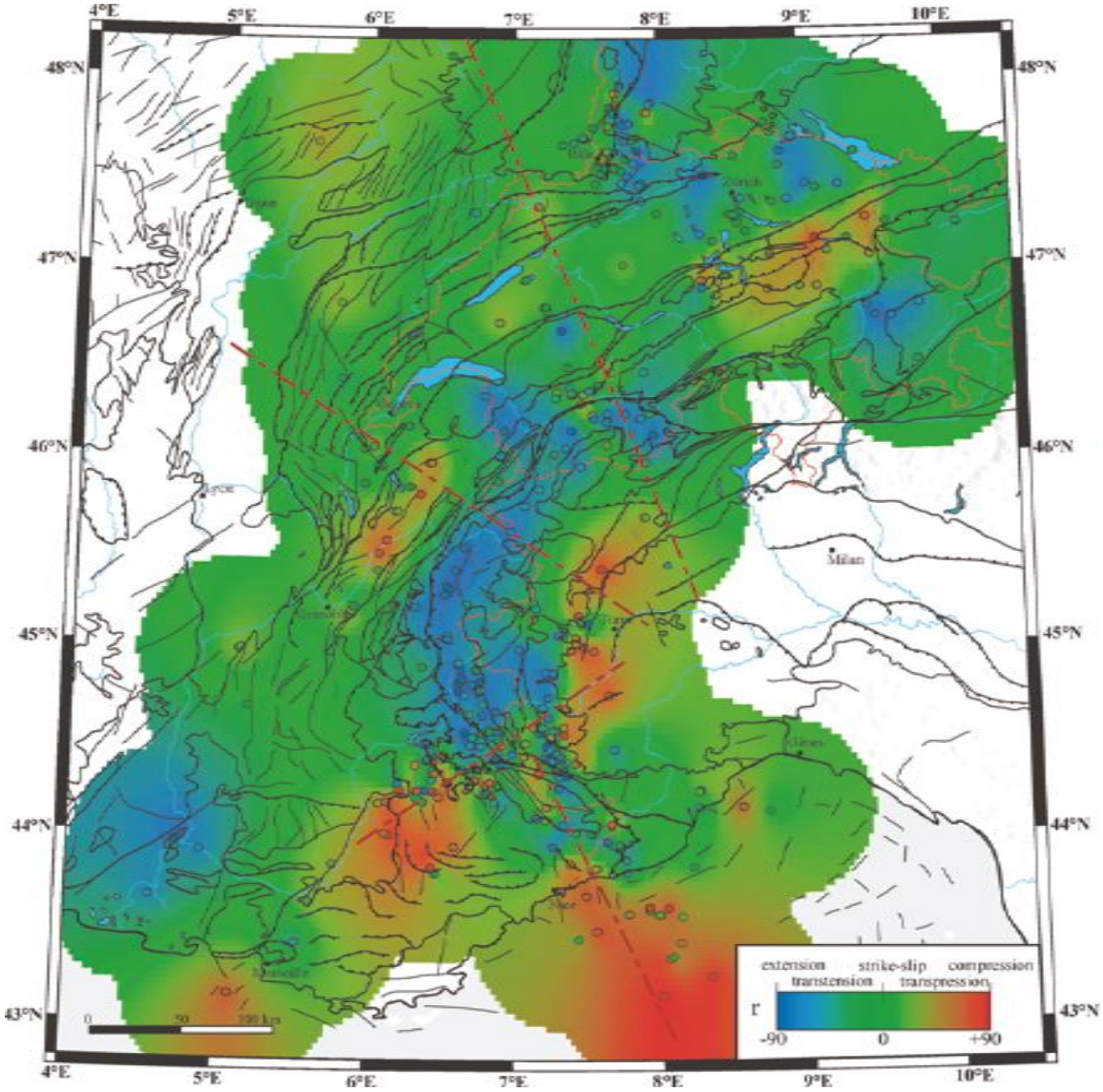


Figure I-17. Carte de la déformation active dans le domaine alpin (sur la base des axes P / T) (Delacou, 2004), avec le raccourcissement en rouge, l'extension en bleu, le décrochement en vert. L'interpolation est effectuée à partir du type de déformation connu (où les mécanismes focaux sont disponibles) et lissé sur 55km.

I.1.5.2.2 Composante rotationelle

S'il apparaît donc aujourd'hui nécessaire de trouver des modèles explicatifs de l'extension, il faut aussi tenir compte de domaines demeurant en compression, en particulier dans les Alpes externes et dans les Alpes du sud. La question du lien de cette tectonique avec la tectonique méditerranéenne est également posée. 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 (Sanchez, 2010). L'initiation du poinçonnement nord-sud du corps d'Ivrée est associé aux mouvements rotationnels affectant le pourtour de l'arc alpin depuis 26 Ma, et à l'exhumation associée du massif durant le Miocène (*26-4 Ma*) (Sanchez, 2010). Dans ce modèle la déformation des Alpes est liée à la rotation rigide antihoraire du bloc apulien (Gidon, 1974 ; Ménard, 1988 ; Vialon, 1990 ; Mancktelow, 1992). Cette rotation est accommodée aux limites du système par de

grandes structures décrochantes dextres au nord et au sud, réactivant le Front Pennique sur lesquelles les mouvements sont accommodés en extension dans des domaines en pull-apart. Elle s'appuie également sur l'observation des Modèles GPS qui laissent supposer une rotation anti horaire de la micro plaque Apulienne (FIGURE : I- 18 B).

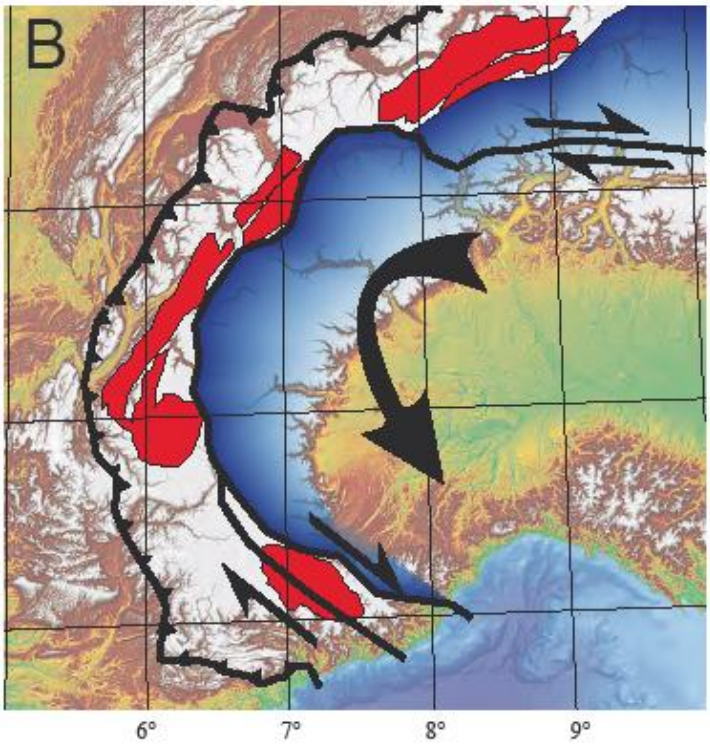


Figure I-18 : Modèle tectonique proposé pour expliquer la déformation active des Alpes occidentales : déformation dextre le long de la ligne Insubrique et du Front Pennique liée à rotation antihoraire de l'Apulie (eg : Gidon, 1974).

I.1.6 Sismicité : un marqueur de la tectonique active ?

Les Alpes occidentales sont une zone de sismicité faible à modérée (Giardini et al., 1999). Cependant, certains domaines montrent une activité sismique plus importante, citons par exemple le Briançonnais et la région niçoise (*marge ligure*) dans laquelle on enregistre une microsismicité quotidienne (FIGURE : I-19), avec tous les 5 ans la récurrence d'un séisme de magnitude 4.5 – 5.0 (Courboulex et al., 2001).

Historiquement de nombreux séismes destructeurs de forte intensité ont eu lieu dans la region, pouvant aller jusqu'à des intensités de IX sur l'échelle MSK et dont les magnitudes estimées sont supérieures à 6, citons pour exemple le séisme de Lambesc de 1909 et le séisme Ligure de 1887 dont la magnitude estimée est de 6.7 (Laroque et al., 2011). Mais

c'est toute la chaîne occidentale de Alpes qui est soumise à une sismicité potentiellement destructrice (Thouvenot et al., 1990).

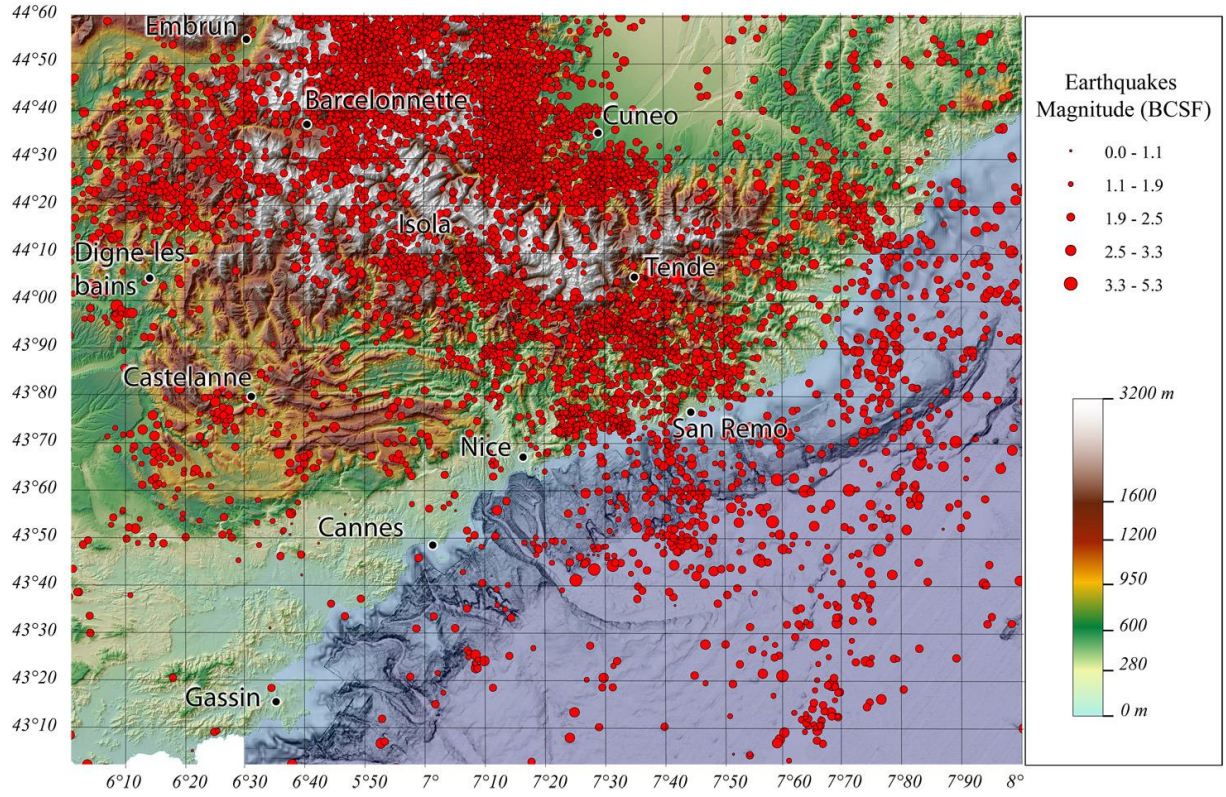


Figure I-19 : Carte de la sismicité dans les Alpes du sud, Catalogue BCSF (1988-2010).

Compte tenu du développement important de l'urbanisation depuis les années 40, la communauté scientifique n'a cessé de développer l'instrumentation sismologique des Alpes du sud dans le but de mieux comprendre la répartition de la sismicité, sa signification géodynamique et ses conséquences sur l'aléa. Les premières études menées par Rothé (1941) ont permis de définir deux grands arcs sismiques dans les zones internes, celui du Briançonnais et celui du Piémontais. Aujourd'hui il apparait que l'ensemble de l'orogène est soumis à un régime décrochant transpressif ou transtensif avec des variations plus ou moins marquées vers des régimes extensifs ou compressifs (e.g., Rolland et al., 2012). Les zones internes (*Briançonnais et Piémontais*) et localement, le nord-ouest du massif de l'Argentera-Mercantour sont soumis à un régime extensif (Sue, 1998 ; Sue et al., 2000 ; Delacou et al., 2004 ; Bethoux et al., 2007 ; Larroque et al., 2009) compatible avec les directions régionales d'extension, nord-sud dans le sud du Valais, et est-ouest à NE-SW dans le Briançonnais et l'Argentera-Mercantour. Les zones externes (*front du Jura, de Belledonne, de la Provence, de la marge Ligure et de la plaine du Pô*) sont soumises à un régime compressif (Bethoux et al., 1992 ; Sue, 1998 ; Barroux et al., 2001 ; Larroque et al., 2001). Les axes de raccourcissement

dessinent un éventail d'axes compressifs (Eva & Solarino, 1998 ; Sue et al., 1999 ; Baroux et al., 2001 ; Kastrup et al., 2004) radial à l'arc alpin (Fréchet, 1978 ; Pavoni & Roth, 1990).

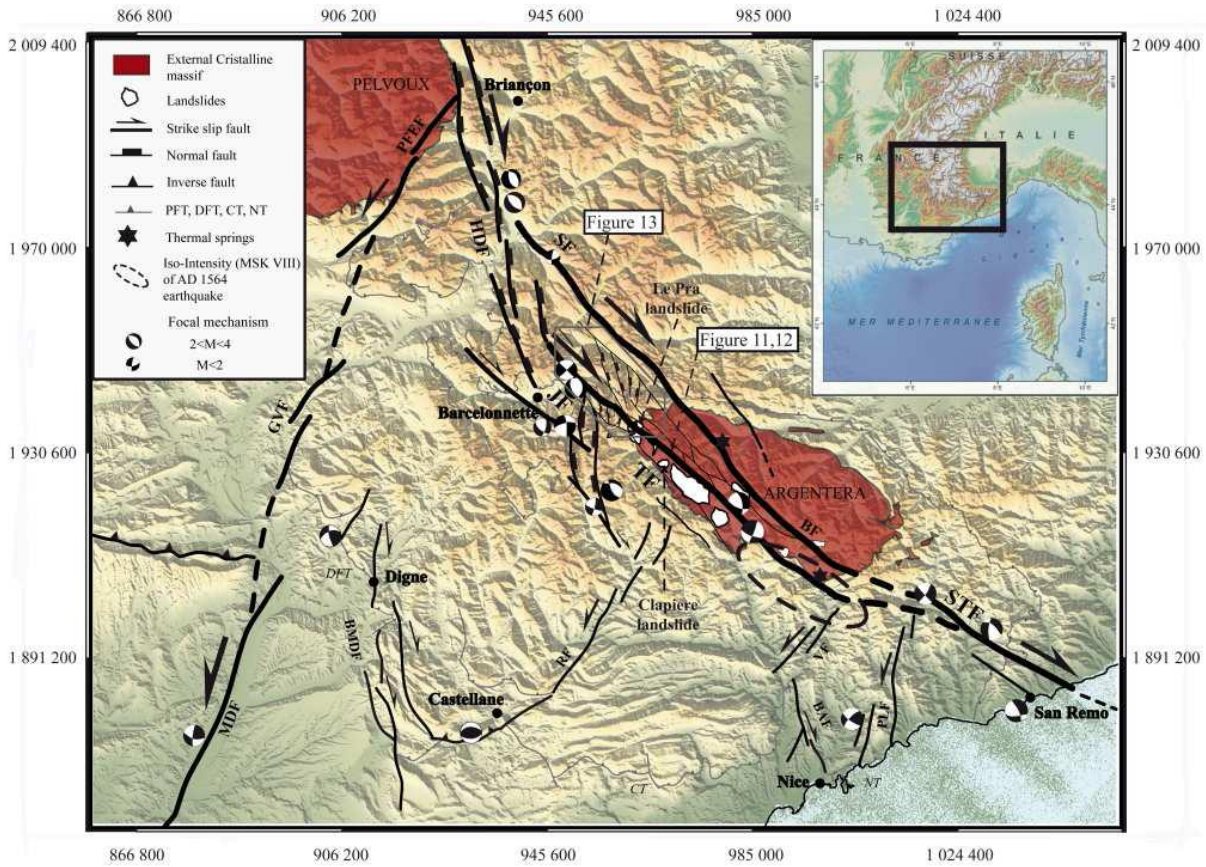


Figure I-20 : Carte géologique régionale du réseau de failles actives dans le Sud des Alpes occidentales (Hautes-Alpes à Alpes-Maritimes, France), avec les emplacements des glissements de terrain (Jomard et al., 2007) et des anomalies géothermiques. Le lieu supposé de l'événement sismique historique (1564 J.-C) est également indiqué ainsi que les mécanismes focaux (Courboulex et al., 2003 ; Delacou et al., 2004 ; Béthoux et al., 2007) le long du système principal. (Sanchez et al., 2010a,b). PFT: Penninic Frontal Thrust; DCFT: Digne-Castelanne 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.

Aujourd'hui l'investigation de terrain menée dans le massif de l'Argentera-Mercantour montre que le réseau de failles actives 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 (Sanchez et al., 2010a). Le caractère actif de ces failles est attesté par le décalage de surfaces topographiques et de polis glaciaires datés à 12 ka, la présence de pseudotachylites, de glissements de terrain actifs, de sources thermales, par une activité sismique mesurable, notamment dans la région de Jausiers, et par la localisation de certains grands séismes historiques sur ces mêmes failles. (Sanchez et al., 2010b ; Darnault et al., 2012) (FIGURE : I-20).

I.1.6.1.1 Hydrosismicité

Ce régime de déformation lente, avec peu de variation du niveau de contrainte horizontale interne (*géodesie* ; Calais, 2002 ; Nocquet, 2007 ; 2012) est tout de même marqué par une sismicité diffuse avec des évènements historiques de forte magnitude. Ce type de sismicité modérée et diffuse (FIGURE : I-19) soulève bien des questions quant à sa signification.

Une telle microsismicité dans des systèmes tectoniques de très faible vitesse est variablement interprétée (*marée terrestre, hydrosismicité, eg :* Costain et al., 1987 *; érosion*, *eg :* Vernant et al., 2013 ; *rebond isostatique eg :* Delacou et al., 2004). La théorie souvent avancée et probablement la plus controversée est l'hydrosismicité (Costain et al., 1987). Cette sismicité induite par la pluie a fait l'objet de nombreux travaux à la fois dans les zones intra plaque (Costain et al., 1987 ; Bollinger and Costain,1988 ; Ervin and El-Hussain, 1988 ; Pujol, 1989 ; Costain and Bollinger, 1991 ; Goodacre et al., 1993 ; Tsoflias et al., 1995 ; Muço, 1995 ; Costain and Bollinger, 1996 ; Muço, 1999 ; Jiménez and García-Fernández, 2000 ; Ganesha Raj et al.,2001 ; Parotidis et al., 2003 ; Kurz et al., 2004 ; Waclawik, 2006 ; Hainzl et al., 2006 ; Costain, 2008 ; Ma and Eaton, 2009 ; Rajendran et al., 2009 ; Liu et al., 2009), et dans les zones de faible déformation (McClellan, 1984 ; Kafri and Shapira,1990 ; Roth et al.,1992 ; Wolf et al., 1997 ; Braitenberg, 2000 ; Saar and Manga, 2003 ; Saar and Manga, 2004 ; Christiansen et al., 2005 ; Christiansen et al., 2007 ; Husen et al., 2007 ;Bollinger et al., 2007).

Dans la région, le rôle des fluides a été invoqué pour la compréhension de l'activité sismique, lors de la crise pluri-annuelle de Jausiers Tinée (Leclère et al., 2012) et dans des crises d'une durée plus réduite d'ordre mensuel comme dans la région de Nîmes, suite à des évènements de forte pluviométrie (Rigo et al., 2008), ce qui fut également le cas de la crise sismique de Blausasc (Courboulex et al., 2003). Pour cette dernière, l'hypothèse d'une relation avec les fortes pluies avait été envisagée sans jamais être vraiment étudiée en détails.

I.2 Problématiques, stratégies et méthodolologies d'études

C'est dans ce contexte tectonique de faible vitesse, mais montrant une sismicité historique avec quelques évènements de forte magnitude, dans un système alpin de géométrie complexe, que la problématique de ma thèse prend sa source. L'évolution tectonique depuis le Néogène dans les Alpes occidentales internes et externes est très contrastée et controversée. Aujourd'hui, plusieurs modèles sont proposés et largement débattus. Contraindre les champs de déformations récents et actuels, et proposer un modèle cohérent de déformation sur les derniers millions d'années est nécessaire afin de mieux appréhender l'aléa sismologique.

Dans une vision plus large, une meilleure compréhension de l'aléa est nécessaire pour une estimation correcte des risques sismo-gravitaires dans une région où la population s'accroît fortement sur le littoral azuréen. Pourtant ce risque est mal contraint, la sismicité étant modérée et diffuse, avec de rares évènements de magnitude plus forte (*à une échelle pluri-centenalle*) (FIGURE : I-19). La localisation des séismes se répartit suivant des essaims spatio-temporels comme dans les crises ayant lieu en Ubaye (Thouvenot et al., 2003 ; Jennatton et al., 2007). La micro sismicité, même relocalisée, semble s'exprimer aussi en-dehors des accidents géologiques connus comme la crise de Blausasc en 2000 (Courboulex et al., 2001, 2003, 2007). Une question se pose alors :

Quelle est la signification de l'activité sismique dans les Alpes du sud ?

Dans le but de mieux comprendre le risque sismique dans ce contexte de déformation lente, il était crucial de faire un saut d'échelle temporel, c'est pour cela que nous nous sommes intéressés à la géodynamique néogène. Pour apporter des éléments de réponse à cette grande question nous nous sommes posés une question qui a guidé mon travail de thèse :

Quelle est l'évolution géodynamique du sud des Alpes Occidentales depuis le néogène, et peut-on mieux comprendre cette activité sismique comme la continuité de cette évolution long-terme?

Pour reconstituer l'évolution géodynamique au Néogène, nous avons développé une première stratégie d'étude s'appuyant sur la reconsidération de l'importance des

déformations récentes. En effet dans ces domaines soumis à une faible déformation il est essentiel d'étudier les bassins sédimentaires récents parce qu'ils enregistrent des déformations cumulées sur plusieurs millions d'années, et l'on peut s'abstraire des déformations plus anciennes. C'est ce que nous avons entrepris lors de ce travail de thèse avec l'étude des bassins les plus récents de l'arc de Nice. Au cours de ce travail nous avons étudié trois bassins néogènes d'âges différents et leurs relations tectoniques avec leur environnement :

- Le bassin Miocene de Roquebrune-Cap-Martin
- Le bassin Pliocene de la vallée du Var
- Le bassin Plio-Quaternaire de Tourrette-Levens

Ce qui nous a permis de reconstituer le champ de contrainte récent.

La seconde stratégie a été de comprendre le régime tectonique actif. Pour cela nous nous sommes intéressés à l'activité sismique. Nous avons comparé les régimes tectoniques passés (*étude des plans de faille striés*) et présents et réalisé la comparaison entre la localisation des séismes et les tracés des failles actives/récentes ce qui nous conduit à une autre question :

Quelles sont les raisons de la diffusivité de la sismicité dans une région soumise à une faible vitesse de convergence?

Pour cela nous nous sommes intéressés aux processus autres que la tectonique, pouvant contrôler l'activité sismique intraplaque, principalement l'hydrologie liée au régime de précipitations. Ces processus sont basés sur le constat (1) que la pluviométrie est souvent avancée comme facteur déclenchant de la sismicité (*« hydrosismicité »*) et (2) que des relations avec des facteurs externes ont commencé a être évoquées sur l'évolution long-terme et court terme de la sismicité. Nous nous sommes intéressés de près à la relation entre la pluviométrie et la sismicité à l'échelle d'une crise sismique donnée (*la crise de Blausasc*), mais aussi à plus grande échelle (*région*). Les Alpes du sud présentent l'avantage d'être une région où les données sismologiques sont accessibles sur une longue durée (*plus de 25 ans*) à haute résolution, et peuvent être comparées aux données hydrologiques (*pluviométrie, source météofrance*).

I.2.1 Méthodolologies d'étude

Pour répondre à l'ensemble de ces questions nous avons choisi d'utiliser différentes méthodes complémentaires : la géomorphologie, la micro-tectonique, l'analyse de la fracturation, l'analyse du régime de contraintes passé (*inversion des couples failles-stries*) et présent (*mécanismes au foyer*), l'étude de la sismicité et de la modélisation géométrique 3D.

I.2.1.1 Études morphotectoniques

L'étude de la morphologie est devenue un outil indispensable et complémentaire de la cartographie de terrain aussi bien en amont qu'en en aval de celui-ci. En effet La topographie résulte d'un équilibre dynamique entre la tectonique et l'érosion (*elle-même fonction du climat et des lithologies*). Il s'agit donc de s'intéresser à la topographie, car elle est directement liée à la tectonique. De plus, elle permet une vision globale à plus ou moins grande échelle.

Elle permet de mettre en évidence des failles, bien souvent grâce à des anomalies de drainage, mais aussi le long de linéaments, marqués par des alignements de cols, crêtes décalées, etc. L'analyse des profils en long des rivières permet également de détecter et de caractériser les mouvements induits par les failles actives. Cependant, dans les contextes de faible déformation, l'expression morphologique des failles est souvent discrète car les processus érosifs agissent à des vitesses supérieures ou proches de celles des déplacements tectoniques en surface. Aussi, il demeure délicat d'interpréter les morphologies comme étant le résultat de déplacements de failles.

L'étude morphologique a été réalisée sur l'ensemble de la région, à différentes échelles et avec un intérêt particulier pour les bassins récents (*Mio-plio-quaternaire*) et leurs bordures. Nous avons utilisé un MNT très haute résolution (*2m*) dans la vallée du Var et la communauté d'agglomération de Nice et un MNT haute résolution (*5m*) pour l'ensemble du département des Alpes Maritimes.

Cette étude nous a permis d'orienter l'investigation de terrain, ensuite les constants allers-retours entre les documents de télédétection et le terrain nous ont permis d'affiner le tracé des failles et de faire des changements d'échelles.

I.2.1.2 Géologie structurale

L'étude de terrain des bassins sédimentaires récents permet d'apporter des contraintes géologiques importantes pour comprendre l'évolution tectonique du sud des Alpes occidentales. Les bassins de front de chaîne peuvent être des marqueurs sédimentaires syn-cinématiques, ou des marqueurs passifs des déformations postérieures.

Trois bassins ont été étudiés : (1) le bassin de Roquebrune-Cap-Martin ouvert de façon syn-cinématique au Miocène et situé à la charnière entre le bassin ligure ouvert en extension et l'arc de Nice résultant de la compression alpine. (2) Le bassin pliocène de la vallée du Var et (3) le bassin plio-quaternaire de Tourrette-Levens ont également fait l'objet d'une attention particulière. En effet ils sont tous les deux sur la bordure décrochante occidentale de l'arc de Nice et montrent des morphologies caractéristiques d'une activité tectonique récente.

Enfin c'est sur l'ensemble de la région qu'une étude structurale à grande échelle a été menée, en intégrant les données de fracturation à échelle régionale. Nous avons étudié la déformation à la fois dans le socle cristallin et dans la couverture Mésozoïque, ce qui permet d'avoir une vision globale et de mieux caractériser la géométrie des failles dans les différents niveaux structuraux.

I.2.1.3 Modélisation Géométrique 3D

L'objectif de la modélisation géométrique 3D est d'obtenir une description continue de la distribution des formations géologiques en profondeur. Ceci est réalisé à partir de la mise en cohérence de l'ensemble des données géologiques (*ithologie, âges de formation des structures)* avec l'ensemble des connaissances (*carte géologique, coupe, MNT, forages*).
La modélisation 3D permet d'élaborer des modèles géologiques géométriques intégrant l'ensemble des mesures de pendages (*plan de stratification, axe de plis etc*) intégrées à celui-ci. Nous avons utilisé le "GeoModelleur 3D" développé conjointement par le Bureau de Recherche Géologique et Miniere (*BRGM*) et Intrepid Geophysics Société. Ce logiciel a été developpé spécialement pour les applications géologiques afin de produire des modèles géologiques 3D des structures tectoniques complexes (Martelet et al., 2004 ; Calcagno et al., 2008 ; Schreiber et al., 2010). La modélisation nous aura été utile pour exploiter au mieux l'ensemble des données recueillies et produire un modèle géométrique cohérent des déformations des bassins mio-plio-quaternaires.

I.2.1.4 Etude de la direction de raccourcissement

Les bassins miocène et pliocène de Roquebrune-Cap-Martin et du Var sont constitués de poudingue (*conglomérat formé d'éléments figurés arrondis, type galet*). Ces galets sont de précieux outils pour mesurer les axes de déformation. En effet lorsque le sédiment est soumis à une contrainte tectonique, il va se compacter, les galets vont alors s'entre-choquer et se marquer. On observe alors des cupules de pression-dissolution, des stylolites, et une fracturation perpendiculaire à la direction de l'ouverture, ainsi que des stries tout autour des galets qui sont le résultat du mouvement des grains de quartz dans la maîtrice (e.g., Campredon et al., 1977; Simon, 2007). Ces observations permettent de déterminer l'axe de raccourcissement (*z*) de l'ellipsoïde de déformation. Sur la base d'une étude statistique il est alors possible de déterminer une direction de raccourcissement locale, et d'obtenir ainsi le champ de déformation à l'échelle du bassin.

I.2.1.5 Analyse de la fracturation et méthode d'inversion

De nombreuses failles ont été observées sur le terrain, ces plans striés permettant la détermination des axes de paléo-contraintes par l'inversion des orientations des plans et des stries correspondantes selon les principes développés par Wallace (1951) et Bott (1959), c'est-à-dire en considérant que la direction de la strie portée par le plan de faille est parallèle à la direction de la contrainte tangentielle. De nombreuses méthodes d'inversion dérivent de ce principe (Anderson, 1951 ; Bott, 1959 ; Arthaud, 1969 ; Carey, 1976 et 1979 ; Angelier, 1975, 1979 ; Angelier et Goguel, 1979 ; Armijo et Cisternas, 1978 ; Armijo et al., 1982 ; Etchecopar et al., 1981 ; Célérier, 1988 ; Angelier, 1990 et 1991 ; Delvaux et Sperner, 2003). Dans notre cas, pour l'inversion des couples failles-stries, nous avons utilisé la méthode INVDIR, développée par Angelier (1990).

L'inversion du tenseur de contrainte à partir des couples failles/stries implique plusieurs hypothèses : la première suppose que le milieu doit être homogène, isotrope à l'échelle du site que l'on veut inverser et exempt de déformation plastique. La seconde suppose que les directions de mouvement sur les failles doivent être indépendantes des failles environnantes (Dupin et Angelier, 1993), ce qui est difficilement vérifiable sur le terrain. Enfin la troisième

hypothèse suppose que le champ de contraintes doit être uniforme dans le site de mesure, et donc lié à une même phase tectonique. D'où l'intérêt de se concentrer dans un premier temps sur les bassins les plus récents, et donc les moins polyphasés. Ainsi on peut reconstituer le régime de contrainte avec des arguments temporels solides (*au Quaternaire, au Pliocène puis au Miocène*). Fort de cette reconstitution, il est alors possible de regarder les déformations dans la couverture mésozoïque et le socle cristallin et de discuter de l'évolution tectonique de la région.

I.2.1.5.1 Méthode INVDIR

La méthode INVDIR (Angelier, 1990) est une méthode d'inversion directe qui permet la détermination d'un tenseur réduit. Cette méthode est basée sur la minimisation de l'angle entre la strie mesurée et la strie théorique recalculée à partir de la solution (*angle différentiel*). Le logiciel Tector 94 développé par Angelier permet de calculer à l'échelle d'un site l'orientation des trois contraintes principales ($\sigma1, \sigma2, \sigma3$) et un rapport de forme (ϕ).

Ce rapport de forme nous renseigne sur la stabilité du tenseur. Je donne pour exemple ϕ = 0,5 : dans ce cas le régime est purement compressif si les failles sont inverses, ou purement extensif si les failles sont normales. A l'opposé ϕ = 0 ($\sigma2 = \sigma3$) ou ϕ = 1 ($\sigma1 = \sigma2$) : dans ces deux cas le tenseur des contraintes est favorable à la permutation (Hu et Angelier, 2004), régime transpressif ou transtensif.

Pour un site donné, qui répond au critère précédemment évoqué, on a cherché un tenseur de contrainte. Le logiciel permet de calculer un angle différentiel, cet angle étant un critère qui nous renseigne sur la compatibilité entre le tenseur calculé et les failles mesurées. Nous avons considéré qu'un angle différentiel inférieur à 30° était satisfaisant. Pour chaque faille rejetée un nouveau tenseur est alors calculé, et ainsi de suite jusqu'à obtenir un tenseur compatible avec les jeux de failles. Cette méthode nécessite donc un nombre important de données.

L'ensemble des résultats est présenté par sous forme de canevas de Schmidt, en projections en hémisphère inferieur.

I.2.1.5.2 Méthode des « Dièdres Droits »

Etant donné le faible nombre de couples failles/stries dans les bassins récents, nous avons également utilisé la méthode des dièdres droits (Arthaud, 1969 ; Angelier, 1975). Cette méthode est une recherche géométrique et graphique des directions des axes de déformation. Il faut définir deux plans pour chaque faille, un premier qui est le plan de faille strié, et un second appelé plan auxiliaire perpendiculaire au plan de faille et passant par la direction de la strie. On définit ainsi 4 dièdres, deux de ces dièdres représentent les domaines en compression (*contenant l'axe de raccourcissement Z*) et les deux domaines restants les domaines en extension (*contenant l'axe d'élongation X*). En superposant les stéréogrammes de plusieurs failles on affine les zones en compression et les zones en extension. Dans le cas idéal il apparaît deux domaines (*compressif et extensif*) compatibles avec toutes les failles.
La forme des zones varie en fonction du nombre de failles et de la dispersion des données.

I.2.1.6 Analyse de l'activité sismique et méthode d'inversion sismologique

Dans cette étude, deux approches ont été menées, une première sur la répartition des séismes pour aider à la cartographie des failles récentes actives, puis une seconde sur l'analyse du tenseur des contraintes actuelles sur la base de l'inversion des mécanismes au foyer.

I.2.1.6.1 Inversion des mécanismes au foyer, obtention du tenseur actuel

Le calcul du tenseur des contraintes actuelles passe par l'inversion des mécanismes au foyer « double couples ». Le mécanisme au foyer est défini par deux plans nodaux dont un est le plan de faille réel et le vecteur glissement est defini par le rake (Byerly, 1955 ; Hodgson et Milne, 1951 ; Hodgson, 1955). Ces deux plans délimitent ainsi quatre dièdres droits auxquels sont attribués deux à deux une zone en pression avec l'axe P représentant le maximum de pression et une zone en tension avec l'axe T (*maximum de tension*). On définit trois axes P, B et T (*B étant l'axe caractérisé par l'intersection des deux plan nodaux*) qui sont identiques aux directions de contraintes optimales à la différence près que l'angle de friction est

supposé nul. Cette similitude avec les failles nous donne la possibilité d'utiliser l'hypothèse de Wallace (1951) et Bott (1959) et d'inverser les mécanismes pour calculer un tenseur.

Plusieurs problèmes se posent. Le premier est que la contrainte tangentielle théorique ne peut pas être alignée avec les rakes des deux plans nodaux à la fois. Sauf si une des contraintes principales est parallèle à l'axe B ou si le tenseur de contraintes présente une symétrie axiale ($\phi = 1$ *ou* $\phi = 0$) (Gephart, 1985). Le second problème est que le mécanisme au foyer comporte deux plans pour lesquels il est toujours difficile de déterminer le plan de faille sur laquelle le glissement a eu lieu. Toutefois il existe des méthodes pour pallier à ce problème, la plus courante étant de calculer l'écart entre l'observable et le modèle pour chacun des deux plans et de sélectionner celui dont l'écart est le plus faible (Gephart et Forsyth, 1984 ; Gephart, 1990 ; Julien et Cornet, 1987 ; Mercier et Carey-Gailhardis, 1989 ; Célérier et al., 2012).

La méthode INVDIR, utilisée pour l'étude des failles ne permet pas de lever l'ambiguïté sur les plans nodaux (elle implique de connaître le plan de faille). Pour cette raison nous avons calculé le tenseur des contraintes actuel avec le code RTA (Célérier, 1988) qui s'appuie directement sur la méthode Etchécopar (1984) et permet de sélectionner le meilleur plan de faille entre les deux possibilités. Tout comme la méthode INVDIR, cette méthode donne un tenseur réduit avec l'orientation des axes de contrainte ($\sigma 1, \sigma 2, \sigma 3$) et un rapport de forme ($R0$) qui diffère légèrement du ϕ

Les résultats obtenus avec ces deux méthodes sont équivalents (e.g., Plateaux, 2012).

Nous avons donc inversé les mécanismes au foyer par zones (*définies par leur cohérence de signal sismologique*). De la même manière que pour l'étude des failles, nous avons rejeté les mécanismes au foyer incompatibles. Dans ce cas, l'angle différentiel était supérieur à 45°. Nous avons choisi un critère volontairement moins sélectif, parce que la détermination des mécanismes au foyer présente plus d'incertitudes que les failles (*à la fois sur l'orientation, le pendage et le rake*). Pour estimer la stabilité du tenseur, nous avons retenu les cinq meilleurs de chaque zone.

Chapitre II

II. Etude du champ de déformation du Néogène au Plio-quaternaire dans le sud des Alpes occidentales

Ce second chapitre présente les résultats de l'analyse tectonique des champs de déformation du Néogène au Plio-Quaternaire, grâce à l'étude géomorphologique, structurale et tectonique de plusieurs bassins sédimentaires. En effet dans les chaînes subalpines du sud de la France, l'analyse de la composition et des répartitions spatio-temporelles des sédiments syn-orogéniques des bassins d'avant-pays offrent un puissant outil pour la datation des phases de déformations alpines. Dans les Alpes du sud et l'arc de Nice, l'âge de la déformation alpine est discuté (Gèze, 1960a,b ; Bulard, 1975 ; Perez, 1975 ; Ritz, 1991 ; Guardia et al., 1996 ; Bigot-Cormier et al., 2004 ; Schreiber, 2010 ; Sanchez et al., 2010).

Une première partie présente l'analyse du champ de déformation du Miocène, avec l'étude du bassin sédimentaire Miocène de Roquebrune Cap-Martin, seul marqueur sédimentaire de la déformation miocène dans la région. La seconde partie s'appuie sur l'étude des bassins plio-quaternaires de la vallée du Var et de Tourrette-Levens. Ces deux études apportent des contraintes géologiques sur le champ de déformation, mais aussi sur des chronologies des déformations permettant ainsi de revisiter l'évolution tectonique néogène dans les Alpes du sud.

II.1 Etude des déformations Miocène dans les Alpes du sud

L'ensemble de ce travail a fait l'objet d'une publication scientifique dans le « *Bulletin de la Société géologique de France*, 2011 t. 182, no 6, pp. 493-506 ». Une première partie résume l'article présenté dans la seconde.

II.1.1 Version abrégée en français

Le bassin Miocène de Roquebrune-Cap Martin constitue le seul affleurement de cet âge charnière entre la compression alpine et l'ouverture du bassin Ligure. Il offre une occasion unique pour comprendre la géodynamique de la région. Le but de cet article est donc de discuter des relations entre la sédimentation et la tectonique dans ce bassin. L'Arc de Nice est un système plissé et écaillé délimité par deux principaux systèmes décrochants. Bordé à l'ouest par un réseau de failles nord-sud, dextre, (*Aspremont-St Blaise*) tandis que sa bordure est caractérisée par un faisceau de failles le N20-N30° (*Breil-Sospel-Monaco*) (FIGURE : II-1). Ces deux systèmes de failles accommodent le déplacement vers le sud de l'arc de Nice (Gèze, 1960a,b ; Lanteaume, 1962 ; Bulard, 1975 ; Perez, 1975 ; Campredon et al., 1977 ; Ritz, 1991). Le bassin Miocène de Roquebrune-Cap Martin est délimité au sud-est par l'anticlinal du Cap Martin et à l'ouest par la faille décrochant du Mont-Gros (FIGURE : II-2).

II.1.1.1 Lithologies et ages des sédiments du bassin

Les sédiments du RCMB sont principalement des conglomérats polygéniques avec une grande proportion de sédiments Mésozoïques et très occasionnellement des roches du socle hercynien, des sédiments du Permien, des Flysch Helminthoïdes et radiolarites. Au centre du bassin, le conglomérat présente un pendage d'environ 15-20° vers le sud-ouest avec des structures sédimentaires qui indiquent un transport depuis le nord vers le sud (FIGURES : II-3 ET II-4). Ces conglomérats alternent avec des brèches sédimentaires et sont distribués de manière hétérogène depuis la bordure ouest jusqu'au centre du bassin. Ils alternent aussi avec de grands olistolithes de calcaire Jurassique interstratifiés et noyés dans la stratification. Leurs structures sont compatibles avec un faible transport d'ouest en est et leur nature monogénique indique qu'elles proviennent du Mont Gros. L'analyse détaillée de terrain montre que ces brèches et olistolithes représentent en fait des formations marines,

emballées et cimentées par une matrice calcaire biodétritique (FIGURES : II-6 ; II-7 ET II-8). Nous interprétons ces formations grossières comme des brèches de pente qui résultent d'écroulements successifs affectant le relief de faille jurassique du Mont Gros. Les données paléontologiques disponibles indiquent que les conglomérats marins ont été déposés entre le Burdigalien et le Tortonien (Iaworski et Curti , 1960; Anglada et al., 1968). Les travaux les plus récents confirment que l'âge de ces sédiments est Burdigalien - langhien et Serravalien pour les conglomérats supérieurs et les brèches de la partie occidentale du RCMB (Pécheux, 1979). Des sédiments aquitaniens ont également été relevés au sein des brèches (Anglada et al., 1968). Dans ce contexte, il faut reconsidérer l'âge des brèches marines situées le long de la faille du Mont Gros, celles-ci étant d'âge aquitanien.

II.1.1.2 Un bassin syn-tectonique

Les brèches ainsi que 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, ils passent latéralement aux poudingues (*partie centrale du bassin*) puis à des grès dans les parties orientales du bassin. La présence d'olistolithes et de niveaux récurrents de brèches interstratifiés dans les sédiments les plus distaux démontrent que la faille décrochante du Mont Gros a été active pendant toute la sédimentation miocène. La formation du RCMB est donc contemporaine de l'activité de la bordure décrochante senestre du Mont Gros et de St Agnès-Castillon. Cet accident majeur contrôle la subsidence et confère au bassin une distribution asymétrique des sédiments plus grossiers. 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'Aquitanien et se poursuit au moins jusqu'au Tortonien (*âge des derniers sédiments du RCMB reconnus à ce jour*)(FIGURES : II-10 ET II-11).

II.1.1.3 Champs de déformation

Tout comme la sédimentation dans le RCMB, les tectoglyphes mesurés sur ces décrochements et les chevauchements est-ouest indiquent un déplacement général de la bordure orientale de l'arc de Nice vers le sud. Toutes ces déformations sont synchrones et compatibles avec un contexte en raccourcissement subméridien. Ce dernier, d'âge miocène, déforme une couverture préalablement plissée et écaillée selon un axe N140°-160° : anticlinaux à cœur jurassique du Cap Martin, du col de Rancure, de la Graye d'Erch, du Mont Mulatier, les synclinaux tertiaires de Menton, de Contes et de Peira Cava.

Cette zone d'étude résulte de la superposition de deux champs de déformations finies. Sur la base d'observation de plis d'axe N140°, il est possible de déterminer une première phase en raccourcissement N50°. La seconde phase de raccourcissement orientée nord-sud est soulignée par les critères cinématiques de la bordure ouest du bassin qui indiquent un mouvement senestre avec une composante inverse.

Afin de mieux visualiser les relations entre le bassin sédimentaire et les structures environnantes, les données structurelles ont été intégrées dans le logiciel "GeoModeller 3D" pour produire un modèle géologique 3D. Ce modèle permet de visualiser la discordance des sédiments du Miocène sur l'anticlinal du Cap Martin, ainsi que l'asymétrie des sédiments RCMB cette morphologie est typique d'un bassin syn-tectonique. Dans la partie nord du bassin les sédiments sont fortement redressés et plongent de 45 ° vers le sud, associé à cette déformation nous avons un plissement d'axe N100°. L'étude de terrain a permis de mettre en évidence un réseau de failles métriques N0-N20° senestre et N140° dextre ainsi que des failles inverses N70-100°. Ces arguments issus de la modélisation géométrique 3D et de l'étude de terrain sont compatibles avec un raccourcissement nord-sud (FIGURE : II-8 ET II-9).

II.1.1.4 Conclusions

Le RCMB est un bassin syn-tectonique situé le long de la bordure est, décrochante senestre, de l'arc de Nice. Il a été actif pendant 12 Ma, de l'Aquitanien au Tortonien au cours d'une phase de raccourcissement subméridienne Miocène (FIGURE : II-11).

Les arcs de Nice et de la Roya apparaissent structurés par deux phases de déformations compressives principales, qui suivent la préstructuration provencale d'âge Crétacé supérieur-Eocéne. Une première phase compressive oligocène, anté-aquitanienne responsable des plis N140°-160° (*antiforme du Cap Martin et synforme de Menton*) et écaillages (*Rocca Serra, Contes, Férion*), suivie d'un second épisode de raccourcissement sub-méridien. Cet épisode syn-sédimentaire débute à l'Aquitanien et se poursuit au moins jusqu'au Miocène supérieur (*Tortonien*).

II.1.2 Geometry and sedimentary evolution of the transpressive Roquebrune-Cap Martin basin: implications on the kinematics and timing of the Nice arc deformation during Miocene times, SW Alps

GÉRARD GIANNERINI, GUILLAUME SANCHEZ, DIMITRI SCHREIBER, JEAN-MARC LARDEAUX, YANN ROLLAND, ANTOINE BELLANDO de CASTRO and VICTORIEN BAUVE

Key-words. – Syntectonic sedimentary deposits, Transpressive basin, Strike-slip fault, Nice arc, Southwestern Alps.

Abstract. – The Roquebrune-Cap Martin basin (RCMB), developed along the eastern rim of the Nice arc, represents an exclusive sedimentary marker constraining the timing of the deformation in the Nice arc (*southern Subalpine chain*) during Miocene times. Structural and sedimentological analyses as well as 3D geometrical modeling of the RCMB revealed morphological, structural and sedimentological features characterizing an active tectonic control of the sedimentary infills and the basin development. Structural and microstructural analyses along the eastern boundary of the Nice arc evidenced a N-S left-lateral strike-slip 'en echelon' faults system named Mont Gros-St Agnès Castillon relayed by the Biancon E-W thrusts and sheets. The formation of the RCMB appears to be genetically linked to these strike-slip 'en échelon' faults. Such characteristics include the presence of the Mont Gros strike-slip fault structural high relief bounding the RCMB to the West, the West-East asymmetry of the sedimentary infill with a laterally transition facies from breccias directly below the fault relief to conglomerates and sandstones in the central part of the basin and the presence of mass wasting in all structural levels of the basin. The onset and the evolution of the basin were driven by transpressive tectonics, generating a deep and narrow tectonic depression, bounded by steep tectonically controlled slopes. The transpressive character of the eastern Nice arc boundary where the syn-tectonic RCMB is hosted, accommodate a general southward translation of the Nice arc in response to a N-S shortening regime. The sedimentological and previous paleontological analyses suggest that the activity of the eastern Nice arc transpressive boundary generating the RCMB and thus the southward motion of the Nice arc, started during the Early Miocene (*Aquitanian*), continuing through the Late Miocene (*Tortonian*).The style and the timing of the syn-sedimentary deformation of the Nice arc is coherent in space and time with the one affecting the Digne and Castellane arc.

II.1.2.1 Introduction

Synorogenic basins must be considered as important markers of the temporal evolution of mountain belts. The study of synorogenic basins developing in front of orogenic wedges, allows the characterization and the constraining of finite strain patterns as well as the partitioning of deformation in orogenic domains. In these basins, the detrital sequences are recorded in a continuous way coeval with the propagation of the deformation front (e.g. Beaumont, 1981; Sinclair and Allen, 1992). In contrast, brittle deformation study often fails to provide such clear temporal relationships. Therefore, the study of sediments composition and their spatio-temporal distribution is the most relevant way to infer the history of the deformations in the pellicular frontal part of propagating orogens (Gigot *et al.*, 1974; Lickorish and Ford, 1998).

In the southwestern Alps, several studies have been performed on peripheral synorogenic sedimentary basins allowing to precise the finite strain pattern evolution in the southern Subalpine zone (Goguel, 1936; Ginsburg, 1959; Campredon, 1972; De Graciansky, 1972; Gigot et al., 1974; Gigot et al., 1975; Campredon et al., 1977; Clauzon, 1975; Tapoul, 1977; Giannerini, 1980-1981; Campredon and Giannerini, 1982; Gidon, 1997; Lickorish and Ford, 1998; Hippolyte and Dumont, 2000; Laurent et al., 2000; Schreiber, 2010). However, in the Nice arc located in the eastern part of the subalpine zone (FIGURE : II-1), the precise chronology of the successive Alpine deformation phases is still a matter of debate despite detailed geological mapping and structural analyses (Gèze, 1960a,b; Bulard *et al.*, 1975; Perez, 1975; Ritz, 1991; Guardia *et al.*, 1996; Bigot-Cormier *et al.*, 2004). This is mainly due to the lack of exposed Oligo-Miocene deposits along the southern branch of the subalpine chain subsided below the Liguro-Provençal sea. Nevertheless, the Miocene Roquebrune-Cap Martin basin (RCMB) located along the eastern rim of Nice arc represents the only sedimentary marker of Miocene age. It is bounded by a main left-lateral strike-slip fault system linked by thrusts that developed during the propagation of the Alpine front, and thus recorded part of the Cenozoic deformation phase in this zone.

Basins generated in a transpressional tectonic framework are generally marked by typical structure, sedimentology and morphology features associations (Allenand Allen, 2005). High topographic reliefs, lateral and vertical variations in sedimentary facies over short distances and complex mass movements affecting coastal and high relief erosion are amongst the main features characterizing these transpressional basins (Nilsen and Sylvester, 1995; Eichlubl, 2002), the evolution and structural style of which are mainly controlled by activity, persistence and segmentation of major faults on the basin margins (Crowell, 1974; Christie-Blick and Biddle, 1985; Crowell, 2003).

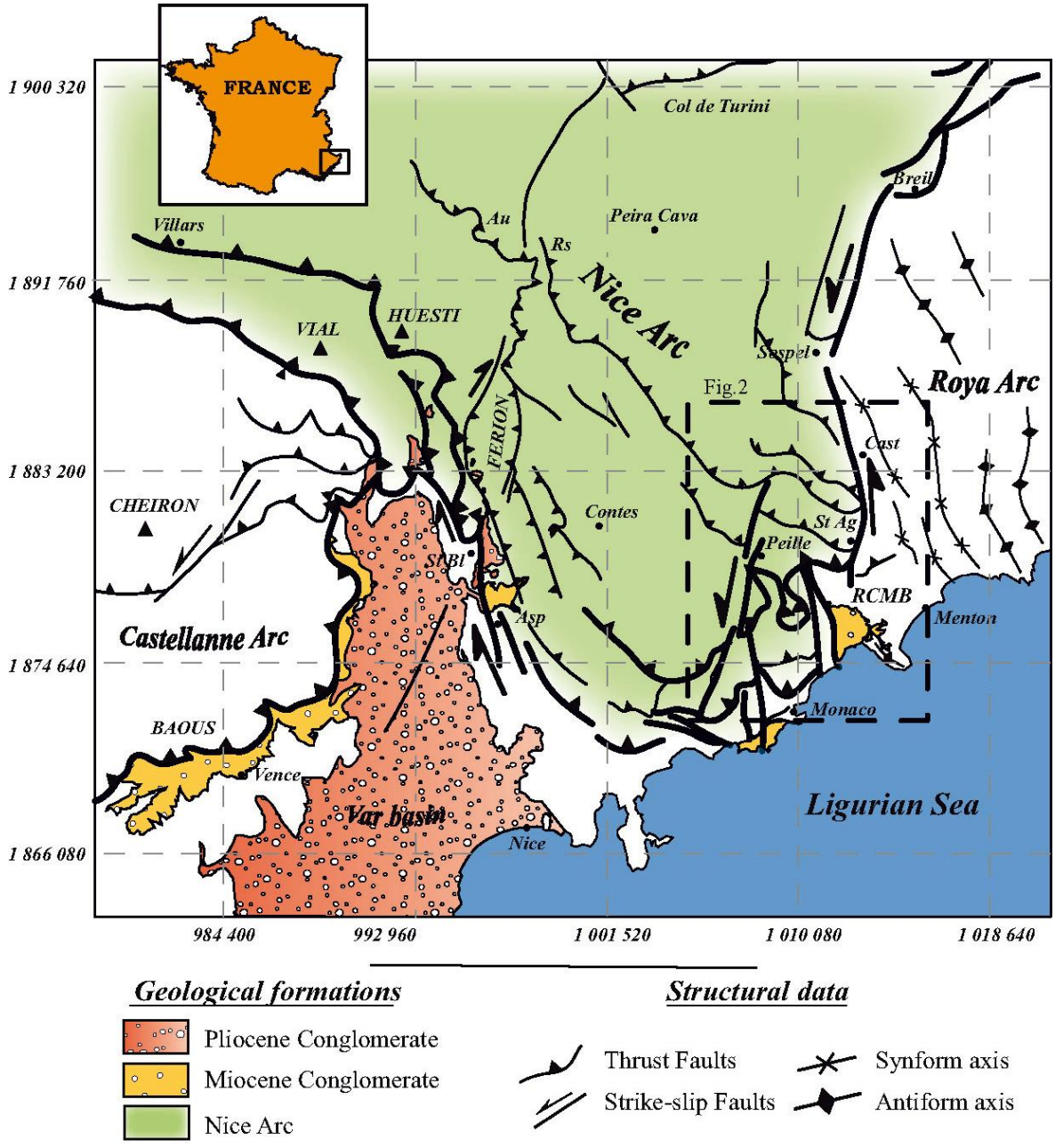


Figure II-1: Structural map of the Nice arc.

St Ag: St Agnès; StBl: St Blaise; Asp: Aspremont; Cast: Castillon; RCMB: Roquebrune-Cap Martin basin; Au: Autaret; RS: Rocca Seira.

This paper deals with the structure and the sedimentary evolution of the Roquebrune-Cap Martin basin (RCMB) and the implications on the understanding of the Nice arc building during the Miocene. Structural and 3D geometry modeling have been performed complemented by sedimentological analyses in order to highlight the relationships between tectonic and sedimentation during Miocene times. This approach will lead to discuss and propose a model of the sedimentary basin evolution in a transpressive context. Finally, the study of the tectono-sedimentary relationships will allow to precise the development of the Nice arc during the Miocene period.

II.1.2.2 Geological setting

The Alpine chain results from continuous North-South Europe-Adria convergence since the Late Cretaceous times (Coward and Dietrich, 1989; Vialon *et al.*, 1989). Convergence started with the onset of intra-oceanic subduction, followed by the underthrusting of the European crust below the Adria margin during the Late Eocene-Early Oligocene (40-30 Ma) (e.g. Kerkhove, 1969; Tricart, 1984; Ceriani *et al.*, 2001; Agard *et al.*, 2002; Dal Piaz *et al.*, 2003 ; Ford *et al.,* 2006; Simon-Labric *et al.,* 2009). The underthrusting of the European passive continental margin below the Adriatic plate led to the formation of a westward verging orogenic wedge composed by a stacked HP-LT metamorphic complex limited to the West by the Penninic frontal thrust (e.g. Choukroune *et al.*, 1986).

In the external part of the Alpine arc where deformation is 'thin-skin', localized in the upper crustal sedimentary cover, widespread molassic sediments developed in periphera synorogenic foreland basins. The study of these basins has already supplied sparse constraints on the global Alpine tectonic scheme and particularly in the southern Subalpine zone from Mid-Eocene to Pliocene times (Haccard *et al.*, 1989; Gidon and Pairis, 1992; Laurent *et al.*, 2000; Ford *et al.*, 2006; Fournier *et al.,* 2008). Nevertheless, the kinematics as well as the timing of Alpine deformation in this domain is still debated mainly due to the structural complexity of the geological framework.

The southern Subalpine zone is composed of the Digne thrust belt, which curves abruptly to the South into the Castellane arc and merges into the Nice arc to the East. After the Pyrenean shortening phase during the Late Cretaceous (Goguel, 1936; Campredon, 1972; Baudrimont et Dubois, 1977; Schreiber *et al.,* 2011), the southern Subalpine zone developed

since the Late Eocene-Oligocene times owing to the eastward underthrusting of the European foreland below the Penninic frontal thrust (Graciansky de, 1972; Gigot *et al.,* 1974; Campredon and Giannerini, 1982).

This shortening phase led to the development of foreland flexural basins, the study of which evidenced a progressive rejuvenation of synorogenic sediments toward the SW in front of the trust belt (e.g. Campredon, 1972; Ford *et al.*, 1999, 2006; Sztràkos and Du Fornel, 2003). During the Miocene period, the Digne and Castellane arcs acquired their actual arcuate shape characterized by E-W folds and thrust sheets verging to the South (Ginsburg, 1959; Clauzon, 1975; Gigot *et al.,* 1975; Tapoul, 1977; Giannerini, 1980-1981; Gidon, 1997; Laurent *et al.*, 2000), whereas in the Nice arc the Miocene deformations are still unconstrained. Whatsoever, following this main southward tectonic displacement, continuous deformation of the southern Subalpine chain was driven by a strike-slip fault system during late Pliocene times as recorded by the deformation of the Valensole basin (Gigot *et al.*, 1974; Gidon, 1997; Hippolyte and Dumont, 2000) and of the Var basin (Campredon *et al.,* 1977).

The Nice arc, representing the southern branch of the subalpine chain, is a fold and thrust belt bounded by two main strike-slip systems (FIGURE : II-1): (i) to the West, the N-S trending, dextral, Aspremont-St Blaise structure (Lanteaume, 1962; Campredon *et al.*, 1977; Ritz, 1991), and (ii) to the East the N020°-N030° striking Breil-Sospel-Monaco sinistral faults system (Gèze, 1960a,b; Bulard *et al.*, 1975; Perez, 1975). These two fault systems accommodate the southward displacement of the Nice arc on Triassic evaporites with respect to the Castellane and Roya arcs (Gèze, 1960a; Lanteaume, 1962) (FIGURE : II-1). Up to now, four periods of fold and thrust-producing deformation have been described in this area (Gèze, 1960a; Bulard *et al.*, 1975; Perez, 1975; Guardia *et al.*, 1996).

1) During the Late Cretaceous to Early Eocene, E-W folds and thrusts developed in response to N-S shortening evidenced by Paleocene lacuna and unconformity of the transgressive Middle Eocene (Campredon, 1972; Schreiber *et al.*, 2011).

2) During the Late Eocene-Early Oligocene, NE-SW shortening lead to the development of NNW-SSE folding propagating towards the SW, in particular in the Roya arc (Perez, 1975; Schreiber, 2010).

3) During Miocene times, the Argentera-Mercantour External Crystalline Massif (ECM) uplift occurs in response to N-S shortening in a transpressional context (Corsini *et al.*, 2004; Sanchez, 2010; Sanchez *et al.*, 2011a, b).

4) Similar N-S shortening is suggested for the Pliocene to present, as suggested by ongoing seismicity in the subalpine massifs and Holocene geomorphological displacements in the Argentera-Mercantour (e.g., Béthoux *et al.*, 2007; Sanchez *et al.*, 2010 a,b).

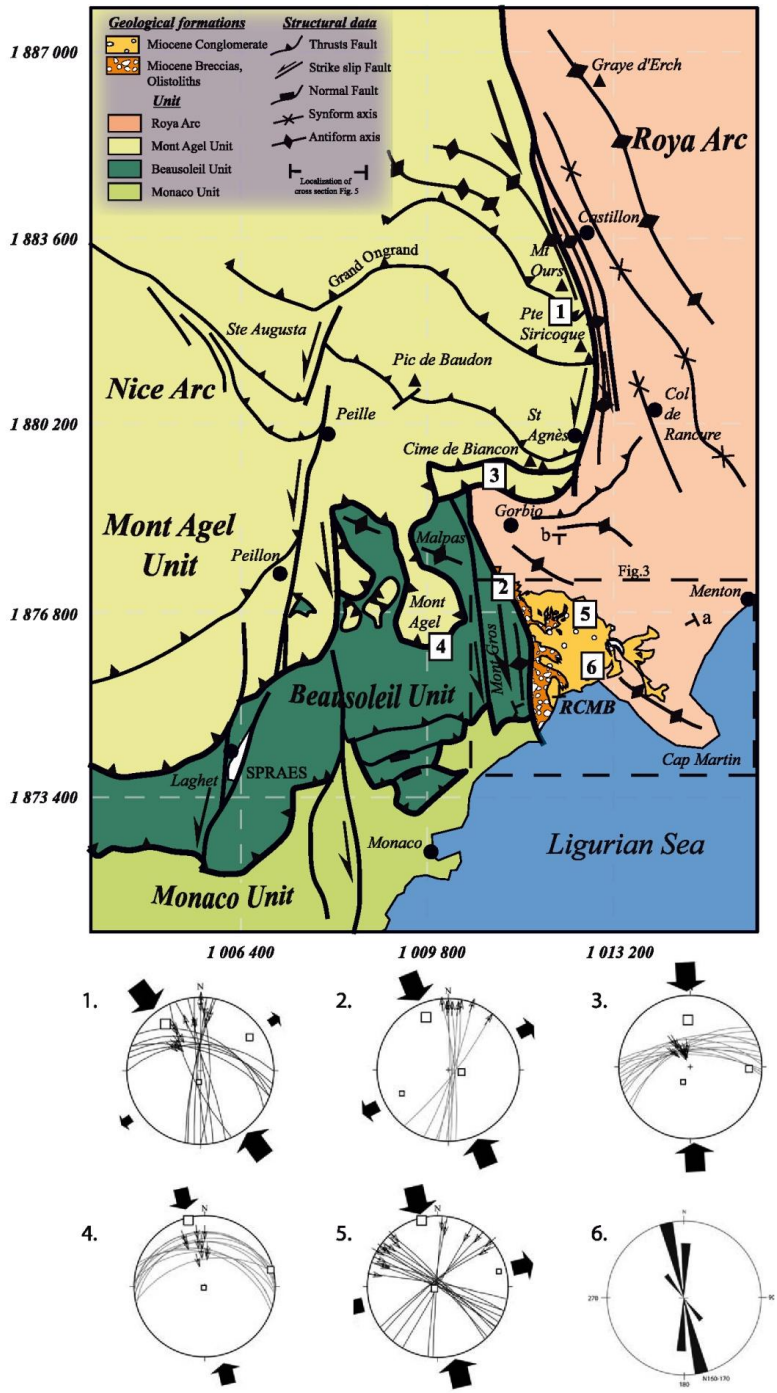


Figure II-2 : Structural map of the eastern part of the Nice arc. RCMB : Roquebrune-Cap Martin basin

a and b represent the location of the cross sections presented in FIGURE II-7. Paleostress tensors (1,2,3,4,5) based on the direct inversion method of Angelier (1990). Wulf canvases in lower hemisphere have been used along the eastern rim of the Nice arc. Faults are shown by large circles and striaes are indicated by solid dots and slip arrows. The rectangles, from biggest to smallest, represent the main stress axis s1, s2 and s3, respectively. Large black arrows show the direction of compression and extension.6. The rose diagram shows the azimuth of the intersection of the planes containing striae, which are compatible with the strike of the stylolitic peaks measured on strained pebbles in the RCMB. The main shortening axe is deduced from the azimuth of the intersection line of plan and the styloliths. The computation of all measured pebbles shows a N150°E distribution of shortening direction.

As underlined above, the kinematics and the evolution of the Miocene deformation in the Nice arc sedimentary cover have to be precised. For this, we focused on the Roquebrune-Cap Martin basin (*RCMB*). The basin occupies a small 3 km² area localized along the eastern strike-slip bordure of the Nice arc. It mainly contains conglomerates, breccias and sandstones sedimentary rocks (FIGURE : II-2; FIGURE. II-3). An exhaustive paleontological database is available, indicating that the marine conglomerates were deposited between the Aquitanian and the Tortonian (Iaworski and Curti, 1960; Anglada *et al.*, 1968). Burdigalian to Serravalian ages have been confirmed in conglomerates and breccias from the western part of the RCMB (Pécheux, 1979). Consequently, (1) the basin localization along the. strike-slip boundary of the Nice arc provides the opportunity for the understanding of basin formation and evolution in a shortening context. (2) Its formation during the Miocene shows that the basin has a real potential for the understanding of the Nice arc building during the Miocene period.

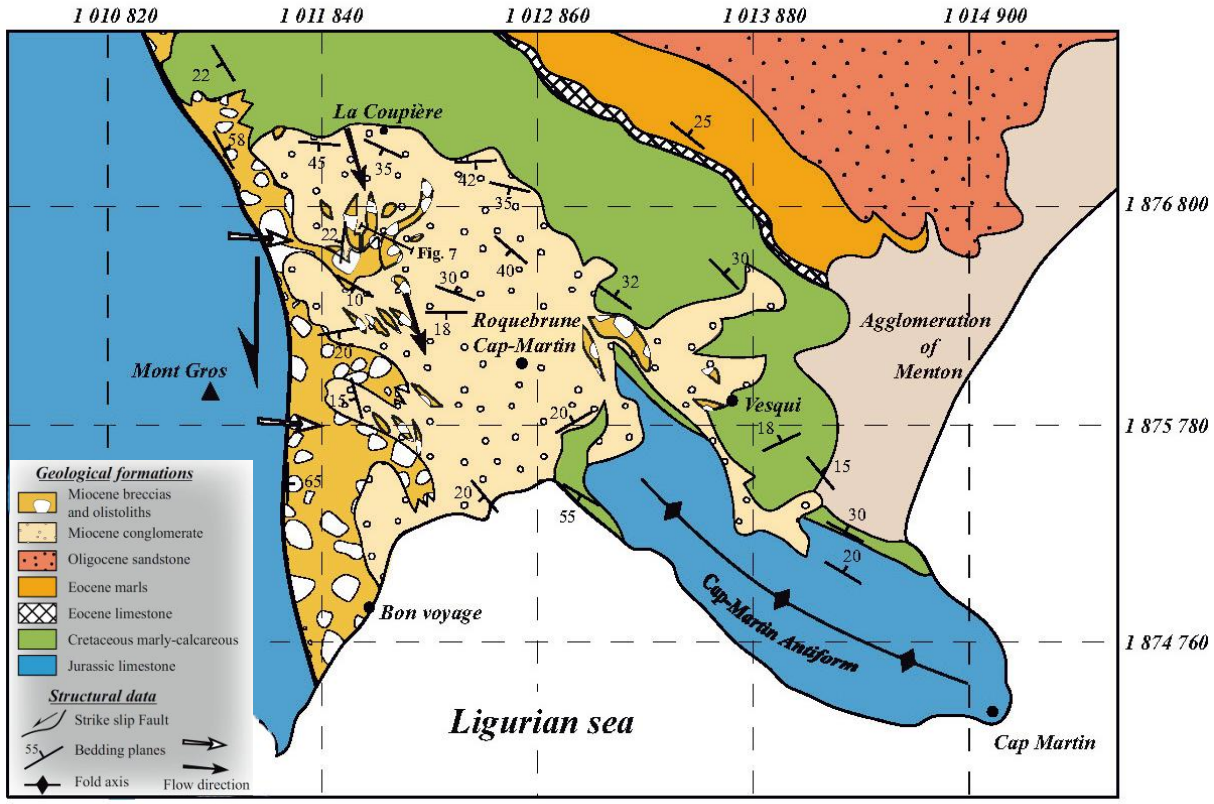


Figure II-3 : Geological map of the Roquebrune-Cap Martin basin. The Valliere cross section (Figure. II-7) is indicated by strong line. The black arrow shows the main flow direction toward the south. The white arrow shows the W-E detritic flow direction.

II.1.2.3 Results

II.1.2.3.1 Structural analysis of the eastern boundary of Nice arc

Geological mapping and structural analyses of the southern part of Breil-Sospel-Monaco area along the eastern border of the Nice arc (FIGURE : II-1; FIGURE : II-2) revealed two N-S sinistral strike-slip faults with a reverse component named the Mont Gros and St Agnès-Castillon faults. In details, these two strike-slip faults are linked by two vertical Jurassic sheets (*Cime de Biancon*), which represent a compressive relay. To the west, these units are connected to the Mont Agel unit (FIGURE : II-2), which is translated towards the south by an E-W striking thrust. To the north, the Pic du Baudon, the Point Siricoque and the Mont Ours slices (FIGURE : II-2) evidence reverse fault mirrors dipping 30-40° to the north and on which strea-bearing fault mirrors have variable strikes of N150°E-N160°E. All these structural units represent the Biancon-Mont Agel unit, which overlies an earlier N140°E striking fold in the Cabanelles-Malpas (FIGURE : II-2). In the Peille-Peillon region, these E-W sheets are rotated due to the motion of Peille-Laghet sinistral strike-slip faults (FIGURE : II-2). In the same way, the E-W unit of Beausoleil is translated towards the south on the Monaco unit. This displacement is accommodated laterally by two N-S sinistral strike-slip faults with a reverse component of the Mont Gros compartment (FIGURE : II-2). This motion toward the south of E-W thrusting unit, limited by a N-S “en échelon” strike-slip fault lead to this particular layout: the E-W Mont Agel thrust cross-cuts the Mont Gros strike slip fault while these tectonic structures are overall synchronous during a similar deformation event (FIGURE : II-2; FOR FURTHER DETAILS SEE DISCUSSION AND FIGURE : II-11).

To the eastern part of the Mont Gros-St Agnès-Castillon strike-slip system, structural analyses evidenced a N140°E fold in the Menton-Castillon area (FIGURE : II-2). In front of the E-W Biancon thrust, these folds show E-W reorientation (FIGURE : II-2).

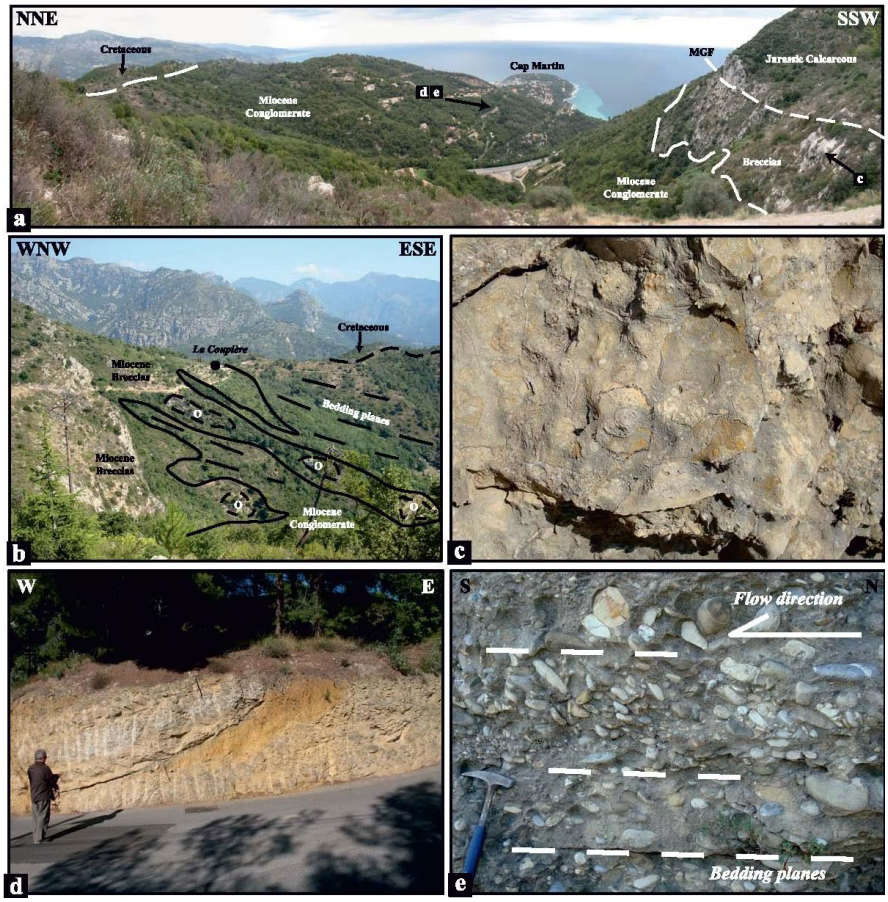


Figure II-4 : Photo of RCMB

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 pass laterally to conglomerates, which constitute the basin to the east down to the interface with Cretaceous basement rocks. In the background, the N140°E Cap Martin anticline is unconformably overlaid by the Miocene sequence of the RCMB. b) Olistoliths are interstratified in conglomerates and marine breccias pass laterally to marine Miocene conglomerates to the east in the northern part of the basin (La Coupière). c) Serravalian breccias showing gastropods, lamellibranchiate

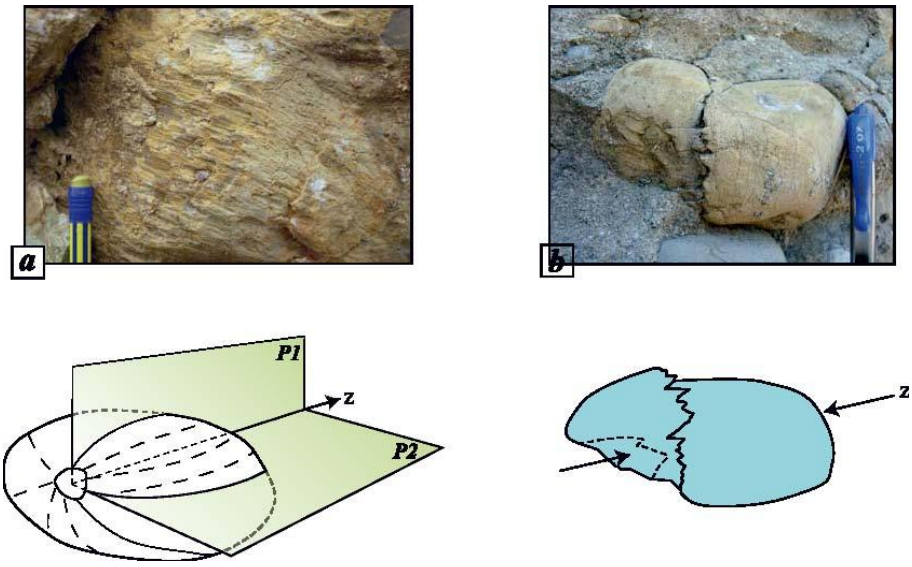


Figure II-5 : Photo and illustration of Miocene conglomerates showing (a) well-preserved unidirectional striations, (b) solution pits and styloliths on pebbles. The striation fields and the solution pit made by the sandy matrix around a rigid pebble and by the collision with other pebbles are tectonic indicators (Campredon *et al.*, 1977; Hippolyte, 2001) showing a N-S shortening (z) axis (Figure. 2.6).

Direct inversion of fault and striae data with stresshear relationships have been carried out (FIGURE : II-2) using the methods of Angelier (1990) in the whole studied area. Five paleostress tensors have been computed and sample the tectonic boundary of the Nice arc (FIGURE : II-2; *Mont Gros – Saint-Agnès Castillon faults*). The results of this microtectonics investigation are the following:

1) a transcurrent character is evidenced by the N-S left-lateral strike-slip faults associated with the N110°-120°E thrusts both compatible with an horizontal main stress axis (σ1) striking N150°-160°E (FIGURE : II-1 and FIGURE : II-2)

2) a compressional component is also attested by the N080°E-N110°E thrusts featured by a mean N170°-180°E stress axis (σ1) dipping around 0° to 10° toward the north and a σ3 axis dip at 80-90° (FIGURE : II-3 and FIGURE : II-4).

In comparison, the structural and microstructural analysis realized by Schreiber (2010) in the core of the Nice arc, far from the Mont Gros and St Agnès-Castillon strike-slip fault system, evidenced a N-S shortening. This result combined with our microtectonic analyses show that the eastern border of the Nice arc corresponds mainly to a transpressive fault system resulting from a N-S shortening context. The N150-N160°E shortening calculated along theeastern Nice arc border may result from a local reorientation in relation to the transpressive character of the Mont Gros-St Agnès-Castillon fault system.

II.1.2.3.2 Structural evolution of Roquebrune-Cap Martin basin

The RCMB is localized in the compressive relay linking the two sinistral strike-slip faults of Mont Gros and St Agnès- Castillon (FIGURE : II-2). Structural analyses have been performed in detail in order to characterize the structure of the RCMB and its Mesozoic and Cenozoic substratum.

Mapping of the RCMB revealed a cone-shape opened out toward the south on the current Roquebrune bay. The Miocene sedimentation was deposited with an angular unconformity on a Jurassic N140°E up-folded cover in the Cap Martin area. The RCMB is bounded to the west by the Mont Gros fault which belongs to the strike-slip border of the Nice arc (FIGURE :

II-1, FIGURE : II-2 and FIGURE : II-3). This strike-slip fault strikes N000°-N020°E and is morphologically marked by Late Jurassic limestones (FIGURE : II-2 and FIGURE : II-4A). Measured kinematic markers evidenced sinistral displacement with a reverse component of 40° dipping northward of striae shown, explaining the uplift of the Mont Gros compartment in comparison to the RCMB (FIGURE :II-2 and FIGURE : II-4A).

In the RCMB, microstructural analyses show systems of two conjugated faults with N000°E-N020°E sinistral and N140°E dextral and some N100°E-070°E faults with reverse sense of shear in agreement with a N-S shortening regime (FIGURE : II-5). Striated pebbles analyses give similar results (FIGURE :II-6 and FIGURE : II-5). The paleostress tensor inversion restricted to the RCMB indicate that it is deformed in a N-S shortening tectonic context similar to the one estimated along the eastern border of the Nice arc (FIGURE : II-2).

The Miocene sediment bedding strike and dip show important spatial changes (FIGURE : II-3). In the central part of the basin, the general dip of the sediment is 20° toward the SW. The northern rim of the basin is tectonically steepened with a bedding dipping 45° towards the south. At the vicinity of the western rim of the RCMB bounded by the Mont Gros fault, the bedding planes have an average dip of 30° to the east.

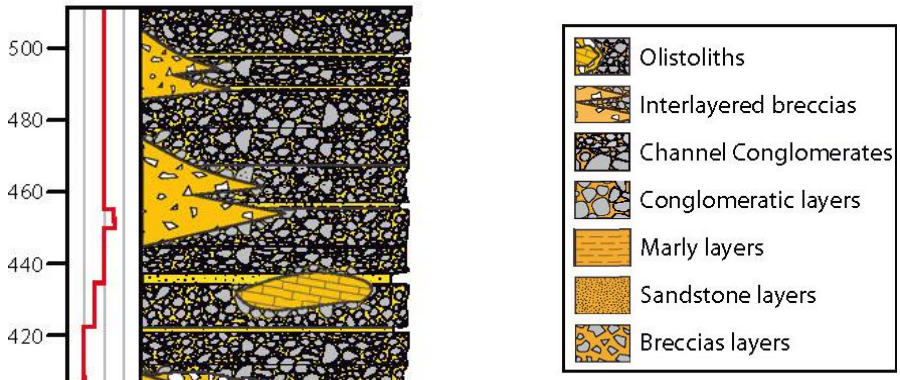
II.1.2.3.2.1 Basin infill architecture

The RCMB is composed of conglomerates, sandstones and breccias deposited in a marine gulf. Sedimentary infill analyses revealed a dissymmetric spatial distribution of sediments. The basin central part comprises conglomerates characterized by rounded pebbles, while its western part is characterized by breccias (FIGURE : II-3, FIGURE : II-4A).

II.1.2.3.2.2 Central part of the RCMB

The central part and eastern rim of the basin are mainly made of conglomerates with a sandstone matrix (FIGURE : II-2 and FIGURE : II-6). These conglomerates are well stratified at metric to several metre scales alternating with thin sandstones and marl layers. Detailed base to top log sketch evidences a lower portion (FIGURE : II-6) with a sandy supported matrix, while the upper part ('B' IN FIGURE : II-6) is made of conglomerates with a dense

pebble network and interstitial sandy matrix. This transition from bottom to top is interpreted as a rapid aggradation of the basin, due to a rapid sediment influx.



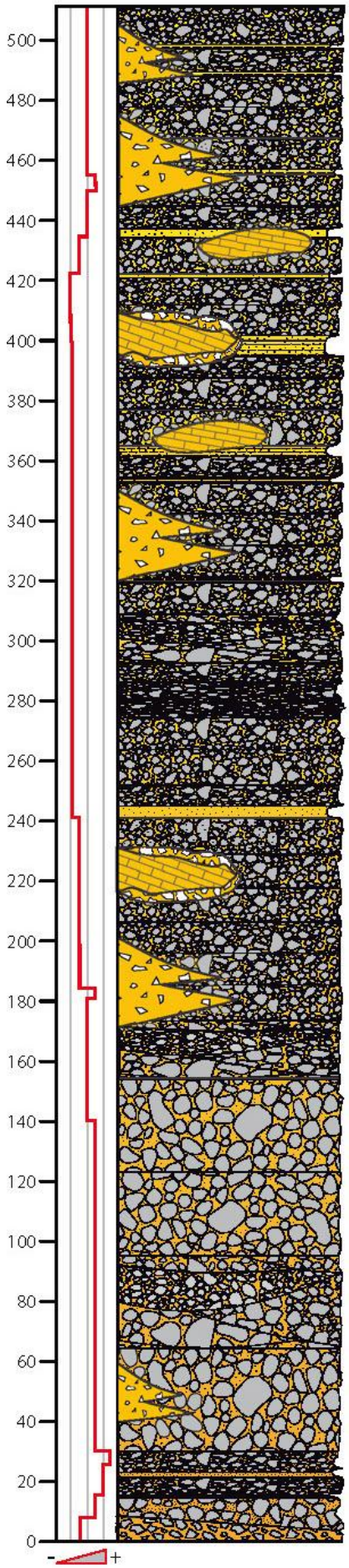


Figure II-6 : Integrated stratigraphic log of the RCMB for the central part of the basin showing (red line) the modal variation of bioclasts (bivalvs, echinoderms…) and the geometrical relationships of sediments, which shows a basal part with a sandy matrix-supported conglomerate and a superior part with insterstitial sandy matrix between the pebbles

Pluri-centimetric conglomerate pebbles are polygenic originally from the Mesozoic cover. A minor proportion originates from the Hercynian basement, the Permian cover, the Helminthoid Flysch, rare serpentinite and radiolarites from Internal Alpine zones are also found. The "Grès d'Annot" turbiditic flysch, a typical sedimentary facies of the Eocene period in the southwestern Alps (Sztràkos and Du Fornel, 2003; Joseph and Lomas, 2004), is only represented in the eastern part of the basin. Sedimentary features evidence a flow direction from north to south in N000°E channel as imbricate pebbles show (FIGURE : II-3; FIGURE : II-4D, E).

In the core of the RCMB, olistoliths and cemented breccias made of Jurassic and Cretaceous limestones have been observed embedded in the conglomerate along the “La Coupiere-Vesqui” cross section (FIGURES : II-3; II-4B; II-5; II-6). Jurassic olistholiths sizes vary from several meters to 300 meters in length and 15 m in width (FIGURES : II-4B; II-6; II-7). Analyses of flow direction in the basin indicate that breccias and olistoliths are carried from west to east. The monogenic nature of the blocks, their size and the low amount of transport show that these detrital formations mainly originate from the Jurassic Mont Gros compartment (FIGURE : II-3; FIGURE. II-4A, B).

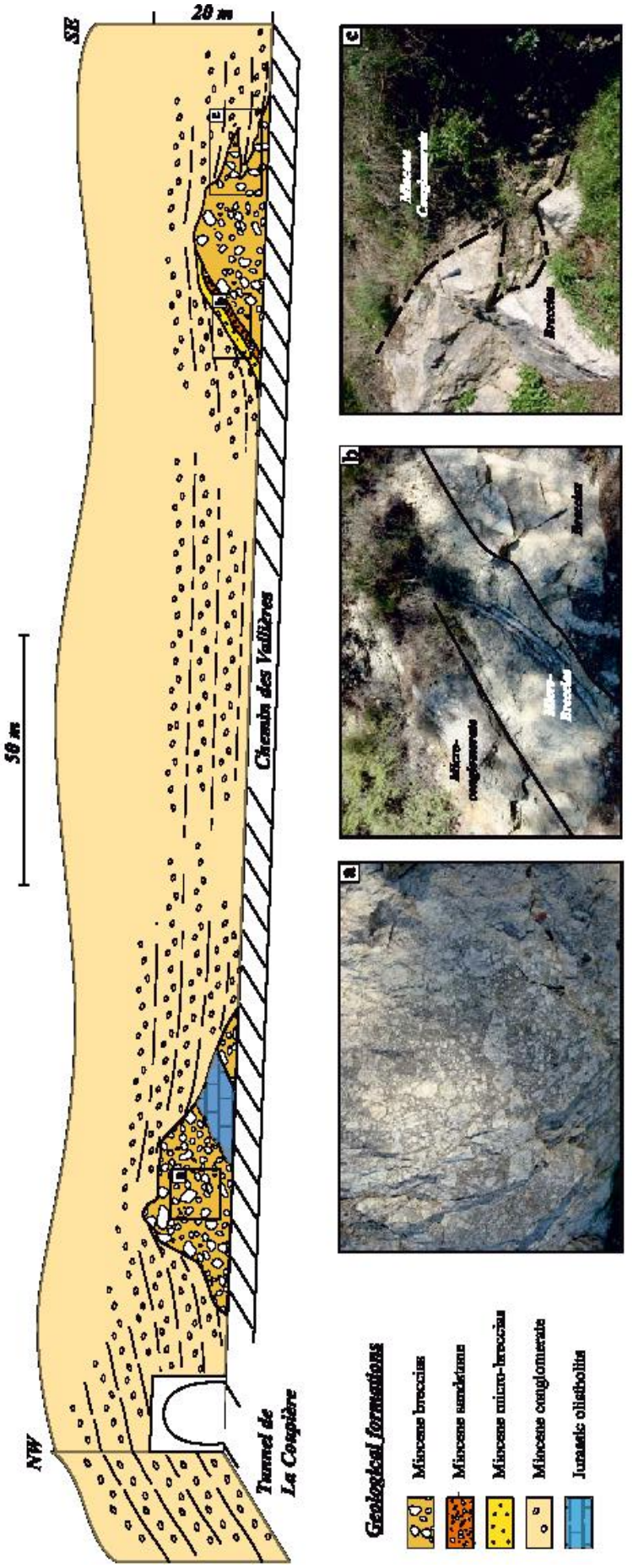


Figure II-7 : Geological cross section of the Miocene conglomerates along the La Vallière way located in the central part of the basin (Figure. II-3) The Miocene breccias and Jurassic olistoliths (a, b) are embedded in the Miocene pudding conglomeate (c).

II.1.2.3.2.3 Western part of the RCMB

The geological map Menton-Nice 1/50 000 indicates that along the Mont Gros compartment, all the western rim of the RCMB is characterized by Quaternary slope screes (*BRGM* (Gèze, 1968)). Detailed field investigations show that these formations are monogenic marine breccias and heterometric breccias made of Jurassic limestones, few meter to pluri-metric in size, embedded and cemented by a biodetrital limestone matrix (FIGURE : II-4C). The limestone matrix shows numerous shells and fragments of lamellibranches (*pectinids, ostreids*), gastropods, numerous encrusting algaes and constituted algal balls, fragments of sponges, echinoderms, corals, ostracods, foraminifers and bioturbation trails. Smooth pebbles embedded in the breccias are more often surrounded by thin brown ferruginous layers and perforated by saxicavous organisms.

This coarse formation of marine breccias is ~100 m in width and is localized along the Mont Gros strike-slip fault (FIGURE : II-3). Field investigations and an E-W cross section revealed that this formation laterally interlayers with marine conglomerates to the east (FIGURE : II-4B; FIGURE : II-8A). This can be observed in the La Coupière and Bon Voyage area where breccias dipping towards the east are interlayered with fossil-bearing Miocene conglomerates (FIGURE : II-4B).

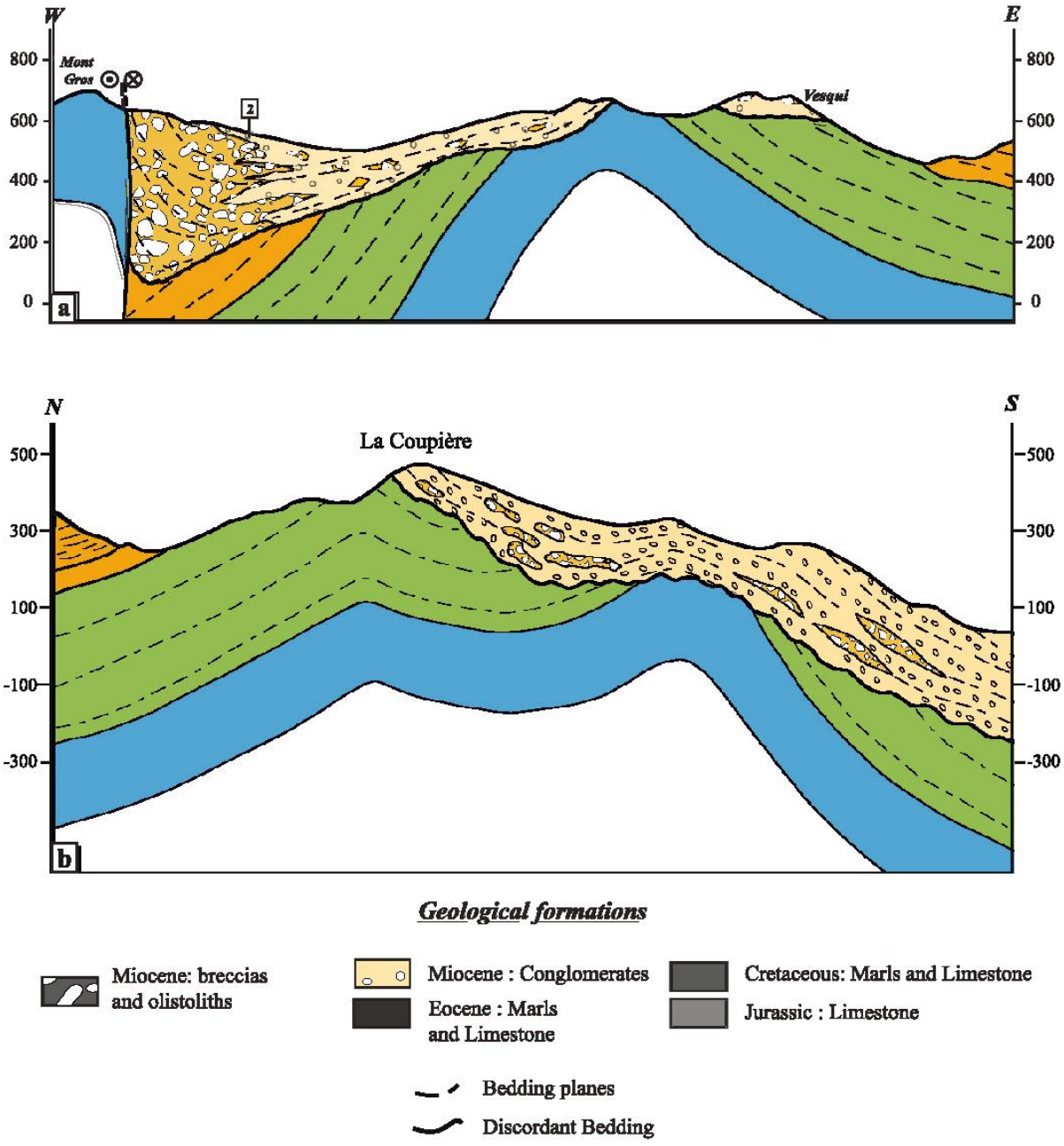


Figure II-8 : Geological cross sections of the RCMB computed and extracted from the 3D GeoModeler software (Calcagno et al., 2008).The localization of the two cross sections is indicated in FIGURE : II-2.

II.1.2.3.3 3D geometry of the Roquebrune-Cap Martin basin

II.1.2.3.3.1 3D modelling method

The structure of the RCMB appears to be complex and needs to be precised by 3D geometry analysis. Thus, the 3D geometry of the Roquebrune-Cap Martin Miocene basin was performed using 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 combine geological and geophysical data available in a 3D space. It has recently been used successfully to produce 3D geological models of complex tectonic structures (Calcagno *et al*., 2008; Schreiber *et al.,* 2010; 2011).

In this work, we used the competencies of 3D volumes restoration from sparse data of the 3D GeoModeller, to propose a 3D geometrical model of the RCMB. As underlined in the previous paragraphs, this structurally complex basin represents a key marker for the understanding of the Miocene evolution of Nice arc. The restoration abilities of the geometry using the interpolation method elaborated in the 3D Geomodeller software (Calcagno *et al*., 2008; Lajaunie *et al.*, 1997) provides an opportunity to constrain: (i) the geometry of the Miocene deposit; (ii) its relationships with the pre-folded Mesozoic substratum and (iii) to understand the role of the Mont-Gros fault on the spatial distribution of the Miocene sedimentary infill owing to the regional deformation pattern. The data that has been used, as well as the applied methodology to build the model, are presented below.

II.1.2.3.3.2 3D model of the RCMB: results

To build the 3D model, we applied the geological mapping methodology developed and described by Calcagno *et al.,* (2008) for the 3D restoration of geological objects from structural data. The structural map presented in Figure 2-3 has been georeferenced in the 3D Geomodeller to digitalize the geological contours of the considered modelized formations.

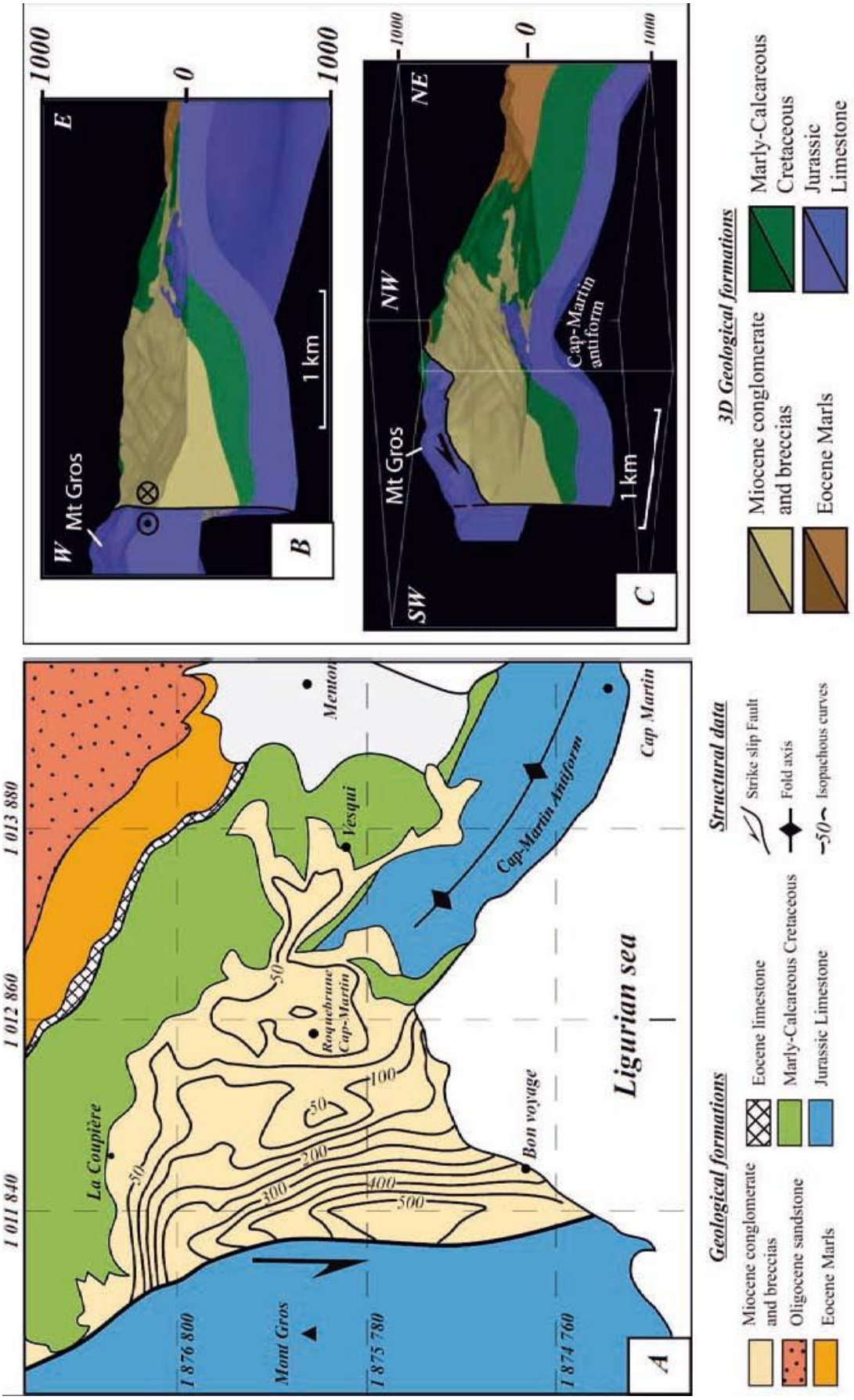


Figure II-9 : A) Isopachs contours of the RCMB computed from 3D Geomodeler. B) 3D model of the RCMB geometry and its basement.

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.

Then the statistical field measurements of the geometry of each formation have been precisely imported and integrated in the 3D modeling process. The results of the 3D modeling of the RCMB are presented in figure 2-8 and 2-9. Two geological cross-sections have been extracted from the 3D model and completed by the sedimentological features observed in the field and described in figure 2-4b and figure 2-6. These cross-sections show both the E-W and N-S geometry of the basin owing to its Mesozoic and Cenozoic substratum (FIGURE : II-8). Two 3D block-diagrams and a map of the Miocene deposit isopachs have also been realized to better constrain the Mont-Gros fault-basin relationships (FIGURE : II-9).

This 3D geometrical modeling evidenced the unconformity of the Miocene sediment on an erosional surface that crosscuts the Mesozoic cover N140oE anticline of Cap Martin (FIGURES : II-3, II-8A, II-9B,C). The isopach map calculated and extracted from the 3D geomodeler shows spatial variability in the Miocene sediment thickness. The maximum thickness is of more than 400 m along the Mont Gros strike-slip fault (FIGURE : II-9A). The E-W cross section clearly evidences that the pre-folded Mesozoic cover is unconformably overlained by the thick pile of Miocene sediments. Also, this cross-section reveals the strong asymmetry of RCMB down-fold witha short and overturned western flank and a wide and gently dipping eastern flank (FIGURES : II-8A, II-9). The N-S cross-section of the RCMB (FIGURE : II-8B) shows strong steepening of strata dipping 45o S at the basin northern rim (Coupiere site) and a N100°E striking fold axis in the basin central part (FIGURE : II-3; FIGURE : II-8B).

II.1.2.4 Discussion

II.1.2.4.1 Roquebrune-Cap Martin basin evolution: a syntectonic transpressive basin

At the RCMB eastern rim, field investigations evidenced re-sedimentation of breccias and olistoliths at the foot of the Mont Gros strike-slip fault relief in the RCM Miocene fan-delta. These formations are interlayered in all structural levels of the basin and change laterally to conglomerates and sandstones in the central and eastern part of the basin, respectively, leading to a W-E laterally sedimentary facies transition. Positive paleo-relief of the Mont Gros compartment during the Miocene is evidenced by slope screes emplaced along the western border of the RCMB, while olistoliths and breccias interlayer in the conglomerate

(FIGURES : II-4B; II-8). Thus, the development of the RCMB is contemporaneous to the Mont Gros sinistral strike-slip fault activity.

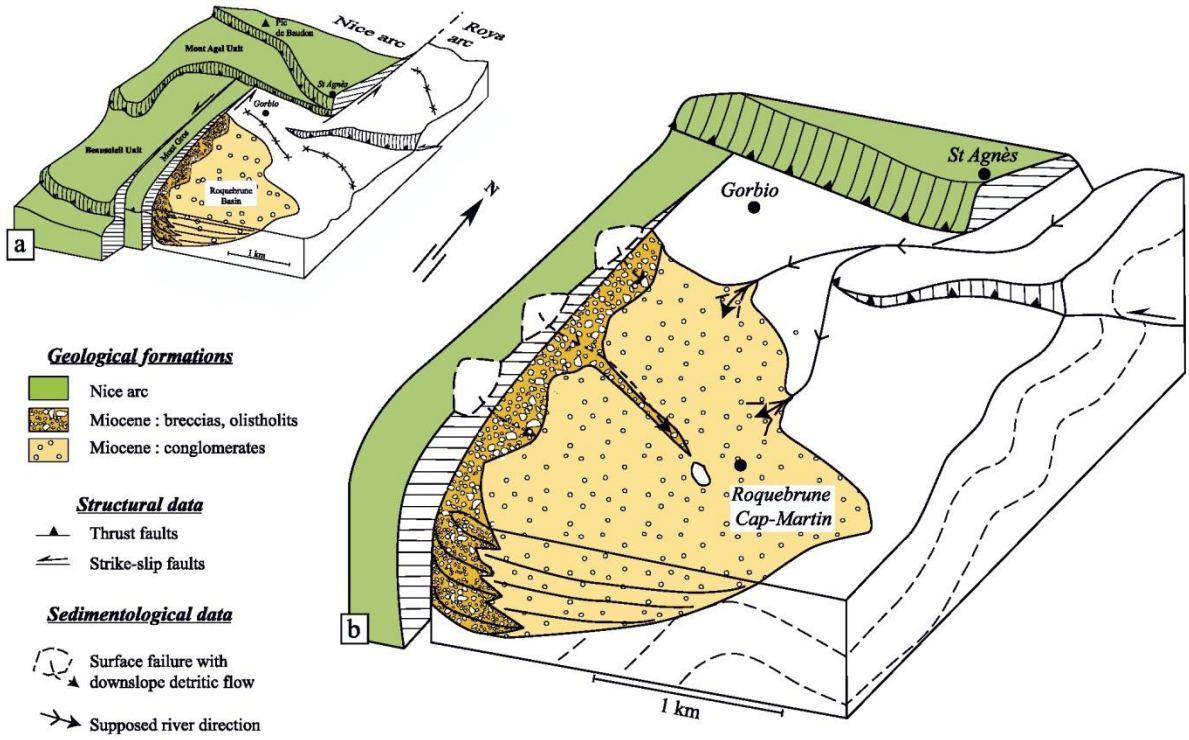


Figure II-10 : A) Block-diagram of the eastern part of the Nice arc showing the RCMB in its structural framework. B) This block diagram illustrates the asymmetry of the sedimentary facies distribution as well as the West and North flow direction of the syntectonic RCMB.

In this way, the RCMB formation is genetically linked to the compressive relay resulting from the two Mont Gros and St Agnès-Castillon strike-slip faults (FIGURES : II-2; II-10). This "en echelon" sinistral fault leads to the E-W tilting of pre-Miocene strata in the eastern part of the fault while in the compressive relay zone, it developed E-W thrusts and folds. Thus, the resulting N-S synform structure along the Mont Gros fault and E-W folded in the relay zone acted as sediment traps for Miocene sediments that reach thicknesses up to 400 m directly below the high structural relief of the Mont Gros fault (FIGURE : II-10). This main strike-slip fault controls the subsidence and leads to asymmetric distribution of sediment infill, coarser and thicker at the foot of the fault relief (FIGURES : II-8; II-10).

Consequently, geometrical and sedimentary infill analyses of the RCMB show that the RCMB is a syntectonic sedimentary basin along a transpressive system. Age of sediments revealed that the basin development and related strike-slip deformation occurred from the Early Miocene (*Aquitanian*) to the Late Miocene (*Tortonian*) (Anglada *et al.*, 1968).

II.1.2.4.2 Miocene deformation of the Nice arc

Structural and sedimentologic analyses show that the RCMB is a transpressive basin active during the Miocene. Since the Early Miocene times, the Mont Gros and St Agnès Castillon left-lateral strike-slip faults, linked by the E-W Biancon thrust, controlled the emplacement of the Roquebrune Miocene gulf and the development of the basin (FIGURE : II-11). This relay fault system characterizes the eastern strike-slip boundary of the Nice arc on which E-W thrusts define Mont Agel, Beausoleil and Monaco (FIGURE : II-2).

Microstructural analyses along these strike-slip faults and thrusts indicate a general motion toward the South of the Nice arc. In the Middle-Late Miocene period, this southward translation of the sedimentary cover continues and is still accommodated by the Monaco-Sospel-Breil sinistral strike-slip ramp in agreement with a regional N-S shortening leading to complex deformation: E-W fold and thrusts, conjugated strike-slip faults (FIGURE : II-11). Fold and thrusts axes underwent strong rotation at the vicinity of the N-S strike-slip boundary, leading to a local E-W shortening as observed in the St Agnès-Castillon area (*N-S folds and thrusts*; FIGURE : II-2). Oblique to vertical striae on the strike-slip fault surfaces clearly indicate a reverse component on these strike-slip faults. Contrary to Gèze (1960a) and Perez (1975), who interpreted these tectonic structures as resulting from a final E-W post-Pliocene shortening, we interpret this local E-W shortening as a result of increased deformation of the sedimentary cover close to the strike-slip lateral ramp of the Nice arc, leading to the parallelization of these structures along the N-S shortening axes. Further, widespread N140°E-N160°E fold and fault axes such as Cap Martin, col de Rancure, Graye d'Erch, Mont Mulatier, syncline of Contes and Peira Cava anticlines and Jurassic sheets periphal to the Nice arc (FIGURE : II-1, FIGURE : II-2) are unconformably overlain by the Miocene conglomerates. This evidences a former deformation phase featured by anteaquitanian NE-SW shortening, which is not the scope of this paper. The superposition of the two deformation phases leads to interference features observable throughout the area.

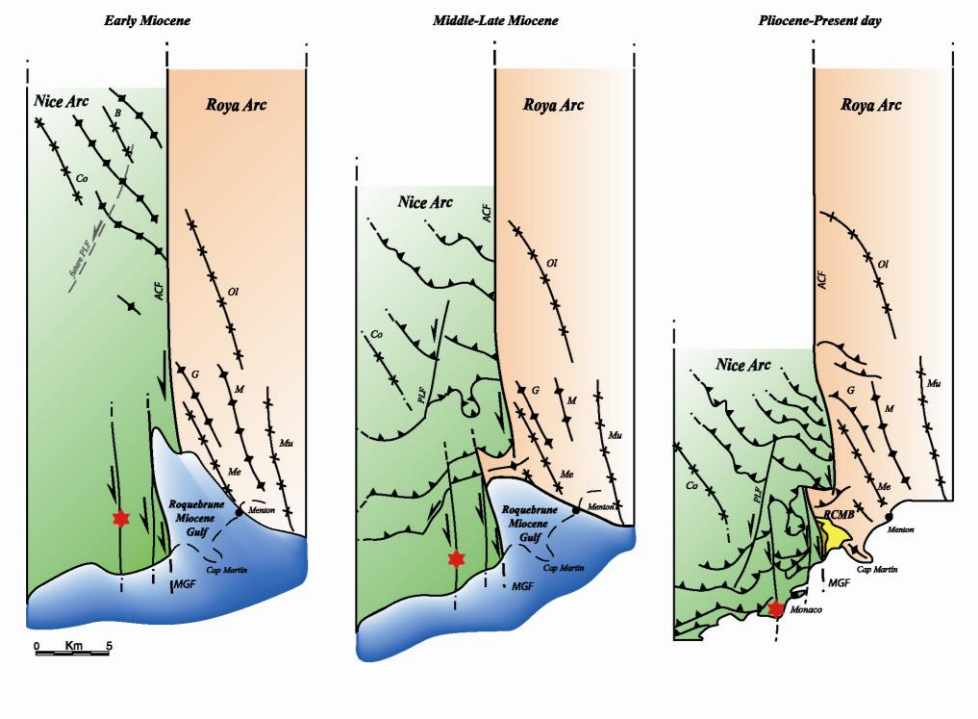


Figure II-11 : Sketch evolutionary model of Miocene deformation along the eastern rim of the Nice arc illustrating the building of the Nice arc and the localization of the Roquebrune Miocene gulf and RCMB.

1. The Roquebrune Miocene gulf developed along the transpressive Mont Gros-St Agnès left-lateral strike-slip fault since the Early Miocene. 2. The displacement of the Nice arc in comparison to the Roya arc continues toward the south and is accommodated by the Monaco-Sospel-Breil sinistral strike-slip ramp in agreement with a regional N-S shortening leading to E-W folds and thrusts. 3. From the Pliocene to the actual, the deformation continues in a similar N-S shortening context. The RCMB is preserved along the Mont Gros fault in the compressional relay where the subsidence is maximal.

All above described deformations are contemporaneous and in agreement with strain partitioning in a N-S shortening context. The Breil-Sospel-Monaco sinistral strike-slip lateral ramp leads to the general southward translation of the Nice arc sedimentary cover on the Triassic evaporite formation throughout Miocene (*Aquitanian to Tortornian*). This N-S shortening continue with a similar trend during the Pliocene (Campredon *et al.*, 1977) and Quaternary periods (Sanchez *et al.*, 2010a,b) (FIGURE : II-11).

II.1.2.5 Conclusions

Tectono-sedimentary relationships in the Miocene Roquebrune-cap Martin basin and its surroundings have allowed to characterize the kinematics and age of deformation in the southeastern part of the Subalpine chain during the Miocene. The main contributions of this paper are:

1) the Roquebrune-Cap Martin basin is a syntectonic Miocene basin developed in a transpressive context along the eastern boundary of the Nice arc (*Mont Gros-Sospel- Breil fault system*);

2) the eastern boundary of the Nice arc represents a sinistral strike-slip lateral ramp, which accommodates the southward translation of the folded and thrusted Mesozoic and Paleogene sedimentary cover of the Nice arc. This structural canvas results from a N-S shortening regime;

3) this N-S shortening initially dated to the Late Miocene lasted during 12 Ma from Early Miocene (*Aquitanian*) to Late Miocene (*Tortonian*). This Miocene syn-sedimentary tectonics in a N-S shortening context is in agreement with the one observed and described in the southern Subalpine chain (Gigot *et al.*, 1974; Gidon, 1997; Tapoul, 1977; Giannerini, 1980-1981; Ritz, 1991).

Acknowlegments.

We wish to thank Michel Seranne, Frédéric Christofoul and Nicolas Bellahsen for their relevant reviews and constructive criticisms of this paper, which significantly enhanced quality. *SGF Associate editor: N. Bellahsen*

References

AGARD P., MONIÉ P., GOFFÉ B. & JOLIVET L. (2002). – In situ laser probe 40Ar/39Ar constraints on the exhumation of Schistes lustrés unit: geodynamic implications for the evolution of the western Alps. – *J. metam. Geol.* **20**, 599-618.

ALLEN P.A. & ALLEN J.R. (2005). – Basin analysis: principles and applications, 2nd ed. – Malden, Massachusetts, Blackwell Publishing, 549 p.

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. – *Geophys. J. Internat.,* **103**, 363–376.

ANGLADA R., FOLLACCI J.-P. & 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). – *Bull. Soc. géol. Fr.,* **9**, 526-529.

BAUDRIMONT A.F. & DUBOIS P. (1977). – Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin: le Sud-Est de la France. – *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **1**, 261-308.

BEAUMONT C. (1981). – Foreland basins. – *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **65**, 291-329.

BÉTHOUX N., SUE C., PAUL A., VIRIEUX J., FRÉCHET J., THOUVENOT F. & 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.

CATTANEO M. (2007). – Local tomography and focal mechanisms in the southwestern Alps: comparison of methods and tectonic implications. – *Tectonophysics*, **432** (1-4), 1-19.

BIGOT-CORMIER F., SAGE F., SOSSON M., DÉVERCHERE J., FERRANDINI M., GUENNOC P., POPOFF M. & STEPHAN J.-F. (2004). – Pliocene deformation of the north-Ligurian margin (France): consequences of a south-Alpine crustal thrust. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **175**, 197-211.

BULARD P.F., CHAMAGNE B., DARDEAU G., DELTEIL J., GIOAN P., IVALDI J.-P., LAVAL F., PEREZ J.-L. & POLVECHE J. (1975). – Sur la genèse et les structures de l'arc de Nice. – *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), **XVII**, 939-944.

CALCAGNO P., CHILÈS J.P., COURRIOUX G. & GUILLEN A. (2008). – Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. – *Phys. Planet. Inter.*, **171**, 147-157.

CAMPREDON R. (1972). – Les formations paléogènes des Alpes-Maritimes franco-italiennes. – Phd thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis, 539 p.

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).– *C. R. somm. Soc. géol. Fr.,* **2**, 75-77.

CAMPREDON R. & GIANNERINI G. (1982). – Le synclinal de Saint-Antonin (arc de Castellane, Chaînes subalpines méridionales) ; un exemple de bassin soumis a une déformation compressive permanente depuis l'Eocène supérieur. – *Géol. Alpine*, **58**, 15-20.

CERIANI S., FÜGENSCHUH B. & SCHMID S. (2001). – Multi-stage thrusting at the "Penninic front" in the western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs. – *Internat. J. Earth Sci.*, **90**, 685-702.

CHOUKROUNE P., BALLEVRE M., COBBOLD P., GAUTIER Y., MERLE O. & VUICHARD J.-P. (1986). – Deformation and motion in the western Alpine arc. – *Tectonics*, **5**(2), 215-226.

CORSINI M., RUFFET G. & CABY R. (2004). – Alpine and late Hercynian geochronological constraints in the Argentera massif (western Alps). – *Eclogae geol. Helv.,* **97**, 3-15.

COWARD M. & DIETRICH D. (1989). – Alpine tectonics: an overview. – *Geol. Soc., London, Sp. Publ.* **45**, 1-29.

CHRISTIE-BLICK N. & BIDDLE K.T. (1985). – Deformation and basin formation along strike-slip faults. *In*: K.T. BIDDLE & N. CHRISTIEBLICK, Eds, Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. – *SEPM, Spec. Publ.,* **37**, 1-34.

CROWELL J.C. (1974). – Origin of late Cenozoic basins in southern California. *In*: W.R. DICKINSON, Ed., Tectonics and sedimentation. – *SEPM Spec. Publ.*, **22**, 190–204.

CROWELL J.C. (2003). – Tectonics of ridge basin region, southern California. I*n*: J.C. CROWELL, Ed., Evolution of ridge basin, southern California: an interplay of sedimentation and tectonics. – *Geol.Soc. Amer. Spec. Pap.,* **367**, 157-203.

DAL PIAZ G. V., BISTACCHI A. & MASSIRONI M. (2003). – Geological outline of the Alps. – *Episodes*, **26/3**, 175-180.

EICHHUBL P., GREENE H.G. & MAHER N. (2002). – Physiography of an active transpressive margin basin: high-resolution bathymetry of the Santa Barbara basin, southern California continental borderland. – *Mar. Geol.*, **184**, 95-120.

FORD M., LICKORISH W.H. & KUSZNIR N.J. (1999). – Tertiary foreland sedimentation in the southern Subalpine chains, SE France: a geodynamic appraisal. – *Basin Research*, **11**, 315-336.

FORD M., DUCHÊNE S., GASQUET D. & VANDERHAEGHE O. (2006). – Twophase orogenic convergence in the external and internal SW Alps – *J. Geol. Soc. London,* **163**, 815-826.

FOURNIER M., AGARD P. & PETIT C. (2008). – Micro-tectonic constraints on the evolution of the Barles half-window (Digne-nappe, southern Alps). Implications for the timing of folding in the Valensole foreland basin. – *Bull. Soc. géol. Fr.,* **179**, 551-568.

GÈZE B. (1960a). – Evaluation du déplacement de la couverture post-triasique de l'arc de Nice (A.M.). – *C. R. Acad. Sci.*, **250**, 1875-1877.

GÈZE B. (1960b). – La genèse de l'arc de Nice (A.M.). – *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, **1**, 33-34.

GÈZE B. (1968). – Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille Menton-Nice. – BRGM, 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. – *Bull. BRGM, Série 2, Section 1, no1*: *Géologie de la France,* 43-67.

GIDON M. (1997). – Les chaînons subalpins au nord-est de Sisteron et l'histoire tectonique de la nappe de Digne. – *Géol. Alpine*, **73**, 23-57. 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 Geol. Helv.,* **85** (2), 327-359.

GIGOT P., GRANDJACQUET C. & HACCARD D. (1974). – Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. – *Bull. Soc. géol. France*, 7, **XVI**, 2,128-139.

GIGOT P., GUBLER Y. & 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. – *Bull. Serv. Carte Géologique de France*, **57**, 1-38.

GOGUEL J. (1936). – Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. – *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 360 p., 1 pl., 1 carte.

GRACIANSKY P.C. de (1972). – Le bassin tertiaire de Barème (Alpes de Haute-Provence) ; relations entre déformation et sédimentation ; chronologie des plissements. – *C. R. Hebd. Séan. Acad. Sci., (D), Sciences Naturelles*, **275 (25)**, 2825-2828.

GUARDIA P., IVALDI P., DUBAR P., GUGLIELMI Y. & PEREZ J.-L. (1996). – Paléotectonique linéamentaire et tectonique active des Alpes maritimes franco-italiennes ; une synthèse. – *Géol. France*, **1**, 43-55.

HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT P. & JORDA M. (1989). – Notice explicative. – Carte géol. France (1/50 000), feuille La Javie (918). – Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans, France.

HIPPOLYTE J.-C. (2001). – Palaeostress and neotectonic analysis of sheared conglomerates: southwest Alps

and southern Apennines. – *J. Struct. Geol.*, **23**, 421-429.

HIPPOLYTE J.-C. & DUMONT T. (2000). – Identification of Quaternary thrusts, folds and faults in a low seismicity area: examples in thesouthern Alps (France). – *Terra Nova*, **12**, 156-162.

IAWORSKY G. & CURTI G. (1960). – La faune des poudingues de Roquebrune. – *C. R. Acad. Sci.,* Paris, **251**, 399. JOSEPH P. & LOMAS S. A. Eds, (2004). – Deep-water sedimentation in the Alpine basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related system. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **221**, 1-16.

KERKHOVE C. (1969). – La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais- Ubaye. – *Géol. Alpine*, **45**, 5-204.

LAJAUNIE C., COURRIOUX G. & MANUEL L. (1997). – Foliation fields and 3D cartography in geology: principles of a method based on potential interpolation. – *Mathematical Geology*, **29** (4), 571-584.

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**.

LAURENT O., STÉPHAN J.-F. & POPOFF M. (2000). – Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales). – *Géol. France*, **3**, 33-65.

LICKORISH W.H. & FORD M. (1998). – Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained bykinematic data and synorogenic sediments. *In*: A. MASCLE, C.

PUIGDEFABREGAS, H.P. LUTERBACHER & M. FERNANDEZ, Eds, Cenozoic foreland basins of western Europe. – *Geol. Soc., Spec. Publ.,* **134**, 189-211.

NILSEN T.H. & SYLVESTER A.G. (1995). – Strike-slip basins. *In*: C.J. BUSBY and R.V. INGERSOLL, Eds., Tectonics of sedimentary basins. – Blackwell Science, Cambridge, Massachussetts, 425-457.

PÉCHEUX J.-F. (1979). – Le poudingue de Roquebrune-Cap Martin (Alpes-Maritimes). – DEA, Université de Nice– Sophia Antipolis.

PEREZ J.-L. (1975). – La zone limite entre l'arc de Nice et l'arc de Roya (Alpes-Maritimes). Observations structurales. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XVII**, 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, 497 p.

SANCHEZ G. (2010). – Chronologie et évolution des déformations de la croûte moyenne à la surface dans un prisme collisionel en décrochement – Impacts sur l'aléa sismo-gravitaire: Exemple des Alpes Sud-occidentales. – Phd thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis, 295 p.

SANCHEZ G., ROLLAND Y., SCHREIBER D., GIANNERINI G., CORSINI M. & LARDEAUX J.-M. (2010a). – The active fault system of SW Alps. – *J. Geodyn.,* **49**, 296-302.

SANCHEZ G., ROLLAND Y., CORSINI M., BRAUCHER R., BOURLÈS D., ARNOLD M. & AUMAÎTRE G. (2010b). – 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., JOLIVET M., BRICHAU S., CORSINI M. & CARTER A. (2011a). – Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera-Mercantour massif (SW Alps). – *Terra Nova*, **23**, 1-11.

SANCHEZ G., ROLLAND Y., SCHNEIDER J., CORSINI M., OLIOT E., GONCALVES P., VÉRATI C., LARDEAUX J.-M. & MARQUER D. (2011b). – Dating low temperature deformation by 40Ar/39Ar on white mica, insight from the Argentera-Mercantour massif (SW Alps). – *Lithos*, **125**, 521-536.

SCHREIBER D. (2010). – Modélisations géométriques 3D et champs de déformations dans les Alpes du Sud. – Phd Thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis, 281 p.

SCHREIBER D., GIANNERINI G. & LARDEAUX J.-M. (2011). – The Southeast France basin at the Late Cretaceaous: The link between Pyrenean collision and Alpine subduction. – *Geodin. Acta*, **24/1**, 21-35.

SCHREIBER D., LARDEAUX J.-M., MARTELET G., COURRIOUX G. & GUILLEN A. (2010). – 3-D modelling of Alpine mohos in southwestern Alps. – *Geophys. J. Internat.*, **180(3)**, 961-975.

SINCLAIR H.D & ALLEN P.A. (1992). – Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. – *Basin Res.*, **4**, 215-232.

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**, 127-136.

SZTRAKOS K. & DU FORNEL E. (2003). – Stratigraphie, paléoécologie et foraminifères du paléogène des Alpes-Maritimes et des Alpes de Haute-provence (Sud-Est de la France). – *Rev. Micropal.*, **46**, 229-267.

TAPOUL J.-F. (1977). – Etude géologique de la bordure sud orientale de l'arc de Castellane. – Phd Thesis, Université des Sciences, Nice, 158 p.

TRICART P. (1984). – From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the western Alps. – *Am. J. Sci.*, **284(2),** 97-120.

VIALON P., ROCHETTE P. & MÉNARD G. (1989). – Indentation and rotation in the western Alpine arc. – *Sp. Publ. Geol. Soc. London*, **45**, 329-338.

II.2 Etude des déformations plio-quaternaires dans les Alpes du sud.

L'analyse du bassin Miocène de RCM nous a permis de démontrer que le front des Alpes du Sud a subi un épisode compressif nord-sud se poursuivant au moins jusqu'au Miocène supérieur (*Tortonien*). Afin de reconstituer l'évolution tectonique du Miocène supérieur à l'actuel, nous nous sommes intéressés à d'autres bassins plus récents : le bassin pliocène de la vallée du Var et le bassin plio-quaternaire de Tourrette-Levens. L'ensemble de ce travail a fait l'objet d'une publication dans « *Swiss Journal of Geosciences* » en 2012. Une première partie résume l'article, qui est intégralement présenté en anglais dans la seconde.

II.2.1 Etude des déformations du Pliocène au Quaternaire dans le bassin du Var (Nice, SE France) et son interprétation en tant que tectonique active lente. (Version abrégée en français)

II.2.1.1 Introduction

Le bassin pliocène de la vallée du Var et le bassin plio-quaternaire de Tourrette-Levens se trouvent sur la bordure Occidentale de l'arc de Nice. Ces bassins, bien que récents, montrent une déformation localement importante, ainsi que des perturbations topographiques soulignées par de forts gradients de pente et des anomalies dans le système de drainage, caractéristiques des zones de failles actives. Dans le but de caractériser la déformation récente, et d'évaluer le caractère éventuellement actif et l'évolution dans le temps de ces failles, nous avons réalisé une approche multidisciplinaire basée sur l'analyse géomorphologique (*MNT*), la modélisation géométrique 3D, l'analyse de la fracturation et l'étude de la déformation des galets pliocènes.

II.2.1.2 Contexte géologique

Le massif du Mercantour est parcouru par le système de faille de Jausiers-Tinée/Saorge-Taggia, (*N140° dextre*) le long duquel on enregistre une activité sismique ainsi que des décalages de morphologies glaciaires dans le socle cristallin (Sanchez et al., 2010a ; Darnault et al., 2012) (FIGURE : II-12).

La zone d'étude est située à l'avant de ce système, dans l'arc de Nice qui est un système plissé et écaillé délimité par deux principaux systèmes décrochants. Bordé à l'est par un réseau de failles N20°-N30° senestre (*Breil-Sospel-Monaco*) qui montre une activité tectonique durant le Miocène et sur lequel on enregistre régulièrement des séismes autour de la faille de Peille Laghet (Courboulex et al., 2007). Tandis que sa bordure ouest est caractérisée par un faisceau de failles N160° dextre (*Aspremont-St Blaise*). C'est sur cette bordure que se déposent les bassins sédimentaires conglomératiques plio-quaternaires du Var et de Tourrette-Levens. Bien que récents, ces sédiments sont localement déformés et recoupés par la faille de Donaréo orientée N20° (FIGURE : II-12 ET II-13).

II.2.1.3 Résultats

L'étude morphologique des pentes à partir d'un MNT haute résolution (2 m) montre deux zones bien distinctes : (1) une zone au sud de Colomars avec des bassins versants de forme symétrique qui ne révèle pas d'anomalies de drainage, et (2) une seconde zone au nord de Colomars où le bassin versant est asymétrique. Celui-ci présente des pentes plus fortes et une très forte incision par un cours d'eau parfaitement rectiligne (*vallon de Donaréo*) (FIGURE : II-14). D'un point de vue structural, l'ensemble des sédiments pliocènes est faiblement tectonisé, il se dépose vers le sud avec un pendage de 13°. Ce n'est que localement que les conglomérats sont déformés jusqu'à atteindre une verticalisaiton, en particulier le long de la bordure est et dans le bassin de Tourrette-Levens, en accord avec un soulèvement de la bordure ouest de l'arc de Nice. Ce soulèvement est caractérisé par une migration du dépôt-centre du bassin plio-quaternaire de Tourrette-Levens. Les conglomérats du Pliocène sont inclinés d'environ 80° et recouverts en discordance par les sédiments lacustres du Plio-quaternaire, eux- mêmes tectonisés et inclinés de 40° (FIGURE : II-15 ; II-16 ET II-17). Le bassin Plio-quaternaire de Tourrette Levens est donc un bassin syntectonique (FIGURE : II-24 ET II-25).

L'ensemble de ces observations atteste d'un renversement des unités sédimentaires de part et d'autre du Mont Cima (*le long de la bordure Occidentale de l'arc de Nice*) en accord avec une tectonique post-Pliocène de la bordure décrochante en fleur positive (FIGURE : II-15).

L'analyse de la fracturation et des galets déformés montre qu'une forte déformation post-Pliocène est localisée autour du vallon de Donaréo sur une largeur d'environ 100m et concentrée le long de la bordure de l'arc de Nice. Les failles présentes dans le vallon de Donaréo *(N20°)* sont marquées de stries horizontales avec des mouvements décrochants senestres. Tandis que la bordure *(N160°)* montre une alternance de faille décrochante dextre et inverse (FIGURE : II-18 ET II-20).

Ces décrochements et faille inverse sont en accord avec un régime compressif nord-sud, contraints par l'inversion du tenseur des contraintes, ainsi que par la méthode des dièdres droits, démontrant que 100% des failles sont en accord avec un raccourcissement sub-méridien. Notons que les directions de raccourcissement mesurées sur les galets impressionnés attestent également d'un raccourcissement nord-sud. Le rapport de forme (Φ) et la répartition des zones d'étirement déduits de la méthode des dièdres droits, indiquent que le régime est transpressif (*alternance de décrochement et de faille inverse*) (FIGURE : II-19).

II.2.1.4 Discussion

Les galets déformés apportent des informations sur les vitesses des processus tectoniques. En effet, les galets sont déformés par des phénomènes de pression-dissolution (*Stylolites, cupules, strilolites*) et non pas de façon brutale et cassante, ce qui implique une déformation lente et progressive, asismique. Ils permettent aussi de cartographier des zones de déformation. En effet, l'observation de terrain a montré un gradient de déformation proche des zones de failles et une possible réorientaion des galets (*soulignée par la bi-modalité des directions de raccourcissement*) (FIGURE : II-22). La combinaison des approches utilisées dans cette étude montre : (i) une forte empreinte morphologique selon la direction N20° (vallon de Donaréo), (ii) de rares plans de failles tous en accord avec une compression nord-sud (FIGURE : II-18 ET II-19), (iii) le caractère syn-tectonique du bassin plio-quaternaire de Tourrette-Levens, (iv) enfin, l'analyse de la déformation indique une activité décro-chevauchante de la bordure ouest de l'arc de Nice.

Cependant, il ne semble pas s'agir d'une faille présentant un fort aléa sismique. En première approximation le calcul des vitesses de déplacement long-terme de la bordure ouest de l'arc

de Nice est très infèrieur au millimètre par an. De plus, La loi Wells and Coppersmith (1994) prédit des séismes inférieurs à magnitude 4 pour des longueurs de faille comme celle de Donaréo. L'absence d'activité sismique instrumentale sur cette faille laisse à penser qu'il ne s'agit pas d'une faille majeure à l'actuel.

II.2.1.5 Conclusion

L'étude multidisciplinaire du réseau de failles de la bordure ouest de l'arc de Nice et des bassins les plus récents de la région a permis de mettre en évidence le caractère syn-tectonique du bassin sédimentaire de Tourrette-Levens et donc une activité tectonique continue le long de la bordure ouest de l'arc de Nice au cours du plio-quaternaire (FIGURE : II-24 ET II-25).

L'activité tectonique est caractérisée par des faisceaux de de failles épars et discontinus, la déformation est très locale et concentrée. Elle se manifeste principalement par du plissement et des phénomènes de pression-dissolution. Tous les arguments : plan de faille de taille modeste, déformation très localisée, phénomènes de pression-dissolution, et pourtant des rejets verticaux significatifs laissent supposer que le mouvement sur ces failles s'est effectué de manière très lente et probablement de manière quasi asismique, par creeping avec de rares décharges sismiques. L'aléa résultant paraît donc faible. Cependant, dans la région, certaines failles, telle que la faille de Jausiers-Tinée (*orientée N140°*) ou plus proche de Nice la faille de Peille-Laghet, montrent une activité sismique et des déformations quaternaires (Sanchez et al., 2010a ; Darnault et al., 2012). Les failles de Donaréo et Bordure ouest de l'arc de Nice ont des directions identiques aux failles actives de la région, et présentent des marqueurs d'activités compatibles avec les déformations actuelles. Elles sont donc potentiellement actives, et doivent être considérées avec attention dans l'évaluation de l'aléa.

II.2.2 Pliocene to Quaternary deformation in the Var Basin (Nice, SE France) and its interpretation in terms of ‘‘slow-active’’ faulting.

VICTORIEN BAUVE[*1], YANN ROLLAND[1], GUILLAUME SANCHEZ[1], GERARD GIANNERINI[1], DIMITRI SCHREIBER[1], MICHEL CORSINI[1], JEAN-LOUIS PEREZ[2], ADRIEN ROMAGNY [1]

II.2.2.1 Abstract

Seismic hazard assessment of active faults in slow orogenic domains is a challenging issue. In this paper we present a multi-disciplinary approach based on a Digital Elevation Model (DEM), 3D-geological modelling, fracture analysis, and strain analysis of pebbles in a Pliocene molasse basin. The basin is cross-cut by ‘“slow-active” faults of the Donaréo and St Blaise-Aspremont fault system. The DEM shows a topographic disturbance emphasized by slope gradients and the drainage system, which is ascribed to the Plio-Quaternary fault trace. Fracturation analysis evidences two fault corridors oriented approximately N150°E and N20°E. Paleo-stress analysis provides orientations similar to those derived from the focal mechanisms of current regional seismicity, with the main stress σ1 oriented N20°E and a (σ2- σ 3)/(σ1- σ3) ratio of 0.31. The σ2 versus σ3 permutations are in agreement with ongoing strike-slip deformation at least since the early Pliocene. Discontinuous fracturation and comparison with seismic monitoring on regional active fault zones suggest that shallow seismicity may be expressed by low-magnitude ($Mw < 4$) seismic swarms. Deformation of pebbles occurs mainly by pressure-dissolution processes. Pebble striation orientations show a bimodal distribution, parallel to the two fault strands. Pebble deformation and the paucity of striated surfaces along the main faults suggests rare seismic deformation and long-lasting aseismic creep processes. Geometrical 3D analysis shows the formation and migration of a Plio-Quaternary basin about 500 metres east of the main fault system, together with folding and tilting of the post-Messinian Pliocene molasse. These observations indicate that the fault remained active from the Pliocene to the Quaternary, and possibly up to the present time. However, the estimates of the minimum slip rate on the faults of about 0.02 $mm.a^{-1}$ vertical and 0.03 $mm.a^{-1}$ horizontal are unlikely to produce any significant high-magnitude earthquakes, but rather swarm-like low-magnitude seismicity with long temporal recurrence.

II.2.2.2 Introduction

The objective of this paper is to analyze deformations on an exhumed fault system developed in slow tectonic context that might be prolonged up to present times. Such "slow-active" faulting is generally located at the periphery of young orogens and is often thought to to be localized along former faults formed in a previously more active tectonic context. Contrary to active faults with high slip rates producing clear seismological features, including a short recurrence period for major seismic events and linear seismic swarms (e.g., Segall and Pollard, 1980), such "slow-active" faults produce very low-magnitude seismicity swarms with a long temporal recurrence of earthquakes (e.g., Crescentini et al., 1999). Conventional seismology does not allow for the monitoring of low-magnitude distal earthquakes of this type and it becomes necessary to put up a dense network of seismometers around the fault (e.g., Courboulex et al., 2007; Jenatton et al., 2007). As shown by GPS data (e.g., Delacou et al., 2008) the deformation is slow, and the resulting offset morphologies are reshaped by erosion. The study of such faults by the analysis of Digital Elevation Models (DEM) is complicated because the erosion rate is greater than the displacement rate (Kirby and Whipple, 2001; Cushing et al., 2008).

For these reasons, the characterization of active faults in slow-tectonic environments is very challenging. It is important, however, because shallow earthquake events of low magnitude combined with amplifying site effects prove to represent a significant hazard when occurring below densely urbanized areas, as exemplified by the l'Aquila event in April 2009 (Galli et al., 2010). In this paper, we focus on the active orogenic front of the southwestern Alps (FIGURE. II-12), as it occurs in the suburbs of the city of Nice, where a syn-orogenic basin developed in the Pliocene to Quaternary (Irr, 1984), providing evidence for very young *(<5 Ma)* Alpine deformation (e.g., Sanchez et al., 2010b). There, the presence of active faulting is suspected from subsurface electrical imaging and geomorphology (Bauve et al., 2011; Larroque et al., 2011). However, the duration of deformation and bearing of the fault on seismic hazard are still unconstrained. We propose to combine a morphological DEM study with the analysis of strained pebbles (e.g., Campredon et al., 1977; Hippolyte, 2001), striated faults and tecto-sedimentary relationships in order to address the problem of strain localization in the superficial and peripheral part of a very young orogen. An understanding of this fault system

which today is located in a densely urbanized area (*Nice, Côte d'Azur*), has important implications for seismic hazard assessment.

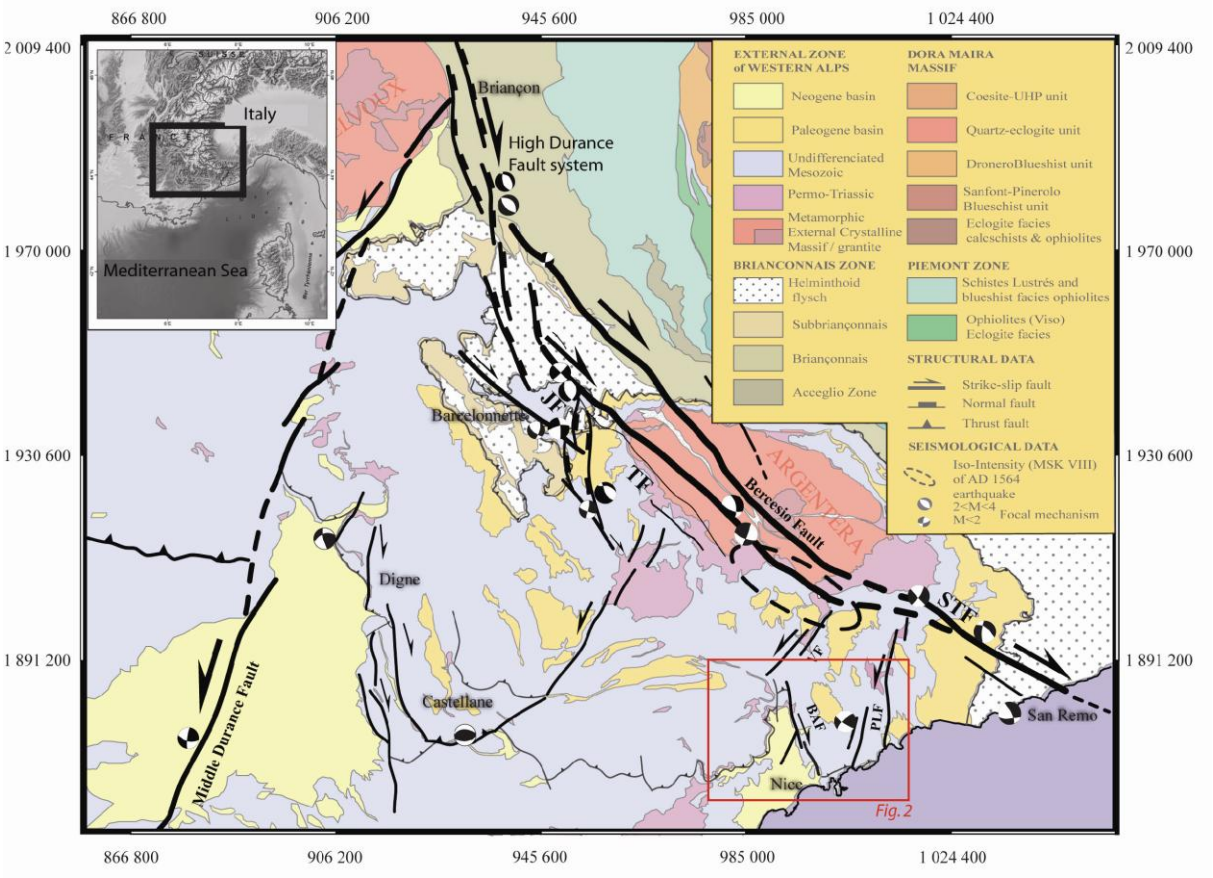


Figure II-12 : Sketch structural map of the Southern Alps, with the main active faults (after Sanchez et al., 2010b, modified).

Coordinates are according to the Lambert grid. Fault acronyms are the following: BAF: Bersesio and St Blaise-Aspremont fault system; JF, Jausiers Fault; PLF: Peille-Laghet Fault; STF: Saorge Taggia Fault; TF, Tinée Fault; VF: Vésubie Fault.

II.2.2.3 Geological setting

The study area is located at the southwestern front of the Alps in France (FIGURE: II-12). Recent investigations of active faulting in this region show a relatively continuous N140°E right-lateral fault system bounding the Argentera External Crystalline Massif along the Alpine arc, and minor N20°E left-lateral faults cutting across the Alpine fold and thrust belt (Sanchez et al., 2010b). This active deformation is is thought to result from either (i) gravitational collapse of the Alps (e.g., Sue et al., 2007) due to rapid change in tectonics mode in the Quaternary (Larroque et al., 2009), (ii) climate-induced isostatic rebound and erosion

(Cederbom et al., 2004; Champagnac et al., 2007), (iii) strike-slip deformation at the boundary of westward extruding Apulia (e.g., Tapponnier, 1977), or (iv) strike-slip deformation at the boundary of rotating Apulia (e.g., Vialon et al., 1989; Collombet et al., 2002; Baietto et al., 2009; Delacou et al., 2008; Sanchez et al., 2010a-b). Evidence for tectonic activity along this fault system includes ongoing low-magnitude seismicity monitored above the fault in the Jausiers area (Jenatton et al., 2007), and the offset of crystalline glacial morphologies in the Argentera-Mercantour massif (Sanchez et al., 2010a).

The widespread evidence for right lateral N140°E strike-slip deformation from ductile conditions at 26-20 Ma (Corsini et al., 2004; Sanchez et al., 2011b) to brittle Mio-Pliocene and Quaternary faulting (Baietto et al., 2009; Sanchez et al., 2010a-b, 2011a) suggests that tectonic motions may be ascribed to the rotation of Apulia since ~26 Ma. However, while major tectonic motions may be accommodated by right-lateral slip along the Argentera-Mercantour Massif by the Jausiers-Tinée faults, probably prolonged by the Saorge-Taggia Fault to the southeast (FIGURE : II-12; Sanchez et al., 2010b), some major and peripheral left-lateral faults show signs of episodic low-magnitude activity, such as that along the Peille-Laghet fault (Courboulex et al., 2007). Unfortunately, this latter fault is hidden by the Paillon valley, and it remains difficult to observe any signs of Plio-Quaternary deformation.

However, a similar left-lateral fault system occurs more to the west, along the Donaréo valley in the Pliocene Var Basin and along the boundary of the Nice Arc near St Blaise and Aspremont. There, the fault is observed to crosscut Pliocene to Quaternary sediments (Campredon et al., 1977). The fault is well exposed, and this allows the deformation along such probably 'secondary order' strike-slip fault corridors to be analyzed in detail, and to be compared with the main deformation zone running along the side of the Argentera-Mercantour Massif (Sanchez et al., 2010b). Such analysis is of primary importance for evaluating the seismic hazard in such peripheral faults where they crosscut densely urbanized areas. In this paper we present an analysis of deformation along the western boundary of the Nice Arc, on the south-western Alpine Front.

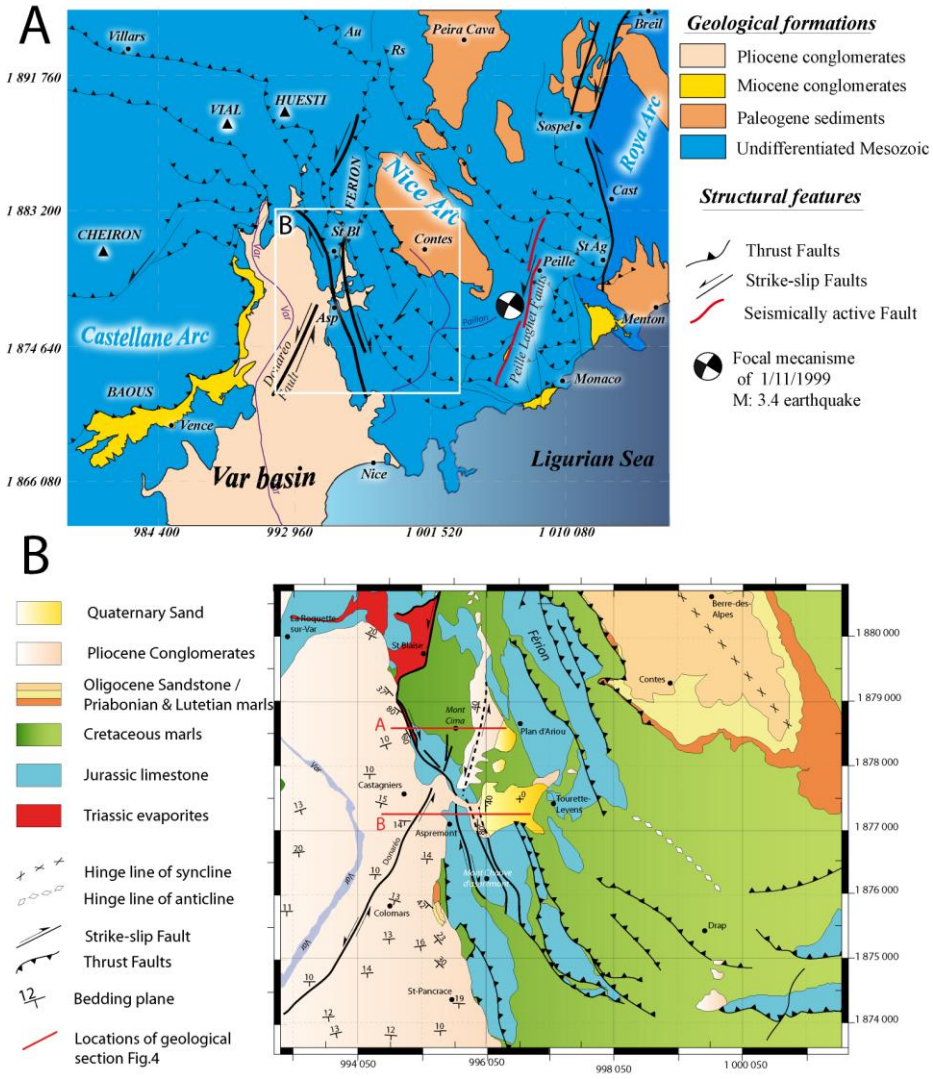


Figure II-13 : Geological map of the Var Basin and the Nice Arc.

(A) Geological map of the Var Basin and the Nice Arc, with the location of the Peille-Laghet and Donaréo Faults and the main area of detailed study (marked rectangle). (B) Enlarged structural sketch map of the western Nice Arc, showing the relationships between the faults and basins. Note the locations of geological cross-sections of Figure.

As shown by geological mapping at the scale of the valley (FIGURE: II-13A-B), the Pliocene basin sealed the overall structure of the Nice Arc, implying that most of deformation was already achieved in the Miocene. The Nice Arc is a fold-and-thrust belt formed by the decoupling of the Mesozoic cover from its crystalline basement, related to the exhumation of the Argentera Massif by ~ 8 Ma (Sanchez et al., 2011a), in front of the Ivrea body indentor (Lardeaux et al., 2006; Schreiber et al., 2010). Later, during the Messinian *(~7 Ma)*, the Var valley was strongly incised due to the rapid lowering of Mediterranean sea level by about 2000 m (e.g., Clauzon et al., 1996). Infilling of the Pliocene basin was equally rapid, after the restoration of sea level. During Pliocene to Present evolution, the whole margin was uplifted at an approximate rate of 0.3 $mm.a^{-1}$ (Foeken et al., 2003), which is ascribed to a probable frontal thrust at the base of the continental margin, at the transition to the abyssal plain (Bigot-Cormier et al., 2004).

II.2.2.4 Results

II.2.2.4.1 Morphological study

The morphological study of the Var Basin was undertaken with a DEM obtained by photogrammetry with a precision of 2 metres. The DEM was first treated to eliminate surface artefacts, such as vegetation and buildings, and then it was used to investigate slope patterns in the whole Pliocene Var Basin. The geomorphology of Var valley shows two types of watershed: (1) south of Colomars (FIGURE : II-14, and ANNEXE 1), the watershed has a symmetrical shape, with development of a radial system of tributaries, and (2) between Colomars and Aspremont and west of Colomars, the watersheds are asymmetrical and more rectilinear. In the second case, the slopes to the west are steeper and narrower than those to the east of the main stream. The main stream trends N20-30°E, parallel to the main Var valley. We identified a zone of slope anomalies located at the northeast side of the Pliocene basin along the Donaréo valley, where the Donaréo Fault is located (FIGURE : II-14A and II-14C).

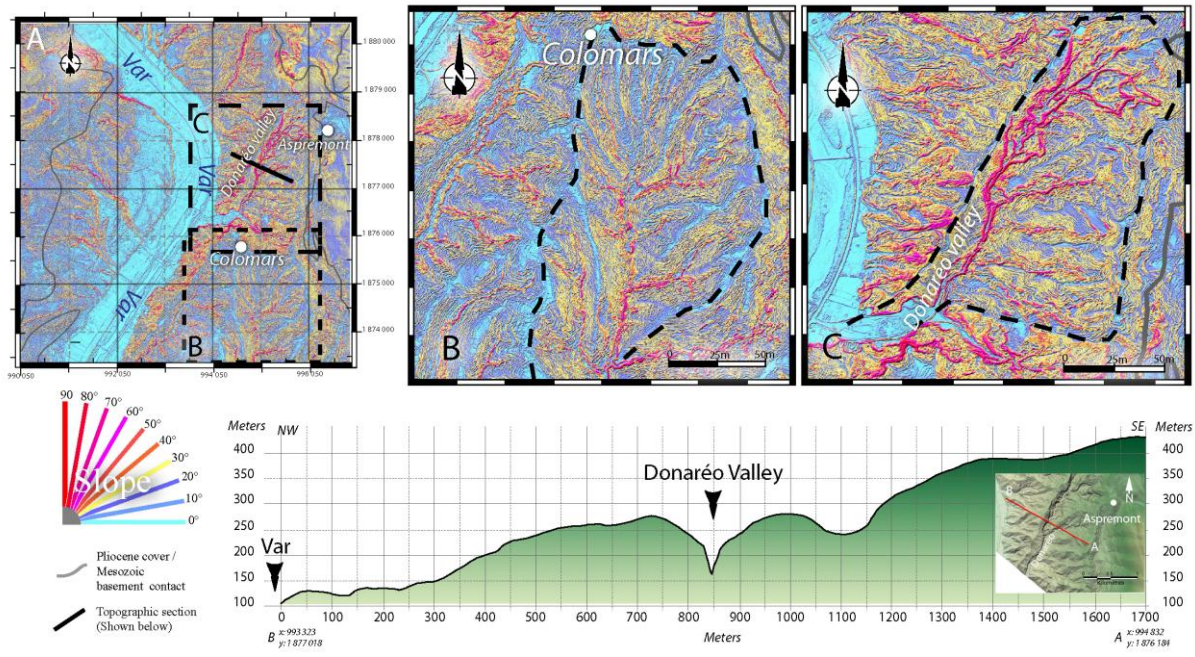


Figure II-14 : Digital Elevation Models (DEMs) of the Var valley and a representative topographic profile across the Donaréo valley.

(A) DEM of the Var valley, with slope coutour values according to the chart to the left of the figure, below the map. (B) Enlarged DEM of a symmetrical watershed (south of Colomars). (C) Enlarged DEM of an asymmetrical watershed (Donaréo valley). (D) Topographic profile across the Donaréo valley (the location of the section is shown on Figure. 2-13A). DEMs are shown with red shading in the zones of abnormal topography, emphasized by high slope values (>40°), mainly along the Donaréo valley. Note the strong influence of the fault runoff in the Donaréo valley on the secondary water drainage system. The topographic signature of the fault is also emphasized by the AB cross-section drawn across the strike of Donaréo valley, below the maps.

As shown by DEM analysis, in the whole area underlined in red on Figure 2-14, slope gradients are clearly above the average for the Var Pliocene sediments. Slopes steeper than 70° occur in the valley's central parts, which agrees with increased incision in these areas. It is noticeable that this zone of topographic anomalies occurs also where the flow direction of the Var river turns by about 90° and thus appears to be significantly influenced by the fault morphology. The secondary water drainage system is also clearly influenced by the fault runoff along the Donaréo and St Sauveur valleys. Secondary valleys merge into the fault instead of being drained into the main Var river.

II.2.2.4.2 General structure of the west Nice Arc

The structure of the western Nice Arc is shown on the structural sketch map (FIGURE : II-13B) and illustrated with two cross-sections (FIGURE : II-15). These figures show two superposed basins to the east of the western Nice Arc boundary, with: (1) an intramontane Plio-Quaternary basin, characterized by soft lacustrine sandstones (Irr, 1984), deposited with an angular unconformity on (2) a Pliocene submarine conglomeratic basin characterized by rounded blocks originating from both the Mesozoic cover and the crystalline basement. To the west of Nice Arc, the folded Mesozoic cover was deeply incised during the Messinian crisis, and was unconformably overlained by a thick pile *(> 1000 m*) of Pliocene molasse of similar composition to that found to the east of Nice Arc (Irr, 1984). On this western side, no intramontane Plio-Quaternary basin has been found.

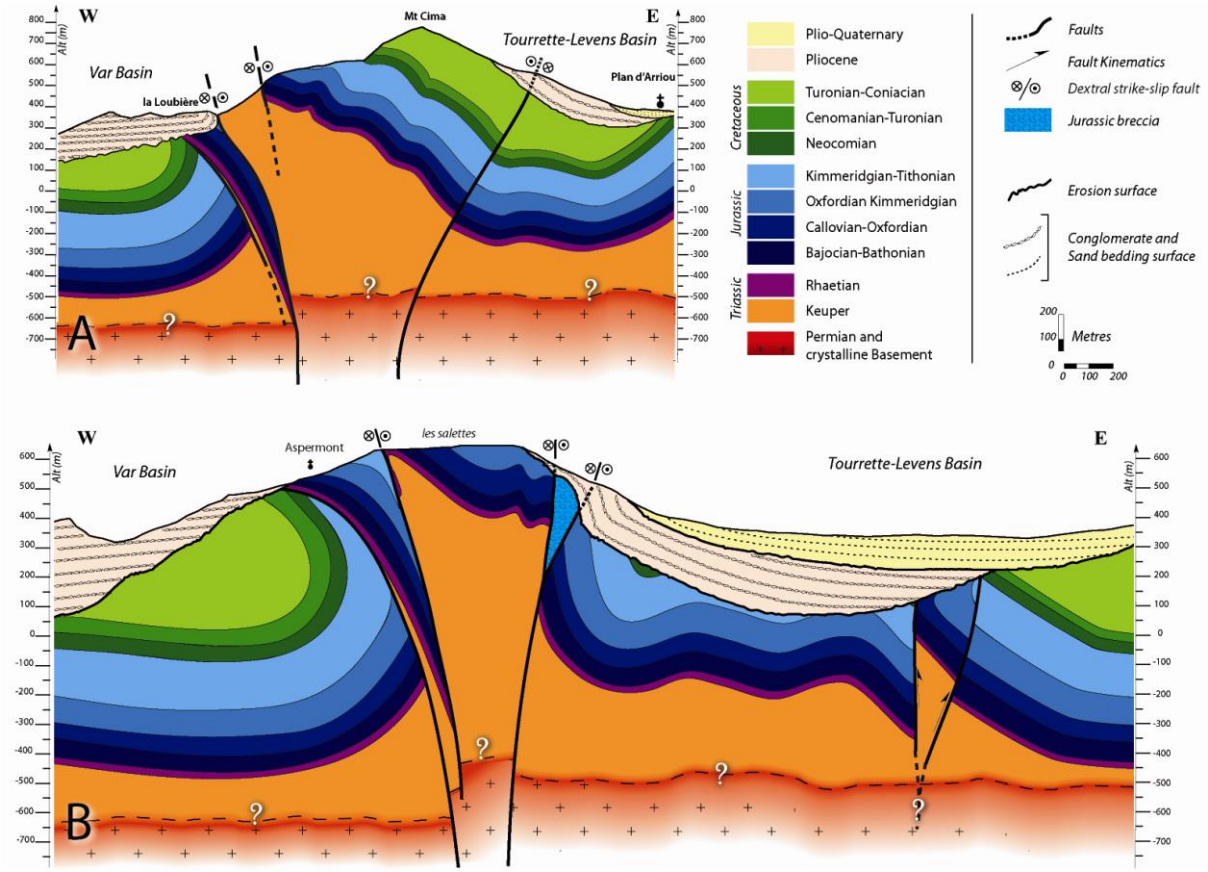


Figure II-15 : Geological cross-sections of the western Nice Arc between Aspremont and St Blaise (location on Figure. 2-13B).

(A) Northern section: La Loubière-Mt Cima-Plan d'Arriou. (B) Southern section Aspermont-Les Salettes. Fold and fault geometries agree with a positive flower-type structure especially in the southern section below 'Les Salettes' (B). In both sections, close to 'La Loubière'(section A), and east of 'Les Salettes (B), verticalization of the Pliocene emphasizes the Plio-Quaternary activity of the fault system. In addition, note the migration of basin depocenters from the Pliocene to the Quaternary times. Most deformation was acquired before the deposition of Pliocene, as shown by unconformity relationship of the Pliocene basin on the main folded and faulted Mesozoic structure. Cross-cutting of crystalline basement by the strike-slip faults in a 'thick-skinned' tectonic style is mainly suggested by the depth of regional focal mechanisms (c. 5 km) and absence of any significant cover-basement offset since 8 Ma by thermochronology in Sanchez et al. (2011a).

The two (*Pliocene and Plio-Quaternary*) basins seal most of the fold-and-thrust structure, as shown by their relatively undisturbed bedding, except along the western margin of the Nice Arc (FIGURES : II-13B AND II-15).The fold-and-thrust belt is mainly ascribed a top-to-S displacement direction along EW-striking thrusts and NS-striking strike-slip faults (e.g., Ivaldi and Guardia, 1986; Giannerini et al., 2012). It formed by decoupling of the cover from the crystalline basement along the Triassic décollement.

II.2.2.4.3 Bedding plane distribution analysis in the Plio-Quaternary Basin

The Pliocene sediment bedding shows some variability, due to its conglomeratic nature. The general strike of the bedding is N86 ± 13°E with a average dip of 17 ± 3°S (FIGURE : II-16), which is ascribed to an original steep slope during submarine deposition in the Var Canyon (Irr, 1984). In general, the Donaréo Fault does not appear to deflect the bedding surface through its path in the core of the Var Basin. However, some deflections appear locally where the Donaréo Fault merges into the Nice Arc (FIGURE : II-13B). Some parallelisation to the Nice Arc boundary is evidenced (FIGURE : II-16) with bedding values significantly out of the 2σ envelope of the bedding data. Such deflection of strata is indicative of some strain localisation along the Nice Arc boundary, especially from St Blaise to Aspremont. There, the Pliocene basin is locally overturned with subvertical strata west of 'Mont Cima' (FIGURES : II-15A AND II-18). Such verticalization also occurs to the east of the Nice Arc, at 'Les Salettes' (FIGURE : II-15B).

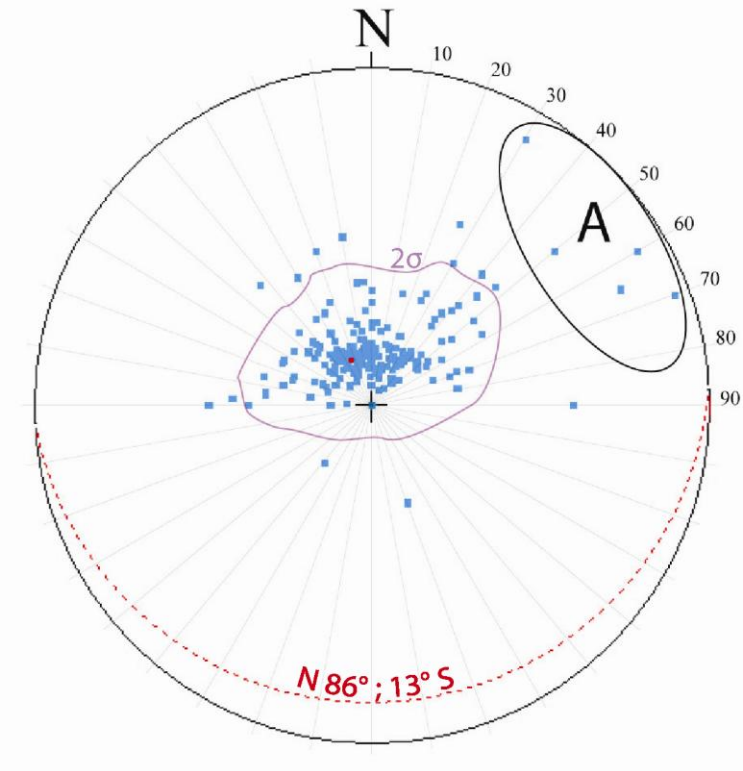


Figure II-16 :Stereogram showing the spread of bedding planes in the whole Var Pliocene Basin (Wulff projection, lower hemisphere).

Bedding planes measured close to the Nice Arc boundary lie in the zone marked A. Most data is spread around a mean strike of N86°E and mean dip 13°S. Part of the spread is ascribed to the lithological nature and emplacement of the Pliocene molasses. Molasse emplacement occurred below sea level in a deltaic environment, thus this bedding value corresponds to the untilted original bedding value. A significant spread towards subvertical values is observed (zone labelled 'A' in stereogram) in a NW-SE direction. These values were measured along the Nice Arc boundary, west of Mont

Cima (FIGURE : II-13B) close to 'La Loubière' location (CF. FIGURE : II-15A). Parallelisation of bedding to the western Nice Arc is ascribed to post-Pliocene activity of a dextral + reverse fault (St Blaise-Aspremont Fault).

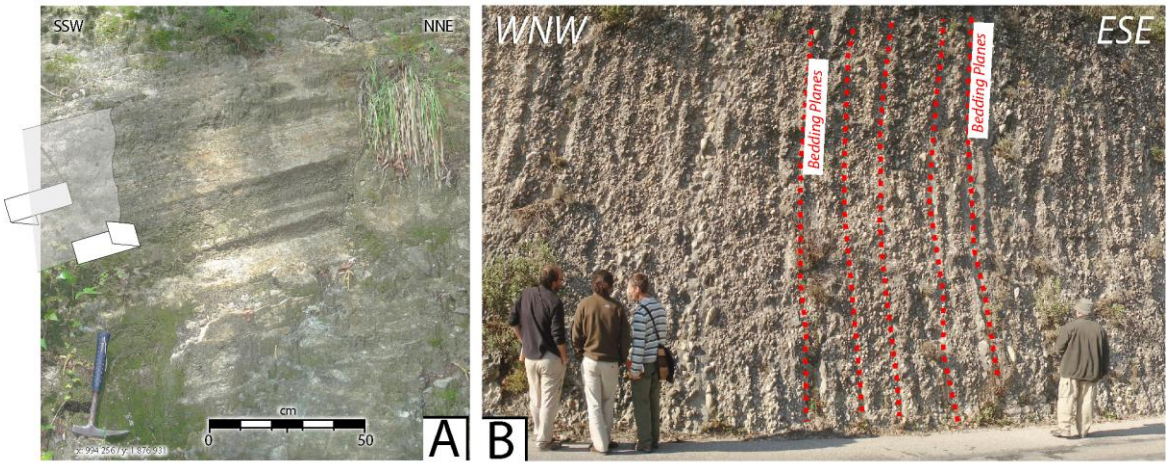


Figure II-17 : Field photographs of faulted and tilted Var Basin Pliocene molasse-type sediments.

(A) Photo representative of the most common fault deformation feature in studied area, showing a striated fault plane with sinistral sense of motion in Donaréo valley. (B) Verticalized Pliocene strata along the St Blaise-Aspremont Fault (at 'La Loubière', west of Mont Cima, Figure. 4A).

In order to better visualize the structure and understand the fault-basin relationship on the east side of the Nice Arc boundary, we have undertaken a 3-D geometrical modelling of this zone (FIGURE : II-15). The basins geometry evidence some differential uplift occurring to the east of Mont Cima (COMPARE FIGURES : II-14A AND II-15). There, the basal Pliocene conglomerates are tilted by about 80° and overlain by flat lying lacustrine Plio-Quaternary sediments, tilted by 40° along their western boundary. The stratigraphic overturns observed on each side of the Nice Arc boundary in the Pliocene and Plio-Quaternary basins clearly show a post-Pliocene reactivation of a positive flower-type structure (FIGURE : II-14). It cannot be ascribed to initial variability of the sedimentary strata. This reactivation is also emphasized by the migration of corresponding axial valleys and geomorphologies of about 500 metres to the east.

II.2.2.4.4 Analysis of faults deformation and kinematics

The Var Pliocene basin was investigated in detail for signs of post-Pliocene deformation. At the scale of this basin, only the zones labelled A, B, C on Figure 2-18 show fault surfaces cutting across the Pliocene sediments (CF. FIGURE : II-17A). Widespread brittle deformation is observed along the Donaréo valley, which we interpret as the main fault corridor. It is evidenced by numerous metre-scale striated fault surfaces (FIGURES : II-17A AND II-18) imprinted in the soft Pliocene sediments. No continuous fault has been observed at a scale

larger than several meters. It appears that the amount of fault surfaces decreases rapidly in the surroundings of the main fault corridor, and no fault trace appears at more than about 100 m from the Donaréo valley. In the Donaréo corridor, the fault surfaces show subhorizontal striation (*0-20°*) and left-lateral motions, while in the surroundings, some E-W striking faults with reverse motions were identified. Deformation is concentrated along the Mesozoic basement-Pliocene cover to the north to the west of Mont Cima (*St Blaise-Aspremont Fault*; A IN FIGURE : II-18), while evidences of faults affecting the Pliocene are also seen to the east of Aspremont and Mont Cima.

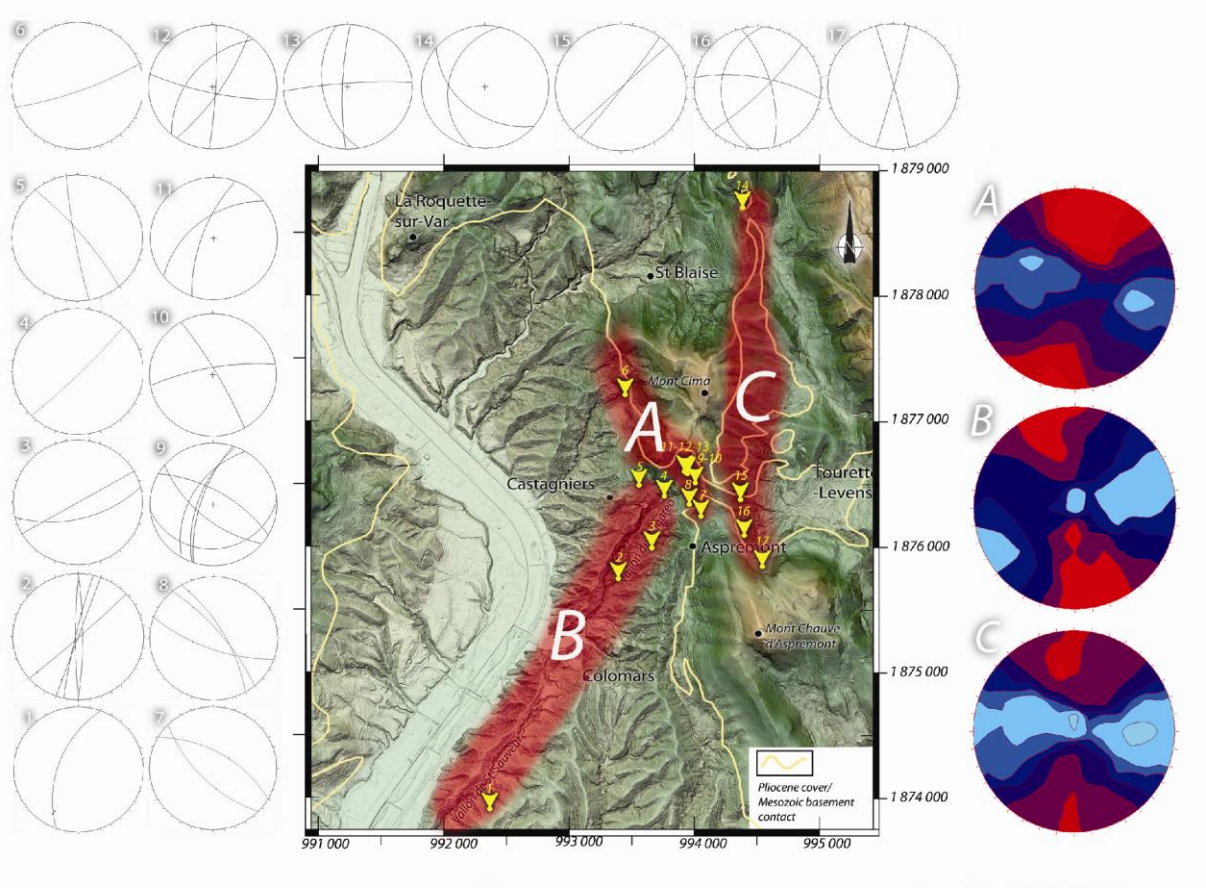


Figure II-18 :Locations of measured faults and corresponding stereonets (1-17).

A, B and C are computations of main deformation axes by the 'Diedres Droits' method of Arthaud (1969) using all the measured faults in each of the A-B-C zones on the map (red: compressional and blue: extensional).

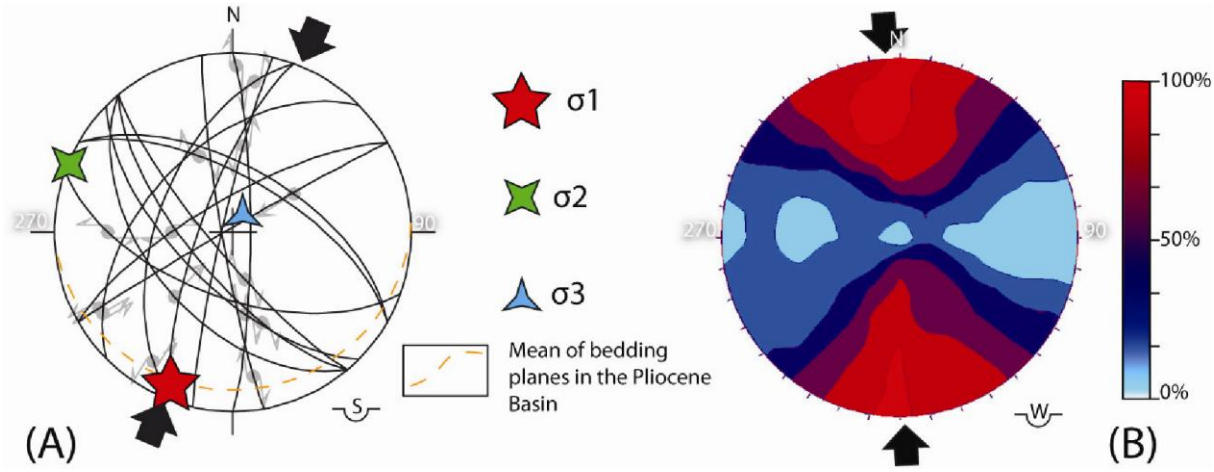


Figure II-19 : Stereograms

(A) results of inversion of fault-striation data measured in the Donaréo Fault using the Angelier (1990) method, (B) results of 'Diedres droits' inversion computed from all the fault-striation data shown in Figure. 8. Results provided by punctual stress inversion of Angelier and results at the scale of the study area by 'Diedres droits' inversion are similar, characterized by N-S compression. Spread of T axis probability on the E-W direction of 'Diedres droits' inversion results suggests possible permutations between σ2 and σ3, as also indicated by the stress inversion results (see text for details).

These fault occurrences are interpreted as discontinuous fracturation occurring along the main fault corridors, mainly striking N20-30°E and N150-160°E, respectively. Inversion of fault-striation data by the method of Angelier (1990) was only possible for the Donaréo Fault corridor due to a lack of sufficient fault density in the other areas. It provided a stress tensor featured by N22°E compression and subvertical extension axes (FIGURE : II-19). The ratio σ2- σ3/ σ1- σ3 is 0.31, which suggests that σ1 is significantly greater than σ2 and σ3. In such cases, permutations between σ2 and σ3 are likely (Hu and Angelier, 2004), as are frequent in strike-slip contexts, and already described along the Jausiers-Tinée Fault (Sanchez et al., 2010b). This result suggests that all the faults (reverse and strike-slip) are generated by a similar σ 1, and permutations of σ2- σ3, in an overall similar strike-slip context. Similar results are obtained with the 'Diedres Droit' method (Arthaud, 1969), computed for all the faults collected around and within the Donaréo Fault (Figure. 2-19B). On average, this method gives a direction for compression of N03±7°E, while extension axes are spread in a plane perpendicular to compression. Accordingly, computations done with the 'Diedres Droit' method in the other fault segments also show N-S compression, ranging from N170°E and N20°E, and extension direction varying along the plane perpendicular to compression (FIGURE : II-19). These data are thus also in agreement with permutations of σ2 and σ3. Such stress directions and permutations are observed at a regional scale (e.g., Sanchez et al., 2010b) and suggest a coherent tectonic context from the north-western boundary of the Argentera-Mercantour Massif to the Mediterranean coastline.

II.2.2.4.5 Pebble deformation analysis

Investigations conducted across the Donaréo Fault, the Nice Arc boundary and Tourette-Levens Basin show striated pebbles in a zone of about 300 metres across above the fault zone affecting the Mesozoic basement (FIGURE : II-20). All the observed examples of pebble deformation show pressure-dissolution features, summarized in Figure 2-21 and Online Resource 2. These features include (1) striation on all sides of pebbles by incrustation of quartz sand grains, (2) stylolitic dissolution inside and at the surface of pebbles, (3) radial fracturing at the contact between pebbles. The analysis of the strained pebbles was conducted according to the method of Simon (2007). Striation orientations can be related to the intersection of the pebble surface with the so-called 'motion plane' defined by the compression and extension axes, Z and X (e.g., Campredon et al., 1977; Simon, 2007). The computation of striation orientations is shown as rose diagrams on Figures 2-22 and 2-23. The computation of all the measured pebbles across the area in one rose diagram shows a bimodal distribution of shortening directions centred on N156°E and N11°E (FIGURE : II-22). The two directions coincide with the two previously defined fault directions defined in Section 3.4, corresponding to the trends of (1) the Donaréo Fault corridor and (2) the direction of the St Blaise-Aspremont and Mont Chauve faults.

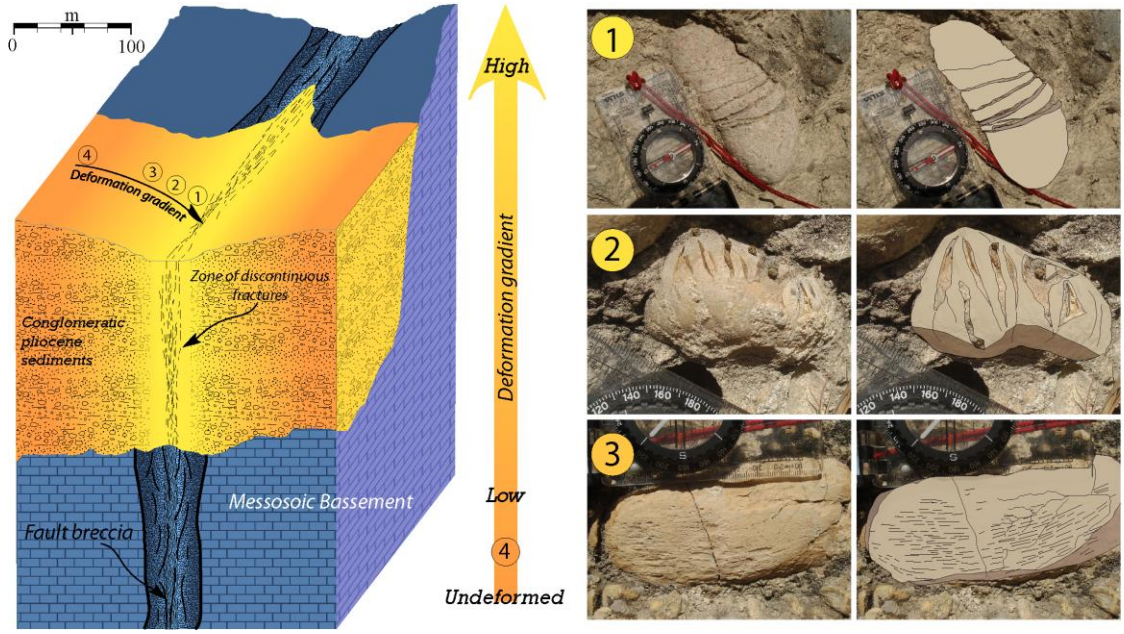


Figure II-20 :Block diagram schematically showing the distribution of deformation in conglomeratic sediments above a fault corridor cross-cutting the Mesozoic limestones.

The deformation is characterized by a strain gradient, with a higher density of discontinuous fractures and strained pebbles in the centre (1), decreasing laterally by ~150 m to unstrained domains (4). In the central part, pebbles are fractured and offset (1), while the size of fractures decreases rapidly (non-offset pebbles are found at several tens of meters across (2), and at the margin of the deformation zone, pebbles only show some joints and striae. Note that The fault corridor is larger and more accentuated in the Mesozoic basement, due to its initial pre-Pliocene age. Scattered and

heterogeneous deformation that is expressed in the Pliocene molasse-type sediments above the fault suggests continuation of deformation after the Pliocene, but with less intensity and only minor offset.

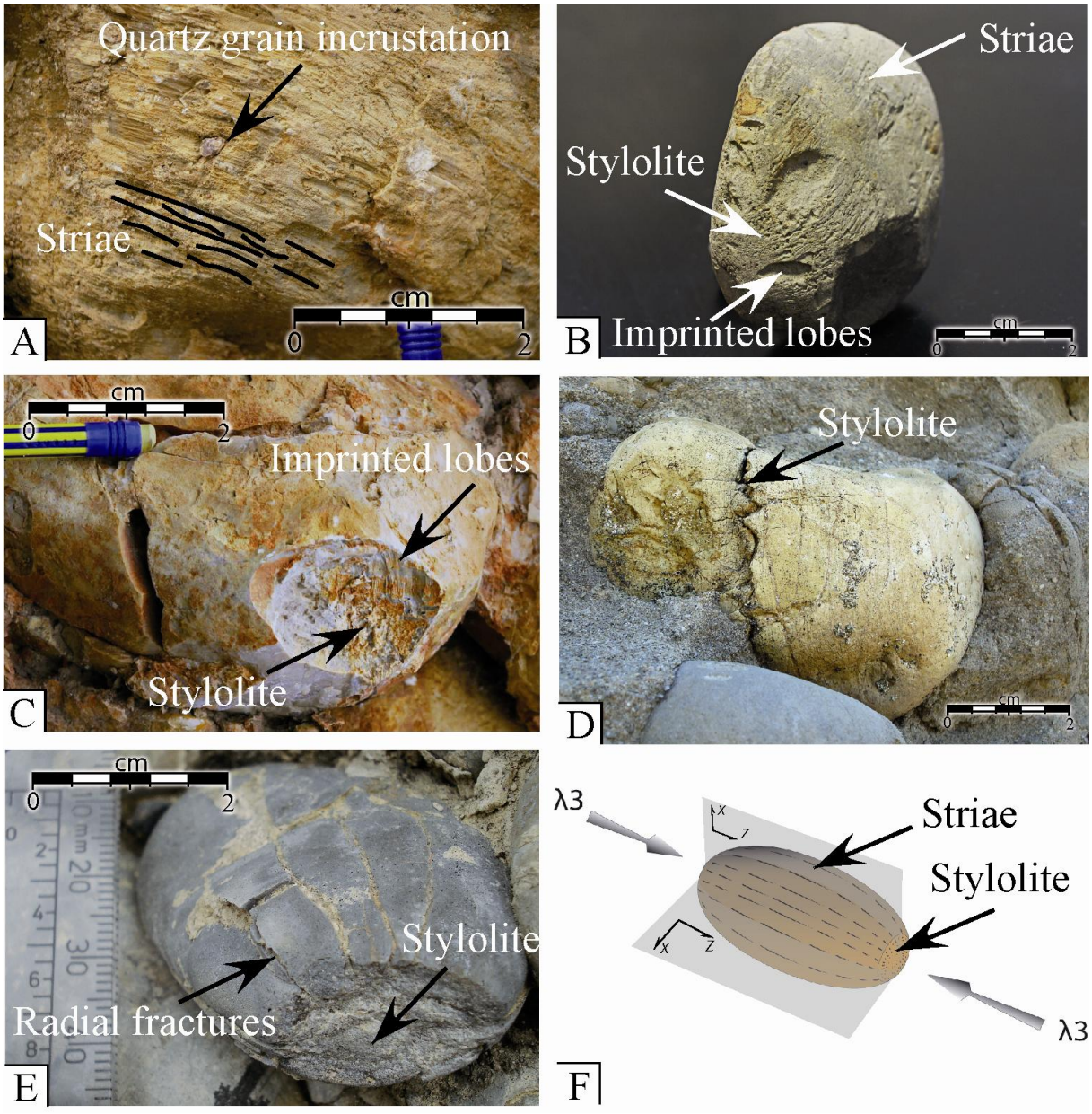


Figure II-21 : Deformation features of strained Pliocene pebbles giving evidence of pressure-dissolution processes.

(A) Striated pebbles showing incrustation of quartz sand grains. (B) Pebble striated on all sides. (C) Imprinted lobes on pebble surface corresponding to the trace of former neighbouring pebbles. (D) Stylolithic surface inside a pebble. (E) Radial fractures produced at the contact with a neighbouring pebble. (F) Schematic interpretative sketch explaining the deformation context. See also Online Resource 2 for detailed pressure-dissolution features observed on all sides of pebbles.

The plots of striation directions in the study area, locality by locality (FIGURE : II-23), show that the direction of shortening of strained pebbles is globally controlled by these two fault directions. The pebbles are striated in the N160°E direction, parallel to the Donaréo Fault (ROSE DIAGRAMS 4, 5 AND 10 TO 14 IN FIGURE : II-23) or to the Nice Arc boundary (ROSE DIAGRAMS 1,

2 AND 6 TO 9 IN FIGURE : II-23). The two directions appear together at the junction between Donaréo Fault and boundary of the Nice Arc (ROSE DIAGRAMS 2, 3 AND 10 IN FIGURE : II-23). Thus, it appears that the striation directions parallelize the faults. This bimodal distribution is compatible with the N-S shortening (*N175°E*), which is the bisector direction of conjugate N10°E sinistral and N155°E dextral faults. Apart from these two main directions, a minor proportion of striations with orientations between N10°E and N70°E is observed, and no striations perpendicular to the N-S direction have been measured. The dispersion in these values is ascribed to the irregularity of pebble surfaces on which the striations were measured, and possible rotation of pebbles due to elongation parallel to the main fault directions.

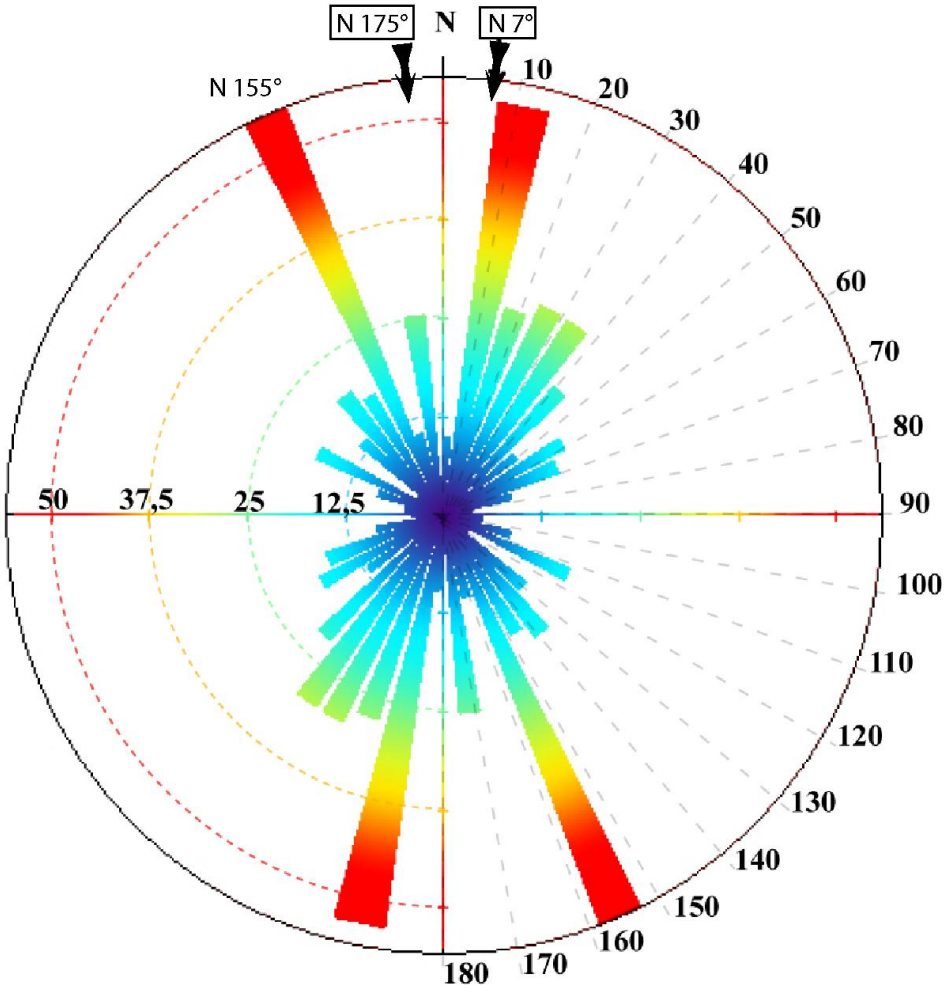


Figure II-22 : Rose diagram showing the azimuths of striations measured on >400 strained pebbles in the whole area.

The computation of all the measured pebbles shows a bimodal distribution of shortening direction (N156°E and N11°E). The mean striation value of the whole measured dataset is N7°E, and the bisector direction of the two principal modes is of N175°E. The bimodal distribution is correlated with the two main fault directions (SEE FIGURE : II-24). This data strongly suggests that pebble deformation is controlled by localization along the fault direction. Striations appear by pressure-dissolution processes due to the incrustation of quartz sand onto the pebble surface. The absence of any striations in the direction perpendicular to the main shortening axis reflects a pure stylolithic incrustation in the N-S direction, while oblique pebble surfaces undergo sliding+incrustation producing the striations.

The absence of striations on EW-striking faces of pebbles is ascribed to the absence of grain matrix sliding, and pure dissolution during their stylolitic incrustation, in the direction perpendicular to σ1. In contrast, on oblique faces, the formation of the striations is explained by friction of sand grains during their incrustation on pebble surface. We thus consider that striations related to pressure-dissolution processes are compatible with long-term stress loading in the Pliocene basin domain directly above the Mesozoic basement fault corridor, and do not reflect instantaneous sliding as striated faults.

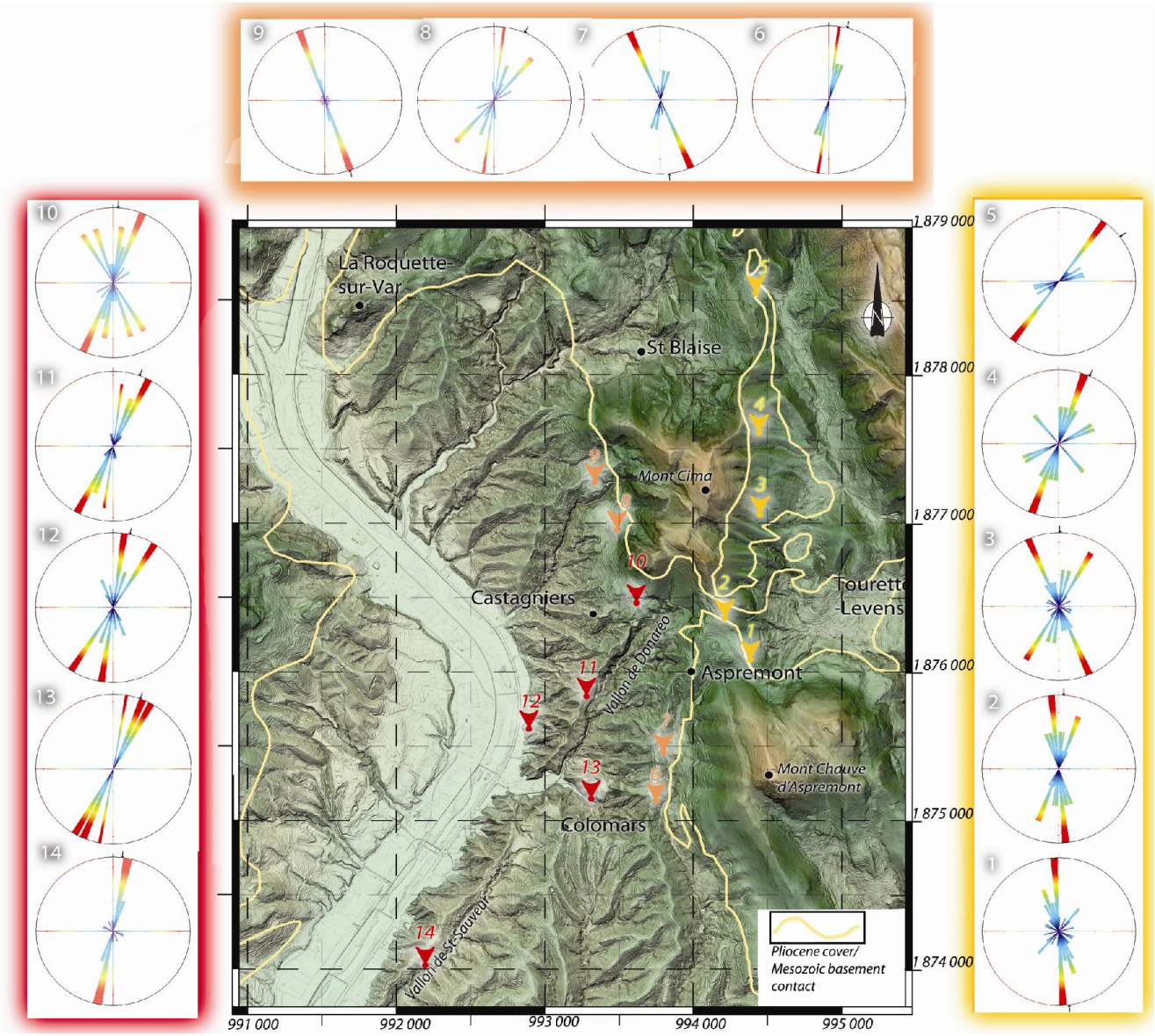


Figure II-23 : Rose diagrams of striation directions of measured strained pebbles, shown by locality.

Note that the striation directions are mainly controlled by the main fault direction (N20°E-N30°E along the Donareo Fault and N150°E-N0° along the St Blaise Aspremont Fault), which is globally compatible with N-S shortening.

II.2.2.5 Discussion

The analysis of long-term deformation of potentially active fault systems is generally based on (1) geophysical analysis, mainly by seismology, to track its ongoing activity, and (2) the morphological and tectonic analysis of faults by geological investigation, to reconstruct its recent and long-term history (e.g., Hippolyte and Dumont, 2000; Cushing et al., 2008; Sani et al., 2009), and geochronology (e.g., Ritz et al., 2006). The problem posed by slow orogenic domains lies in the paucity of seismological information for the former and in the erosion of morphological displacements for the latter approach. Further, seismicity in these slow tectonics environments may be strongly influenced by external factors such as seasonal water charge and discharge in aquifers (Saar and Manga, 2003). Thus, it might be difficult to interpret seismicity only in terms of active tectonics. In order to provide estimate for rates of displacements in the slow orogens, it is however important to constrain the long-term geological evolution of fault zones, which bear a seismic potential (e.g., Hippolyte, 2001; Bonini et al., 2011). Such geological analysis would serve as a basis to identify risk areas in highly vulnerable zones, and for further focused seismic hazard investigations with combined high-resolution geophysical tools.

From the present case, on the south-western margin of the Alps, it appears that long-term displacement and tectonic behaviour of such active faults can be constrained by an approach combining (1) study of recent geological strata which may conserve traces of the deformation, (2) the use of DEM to outline the fault lineaments, which might be emphasized by erosion, and (3) the analysis of faults and strained pebbles to calculate paleostress directions.

II.2.2.5.1 Deformation context of the Var Pliocene Basin (Nice area)

The combination of approaches used in this study show:

(1) DEM data bear a strong morphological imprint along a N20°E direction, the Donaréo stream. This direction also controls the turn of the Var valley, which is also deflected along the strike of the fault corridor (FIGURE : II-14). The slope and water drainage anomalies evidence distinct erosional dynamics from the rest of the basin. These data highlight the

role of the Donaréo Fault in the morphological shaping of the Var valley, despite the slow tectonics and relatively high erosion rate in these soft sediments.

(2) Along the line of the Donaréo Fault, striated surfaces are preserved, which can be interpreted in terms of a N-S shortening direction. This shortening direction is in agreement with the focal mechanisms derived from seismologic data on the main events that occurred in the area (Courboulex et al., 2007; Bethoux et al., 2007; Jenatton et al., 2007).

(3) The analysis of pebble deformation yields complementary information on deformation inside the main fault zones, and provides further insights into the kinematics of the faults. Two fault directions are shown to control the deformation of pebbles: the N20°E-trending, left-lateral, Donaréo Fault, and the N150°E-trending, right-lateral, Nice Arc boundary. Striated pebbles are mainly observed in the Pliocene basin domain directly above the fault corridor cross-cutting the Mesozoic basement. Striated pebbles witness pressure-dissolution processes coherent with long-term stress loading, and not instantaneous slip on fault surfaces.

(4) The geometrical relationships between the faults and the basins, as emphasized in Section 3.2 show the presence of a positive flower structure, which argues for a transpressional strike-slip boundary along the western Nice Arc. This fault accommodates N-S compression and top-to-S displacement of cover units during the Miocene period (e.g., Schreiber et al., 2010; Sanchez et al., 2011a; Giannerini et al., 2012). The localization of the fault along the Var valley and the overall geometry are in good agreement with the idea of a thick-skin reactivation of a N-S fault in the crystalline basement. Regional-scale anisotropy is defined by N-S crustal faults in the Provence crystalline basement (e.g., Crevola, 1997), related to transpressive deformation during the Variscan orogeny (Rolland et al., 2009; Corsini and Rolland, 2009). These faults were firstly reactivated with extensional motion during the Oligocene phase of basin formation and volcanic activity (Biot volcanics), and were further reactivated by Recent and ongoing thick-skinned tectonics. Thick-skinned tectonics, and the absence of present-day cover-basement decoupling, is supported by: (i) the focal depth of earthquakes at ca. 5 km, i.e. well below the level of the basement-cover contact (*2 km*); (ii) sealing of nappe contacts by Pliocene molasse-type sediments; (iii) lack of decoupling indicated by similar apatite fission-track ages in crystalline basement and cover along the Argentera-Mercantour range since 8 Ma (Sanchez et al., 2011a).

(5) Geometrical analysis of the relationships between faults and basins highlight some post-Pliocene reactivation, with vertical offset of about 100 metres along the transpressional faults and displacement of 500 metres of the depocenters of the basins (FIGURES : II-15 AND II-25). These motions are in agreement with a continuous tectonic activity from the Miocene to the Pliocene and present. The total amount of displacement for 5 Ma (*Pliocene to Present*) is thus significantly lower than for the Jausiers-Tinée and Bercesio Faults in the Mercantour Range, which show local Quaternary displacements of up to ~30 meters (Sanchez et al., 2010b; 2011a). Inferred potential geological hazard from offset-magnitude relationships is thus significantly less in the 'peripheral' Donaréo and St Blaise-Aspremont Faults, neighbouring Nice city, than in the 'main' Jausiers-Tinée Fault, bordering the Argentera-Mercantour range.

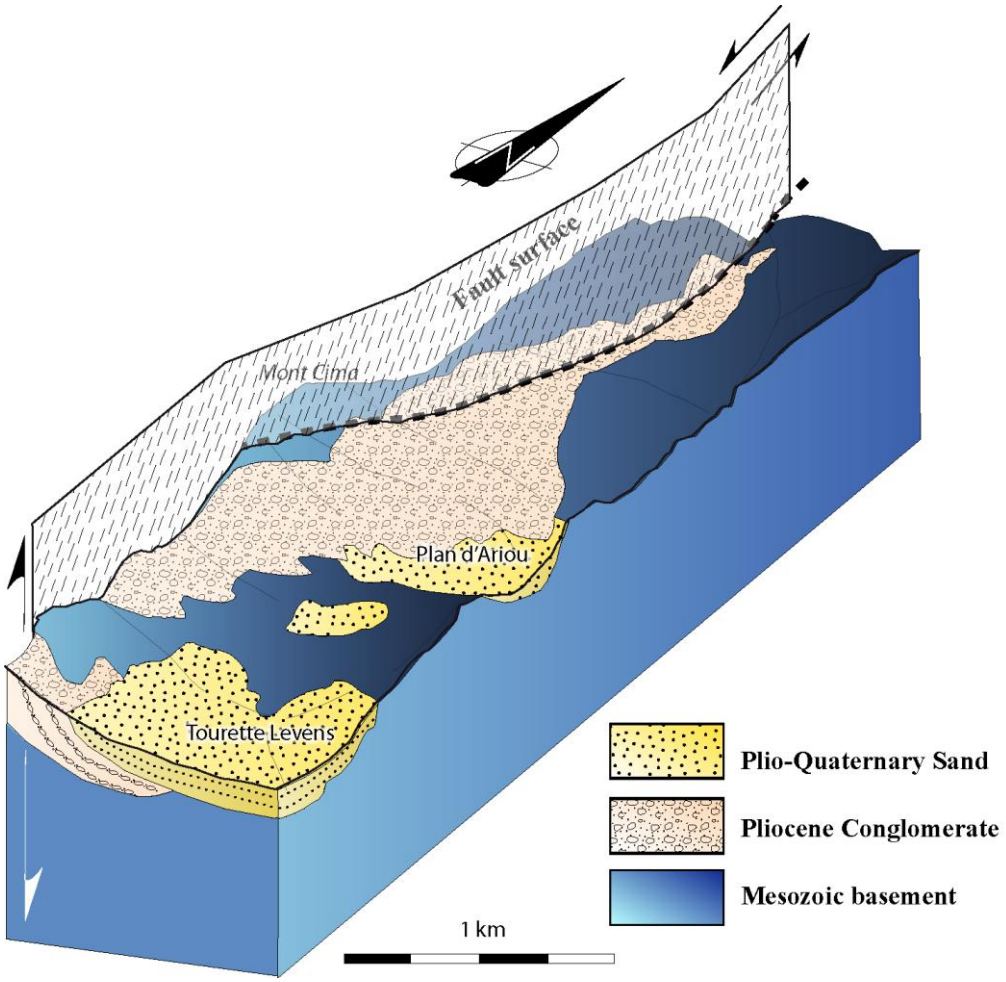


Figure II-24 : Bloc diagram derived from 3D-geological modelling using the BRGM software developed with the methods of Lajaunie et al. (1997).

The 3D model illustrates the relationship of basin formation and strike-slip faulting along the western margin of the Nice Arc. Two superposed (Pliocene marine and Plio-Quaternary lacustrine) basins are emplaced along the fault runoff. Double unconformity is shown by relatively flat-lying Plio-Quaternary basin, tilted by about 40° above verticalized Pliocene molasse sealing the Messinian topography. These relationships are in agreement with basin migration during topographic building along the Mont Cima-Les Salettes mountains. In turn, topographic building is geometrically related to the location of the fault along the Mont Cima.

II.2.2.5.2 Interpretation in terms of active tectonics

In terms of seismic hazard potential it is likely that the Donaréo Fault, and other faults with similar orientation such as the Peille-Laghet Fault, might still be currently active. This is suggested by the low-magnitude earthquake swarms along the Peille-Laghet Fault (Courboulex et al., 2007). The focal mechanisms obtained by seismological analysis provide similar stress tensors to those obtained by the fault-striation inversion methods undertaken from the present field measurements. Observations in the Donaréo Fault suggest that it was active since at least 5 Ma and had a strong impact on the deformation of Pliocene to Quaternary sediments, and on the geomorphology of the present Var valley. Hence, continued activity up to the present time is probable. However, up to now, no seismicity has been evidenced for the Donaréo Fault, which could be explained by its very slow and aseismic character (*see Section 4.3 below*). At a regional scale, the Donaréo and Peille-Laghet Faults merge into a major active fault system along the Argentera-Mercantour range from Jausiers to Taggia (FIGURE : II-13). The N140°E south-western boundary of the Argentera-Mercantour massif appears to have been active in the Quaternary and Holocene (Sanchez et al., 2010a, Darnault et al., 2012), with decametric right-lateral offset of morphologies, and is evidenced to be currently active in the seismological record (Jenatton et al., 2007). Our interpretation is thus that the left-lateral Donaréo and Peille-Laghet Faults must also be considered to be active, although peripheral to this main dextral Jausiers-Tinée-Taggia Fault system.

II.2.2.5.3 Seismic versus aseismic behaviour of the active fault

The above observations suggest the active nature of the Donaréo Fault and the western boundary of the Nice Arc (*St Blaise-Aspremont Fault*), although the seismic versus aseismic character of some of the observed deformation features is a matter of debate. The progressive strain gradient that is observed from the core to the rim of the Donaréo Fault corridor and along the western Nice Arc, and the absence of any continuous fault surface on scales above several meters in well exposed road sections (FIGURE : II-20), argues for small displacements and for a deformation context dominated by pressure-dissolution processes. Such a context may be explained by (1) the permanence of maintained stress values during a long period of time without any seismic relaxation, (2) low-magnitude earthquakes or creep

processes along the fault. Current seismological observations undertaken along various segments of the regional active fault network (Courboulex et al., 2007; Jenatton et al., 2007) may help resolve this issue. Along the Jausiers Fault, the slow tectonic motions are characterized by numerous (*more than 14.000*) low magnitude (*Mw< 4*) earthquakes, defining a swarm along the fault strike (Jenatton et al., 2007). We propose that such low magnitude earthquake swarms may correspond to the nucleation of discontinuous fault planes such as those observed in the Donaréo Fault, as fault length-magnitude relationships predict (*Mw < 4,* Wells and Coppersmith, 1994). Therefore, the numerous observed fault planes are indicative of a diffuse deformation in the superficial part of a more continuous fault cross-cutting the Mesozoic basement in the way drawn on the Figure 10. The geometry of the fault below was mainly already acquired in the Miocene, and only partly reactivated after the Pliocene. The fact that pebbles underwent a deformation mainly by pressure-dissolution processes is in agreement with continuous deformation during prolonged periods of stress loading and rare seismogenic deformation (*i.e. by rupture along faults*). Ductile flow of sandy matrix and pebble reorganization accommodate most of strain. Such a style of deformation is in agreement with a low seismogenic potential.

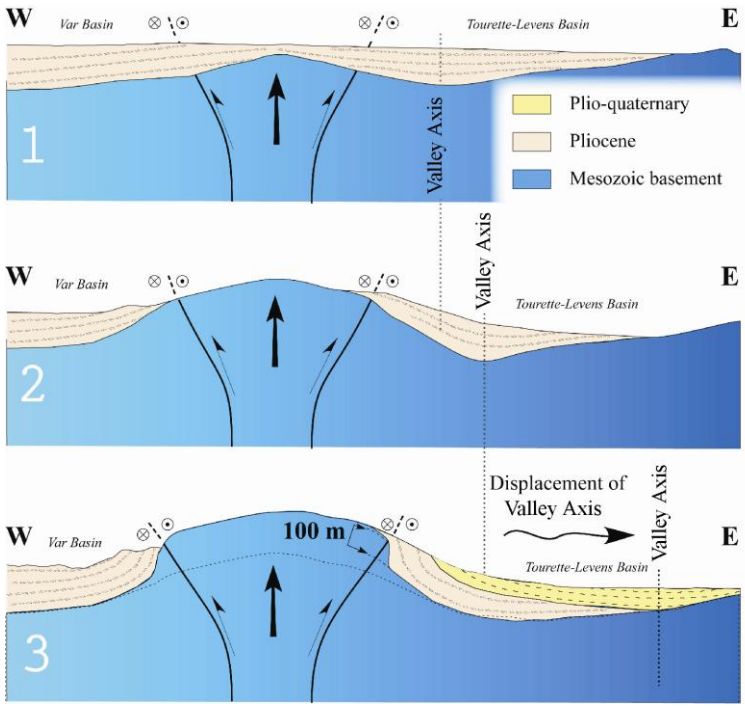


Figure II-25 : Sketch evolutionary model for the activity of the St Blaise-Aspremont and Donaréo fault systems.

(1) The Pliocene molasse-type sediments were deposited in submarine conditions after the Messinian crisis at ca. 5.3 Ma. The molasse-infilled incised valleys were formed during the Messinian crisis, and thus sealed the pre-Pliocene deformation. (2) Reactivation of the strike-slip system in Pliocene to Quaternary times resulted in basin axial valley migration to the side of the developing morphology. (3) A significant part of the uplift (a minimum of 100 m) is ascribed to tectonic movementss along the faults, which resulted in the Pliocene verticalization.

II.2.2.5.4 Geometry and slip rate of "slow-active" fault zones

The absence of any clear continuous fault surface running for more than 10 m in the Pliocene sediments argue for the absence of any major superficial earthquake event post-dating the Pliocene. However, Pliocene strata were tilted in places up to 90°. This observation argues for some significant differential vertical uplift of the Nice Arc (*Mont Cima*) with respect to the basin after the Pliocene. It is clear from the basal relationship of these later lacustrine sediments (FIGURE : II-15B AND II-24) that they infilled a valley that migrated more to the east of the main Messinian valley centre by ca. 500 metres. The eastward migration of the valley is ascribed to uplift and slope building along Mont Cima. Thus, it appears that active deformation has been prolonged through time and explains the setting of the Plio-Quaternary intramontane basin. From the geometrical relationships on cross-sections drawn across the Nice Arc, a minimum 100 meters displacement is invoked from the tilting of (*post-Messinian*) Pliocene beds and uplift of the Messinian basal unconformity. This motion is acquired after the formation of the basal unconformity, whose age is constrained at about 5.3 Ma (Clauzon et al., 1996 and references therein). These geometrical and temporal constraints provide a minimum vertical uplift rate of 0.02 $mm.a^{-1}$. The overall structure drawn in geological cross-section, Figure 2-15B, agrees with a positive flower-type structure formed in a strike-slip context. However, the combination of dextral and sinistral motions shown by the fracture analysis is also in favour of conjugate fault splays: namely, the N20°E sinistral Donaréo Fault and the N150°E dextral St Blaise-Aspremont Fault. Given an average striation pitch of 30°N on the main Donaréo Fault, horizontal slip rates of ~ 0.03 $mm.a^{-1}$ are likely on the boundary of the Nice Arc from Pliocene to Present.

II.2.2.6 Conclusion

The peripheral fault network of the south-western Alps in the Nice area has been investigated by a multi-disciplinary geological approach. This study shows that geomorphology preserves the trace of the recent fault displacements even if erosion acts faster than tectonic slip. Fault analysis indicates a constant stress regime over a long period of time *(>5 Ma*), fully compatible with the current stress state derived from focal mechanisms. This data provides an insight into the geological signature of low-magnitude (*Mw<4*) seismic swarms, which is probably characterized by discontinuous small-scale (*m-10m*) faults in the field, focussed in a corridor less than 100 metres across. The study of pebbles provides insights into the permanence of long-lasting phases of pressure-dissolution deformation and rare seismogenic deformation, which is interpreted as a potentially long time recurrence and moderate magnitude for related earthquakes. Consequently, on the basis of these geological observations, we propose that such "slow-active" faults bear a very low hazard potential, with a seismic behaviour mostly featured by episodic seismic swarms of low magnitude (*Mw<4*) earthquakes. Even so, it remains essential to investigate the influence of such low, but shallow, seismicity on seismic risk assessment in the neighbouring, and even locally overlying, urban area, if site effects and vulnerability are being considered. Furthermore, in terms of seismic hazard potential, it is likely that the apparently minor sinistral Donaréo and Peille-Laghet Faults merge into a major dextral active fault system along the Argentera-Mercantour range from Jausiers to Taggia, in the frontal part of the Alpine orogen.

Acknowledgements

The authors wish to thank the University of Nice Sophia Antipolis for its support in providing the first author with a PhD fellowship. The CETE-Mediterranée group is thanked for its collaboration and support, and in this context we warmly thank A. M. Duval and E. Bertrand for many fruitful discussions. The Nice city CANCA is acknowledged for providing the high resolution DEM data. The authors warmly thank the help of Jenny Trevisan for her help in

the computation of the DEM, and Marc Hässig for the checking of the English language. We are grateful to the reviewers N. Bellahsen ans A. G. Milnes for their comments and suggestions, which led to a considerably improved manuscript.

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, p. 363–376.

Arthaud, F. (1969). Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bulletin de la Société Géologique de France 11, 729-737.

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, 223-245. DOI: 10.1007/s00015-009-1313-5.

Bauve, V., Rolland, Y., Sanchez, G., Giannerini, G., Schreiber, D., Corsini, M., Perez, J.-L., Romagny, A. (2011). Characterization of Active Fault Systems in Slow Orogenic Domains, Example of the Alpine Front in SE France and Insights for Geological Hazard, 10th Alpine workshop "CorseAlp2011", p.11. www.corsealp2011.it/doc/corse_alp_abscrats.pdf

Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sosson, M., Deverchere, J., Ferrandini, 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, 197-211.

Bonini, M., Sani, F., Moratti, G., Benvenuti, M.G. (2011). Quaternary evolution of the Lucania Apennine thrust front area (Southern Italy), and its relations with the kinematics of the Adria Plate boundaries. Journal of Geodynamics 51, 125-140. DOI: 10.1016/j.jog.2010.01.010.

Campredon, R., Franco, M., Giannerini, G., Gigot, P., Irr, F., Lanteaule, M., Spini, H., Tapoul, J.F. (1977). Les déformations de conglomérats pliocènes de l'Arc de Nice – Chaînes subalpines méridionales. Compte rendu sommaire, Bulletin de la Société Géologique de France 2, 77-78.

Cederbom, C.E., Sinclair, H.D., Schlunegger, F., and 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., and Delacou, B., (2007). Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. Geology 35, 195-198.

Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.F. (1996). Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? *Geology* 24, 363-366. DOI: 10.1130/0091-7613.

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 Oligaocene: New insights from paleomagnetic data. Tectonics 21(4), 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.

Corsini, M., & Rolland, Y. (2009). Late evolution of the southern European Variscan belt: exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. Compte rendu Geoscience 341, 214-223.

Courboulex, F., Larroque, C., Deschamps, A., Kohrs-Sansorny, 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, 387-400.

Crescentini, L., Amoruso A., Scarpa, R. (1999). Constraints on Slow Earthquake Dynamics from a Swarm in Central Italy. Science 10, 2132-2134. DOI: 10.1126/science.286.5447.2132.

Crevola, G. (1997). Sur l'origine des virgations des Maures occidentales (Var, France). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 168, 685-687.

Cushing, E.M., Bellier, O., Nechtschein, S., Sébrier, M., Lomax, A., Volant, P., 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, 1163-1178.

Darnault, R., Rolland, Y., Bourlès, D., Braucher, R., Sanchez, G., Revel, M., Bouissou, S. (2012). Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale: Impact on mountain geomorphology. Quaternary Science Reviews 31, 127-142. doi:10.1016/j.quascirev.2011.10.019

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, 377-385.

Galli, P., Giaccio, B., Messina P. (2010). The 2009 central Italy earthquake seen through 0.5 Myr-long tectonic history of the L'Aquila faults system. Quaternary Science Reviews 29, 3768-3789. DOI: 10.1016/j.quascirev.2010.08.018.

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.

Giannerini, G., Sanchez, G., Schreiber, D., Lardeaux, J.-M., Rolland, Y., Bellando de Castro, A., Bauve, V. (2011). Geometry and sedimentary evolution of the transpressive Roquebrune-Cap Martin basin: implications on kinematics and timing of the Nice arc deformation during Miocene times, SW Alps. Bulletin de la Société Géologique de France 182, 493-506.

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, 156-162.

Hippolyte, J.C. (2001). Palaeostress and neotectonic analysis of sheared conglomerates: Southwest Alps and Southern Apennines. Journal of Structural Geology 23, 421-429.

Irr, E. (1984). Paléoenvironnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerranéen occidental, un système de pente de la paléo-marge Liguro-Provençale. Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Nice, 464p.

Ivaldi J.P., & Guardia, P. (1986). Early Paleogene deformation in South-eastern slipped sedimentary cover of the Argentera Massif (French Maritime Alps). Comptes Rendus de l'Académie des sciences Série II 303, 1605-1610.

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, B11304.

Kirby, E., & Whipple, K. (2001). Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. Geology 29, 415-418. doi: 10.1130/0091-7613.

Lajaunie, C., Courrioux, G., Manuel, L. (1997). Foliation fields and 3D cartography in geology: Principles of a method based on potential interpolation. Mathematical Geology 29, 571-584. DOI: 10.1007/BF02775087

Lardeaux, J.M., Schwartz, S., Tricart, P., Paul, A., Guillot, S., Béthoux, N., Masson, F. (2006). A crustal-scale cross-section of the south-western Alps combining geophysical and geological imagery. Terra Nova 18, 412–422. doi: 10.1111/j.1365-3121.2006.00706.x

Larroque, C., Delouis, B., Godel,B., Nocquet, J.-M. (2009). Active deformation at the southwestern Alps-Ligurian basin junction (France-Italy boundary): Evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. Tectonophysics 467, 22-34. DOI: 10.1016/j.tecto.2008.12.013.

Larroque C., Delouis B., Hippolyte J.C., Deschamps A., Lebourg T., Courboulex F., Bellier O., (2011). Joint multidisciplinary study of the Saint-Sauveur-Donareo fault (lower Var valley, French Riviera): a contribution to seismic hazard assessment in the urban area of Nice. Bulletin de la Société Géologique de France 182, 323-336.

Rolland, Y., Corsini, M., Demoux, A. (2009). Metamorphic and structural evolution of the Maures-Tanneron massif: evidence of syntaxial Himalayan-type doming and mantle-crust magma mixing along the SE Variscan chain trans-pressive margin. Bulletin de la Société géologique de France 180, 217-230.

Ritz J-F.,Vassallo, R., Braucher, R., Brown, E., Carretier, S., Bourlès, D. (2006). Using in situ-produced 10Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia). Geol. Soc. Am., Special Paper 415, 87-110.

Saar, M.O., & Manga, M. (2003), Seismicity induced by seasonal groundwater recharge at Mt. Hood, Oregon. Earth and Planetary Science Letters 214, 605-618.

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.
Sanchez, G., Rolland, Y., Corsini, M., Jolivet, M., Brichaud, S., Carter, A. (2011a). Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera-Mercantour massif (SW Alps). Terra Nova, in press.
Sanchez, G., Rolland, Y., Corsini, M., Oliot, E., Goncalves, P., Schneider, J., Verati, C., Lardeaux, J.M., Marquer, D. (2011b). Dating Low-Temperature deformation by 40Ar/39Ar on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps), Lithos. doi:10.1016/j.lithos.2011.03.009.
Sani, F., Bonini, M., Piccardi, L., Vannucci, G., Delle Donne, D., Benvenuti, M., Moratti, G., Corti, G., Montanari, D., Sedda, L., Tanini, C. (2009). Late Pliocene-Quaternary evolution of outermost hinterland basins of the Northern Apennines (Italy), and their relevance to active tectonics. Tectonophysics 476, 336-356. DOI: 10.1016/j.tecto.2008.12.012.
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.
Segall, P., & Pollard, D.D. (1980). Mechanics of Discontinuous Faults, Journal of Geophysic Research., 85, 4337–4350, doi:10.1029/JB085iB08p04337
Simon, J.L. (2007). Analysis of solution lineations in pebbles: Kinematical vs. dynamical approaches, Tectonophysics 445, 337-352. DOI: 10.1016/j.tecto.2007.09.003.
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.
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.
Vialon, P., Rochette, P., Ménard, G. (1989). Indentation and rotation in the Western Alpine arc. *Geological Society Special Publications 45*, 329-338.
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.

Electronic Supplementary Material: (CF: ANNEXE)

Online Resource 1. (A) Hydrographic network and (B) principal watersheds of Var valley at the western boundary of the Nice Arc. Note that the watershed bounding the Donareo and Saint Sauveur lineament (in red) are strongly asymmetrical, while the watershed to the south of Colomars (apart from the fault corridor) is symmetrical.,

Online Resource 2. Photographs of all sides of a representative strained pebble from Var Pliocene molasse, showing striation (st.) on all its surface, and pressure-dissolution marks (imprinted lobes, i.l.). The presence of striae on pebble sides precludes the interpretation of striation as due to faulting, but rather to a pressure-dissolution process involving matrix quartz grains and pebble surface (SEE ALSO FIGURE : II-22).

Chapitre III

III. Reconstruction du champ de contraintes du Néogène à l'Actuel dans le sud des Alpes Occidentales.

A la suite de l'analyse des bassins mio-plio-quaternaires, présentée dans le chapitre précédent, il apparait que l'activité compressive nord-sud acquise au Miocène dans l'arc de Nice, se poursuit au moins jusqu'au Plio-Quaternaire. Qu'en est-il à l'Actuel? Et à l'échelle des Alpes du sud ? Pouvons-nous montrer que cette évolution tectonique long-terme relativement homogène à l'échelle des 10 derniers millions d'années se poursuit actuellement sans changement majeur du régime de contraintes ?

Ce Chapitre présente à l'échelle des Alpes du sud une analyse tectonique des champs de déformation du Néogène à l'actuel et permet une discussion sur la signification de la géodynamique de la sismicité à tendance extensive. Grâce à une étude comparée du champ de déformations passé et présent, nous proposons un modèle géodynamique cohérent du sud des Alpes occidentales en continuité avec l'histoire tectonique récente des Alpes (*derniers 20 Ma*).

Pour cela nous avons compilé une grande quantité de données de terrain afin de calculer des paléo tenseurs aussi bien dans la couverture mésozoïque que dans le socle cristallin du Mercantour et Tégument Permien. Paléo-tenseurs que nous avons comparés aux tenseurs actuels de la région issus de l'inversion des mécanismes au foyer. Nous avons pour l'occasion fait une synthèse bibliographique des mécanismes au foyer et ajouté de nouveaux mécanismes.

L'ensemble de ce travail a fait l'objet d'une publication scientifique dans le journal « *Tectonophysics* ». Une première partie résume l'article présenté dans la seconde.

III.1 Tectonique en décrochement dans les Alpes du sud du néogène à l'actuel (Version abrégée en français)

III.1.1 Introduction et Contexte géologique

La signification de la sismicité et l'évolution tectonique dans les Alpes du sud est toujours soumise à discussion. Le but de cet article est de faire une comparaison site par site, des paléo-contraintes avec le champ de contraintes actuel à l'échelle régionale. Afin de reconstruire l'évolution de l'état de contrainte du Néogène à l'actuel et discuter les différents modèles cinématiques : (1) l'indentation horizontale (e.g. Tapponnier, 1977 ; Laubscher, 1988), (2) la rotation anti-horaire de l'Apulie (Gidon, 1974 ; Ménard, 1988 ; Vialon, 1990 ; Collombet et al, 2002, Delacou et al., 2008 ; Sanchez et al, 2010 ; Rolland et al, 2012), (3) l'effondrement gravitaire syn-à post-orogénique (e.g., Sue et al., 1999; 2007; Sue et Tricart, 2003 ; Tricart et al., 2006 ; Larroque et al., 2009) (FIGURE : III-1).

La partie sud de l'arc alpin occidental se caractérise par plusieurs phases de déformation depuis l'Oligocène. À la suite d'une phase de compression orientée est-ouest, les directions de compression évoluent vers une direction sub méridienne. Depuis 12 Ma (Sanchez et al, 2011b) la déformation compressive nord-sud (Baietto et al., 2009; Sanchez et al., 2011a,b) a evolué vers une transition d'un régime transpressif vers un régime transtensif responsable de l'exhumation du socle (Sanchez et al., 2011b). L'étude de la couverture sédimentaire montre un raccourcissement nord-sud au Miocène encore actif au cours du Plio-quaternaire, avec une activité récente le long de la faille N140° dextre de la Tinée. Aujourd'hui l'activité sismique est diffuse mais permet d'identifier certaines failles comme actives dont la majorité sont décrochantes dextre N140° : la faille de Jausiers (Jenatton et al., 2007), de Serenne-Bersezio (Sue et al., 1999) et de Saorge-Taggia (Maddedu et al., 1997 ; Eva et Solarino, 1998 ;

Turino et al., 2012 ; Sanchez et al., 2010b) (FIGURE : III-2). L'ensemble des segments actifs correspondent à un même système de faille de Jausiers-Tinée-Saorge-Taggia (Sanchez et al., 2010b)

III.1.2 Reconstruction des champs de contraintes passés et présents

Pour reconstituer les régimes tectoniques à l'échelle régionale, à partir des paléo-contraintes, nous avons effectué l'inversion de 824 failles (*décrochements N130° dextre et N40° senestre ; failles normales de direction N160° - N180 ° ; failles inverses orientées N90°*) reparties sur 27 zones essentiellement dans le socle d'Argentera-Mercantour et dans la couverture sédimentaire méso-cénozoïque proche de celui-ci, le long du système de faille de Jausiers-Tinée-Saorge-Taggia (FIGURE : III-3). Ce qui nous a permis de reconstituer 46 tenseurs réduits de paléo-contraintes. Il apparaît qu'un peu plus de la moitié des tenseurs de paléocontraintes sont décrochants (*σ2 autour de la verticale*) et que pour l'ensemble des données à l'échelle regionale, l'axe σ1 est orienté nord-sud tandis que l'axe σ3 est orienté est-ouest (*N70°-N110°*). Il apparaît également que les régimes décrochants et les (*rares*) régimes tectoniques inverses sont situés dans toute la zone d'étude, alors que le régime tectonique en extension apparaît limité dans la partie nord-ouest de l'Argentera-Mercantour (FIGURE : III-4 ; III-5 ET III-6).

Dans le même temps nous avons rassemblé 148 mécanismes au foyer (*de magnitude> 1.7*) compilés à partir d'une étude bibliographique (Baroux et al., 2001 ; Jennatton et al., 2007 ; Thouvenot 2003; Sue et al., 1999 ; Turino, 2008 ; Courboulex et al., 2001 ; Larroque et al., 2009 ; Delouis (*solutions non publiées*)) (FIGURE : III-7). Ceux-ci nous ont permis de calculer par inversion 6 tenseurs (FIGURE : III-8 ET III-9). La majorité (*50%*) des régimes tectoniques présents est extensif. Les décrochements représentent 33% avec un rapport de forme des contraintes très variable (*entre 0 et 0,9*). Ce qui suggère des permutations entre σ1 et σ2 axes autour d'un axe σ3 horizontal est-ouest (*Régime Transtensif*) ou entre σ2 et σ3 autour de σ1 axe horizontal nord-sud (*Régime Transpressif*).

Le régime tectonique extensif actuel apparaît limité au nord et nord-ouest de l'Argentera-Mercantour, alors que le régime décrochant prédomine dans la partie occidentale de la région et au sud-est de l'Argentera-Mercantour jusqu'à se fondre dans un régime tectonique

compressif le long de la côte et sur la marge Ligure (FIGURE : III-8 ET III-9), le long système de faille de Jausiers-Tinée-Saorge-Taggia.

III.1.3 Discussion

L'analyse des tenseurs de paléocontraintes révèle un schéma complexe de régime décrochant, décro-inverse et normal-décrochant, souvent interprété comme le résultat de plusieurs phases d'activités (Labaume et al, 1989; Tricart et al, 2004). Cependant, des arguments chronologiques relatifs (*recoupements de stries*) contradictoires ont été observés, suggérant ainsi une discontinuité spatiale du régime tectonique plutôt que des phases tectoniques successives bien séparées dans le temps. De plus, ces régimes tectoniques contrastés peuvent s'expliquer par une permutation des contraintes résultant de l'accommodation de la contrainte sur les structures pré-existantes, ou des variations dans la magnitude des contraintes, dûes à des surcharges ou des surpressions de fluides (Celerier ; 1995 ; Hu et Angelier, 2004 ; Plateaux et al., 2012) (FIGURE : III-12). Dans notre contexte, (*plan orienté N-S, NW-SE et NE-SW ; autour d'une structure majeur N140°* (Baietto et al., 2009; Corsini et al., 2004 ; Sanchez et al., 2010b), nous supposons que les permutations sont fortement contrôlées par la pré-structuration des roches. Dans ces conditions, les permutations induites par un changement de l'intensité des contraintes peuvent se produire dans certaines zones localisées. Ce qui nous mène à penser que la déformation est le résultat d'un seul contexte tectonique à tendance décrochante (*transtensif le long du bord nord-ouest du massif de l'Argentera-Mercantour et transpressif dans la partie sud-est du massif*).

Ainsi, le régime tectonique récent et présent dans le sud des Alpes Occidentales peut être au premier ordre décrit selon un état de contrainte fluctuant, avec des permutations entre $\sigma 1$ et $\sigma 3$, dans un contexte tectonique long-terme décrochant. Dans ce cas, les stries obliques observées sont contrôlées par deux caractéristiques, l'héritage structural et l'orientation des contraintes principales. Par conséquent, nous constatons une différence entre la partie sud-ouest des Alpes et le reste de l'arc. Nos résultats montrent une tendance à la diminution de l'extension et l'augmentation du décrochement dans la partie sud-ouest de la chaîne, avec un passage vers un système compressif en mer Ligure (FIGURE : III-8 ; II-9).

Le seul modèle qui nous paraîtrait pouvoir bien expliquer la déformation dans le sud des Alpes Occidentales est le modèle de rotation anti-horaire de l'Apulie (Gidon, 1974 ; Collombet et al., 2002 ; Sanchez et al., 2011b ; Rolland et al., 2012) conduisant à des déformations dextres le long de la ligne Insubrienne et du front Pennique (FIGURE : III-13). Nous proposons donc qu'un contexte tectonique (*relativement*) similaire existe donc depuis environ 20 Ma, contrôlé par la rotation anti-horaire de l'Apulie. Le moteur probable de la rotation de l'Apulie se trouve dans la mer Méditerranée, avec la subduction au sud de l'arc Sicile-Calabre qui entraîne actuellement le bloc apulien (e.g., Jolivet et Faccena, 2000;. Jolivet et al., 2000; Nocquet, 2012). La rotation serait favorisée par des limites de plaque complexes : en subduction vers le nord-est, et une limite relativement fixe au nord-ouest, de la plaque apulienne, tandis que sa limite ouest est en subduction vers l'ouest (avec un fort gradient de vitesse du nord au sud).

III.1.4 Conclusion

La comparaison entre les paléotenseurs découlant de l'évolution à long terme du sud des Alpes Occidentales et les champs de contrainte actuels obtenus à partir de l'analyse de la sismicité de ses trente dernières années, montrent des résultats cohérents. Une petite partie de l'extension accompagne une grande partie de la déformation décrochante dans la partie sud de la chaîne des Alpes. A échelle régionale, le régime de déformation en extension n'est pas diffus, il est localisé dans des domaines tectoniques spécifiques qui peuvent être interprétés comme des domaines «de transition» entre les segments de décrochement pur. De ce fait, l'extension alpine dans la partie sud-ouest de la chaîne est interprétée comme une déformation locale le long d'une limite courbe (*le Front Pennique à l'échelle des Alpes*) qui localise la déformation résultant de la rotation lente du bloc apulien par rapport à l'Europe relativement stable. Le mouvement décrochant le long de la bordure de l'Argentera-Mercantour est donc considéré comme le résultat d'une limite de décrochante, qui se connecte à une zone compressive le long de la marge Ligure.

III.2 Long-lasting transcurent tectonics in SW Alps evidenced by Neogene to present-day stress fields

VICTORIEN BAUVE[1*], ROMAIN PLATEAUX[2] YANN ROLLAND[1], GUILLAUME SANCHEZ[1,4], NICOLE BETHOUX[1], BERTRAND DELOUIS[1], ROMAIN DARNAULT[3]

[1]Géoazur UMR 7329, Université de Nice Sophia-Antipolis, CNRS, IRD, Observatoire de la Côte d'Azur, 250 rue A. Einstein, F-06560, Sophia Antipolis, France.

[2]Institute of Oceanography, National Taiwan University, Taipei, Taiwan.

[3]IFP Energies nouvelles, Géologie-Géochimie-Géophysique, 1 et 4 avenue de Bois-Préau 92852 Cedex - FRANCE

[4]Now at FROGTECH, Suite 17F, Level 1, 2 King Street, Deakin West, ACT, 2600, Australia

III.2.1 Abstract

The SW Alps are an active orogen undergoing intra-mountainous extension and peripheral compression. We discuss the significance of syn-orogenic extension based on a comparison of paleo-stress derived from fault-slip data inversion reflecting long-term (*<12 Ma*) evolution of SW Alps and the present-day stress state obtained by inversion of the focal mechanisms of the last 30 years seismicity. The resulting stress states of long-term and active tectonic regimes are in good agreement, showing that extension accompanies strike-slip and reverse faulting in the southern part of the belt. The extensional deformation regime is limited to specific tectonic domains that can be interpreted as 'transitional' between pure strike-slip segments where the deformation concentrates on inherited ductile shear zones that formed between 32 and 20 Ma ago. We thus propose that the extensional deformation in the SW Alps can be defined as a local deformation in a pull-apart type domain (*High Durance - Jausiers area*) or above slowly exhuming internal massifs (*Dora Maira - Ivrea Body*) along a curved boundary between the slowly rotating Apulian block and the relatively immobile Western Europe. The transcurrent fault system merges into a compressional front along the Mediterranean – Ligurian coast mainly to the east of San Remo.

Keywords: fault-slip inversion, paleo-stress, focal mechanisms, Alps, stress inversion, active tectonics

III.2.2 Introduction

The significance of seismicity and related tectonic evolution of the SW Alps is a matter of debate. Present convergence rate is estimated to less than 1 mm.yr^{-1} in the western Alps with a pole of rotation near Milano (Nocquet, 2012; Calais et al. 2002). This current kinematic framework clearly results from a change in tectonic style following a phase of crustal thickening and related nappe stacking. During the Neogene, it is shown that the western Alpine belt has been subjected to normal and strike-slip faulting in its internal part whereas its external part underwent shortening deformation (e.g., Sue et al., 2007; Tricart et al., 2006). To date, however, the driving mechanism of the late Miocene to present-day deformation remains a matter of speculation. Indeed, several kinematic models have been proposed over the last 30 years such as (1) horizontal indentation (FIGURE : III-1A) proposed by Tapponnier (1977) and frequently invoked in other studies (e.g., Laubscher, 1988), (2) anti-clockwise rotation of Apulia (FIGURE : III-1B; Gidon, 1974; Ménard, 1988; Vialon, 1990), which was later supported by paleomagnetic studies (Collombet et al., 2002) and synchronous overall dextral deformation along the Western Alpine arc for the last 25 Ma (e.g. Delacou et al., 2008; Sanchez et al., 2010; Campani et al., 2010; Rolland et al., 2012) or (3) syn- to post-orogenic gravitational collapse (FIGURE : III-1C; e.g. Sue et al., 1999; 2007; Sue and Tricart, 2003) starting either in the Late Miocene to Early Pliocene times (e.g. Tricart et al., 2006) or in the Quaternary (Larroque et al., 2009). This latter phase might correspond to an abrupt climate change (Cederbaum et al., 2011). Recently, it has been proposed that seismicity and rapid uplift rates highlighted by GPS measurements are due to an increase in erosion rates (Vernant et al., 2013).

In this tectonically and kinematically complex area, the southernmost branch of the western Alps, which links the Alpine Belt to the Ligurian Basin and the Apennine belt, represents a key area to tentatively clarify the kinematic evolution model of the western Alps.

The SW Alps are currently submitted to a low to moderate seismicity with some events reaching magnitude 4-5 and where strike-slip and reverse faulting coexist with extensional faulting (e.g. Sue and Tricart, 2003; Béthoux et al., 2007; Sanchez et al., 2010b). The recognition of extensional tectonics led to a post-orogenic gravitational collapse model where the higher Alpine internal arc would be submitted to crustal thinning while the external zones would undergo shortening (Sue et al., 1999, 2007; Champagnac et al., 2007; Larroque et al., 2009). However, N140°E-striking dextral strike-slip faulting has been recently dated to the Holocene in the SW Alps (*8-11Ka,* Sanchez et al., 2010a; Darnault et al., 2012).

Focal mechanism analysis also reveals that this Holocene right-lateral fault system is currently active and that the seismicity along this N140°E-striking fault system is mainly characterized by strike-slip focal mechanisms and fewer extensional focal mechanisms (Jenatton et al., 2007), under high fluid pressure (Leclère et al., 2012; 2013). In light of these new informations and previous works, a map of the active fault system in the SW Alps has been built (Sanchez et al., 2010b) revealing (1) an extensional system in the High-Durance – Ubaye (Jausiers) area, (2) strike-slip right-lateral faulting along NW-SE faults combined with thrusting on E-W faults in the Argentera-Mercantour Massif and its fold-and-thrust foreland and (3)a compressional regime along the Ligurian margin, at the base of the continental slope on E-W faults (Sage et al., 2011).

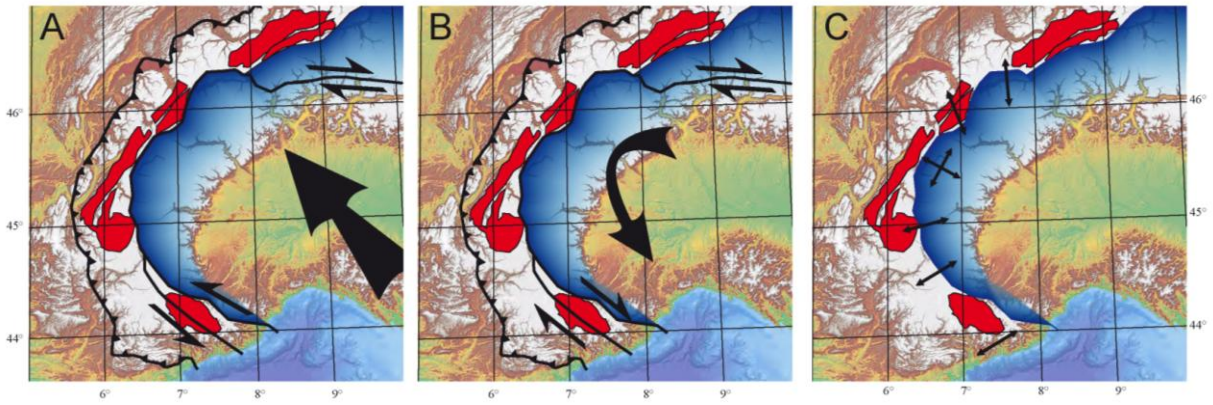


Figure III-1 : Tectonic models proposed to explain the active deformation of W Alps

A, horizontal indentation of Apulian plate (after Tapponnier et al., 1977). B, dextral deformation along the Insubric Line and Penninic Front related to anti-clockwise rotation of Apulia (following Gidon, 1974). C, Radial along-arc gravitational collapse of Internal Alps, and extensional reactivation of Penninic Front (Sue et al., 1999, 2003, 2007, Champagnac et al., 2007, Delacou et al., 2004).

In the following, we investigate a site-by-site comparison of paleostress inversion from new fault-slip data supplemented to those of Sanchez et al. (2010b) and Bauve et al. (2012), with the current stress field derived from new earthquake focal mechanisms inversion at the regional scale. These combined methods are used to reconstruct the Neogene to present-day state of stress. Furthermore, we attempt to test the regional active tectonic model proposed by Sanchez et al. (2010b) where the origin of the extension is ascribed to a transtensional regime at the junction of N-S and N140°E splay fault systems (FIGURE : III-2).

III.2.3 Geological and tectonic context of the SW Alps

III.2.3.1 Geological settings

The evolution of the southern part of the Western Alpine arc is characterised by several deformation phases since the Oligocene (FIGURE : III-2). The first collisional phase, dated at c. 46 Ma involved the Briançonnais continental unit, subducted below the Helminthoid flysch accretionary prism along the Penninic Frontal Thrust (*PFT*) (Lanari et al., 2013). The second stage at 32-35 Ma (Simon-Labric et al., 2009) led to underthrusting of the Dauphinois European margin below the PFT (e.g., Tricart, 1984). From the Neogene onwards, the tectonic evolution of the Western Alps was driven by large dextral strike-slip fault systems in the inner Alps, which accommodated the oblique indentation of the Adria microplate (i.e. 'Insubric Line', Vialon et al., 1989; Ciancaleoni et al., 2008), combined to thrust motions in the external part. To the West and South of the PFT, a fold and thrust belt was formed on the inverted European margin and its flexural foreland basin developed during several stages in SW Alps, mainly featured by 'Pyrenean' upper Cretaceous to Eocene N-S shortening, Oligocene E-W to NE-SW Upper Eocene – Lower Oligocene shortening, and finally N-S shortening since Upper Oligocene (Ford et al., 2006; Schreiber et al., 2010b; Bellahsen et al., 2012; Dumont et al., 2012). This latter N-S shortening is responsible for the exhumation of the Argentera-Mercantour external crystalline massif during which large N140°E and N90°E mylonitic shear zones cross-cutting the Argentera-Mercantour Palaeozoic granite-gneiss basement formed. Several stages of mid-crustal greenschist facies brittle-ductile shear zone activity related to this N-S shortening have been dated at 26, 22 and 20 Ma (Corsini et al., 2004; Sanchez et al., 2011a). Since 12 Ma, age provided by apatite fission-track analysis (AFT, Sanchez et al., 2011b), the deformation evolved from ductile to brittle in the crystalline basement consistent with the N-S compression (Baietto et al., 2009; Sanchez et al., 2011a,b). Differential uplift of blocks with slight differences in AFT ages occurred between 12.9 and 5.2 Ma, and was followed by exhumation below the (U-Th)/He apatite ages at 4-5 Ma (Sanchez et al., 2011b). Such an exhumation is believed to be the result of a transition from transpressional to transtensional regimes at 8–5 Ma on the eastern side of the High Durance extensional faulting system (Sanchez et al., 2011b). A transpressional regime is also recognised in the Ligurian Alps to the east, which is thought to drive the Ligurian Alps uplift during Mio-Pliocene times (Bertotti et al., 2006; Maino et al., 2013). In the meantime, the Mesozoic to Cenozoic sedimentary cover previously deformed during the E-W compression phase was subject to N-S shortening during the Miocene (Gigot et al., 1974; Ritz, 1991;

Gidon, 1997; Laurent, et al., 2000; Giannerini et al., 2011). This style of deformation was still active during the Pliocene as suggested by dextral strike-slip reactivation of thrust faults in the foreland sedimentary cover (Campredon et al., 1977; Hippolyte and Dumont, 2000; Bauve et al., 2012) and by the uplift of the northern Ligurian margin (Foeken et al., 2003; Bigot et al., 2004; Sage et al., 2011).

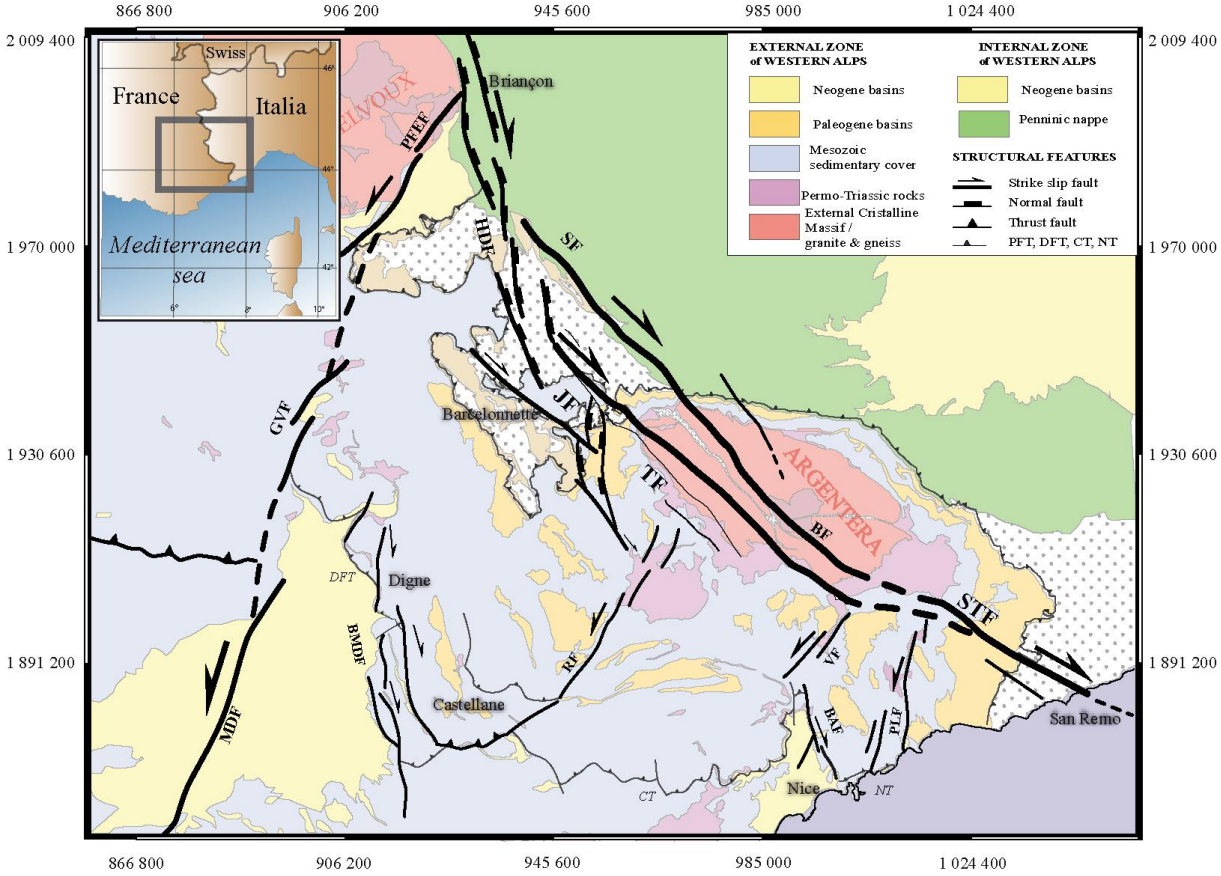


Figure III-2 : Sketch geological map of SW Alps, with the main supposed active faults (after Sanchez et al., 2010b; 2011a-b).

III.2.3.2 Active tectonics

The SW Alps are considered as the most seismically active zone of the Alps. The seismicity is characterised by a low daily microseismicity and by some moderate events with a magnitude reaching 4.5 and a recurrence of 5 years (e.g. Courboulex et al., 2003; 2007). Historical earthquakes catalogues report that the SW Alps underwent larger earthquakes with MSK intensity up to X and estimated magnitudes higher than 6 (*Nissart earthquake in 1564 or Ligure earthquake in 1887* (Lambert and Levret, 1996; Scotti and Levret, 2000)), with a time recurrence of c. 600 years recorded in mountain lake sediments (Petersen et al., in press).

Even if the seismicity appears to be diffuse, hypocenters are mainly located along inherited structures at depths down to 15km (Lardeaux et al., 2006; Sue et al., 2007; Schreiber et al., 2010a) and several individual fault zones are identified as being potentially seismogenic (Terrier, 2006; Sue et al., 2007; Sanchez et al., 2010b; Baize et al., 2013). One of the most enigmatic active faults in the area is the High Durance fault, which has been active since the Miocene and reactivates the PFT in an extensional regime (e.g. Sue et al., 2007, 2010). Recently, earthquakes have also been reported along the N140°E right-lateral Jausiers Fault (Jenatton et al., 2007). In the east southward continuity of this fault, Holocene slip events (*8-11kα*) as well as recent deformation along the N140°E right-lateral Tinée Fault are indicated by offsets of glacial geomorphological surfaces, suggesting that these two segments represent a single active structure (Sanchez et al., 2010a,b; El Bedoui et al. 2011; Darnault et al., 2012). Seismic activity is documented on both N20°E and N140°E faults: (1) the N140°E segments show dextral strike-slip fault activity (Serenne-Bersezio fault, Sue et al., 1999; Saorge-Taggia fault: Maddedu et al., 1997; Eva and Solarino, 1998; Turino et al., 2009; Sanchez et al., 2010b) while the N20°E components show left-lateral + normal displacements (Moyenne Durance fault: Cushing et al., 2008; Sebrier et al., 1997; Peille-Laghet fault: Courboulex et al., 2003). Based on these geological and seismological data, Sanchez et al. (2010b) have proposed a structural model of the active faults in the SW Alps.This model links bounding the N140°E dextral strike-slip Jausiers-Tinée and Serenne-Bersezio faults to the Saorge-Taggia fault southward to San Remo and the Ligurian Sea, to the SE of the Argentera-Mercantour massif, and will be tested in the present paper.

III.2.4 Comparison of fault-slip data and earthquake focal mechanism inversion methods for stress field reconstructions

III.2.4.1 Inferring paleostresses from inversion of fault slip data

In order to reconstruct the paleo-stress patterns and to understand their relationships with faulting, we first performed the inversion of fault slip data. Inversion methods using fault planes and striations aim at determining the orientation of the principal stress axes σ_1, σ_2, σ_3 (*with the magnitude of σ1>σ2>σ3; compression being positive),* and the stress shape ratio [*r0= (σ1-σ2/σ1-σ3)],* by constraining the resolved shear stress vector *(τ)* to be as close as possible to the unit slip vector (S). This inversion implies several assumptions such as (1) the alignment of the slip on a fault plane marked by the striation and the maximum shear stress along the fault plane (Wallace, 1951; Bott, 1959); (2) the homogeneity of stress during the

tectonic event within the considered rock volume so that local kinematics on each shear plane reflect a similar stress tensor and (3) the alignment of shear stress and the slikenlines remains true when a movement on one fault exerts no or little influence on the slip direction of other faults. Because of natural non-ideal conditions, small discrepancies are accepted, some of which will be discussed in the following sections.

In this study, we used the INVDIR stress inversion method as developed in the software 'tector 94' by Angelier (1994), which provides numerical solutions for fault-slip data inversions, based on concepts presented in Angelier (1990). As it has already been pointed out by several studies (e.g. Pêcher et al., 2008; Célérier et al., 2012), the processing of heterogeneous fault-slip data and the subsets separation of faults from the data is difficult. In this analysis, we used either geological criteria such as successive fault-slip and cross-cutting relationships between faults or, in most cases, a semi-automatic method when the relative chronology between superimposed movements is undecipherable. For any misfit angle between the predicted shear stress and the observed slip superior to 30°, the associated fault slip data was rejected. By doing so, data are sorted into mechanically homogeneous subsets. After rejection of incompatible slip data, a new stress inversion is carried out. The rejected data are also inverted into a separate group and provide a residual tensor.

III.2.4.2 Determining present day stress regimes from inversion of earthquake focal mechanisms

Inversion of earthquake focal mechanisms at a regional scale was performed in order to reconstruct the present day stress field. Unlike the inversion of slickenside fault data, inversion of earthquake focal mechanisms one cannot decide amongst the two nodal planes the one being the actual fault plane on which slip occurred. Moreover, the resolved shear stress cannot be aligned with the slip vector on both nodal planes, unless a principal stress axis is parallel to the seismological B axis or unless the stresses are axially symmetric such as shape ratio r0 is close to 0 or 1 (Gephart, 1985).

Because the INVDIR method does not address the nodal plane ambiguity (*this method supposes the fault plane to be known*), here we use the code Fsa developed by Célérier (2013) based on Etchecopar (1984), which allows to select the best fault plane amongst the two nodal planes to determine the best fit stress tensor (see appendix in Burg et al., 2005). To look at the stability of results, we retain the five best stress tensors. As for fault slip data, a further step is added to reject focal mechanisms if the misfit angle α is superior to 45°. We

deliberately chose a larger misfit for rejection than for faults because the fault plane solution determination has more uncertainties on the strike, dip and rake. The new dataset is then inverted. The rejected focal mechanisms are explained (*see part III.5.2*). With Fsa, the four parameters of the reduced stress tensor (*i.e. σ1, σ2, σ3 and stress shape ratio*) are defined as for paleostress inversion.

Both inversion methods yield similar results in terms of principal stress orientations and stress shape ratios when mechanically homogeneous data subsets are inverted, as we carried out here.

III.2.4.3 Paleostress field reconstruction

III.2.4.3.1 Characteristics of faulting

Paleo-stresses are mainly reconstructed along the major active N140°E regional faults as (1) well exposed geological markers revealed the recent faulting and (2) a seismic activity is also recorded (Fig. 2 and cf. section : Geological Setting of SW Alps). The paleostress tensors obtained by Sanchez et al. (2010) in the NW part of the Argentera-Mercantour massif and by Bauve et al. (2012) in the Nice area are also compiled in addition to new data obtained in this study. In the Nice area, the relative age of brittle deformation (*<12 Ma*) can be deduced from the AFT ages (*see section III.2.1*) and the absence of post-faulting rotations can be deduced from the undistribued strike of the Alpine ductile foliation, which is regionally oriented N140±10°E, with a deep plunge of 70 to 80° to the NE.

To reconstruct paleo-stress regimes at a regional scale, the inversion of distinct families of fault slip data kinematic and mechanical consistency data was carried out at individual sites. These criteria were defined such as the data and the geology are considered homogenous. This allows merging sites where the number of faults is low to reconstruct a representative reduced stress tensor. In this manner, some isolated fault data were removed from our collection. In total, we have measured 1270 mesoscopic striated faults of which 824 fault slip data were inverted from 27 zones smaller than 1km^2, distributed over the region and along the main active faults in various rock lithologies (FIGURE : III-2). In detail, 8 subzones are located in the Argentera-Mercantour granite-gneiss basement and 19 subzones are located

in the Mesozoic to Cenozoic sedimentary cover (*consisting mainly of limestones, marls and sandstones*) and in Plio-Quaternary molassic basins (FIGURE : III-2).

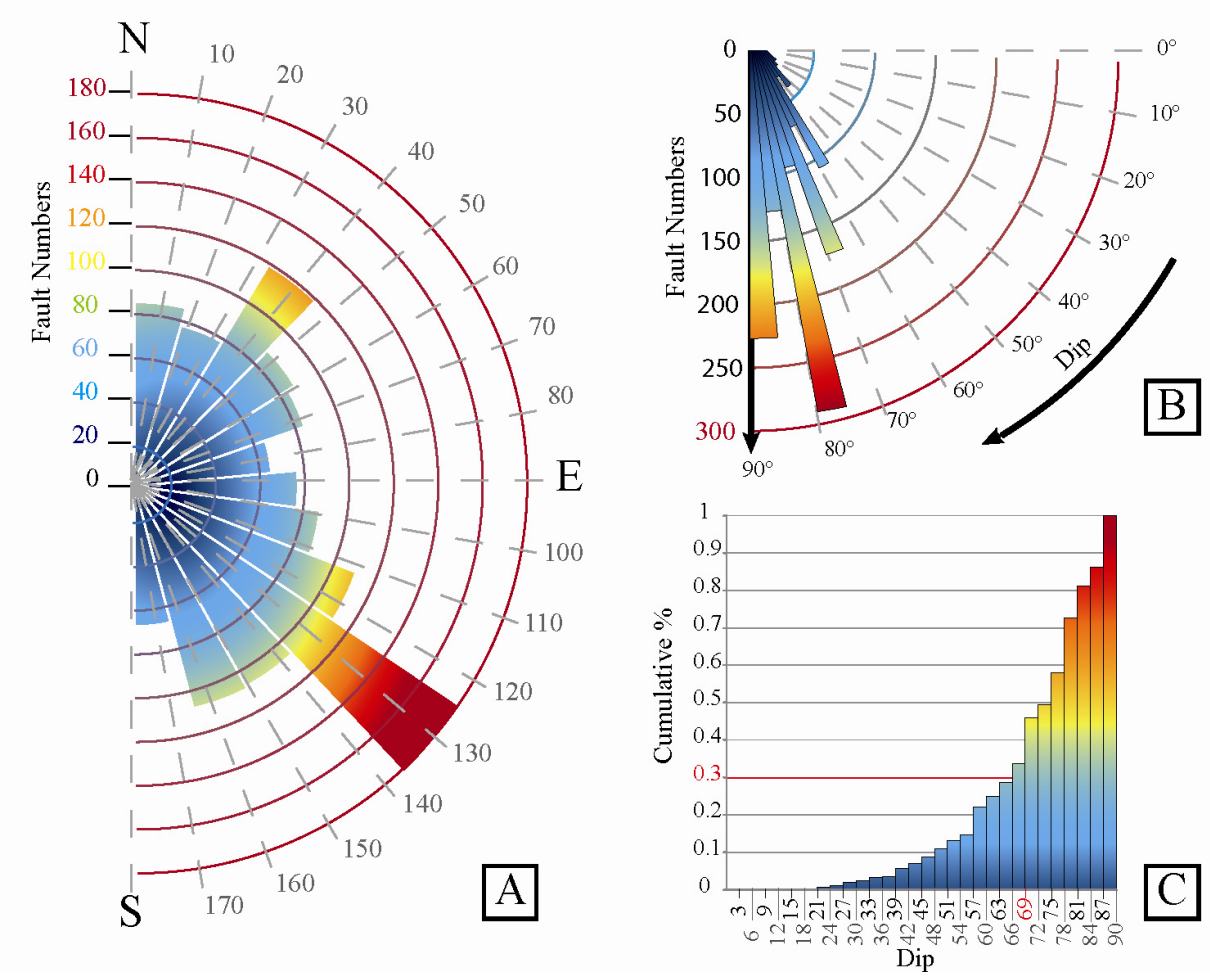


Figure III-3 : Strike and dip distributions of faults measured in SW Alps.

A, Rose diagram of fault strike (by classes of 14°) and B, Fault dip, with the number of measured planes shown on the radius. C, cumulated dip of fault planes. These data show (A) an average fault strike mainly comprised between N112°E and N164°E, with a maximum of 180 measured faults at c. N130±7°E. Another secondary maximum of 118 faults is measured for the orientation ~ N40°E. The statistics of fault dip data shows a major proportion of faults being steeper than 55°, with three peaks at 67, 77 and 87°. The cumulative distribution (C) shows that 70% of measured planes are steeper than 66°.

Faulting is represented by strike-slip, normal and inverse faults with oblique components (FIGURE : III-3). The trend of strike-slip faults is generally distributed around two main orientations: N130°E and N40°E, which corresponds to the main major sets of right-lateral and left-lateral strike-slip faults, respectively. Most dips exceed 80°. The trends of normal faults range between N160°E-N180°E with dips between 70° and 90°. The orientation of reverse faults trends E-W with various dips. Mesoscopic faults do not generally crosscut each other and only 60 fault planes show 2 generations of striae. In the NW part of the massif there is no clear chronology between the two striae generations (*coherent either with strike-*

slip or normal faulting), which suggests an alternation or synchronicity of the strike-slip and extensional regimes in this area. It is also noteworthy that similar fault types and orientations are present in all rocks with most of faults oriented N130-140°E and a secondary trend around N40°E. The main N130-140°E component is parallel to the major regional active fault system bounding the Argentera-Mercantour Massif as described in Sanchez et al. (2010b) (FIGURE : III-2).

III.2.4.4 Paleo-stress results

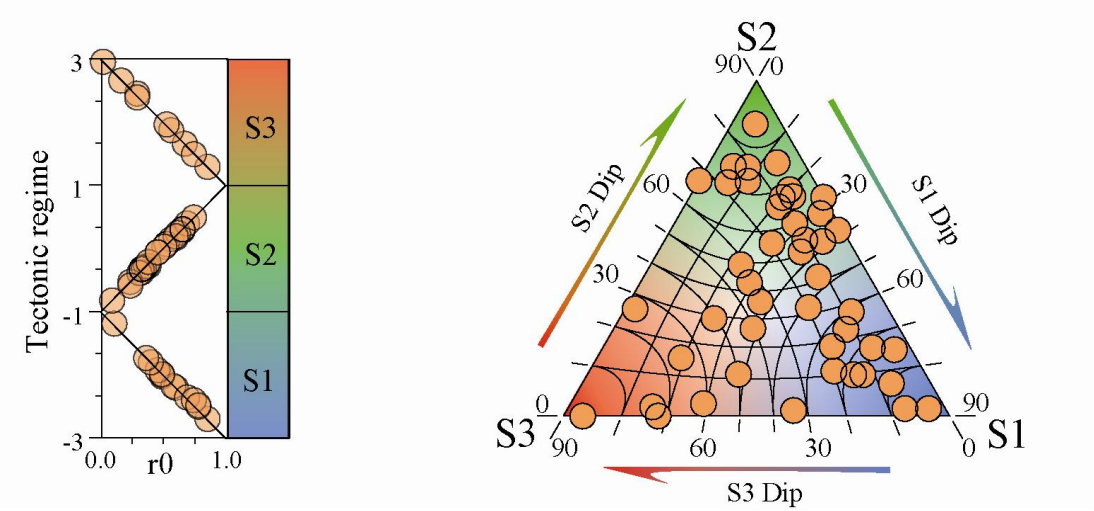


Figure III-4 : Tectonic regime plot (see Celerier and Seranne, 2001) of the paleostress tensor resulting from inversion; triangular diagrams (right, Frohlich, 1992).

This diagram is a projection of *p* , *b* , *t* into a triangle. Angular distances every 10° from the vertices are indicated by thin lines. Events reflected with pure strike, pure reverse and pure normal slip are indicated by nodal sketches. In Blue the extensive zone, in red the compresional zone and in Green the strike slip zone (B) The plots of σ1, σ2 and σ3 dips show a variable distribution of the dip, without any simple 'andersonian' but with transtensional or transpressional regimes, with swithes of σ1-σ2 or σ2-σ3. This is globally in agreement with a strike-slip context. Our preferred interpretation for the tectonic regime is a transcurrent, context comprising reverse or normal components depending on the geometry of the fault system, transpressional or transtensional regime.

The inversion of fault-slip data allowed to reconstruct 46 reduced paleostress tensors at the regional scale (*stereonet and associated parameters are presented in Appendix A and table 1*). A stress tensor can be described in terms of tectonic regime according to the orientation of the principal stress axes. Thus, we have considered the transition between tectonic regimes according to the definition of Kagan (2002, 2005) based on the plunge axis of the principal stresses in the following manner: compressional stress state (*where σ1<45°, σ2<45°, σ3>45°),* extensional stress state (*σ1>45°, σ2<45°, σ3<45°*) and strike-slip stress state (*σ1<45°, σ2>45°, σ3<45°).* The results are summarized using two different representations: (1) the tectonic regime versus shape ratio (r0) plots (Frohlich, 1992; Célérier, 1995; Célérier

and Séranne, 2001) and (2) a map representing the minimum and maximum horizontal paleostress (*noted hereafter Shmin and Shmax)* with their related tectonic regimes supplemented by a rose diagram of the main stress azimuts and dips (FIGURE : III-4-6).

The rectangular-shaped tectonic regime graph in Fig. 4A (Célérier and Séranne, 2001) displays the nature of the tectonic regime (*extensional, strike-slip and reverse*) on the basis of the principal vertical stress axis and also due to the shape ratio for the whole paleostress dataset. The diagram shows that slightly more than half of the calculated paleostress tensors is of strike-slip tyoe (*52.2% - plunge-axis σ2 steeper),* one third is of extensional type (*30.4% - plunge axis σ1 steeper*) and one sixth is of compressional type (*17.4% - plunge axis σ3 steeper*), as illustrated by the distribution of the tectonic regimes (FIGURE : III-4A). The tectonic regime plot also shows the large variability of the stress shape ratio varying from 0.1 to 0.85 without any real continuity between tectonic regimes.

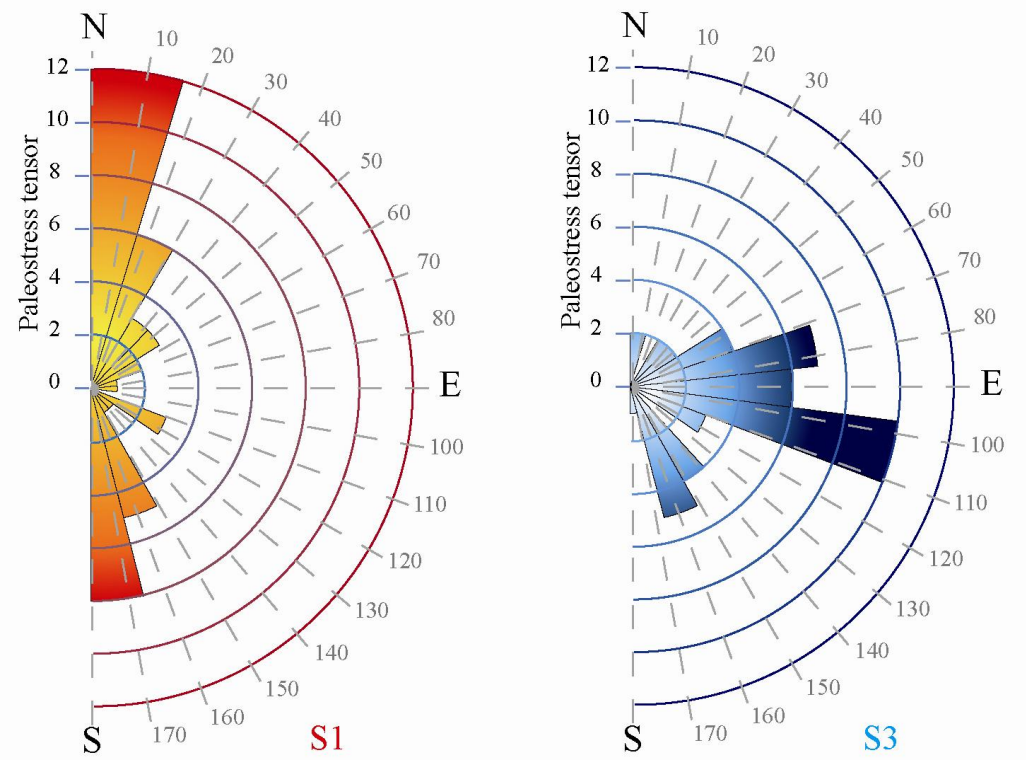


Figure III-5 : Rose-diagram (by classes of 15°) for paleostress direction σ1 (left) and σ3 (right).

The triangle diagram of tectonic regimes (Frohlich, 1992) is a ternary plot where the three vertices represent “pure” strike-slip, normal and reverse tectonic regimes corresponding to classical ‘Andersonian’ positions (FIGURE : III-4B). Clearly, the types of mechanisms for the entire dataset are not distributed uniformly. There is a predominance of strike-slip regime (*53%)* and extensional regime (*30%).* These two regimes include 83% of all computed stress tensors even though they are grouped in half of the diagram and the 17% tensors remaining

are scattered in the reverse regime zone. The highest densities do not occur exactly at the vertices, clearly indicating that the resulting stress tensors are away from Andersonian positions, featured by pure compression, pure extension or pure strike-slip. 70% of the stress tensor dataset show a gentle σ_3-axis plunge varying between 0 and 20°. The most numerous stress tensors are of strike-slip type, and are found along the left edge of the diagram near a position where the σ_2 axis plunges at 50-70° and the σ_1 axis at 0-35°. The highest density in extensional regime tensors occurs near a position where the σ_1-axis plunge ranges between 60-80° and σ_2-axis plunge is predominantly low (*10-30°).*

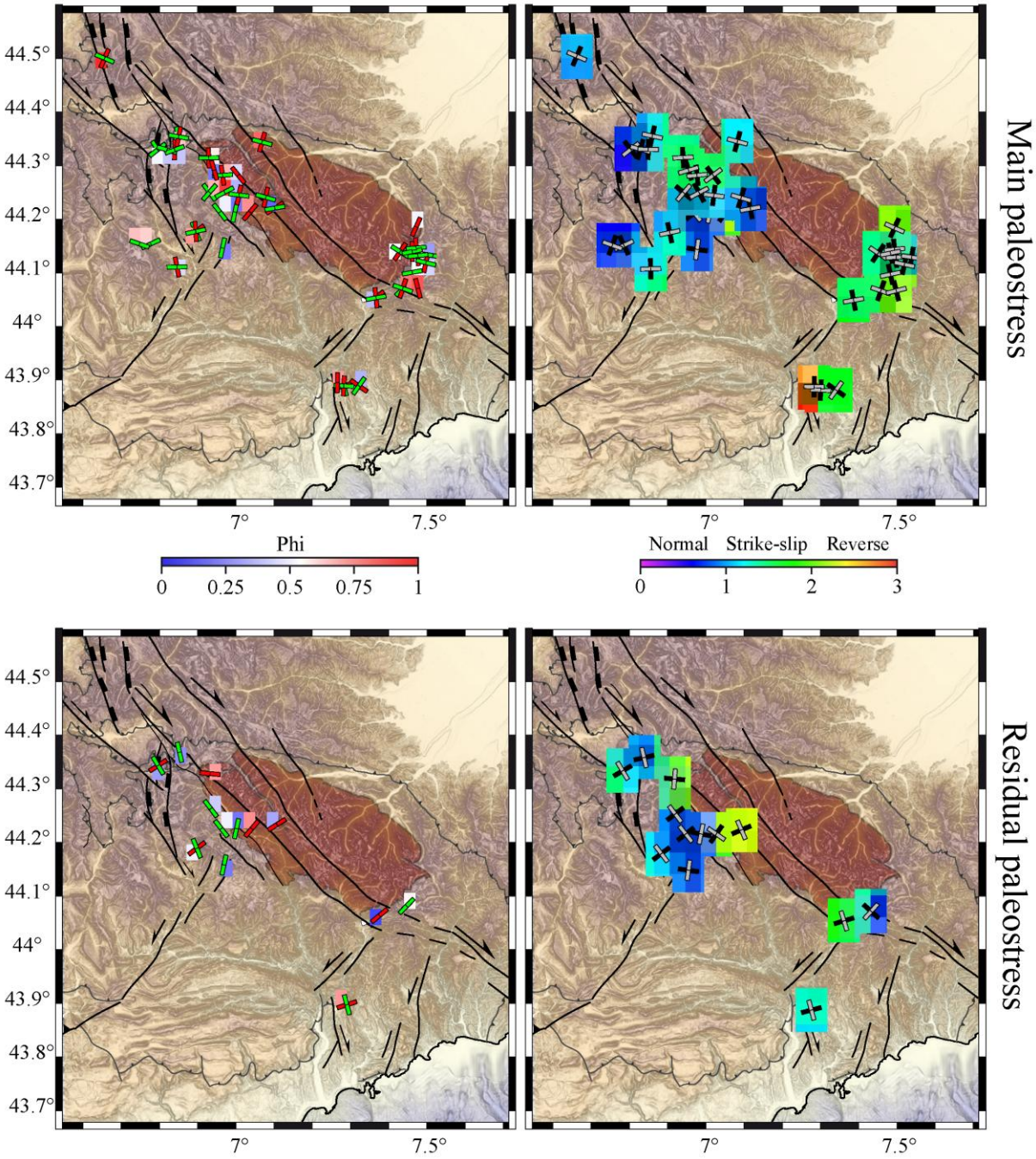


Figure III-6 :A Map representation of minimal and maximal horizontal paleostresses (Shmin and Shmax). B, Map representation of minimum and maximum horizontal residual paleostress (Shmin and Shmax).

In regard to paleostress orientations, the rose diagram confirms both the large variability of the σ_1 and σ_2 -axis dips and a horizontal or low plunge of σ_3, indicating that strike-slip or extensional deformation regimes predominate (FIGURE : III-5). The diagram also displays predominant and near-horizontal direction of both σ_1- and σ_3-axes for the entire dataset with a σ_1-axis mainly oriented N-S and minor peaks at N30-40°E and N110-125°E as well as a σ_3-axis orientation mainly oriented at N70-110°E with a minor component at N140-160°E (FIGURE : III-5).

The map presented in Fig. 6A and Fig. 6B shows the S_{hmax} and S_{hmin} stress orientations obtained for each subzone where inversions were carried out. For clarity, we show on one side well-constrained tensors accounting for the largest number of observed fault motions and the most representative as suggested by the main orientation of principal stress axes (FIGURE : III-6A). On the other side, we show residual stress tensors representing a minor component always obtained from remaining data or characterised by a small number of fault planes (FIGURE : III-6B). The most striking aspect of paleo-stress results is the relative constant orientation, at the regional-scale, of the computed minimum and maximum horizontal stress axes (*Shmin and Shmax*) along E-W and N-S axes, respectively, whatever the tectonic regime (*either strike-slip or extensional regimes*) (FIGURE : III-6A). This contrasts with the variability of tectonic regimes at the map scale. Indeed, the strike-slip and the (*few*) reverse tectonic regimes are located in the whole studied area, while the extensional tectonic regime appears restricted in the NW part of the Argentera-Mercantour (FIGURE : III-6A). The strike-slip regime corresponds to NW-SE dextral strike-slip and secondary NE-SW sinistral faulting, while the extensional regime corresponds to faults of N-S, NE-SW and NW-SE strikes mainly presenting an oblique slip. The map of residual paleo-stress tensors shows various reverse, extensional and strike-slip stress regimes (FIGURE : III-6B). The reverse and strike-slip tensors mainly located along the western edge of the Argentera-Mercantour massif are consistent with a NE-SW to E-W Shmax orientation and a Shmin oriented along a N-S axis similar to the trend of S_{hmin} of extensional tensors (FIGURE : III-6B). This small proportion of computed tensors is interpreted as the expression of an older deformation phase partly erased during fault reactivation. One extensional tensor with a NE-SW S_{hmin} is computed. Normal faulting associated to this stress tensor is aligned to the main strike of the Tinée Valley, like suggesting local stress heterogeneity due to gravity-driven rock slope failure (Bouissou et al., 2012).

III.2.5 Present-day stress field reconstruction

III.2.5.1 Characteristics of active faulting and seismotectonic data

Various sets of earthquake focal mechanisms are available in the SW Alps and have already been described in previous works (*see section 2.2 'Active tectonics'*). In this study, we extracted 148 focal mechanisms of earthquakes with magnitudes > 1.7 from Baroux et al. (2001) and Sue et al. (1999) together with the most recent results from Thouvenot (2003), Jennatton et al. (2007), Turino (2009), Courboulex et al. (2001), Larroque et al. (2009) and Delouis (unpublished solutions) (FIGURE : III-7). The most recent solutions are more constrained than older solutions due to the increase of seismological stations and improved in equipment. If most focal solutions are obtained using the P wave polarities, some of them are computed using waveform inversions (Delouis et al., 2009). The effect of this heterogeneity will be discussed with the results of stress field inversion.

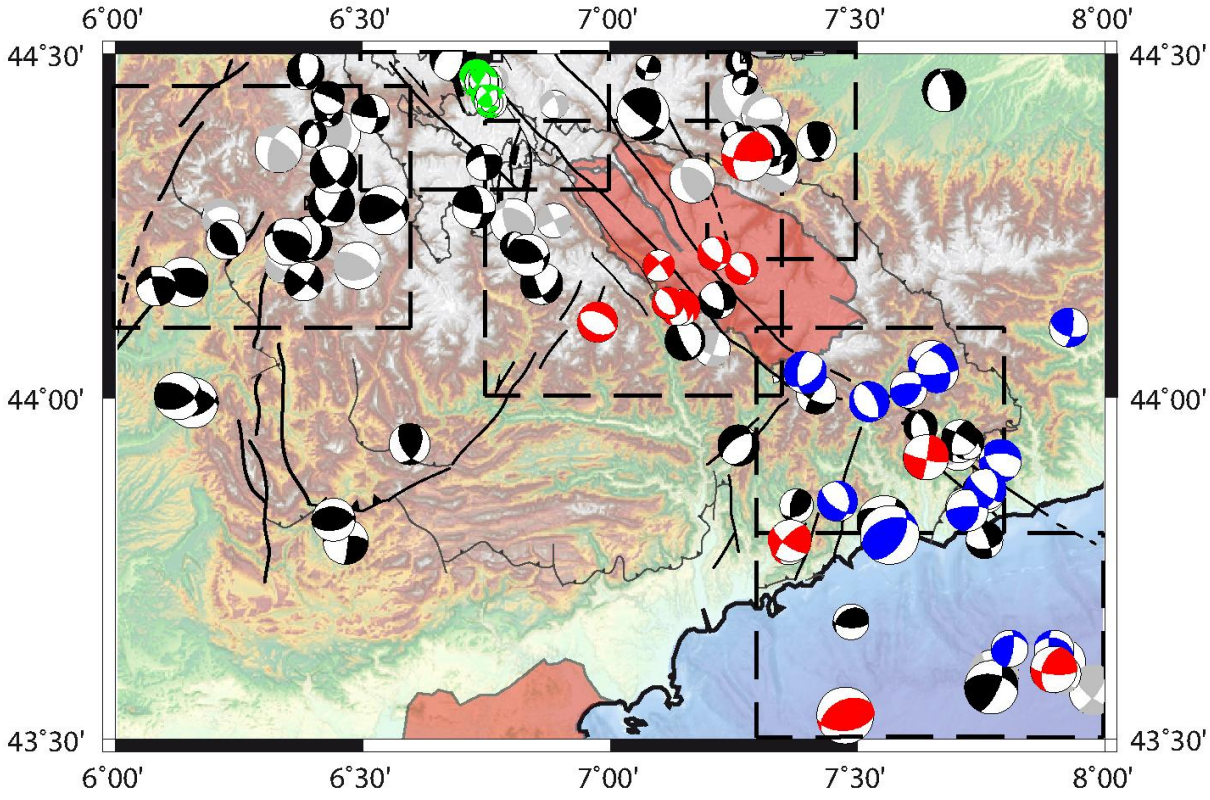


Figure III-7 : Regional distribution of focal mechanisms.

The data are compiled from Baroux et al. (2001) and Sue et al. (1999) in black; Thouvenot (2003) and Jennatton et al. (2007) in green; Turino (2008), Courboulex et al. (2001), Larroque et al. (2009) and Delouis (unpublished solutions) in red; Turino (2008) in blue. In grey we highlight the rejected focal mechanisms in the inversion process (see part 4)

55.7 % of earthquakes show strike-slip solutions associated with N120-150°E dextral and N30-45°E sinistral nodal planes, 26.4% show extensional solutions related to N-S faulting mainly located in the North and NW part of the Argentera-Mercantour and 17.9% of inverse focal mechanisms associated to NE-SW faults located at the foot of the continental margin in the Ligurian margin (FIGURES : III-7 AND III-8). 88% of both computed nodal planes dip steeper than 40° (FIGURE : III-8).

To reconstruct the lateral variation of the present-day stress tensor, the study area is divided into 6 mechanically homogenous subzones as shown on Figures : III-7 and III-9.

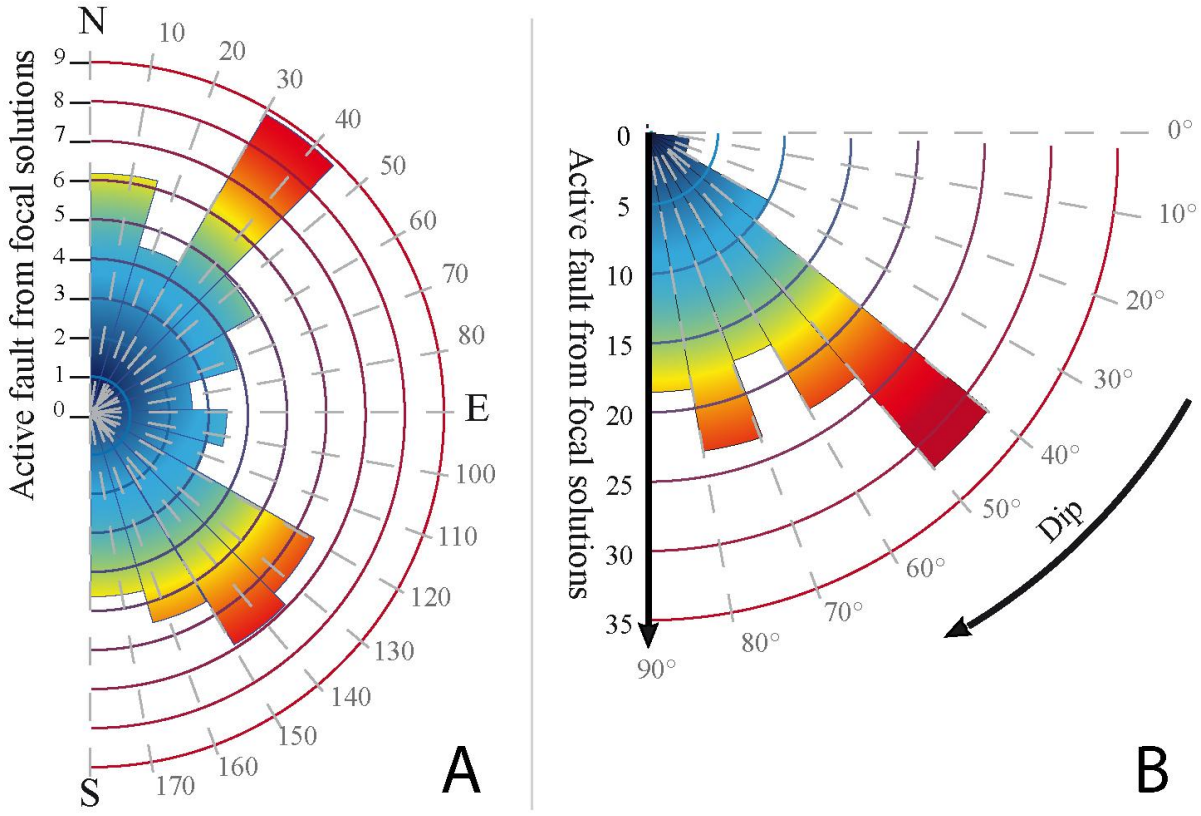


Figure III-8 : Distribution of active fault strikes and dips from focal solutions.

Only one nodal plane is represented, which is used for the result of inversion. A, Rose diagram of fault strike (by classes of 15°) and B, Fault dip, with the number of measured planes shown on the radius. These data show (A) an average fault strike mainly comprised between N120°E and N150°E, and another secondary strike direction with a maximum of 20 measured faults at c. N137±7.5°E. The statistics of fault dips shows a major proportion (88%) of faults being steeper than 40°.

III.2.5.2 Present-day stress analysis results

A total of 6 reduced tensors are obtained by inversion of earthquakes focal mechanisms. (FIGURE : III-9-10 AND ESM, TABLE 1). As for paleostress analysis, the results are presented using tectonic regime versus shape ratio plots (Frohlich, 1992; Célérier, 1995; Célérier and Séranne, 2001) as well as a map representation of maximum and minimum horizontal stress components (*Shmax and Shmin*).

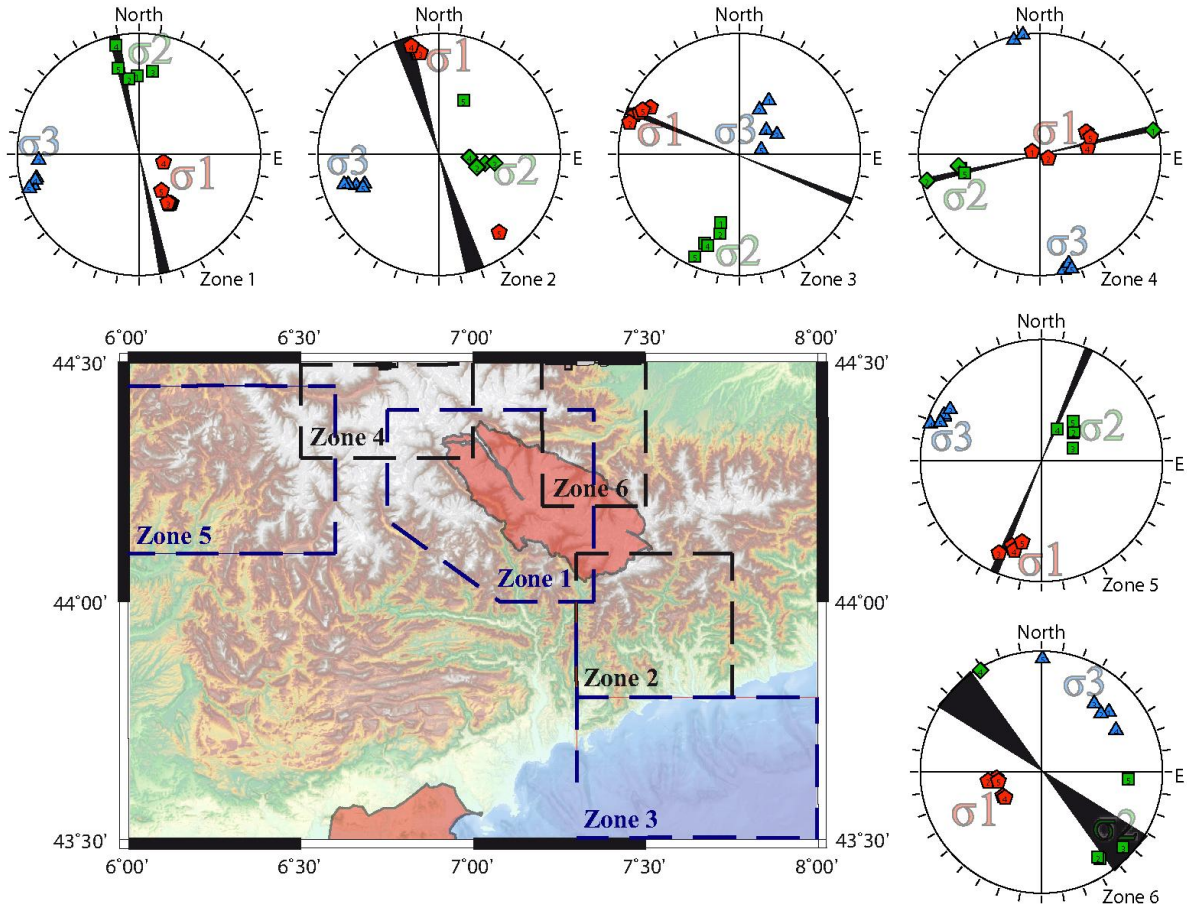


Figure III-9 : Results of the present day stress axes claculations represented by zone in stereographic projection (lower hemisphere).

Red polygons are for σ1 axes, blue squares for σ2 axes and green triangles for σ3 axes the black bar is the SHmax (Horizontal stress maximum) and the width represent the variance

The main results of computed stress tensors are as follows (FIGURE : III-7 AND 9):

i. Zone 1 (*Mercantour, Bonette*): in this zone 23 mechanisms are shown, of which 17 are compatible with the intermediate normal and strike-slip calculated tensors (*0.4<R0<0.7).* The rejected events mainly correspond to oldest solutions such as the 1969/11/22, the 1972/06/19, 1972/12/29 and 1987/05/09 events.

ii. Zone 2 (*Saorge Taggia area*): in this zone 27 mechanisms are available, of which 22 focal solutions are compatible with the calculated strike-slip tensor 0.2<R0<0.6. The rejected solutions correspond to events at the limit of two domains with distinct stress patterns [Turino et al., 2009 (*7.398E 44.03N, M3.4 and 7.5E 43.99N, M3.1);* Courboulex et al., 1998 *(43°46.40 N, 7° 34.76 E)* and Delouis unpublished].

iii. Zone 3 (*the Ligurian margin*): this zone corresponds to 28 mechanisms, of which 26 are compatible with the main tectonic compressive regime *(0.5<R0<0.7).*

iv. Zone 4 (*Jausiers area*): this zone corresponds to 48 mechanisms, of which 43 are compatible with the extensional calculated tensor (*0<R0<0.25).* It is noteworthy that among the five rejected focal solutions, three correspond to the last events of the 2003-2004 seismic crisis analysed by Jenatton et al. (2007). This continuous seismic activity seems to favour a local change of stress occurring just before a phase of seismic quiescence.

v. Zone 5 (*South Ubaye*): in this zone 20 mechanisms are shown, of which 15 are in agreement with a tensor of strike-slip type (*0.8<R0<1*). Among the rejected focal solutions, three of them correspond to events older than 1990.

vi. Zone 6 (*above Ivrea body*): this zone includes 13 mechanisms, corresponding to events shallower than 15 km. For this site 9 focal solutions are compatible with an extensional tectonic regime (*0.2<Ro<0.6*). Again, the rejected solutions correspond to the older events, which occurred from 1971 to 1987.

For the entire dataset, the rectangular-shaped tectonic regime plot indicates that the main calculated stress tensors are extensional in type for 50% of the total events. Besides the strike-slip type events represent 33% and reverse 17% of the data (FIGURE : III-9A). The stress shape ratio exhibits strong variability with values ranging between 0 and 0.9 for the extensional tensors while strike-slip and reverse tensors vary from 0.2 to 0.6 and from 0.25 to 0.85, respectively. Such a variability of the stress shape ratios suggests switching of the σ_1-σ_2 axes or to a lesser extent of the σ_2-σ_3 axes around a σ_3 or σ_1 vertical axis for low or high values of r0, respectively. In addition, more than 80% of the present-day stress tensor dataset shows a gentle σ_3-axis plunge varying between 0 and 30° as illustrated in the ternary diagram (FIGURE : III-9A). The highest density of stress tensors is distributed along the left edge of the diagram near a position where the σ_2 axis plunges at 50-70° and the σ_1 axis in

the 45-85° range. We also notice a group of strong obliquity of the plunge axis-σ_1 near a position where the σ1-axis plunge ranges between 45-60° and the σ2-axis plunge is within 25-40°. Most of the computed stress tensors show clearly that the resulting stress solutions are away from Andersonian positions (FIGURE : III-10A). The average direction of the S_{hmax} is predominantly N140°E to N180°E while the S_{hmin} is mainly oriented N40°E to N80°E with small peaks at N100-120°E and N170-180°E. These general tendencies are relatively similar to the ones observed for the paleostresses.

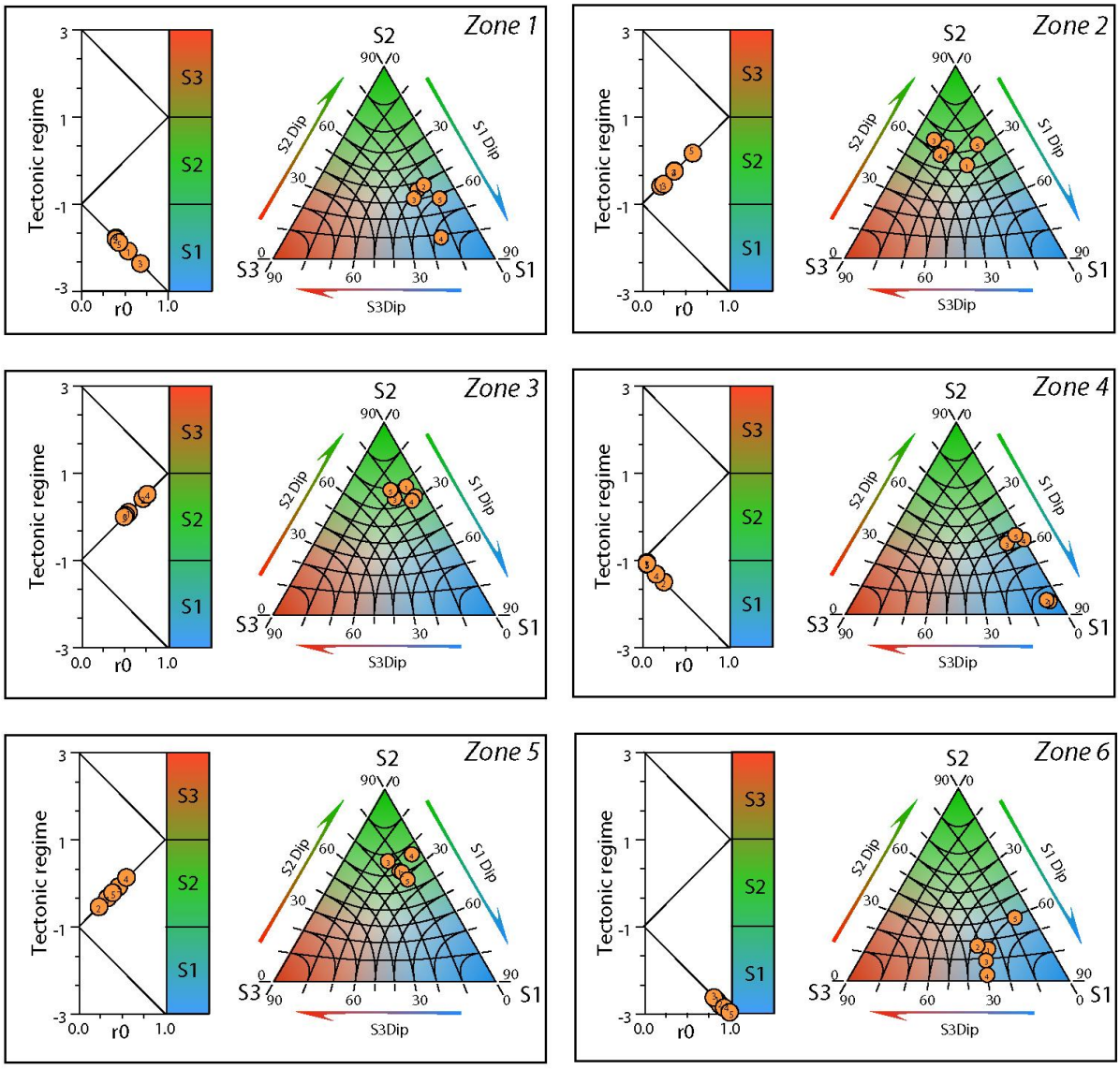


Figure III-10 : Tectonic regimes of the present day stress

Triangular diagrams (Frohlich, 1992) and r0 = [(σ1-σ2)/(σ1-σ3)] versus tectonic regime (see Celerier and Seranne, 2001) by zone in the study area. In Blue is the extensive zone, in red the compressional zone and in Green the strike-slip zone. The results from the 6 zones reflect (1) an extensional 'pull-apart' type zone to the West of Mercantour Massif (Jausiers area), (2) a strike-slip system from NW Mercantour to Ligurian sea and (3) a compressive zone along the Ligurian margin. B, Tectonic regime plot of the Current stress tensors resulting from inversion; triangular diagrams (Frohlich, 1992) with the blue zone for extensive zone, in red the compressional zone and in Green the strike-slip zone. These data show (A) an average orientation of N0 ± 15°E for σ1 and an average orientation of N 90 ± 20°E for σ3. (B) The plots of σ1, σ2 and σ3 dips show a variable distribution, without any andersonian regime but rather transtensive to transpressive regime with swithes of σ1-σ2 or σ2-σ3, which is globally in agreement with a strike-slip context. Our preferred interpretation for the

tectonic regime is a transcurrent, comprising reverse or normal components depending on the geometry of the fault system, transpressional or transtensional regime.

Finally, it is noticeable that the S_{hmin} and S_{hmax} axes are relatively constant around E-W and N-S directions at the map scale whatever the tectonic regime, except in zones 3 and 4 where the S_{hmin} and S_{hmax} axes are oriented ESE-WNW and N-S, respectively (FIGURE : III-10B). As for the paleostress tensors, this tendency contrasts to the variability of tectonic regimes at the regional scale. Indeed, the extensional tectonic regime is restricted in the north and NW parts of the Argentera-Mercantour, while a strike-slip regime predominates in the western part of the region and in the south-eastern part of the Argentera-Mercantour merging into a reverse tectonic regime along the French coast of the Ligurian margin(FIGURE : III-10B).

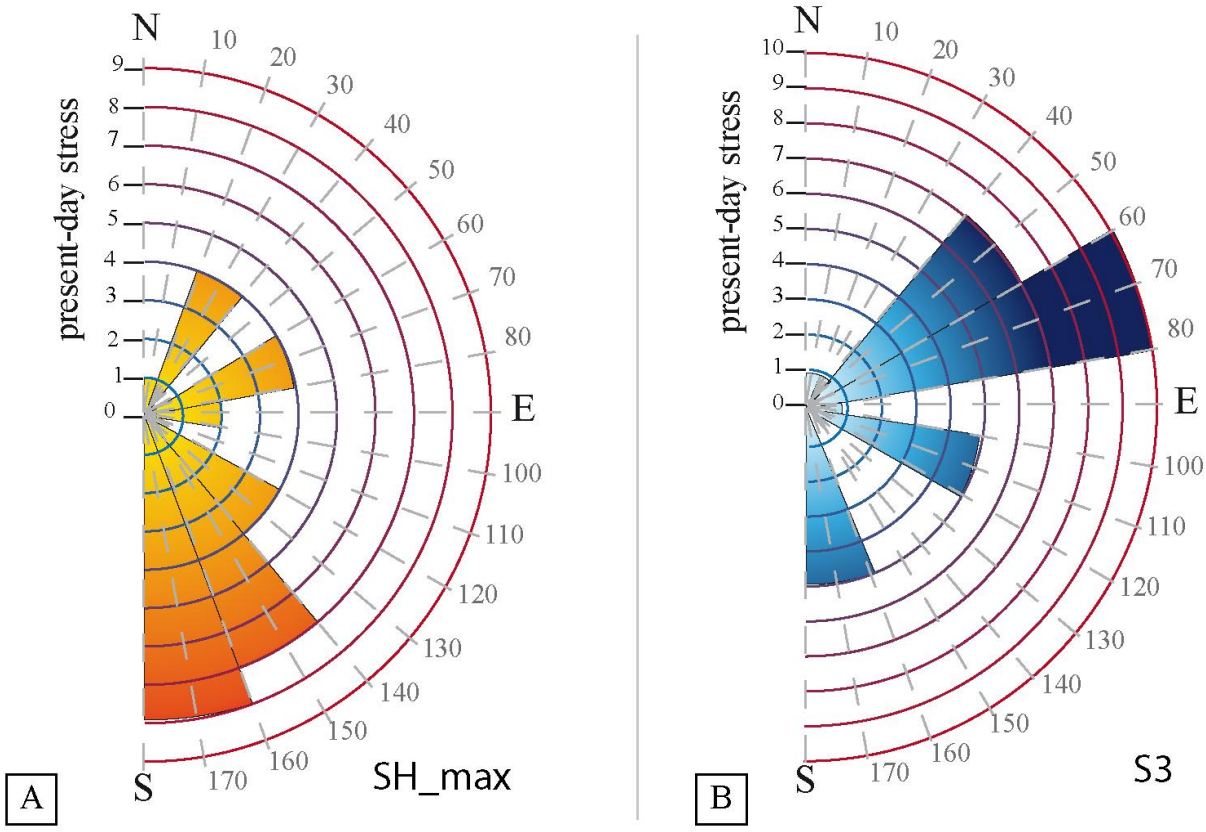


Figure III-11 : Current stress tensors analysis (by classes of 20°). Rose-diagram for stress direction SHmax (left) and σ3 (right).

In conclusion, the rate of rejected events and the stability of the stress inversions underline the global coherence of focal mechanisms in the defined sub-areas (*mainly the oldest focal solutions are rejected*). It is therefore interesting to compare these current stress fields with the paleostress dataset described in section 4.2.

III.2.6 Discussion

This study raises the issue of the relationships between crustal stresses and tectonics in highly deformed orogenic belts, as well as the usefulness and the challenge of combining paleostress and present-day stress inversions to provide constraints for the tectonic evolution from Lower Miocene to present. Albeit the reduced stress tensor determinations for fault slip data and focal mechanisms are both based on slip motion induced by the stress field on faults, the comparison is rarely attempted in a given study. The two analyses are rather run separately and then still subjected to discussion (see extensive reviews in Célérier, 2012; Lacombe, 2007; 2012). In the following section, we discuss the similarity of results derived from these two independent approaches and their bearing for the tectonics of the SW Alps.

III.2.6.1 Regional-scale variation of paleostress tensors

The paleostress tensor analysis on a 'site-by-site' basis reveals a complex pattern with some zones requiring more than one tensor to explain their set of measurements. This fault dataset includes strike-slip, oblique-slip and dip-slip (*normal and in a lesser extent reverse*) faults developed under brittle conditions (*cf. section III.4.1*). Multiple slickenline sets and multiple fault patterns are often interpreted as the result of one or more faulting events (Labaume et al., 1989; Tricart et al., 2004). However, the fact that contradictory chronological evidences are observed between these different fault types suggests that paleostress tensors result from a sub-contemporaneous tectonic regime (*or alternating tectonic regimes*) and may reflect a spatial discontinuity of the tectonic regime rather than successive tectonic phases well separated in time.

The computed paleostress tensors in the study area are predominantly in a strike-slip tectonic mode associated with extensional tensors located along the north-western edge of the Argentera-Mercantour Massif. Both types of tensors represent 94% of data presented in Figure: III-5. The paleostress tensor repartition indicates a high variability of σ_1 and σ_2 plunges with relatively similar values between 50-80° and constant low plunges of σ_3 at 0-20° suggesting values far from Andersonian conditions. Pure strike-slip or pure extension positions for most stress tensors are in agreement with the large proportion of oblique slip measured on fault planes in general. In terms of stress orientations, the positions of S_{hmin}

and S_{hmax} are constant along the E-W and N-S directions, whatever the tectonic regime in the whole study area (FIGURE : III-6A, B). As the dominant tectonic regime is of strike-slip or extensional types, the orientation of S_{hmin} represents σ_3 stress axis while S_{hmax} corresponds to either σ_1 or σ_2 stress axis. Thus, the only difference between strike-slip and extensional tectonic regimes consists in a permutation between σ_1 and σ_2 axes, while the σ_3 stress axis remains sub-horizontal and E-W oriented (FIGURES : III-5; FIGURE : III-11). As the paleostress tensors do not display any real continuity in the ternary diagram and more than 70% of r0 values range between 0.25 and 0.75, these permutations are rather interpreted as switches of σ_1 or σ_2 around a σ_3-axis than a stress permutation in sense of Hu and Angelier (2004) (*r0= 0*). 6% of the remaining paleostress tensors are of reverse type associated to small strike-slip component suggesting local permutations of σ_2 and σ_3 while σ_1 remains N-S oriented as emphasised by orientation of S_{hmax} (FIGURES : III- 6A;III-9 AND III-11).

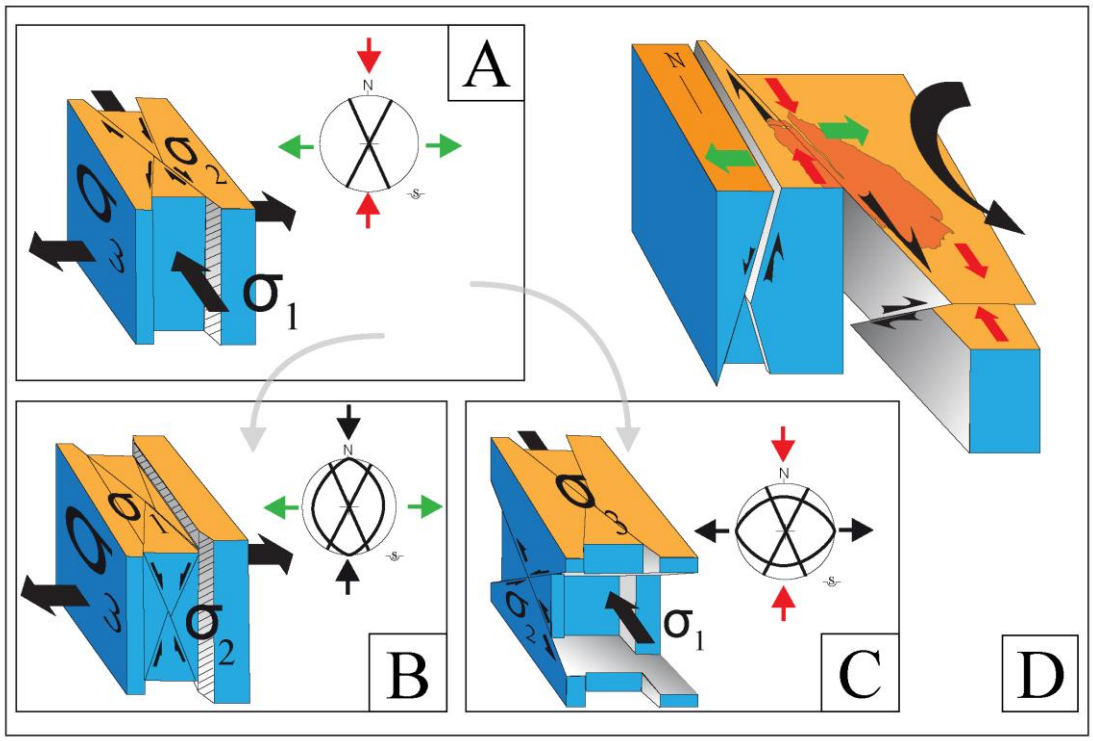


Figure III-12 : Sketch 3D bloc diagrams illustrating the stress permutations in the SW Alps convergent system.

A, strike-slip context along N140°E and N20°E faults. B, Extensional reactivation of bloc diagram (A). C, Compressional reactivation of bloc diagram (A). D, Sketch illustrating the coherence of the different stress regimes at a regional scale.

Considering the SW Alps context, the observed switches of σ_1 and σ_2 axes around an E-W σ_3 axis would rather result from a geometrical control than from similar magnitudes of of σ_1

and σ_2 . Moreover, the microtectonic data analysis reveals a complex faulting pattern along N-S, NW-SE and NE-SW oriented planes with mostly oblique slips leading to either wrench-, wrench-contraction or wrench-extension, dominated deformation along the main N140°E fault system within the Argentera-Mercantour massif (Baietto et al., 2009; Sanchez et al., 2010b). The structural fabric in the basement is also characterized by a N140°E steep penetrative cleavage and by localised N140°E right-lateral mylonitic shear zones (Corsini et al., 2004; Sanchez et al., 2011a). Therefore, we suggest that permutations of σ_1 and σ_2 are strongly controlled by slip occurring on pre-exiting structural featuresin anisotropic rocks rather than by significant changes in stress magnitudes.

In light of these results it appears that (i) data agree with a predominant strike-slip tectonic regime (*52%, see section 4.2*), (ii) the stress orientations agree with non-Andersonian faulting types and (iii) the various tectonic regimes occur contemporaneously. Consequently, deformation likely resulted from a single transcurrent tectonic event. The distribution of the deformation in the study area can be explained by (1) a transtensional tendency along the NW edge of the Argentera-Mercantour massif, evolving to (2) a transpressional setting in the SE part of the Argentera-Mercantour massif, mostly depending on the geometry of reactivated structures. The residual paleostress tensors are characterised by a small number of fault planes (FIGURE: III-6B). It is featured by E-W to NE-SW shortening, which is in good agreement with the older (*Oligocene*) deformation phase with a N70°E shortening direction (Sanchez et al., 2010 ; Schreiber, 2010).

III.2.6.2 Regional-scale variation of present-day stress tensors

The present-day stress tensors appear to give coherent results at the regional scale, with one main class of faults (*N120-140°)* and two minor classes (*N5-10°E and N55-60°E*) deduced from focal mechanisms (FIGURE : III-8). Focal planes of NW-SE, NE-SW and N-S strikes are similar to the fault slip data used for paleostress inversions, suggesting a strong influence of the structural inheritance as already pointed by Schreiber et al. (2010a) and Sue et al. (2007). More than half of the stress tensors computed from focal mechanisms are of extensional type whereas the remaining tensors are for one third of strike-slip type and to a lesser extent of reverse type. Both indicate non-Andersonian faulting type of active faulting suggesting that oblique slip may occur along pre-existing faults (FIGURE : III-9). A noteworthy aspect is that even though the area presents contrasted tectonic regimes, the orientations of

S_{hmin} and S_{hmax} in the zones 1, 2, 5 are constant along E-W and N-S axes, respectively, similar to those obtained for paleostress tensors (FIGURE : III-10). The ternary diagrams show a group of stress tensors between strike-slip (2, 5) and extensional (1) tectonic regimes associated to shape ratios around 0.5 (FIGURE : III-8). This suggests that switches between σ_1 and σ_2 around a σ_3-axis are likely to occur as for the paleotensors. This is also supported by focal mechanisms, which display the same N140±10°E nodal plane orientations as striated faults in the Argentera-Mercantour (FIGURE : III-2; FIGURES : III-5-7; see also Jenatton et al., 2007 and Sanchez et al., 2010b). The zone 4 also presents an extensional tectonic regime with a small r0 ratio allowing changes between extensional and strike-slip tectonic regimes. However, the orientations of S_{hmin} and S_{hmax} differ from the ones observed in zones 1, 2, 5 by an angle close to 90°. In this area the S_{hmin} becomes parallel to the main N-S extensional or oblique-extensional faults of the High Durance valley. These faults were active since the Miocene, suggesting a strong control of pre-existing structures. This is also supported by the fact that most of the current seismicity in this area is located along the PFT (Sue and Tricart, 2003; Sue et al., 1999, 2007). Zone 6 differs from the adjacent areas in that it is subjected, on the one hand, to an extensional tectonic regime with a high shape ratio (FIGURE. 10) and, on the other hand, by variability in the S_{hmin} and S_{hmax} axis orientations scattered between N-S and E-W suggesting possible permutations between σ_2- and σ_3-axes in a continuous way in the horizontal plane (FIGURE : III-11). This particular pattern is consistent with the one described by Bethoux et al. (2007) who interpreted it as resulting from exhumation processes of the Dora-Maira Internal crystalline massif. Conversely, along the French coast in the Ligurian Basin, the S_{hmin} and S_{hmax} axes are oriented N-S and WNW-ESE, respectively. The NE-SW nodal planes are oriented in the same direction as the margin (Rollet et al. 2002; Sage et al., 2011; Larroque et al., 2012). Thus, the present-day stress field reveals a N-S direction of the S_{hmax} axis and E-W 'belt parallel ' direction of the S_{hmin} axis, except in the northern part of the Argentera-Mercantour. Permutations of σ_1 and σ_2 axes are likely to occur in the central part of the area (*Argentera-Mercantour, Moyenne Durance and Ligurian Alps*) depending on the orientation of the reactivated fault system with respect to the regional stress field.

III.2.6.3 Integration of paleo- and present-day stress data

The continuity or discontinuity of the long-term tectonic regime into the active tectonics of the Alps is a debated issue. Considering previous studies of active tectonics based on focal mechanism inversions (Sue et al., 1999; Delacou et al., 2004), the internal Alps are submitted

to an extensional regime, whereas surrounding regions are characterized by strike-slip or compressional regimes. From focal solution inversion in SW Alps, Larroque et al. (2009) computed a stress tensor describing a pure extension in the (NE) core of the Argentera-Mercantour massif while Baroux et al. (2001) showed an extensional regime in the northwest border of the massif, a strike-slip regime to its southeast and inverse regime in the Ligurian basin. Therefore, these studies apparently show contradictory results. Looking at variations at a regional scale, we confirm, precise and unify these previous results (FIGURES : III-12-13). In the north and northeast of the study area, we obtain an extensional regime in the two types of datasets (*fault-slip and focal mechanisms*). However, in the other parts of the region, the strike-slip regime becomes the main feature, with the exception of the Ligurian basin that is mainly compressional. Consequently, we note a slight difference between the SW part of the Alps and the rest of the arc. Our results show a tendency towards decreasing extension and increasing strike-slip components in the SW part of the chain, with a passage to clear compression at the boundary with the Mediterranean (*Ligurian*) basin and the Appenine range. From our dataset the tectonic context along the SW Alpine arc has been transpressional since the lower Miocene to present.

To conclude, fault-slip and focal mechanism data agree for a similar tectonic regime, ongoing from the late-Miocene to present-day in the SW Alps. It can be described in terms of two first-order interplaying stress states and deformation styles during one single long-lasting transcurrent tectonic event. Oblique slips are likely controlled by the reactivation of inherited structural features rather than by a change in the stress magnitudes. In detail, this transcurrent tectonic regime can be either transtensional or to a lesser extent transpressional in the NW and SE parts of the Argentera-Mercantour massif, respectively, changing into a reverse tectonic regime along the French coast of the Ligurian margin (FIGURES : III-12 AND III-13).

III.2.6.4 Late Neogene to present-day kinematic model of the SW Alps-Ligurian junction

We provide new elements in the discussion of models proposed for the kinematic context of Western Alps:

-The first model (FIGURE : III-1A) leads to significant sinistral strike-slip deformation in the SW Alps, which is the opposite of what is obtained by fault slip data and focal mechanisms. This model is thus discarded.

-The second model leads to significant extension either radial or perpendicular to the chain (FIGURE : III-1C). Syn-orogenic extension in the Alps, from seismological and geological (*fault-slip data*) point of views, has long been regarded as resulting from post-orogenic collapse of thickened crust, as it is proposed for fossil orogens such as the Hercynian chain or active orogenic domains like Tibet (e.g., Vanderaeghe, 2012). Actually, when applied to the central part of Western Alps from the high Durance valley to Jausiers area, this model could successfully match the data from seismicity and fault-slip analyses. However, for the whole western Alps arc, and especially in its southern part, this model cannot rule out the prominence of N-S compression.

-Extensional tectonics as a result of by gravitational collapse of middle/lower crust (Larroque et al., 2009) due to gravity forces would require the presence of large normal faults merging along the SW boundary of the Argentera-Mercantour massif. This interpretation is unlikely since the tectonic regime along this boundary is transpressional since the lower Miocene to present. Such an interpretation would also require a rheological softening of the lower crust and that measured from SE France Bassin /SW Alps the sub-surface to seems to be too cold (Guillou-Frottier et al., 2010), even though direct measurements are still scarce to conclude.

-Finally, the best model to explain the above described stress fields in SW Alps requires a significant part of counter-clockwise rotation, in agreement with paleomagnetic (Collombet et al., 2002) and GPS (Calais et al., 2002; Noquet, 2012) data (FIGURE : III-1B AND FIGURE : III-13). We thus propose that a (*relatively*) similar tectonic setting exists since about 20 Ma, which is mainly driven by the counter-clockwise rotation of Apulia along the Insubric Line and the PFT. This system connects to the Jausiers-Tinée – Saorge-Taggia fault after a transtensive transition in the High-Durance – Jausiers extensional domain. It further connects to the Apennine system by faults that are largely under sea level in the Ligurian domain (Sage et al., 2011). This rotation between Apulia and Europe generates a compressive component at the boundary of the Alpine system, i.e. the Ligurian domain (FIGURE : III-13). These compressive forces due to this rotation are locally accommodated by seismic activity at the northern margin of the Ligurian basin. The stress amplification, which can generate magnitude 6.5-6.8 events as the 1887 earthquake (e.g., Larroque et al., 2012) is being due to the peculiar geometric conditions of this basin, narrow with a thick hinterland region, and to the specific high temperature of the crust below the basin. This basin formely opened in a back-arc domain in recent geological times (20-15 Ma), it has not yet reached its thermal equilibrium after the rifting phase (Béthoux et al., 2008). The probable origin for such rotational

tectonics of Apulian plate lies in the Mediterranean Sea, where the subduction of Sicily-Calabrian arc currently drives the motion of the Apulian microplate (e.g., Jolivet and Faccena, 2000; Jolivet et al., 2000; Nocquet, 2012). The rotation is promoted by subduction to the south and east, and a relatively fixed boundary to the north of the Apulian plate. Its pole being located close to Torino (Nocquet, 2012), it would not lead to significant motions measurable by GPS along the SW Alps domain.

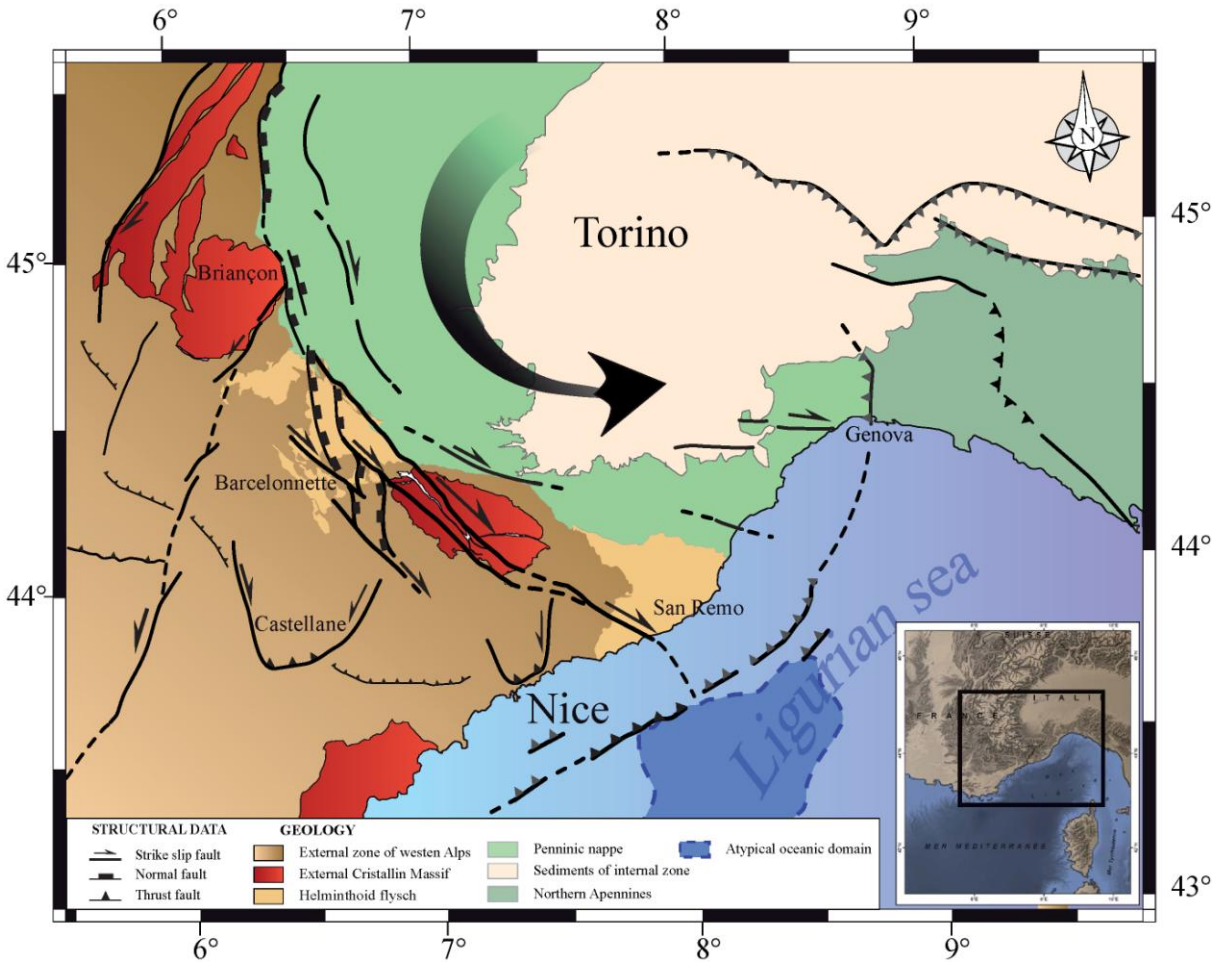


Figure III-13 : Sketch tectonic map of SW Alps, interpreted after the study of paleo-stress and current stress (seismicity).

The tectonic regime appears to be relatively constant at the long-time scale (at least 20 Ma) as revealed by similar results obtained from this comparison. The data are strongly concentrated into several crustal-scale structures, namely: (1) the Jausiers pull-apart system to the west, which connects to the SE onto a (2) mainly dextral fault (the Jausiers-Tinée-Saorge-Taggia fault (or JTST), with a similar structure to the north of the Mercantour above the Ivrea body indentor. Finally, (3) the JTST merges into a compressional domain to the East of the Ligurian margin.

III.2.7 Conclusions

Comparison between paleo-stress derived from (*mainly <12 Ma*) fault-slip data of SW Alps and the current stress field obtained from analysis of the last 30 years seismicity show consistent results, which are interpreted as a long-lasting and ongoing transpressional tectonic regime. A small part of extension accompanies a major part of strike-slip deformation in the southern part of the belt. The extensional deformation regime is not diffuse, it is hosted in specific tectonic domains that can be interpreted as 'transitional' domains between pure strike-slip segments where deformation is localized on faults that formed after 20-26 Ma in brittle-ductile condition and after 12 Ma in brittle conditions, respectively. In this regard, the Alpine extension in the SW part of the chain is interpreted as a local deformation in pull-apart domains along a curved boundary between slowly rotating Apulian block and relatively immobile Western Europe. The strike-slip along the SW margin of the Argentera-Mercantour connects this domain of trans-tensional deformation to a zone of mainly compressional deformation along the Ligurian margin, at the transition with the Appenine Range.

Acknowledgements

This research was conducted with the support of the French Ministry for Research (*PhD allocation to Victorien Bauve*). We thank the discussions with N.Bellahsen, O. Fabbri , O. Lacombe, and O. Bellier, with J.L. Pérez, A.M. Duval and E. Bertrand from CETE-Mediterranée and with F. Courboulex, C. Petit, , F. Sage, G. Giannerini, , M. Corsini and S. Zérathe from Géoazur.

The critical and constructive reviews of two anonymous referees, and editorial handing by L.Jolivet, has permitted significant improvements of the manuscript.

References

Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. II. A new rapid direct inversion method by analytical means. Geophy. J. Int. 103, 363-376.

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, 223-245.

Baize, S., Cushing, E. M., Lemeille, F., Jomard, H., 2013. Updated seismotectonic zoning scheme of Metropolitan France, with reference to geologic and seismotectonic data. Bulletin de la Société Géologique de France 184, 225-259.

Baroux, E., Béthoux, N., Bellier, O., 2001. The state of stress of the southeastern France determined by seismological focal

mechanisms inversion. Geophys. Int. 145, 336-348.

Bauve, V., Rolland, Y., Sanchez, G., Giannerini, G., Schreiber, D., Corsini, M., Perez J.-L., Romagny, A., 2012. Pliocene to Quaternary deformation in the Var Basin (Nice, SE France) and its interpretation in terms of "slow-active" faulting. Swiss Journal of Geosciences 105, 361-376. 10.1007/s00015-012-0106-4

Bellahsen, N., Jolivet, L., Lacombe, O., Bellanger, M., Boutoux, A., Garcia, S., Mouthereau, F., Le Pourhiet, L., Gumiaux, C., 2012. Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps: Implications for crustal rheology. Tectonophysics 560, 62-83.

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, 18-25.

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), 1-19.

Béthoux, N., Tric E., Chéry J., Beslier, M.O., 2008. Why is the Ligurian sea (Mediterranean sea) seismogenic ? A thermo-mechanical modeling of a reactivated passive margin. Tectonics 27, TC 5011. 1029/2007TC002232.

Bigot-Cormier F., Sage F., Sosson M., Déverchere J., Ferrandini 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, 197-211.

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, 455-473.

Bott, M.H.P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. Geological Magazine 96, 109–117.

Bouissou, S., Darnault, R., Chemenda A., Rolland, Y., 2012. Evolution of gravity-driven rock slope failure and associated fracturing: Geological analysis and numerical modelling. Tectonophysics 526–529, 157–166. doi:10.1016/j.tecto.2011.12.010.

Burg, J.-P., Célérier, B., Chaudhry, N. M., Ghazanfar, M., Gnehm, F., Schnellmann, M., 2005. Fault analysis and paleostress evolution in large strain regions: Methodological and geological discussion of the southeastern Himalayan fold-and-thrust belt in Pakistan. Journal of Asian Earth Sciences 24, 445–467.

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

, W., 2010. Geochronological evidence for continuous exhumation through the ductile–brittle transition along a crustal-scale low-angle normal fault (Simplon Fault Zone, Central Alps). Tectonics 29, TC3002. doi:10.1029/2009TC002582.

Campredon, R., Franco, M., Giannerini, G., Gigot, P., Irr, F., Lanteaume, M., SpinI, H., Tapoul, J.-F., 1977. Les déformations des conglomérats pliocènes de l'arc de Nice (Chaînes subalpines méridionales). C. R. somm. Soc. géol. Fr. 2, 75-77.

Cederbom, C.E., van der Beek, P., Schlunegger, F., Sinclair, H.D., Oncken, O., 2011. Rapid extensive erosion of the North Alpine foreland basin at 5-4 Ma. Basin Research 23, 528-550.

Célérier, B., 2013. FSA version 35.1: Fault and Stress Analysis Software. http://www.pages-perso-bernard-celerier-univ-montp2.fr/software/dcmt/fsa/fsa.html.

Célérier, B., Etchecopar, A., Bergerat, F., Vergely, P., Arthaud, F., Laurent, P., 2012. Inferring stress from faulting: From early concepts to inverse methods. Tectonophysics 581, 206-219.

Célérier, B., Séranne, M., 2001. Breddin's graph for tectonic regimes. Journal of Structural Geology 23, 789-801, doi:10.1016/S0191-8141(00)00140-1.

Célérier, B., Séranne, M., 2001. Breddin's graph for tectonic regimes, Erratum. Journal of Structural Geology 23, 1487. doi:10.1016/S0191-8141(01)00058-X.

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. 10.1130/G23053A.1

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, 14–21.

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.

Courboulex, F., Deschamps, A., Cattaneo, M., Costi, F., Déverchère, J., Virieux, J., Augliera, P., Lanza, V., Spallarossa, D., 1998. Source study and tectonic implications of the 1995 Ventimiglia (border of Italy and France) earthquake (Ml=4.7). Tectonophysics 290, 245-257.

Courboulex, F., Duval, A.-M., Deschamps, A., Lomax, A., Larroque, C., 2001. Les enseignements du petit séisme de Peille (Alpes-Maritimes, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 333, 105-112.

Courboulex, 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, 1782.

Courboulex, F., Larroque, C., Deschamps, A., Kohrs-Sansorny, C., Gélis, C., Got, J.L., 2007. Seismic hazard on the French Riviera: observations, interpretations and simulations. Geophysical Journal International 170, 387–400.

Darnault, R., Rolland, Y., Bourlès, D., Braucher, R., Sanchez, G., Revel, M., Bouissou, S., 2012. Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale: Impact on mountain geomorphology. Quaternary Science Reviews 31, 127-142. doi:10.1016/j.quascirev.2011.10.019.

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, 753-774.

Delacou, B., Sue, C., Nocquet, J.-M., Champagnac, J.-D., Allanic, C., Buckhard, M., 2008. Quantification of strain rate in the Western Alps using geodesy: comparisons with seismotectonics. Swiss Journal of Geosciences 101, 377–385.

Delouis, B., Charlety, C., Vallée, M., 2009. A method for rapid determination of moment magnitude Mw, for moderate to large earthquakes from the near field spectra of strong motion records (MWSYNTH). Bulletin of the Seismological Society of America., 99, 1827-1840.

Dumont, T., Schwartz, S., Guillot, S., Simon-Labric, T., Tricart, P., Jourdan, S., 2012. Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. Journal of Geodynamics 56-57, 18–38.

El Bedoui S., Bois T., Jomard, H., Sanchez G., et al., 2011. Paraglacial gravitational deformations in the SW Alps: A review of field investigations, 10Be cosmogenic dating and physical modeling. Geological Society London Special Publication 351, 11-25.

Etchecopar, A., 1984. Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déormations plastiques (approche mathématique). Thèse d'Etat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc.

Eva, E., Solarino, S., 1998. Variations of stress directions in the western Alpine arc. Geophysical Journal International 135, 438–448.

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, 797–800.

Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D., Vanderhaeghe, O., 2006. Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW alps. Journal of the Geological Society, London 163, 815-826.

Frohlich, C., Apperson, K.D., 1992. Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries. Tectonics 11, 279-296.

Gephart, J.W., 1985. Principal stress directions and the ambiguity in fault plane identification Bulletin of the Seismological Society of America 75, 621-625.

Giannerini, G., Sanchez, G., Schreiber, D., Lardeaux, J.M., Rolland, Y., de Castro, A. B., Bauve, V., 2011. Geometry and sedimentary evolution of the transpresssive Roquebrune-Cap Martin basin: implications on the kinematics and timing of the Nice arc deformation during Miocene times, SW Alps. Bulletin de la Société Géologique de France .1826, 493-506.

Gidon, M., 1974. L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonaire? 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.

Gigot, P., Grandjacquet, C., 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, 128-139.

Guillou-Frottier, L., Garibaldi, C., Lucazeau, F., Bonté, D., Coueffe, R., 2010. Heat flow and deep temperatures in the South-East basin of France: implications for local rheological contrasts. Bulletin de la Société Géologique de France 181, 531-547.

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, 156-162.

Hu, J., Angelier, J., 2004. Stress permutations: Three-dimensional distinct element analysis accounts for a common phenomenon in brittle tectonics. Journal of Geophysical Research 109(B9). 10.1029/2003JB002616.

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, B11304. 10.1029/2006JB004878.

Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa–Eurasia collision. Tectonics 19 , 1095–1106.

Jolivet, L., Faccenna, C., D'Agostino, N., Fournier, M., Worrall, D., 2000. The Kinematics of Back-arc Basins, Examples from the Tyrrhenian, Aegean and Japan Seas. Geological Society London Special Publication 164, 21-53.

Kagan, Y.Y., 2002. Seismic moment distribution revisited: I. Statistical results. Geophysical Journal International 148, 520–541. doi: 10.1046/j.1365-246x.2002.01594.x

Kagan, Y.Y., 2005. Double-couple earthquake focal mechanism: random rotation and display. Geophysical Journal International 163, 1065–1072. doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02781.x

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), 95-101.

Lacombe, O., 2007. Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteria in the continental crust: Mechanical implications. Journal of Structural Geology 29, 86-99.

Lacombe, O., 2012. Do fault slip data inversions actually yield "paleostresses" that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion. Comptes Rendus Geoscience 344, 159-173.

Lanari, P., Guillot, S., Schwartz, S., Vidal, O., Tricart, P., Riel, N., Beyssac, O., 2012. Diachronous evolution of the alpine continental subduction wedge: evidences from P-T estimates in the Brianc¸onnais Zone houillère (France - Western Alps). Journal of geodynamics 56-57, 39–54.

Lanari, P., Rolland, Y., Schwartz, S., Vidal, O., Guillot, S., Tricart, P., Dumont, T., 2013. P–T–t estimation of deformation in low-grade quartz-feldspar-bearing rocks using thermodynamic modelling and 40Ar/39Ar dating techniques: example of the Plan-de-Phasy shear zone unit (Briançonnais Zone, Western Alps), Terra Nova, DOI: 10.1111/ter.12079

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

Larroque, C., Delouis, B., Godel, B., Nocquet, J.-M., 2009. Active deformation at the southwestern Alps–Ligurian basin junction (France–Italy boundary): Evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. Tectonophysics 467, 22-34. 10.1016/j.tecto.2008.12.013.

Larroque, C., Scotti, O., Ioualalen, M., 2012. Reappreasal of the 1887 Ligurian earthquake (Western Mediterranean) from macroseismicity, active tectonics and tsunami modelling. Geophysical Journal International. 190, 87-104. 10.11.11/13.65-246X.2012.05498x

Laubscher, H.P., 1988. Material balance in Alpine orogeny. Geological Society of America Bulletin 100, 1313-1328.

Laurent, O., Stéphan, J.-F., Popoff, M., 2000. Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales). Géol. France 3, 33-65.

Lambert, J., Levret-Albaret, A., 1996. Mille ans de séismes en France, Catalogue d'épicentres. Paramètres et Références (Ouest Éditions, Nantes), 70 p.

Leclère, H., Daniel, G., Fabbri, O., Cappa, F., Thouvenot, F., 2013. Tracking fluid pressure buildup from focal mechanisms during the 2003–2004 Ubaye seismic swarm, France. Journal of Geophysical Research 118, 4461–4476.

Leclère, H., Fabbri, O., Daniel, G., Cappa, F., 2012. Reactivation of a strike-slip fault by fluid overpressuring in the southwestern French–Italian Alps. Geophysical Journal International 189, 29–37.

Maddedu, B., Béthoux, N., Stéphan, J.F., 1997. Champ de contrainte post-pliocène et deformations récents dans les Alpes sud-occidentales. Bulletin de la Société Géologique de France 167, 797–810.

Ménard, G., 1988. Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales. Thèse d'Etat UJF Grenoble.

Maino, M., Decarlis, A., Felletti, F., Seno, S., 2013. Tectono-sedimentary evolution of the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy) within the

Oligo–Miocene central Mediterranean geodynamics. Tectonics 32, 593–619.

Nocquet, J.-M., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. Tectonophysics 579, 220-242. 10.1016/j.tecto.2012.03.037.

Pêcher, A., Guillot, S., Jouanne, F., Kausar, A., Latif, M., Madji, M., Mahéo, G., Mugnier, J.L., Rolland, Y., Seeber, N., van der Beek, P., Van Melle, J., 2008. Fault inversion in Northern Pakistan : paleo-stress field in transpression context, Northwest Himalaya. Tectonics 27, TC6005. 10.1029/2007TC002252.

Petersen, J., Wilhelm, B., Revel, M., Rolland, Y., Crouzet, C., Arnaud, F., Magand, O., in press. Sediment archive of Lake Vens (SW European Alps, France) as a record of large magnitude earthquakes. Journal of Paleolimnology. 10.1007/s10933-013-9759-x

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, 497 p.

Rolland, Y., Lardeaux, J.-M., Jolivet, L., 2012. Deciphering orogenic evolution. Journal of Geodynamics 56–57, 1-6. 10.1016/j.jog.2011.09.004.

Rollet, N., Deverchere, J., Beslier, M.O., Guennoc, P., Rehault, J.P., Sosson, M., Truffert, C., 2002. Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. Tectonics 21, 6-1–6-23.

Sage, F., Beslier, M. O., Thinon, I., Larroque, C., Dessa, J. X., Migeon, S., Angelier, J., Guennoc, P., Schreiber, D., Michaud, F., Stephan, J.-F., Sonnette, L., 2011. Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: Example of the south-western Alps–Ligurian basin junction during the Cenozoic. Marine and Petroleum Geology 28, 1263-1282.

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., Corsini, M., Lardeaux, J.M., Giannerini, G., 2010b. The active fault system of SW Alps. Journal of Geodynamics 49, 296–302.

Sanchez, G., Rolland, Y., Schneider, J., Corsini, M., Oliot, E., Goncalves, P., Verati, C., Lardeaux, J.-M., Marquer, D., 2011a. Dating low-temperature deformation by 40Ar/39Ar on white mica, insights from the Argentera–Mercantour Massif (SW Alps). Lithos 125 , 521–536.

Sanchez, G., Rolland, Y., Jolivet, M., Brichau, S., Corsini, M., Carter, A., 2011b. Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera–Mercantour massif (SW Alps). Terra Nova 23, 116–126.

Schreiber, D. 2010. Modélisation géométique 3D et champs de deformation dans les alpes du sud, Geoazur, Phd Thesis université de Nice Sophia-Antipolis

Schreiber, D., Lardeaux, J.M., Martelet, G., Courrioux, G., Guillen, A., 2010a. 3D modelling of Alpine Mohos in South-western Alps. Geophysical Journal International 180, 961–975.

Schreiber, D., Giannerini, G., Lardeaux, J.-M., 2010b. The Southeast France basin during Late Cretaceous times: The spatiotemporal link between Pyrenean collision and Alpine subduction. Geodinamica Acta 24, 21-35.

Scotti, O., Levret, A., 2000. How to calculate seismic parameters for large offshore historical earthquakes, in 27th General Assembly ESC, Lisbon, Portugal.

Sébrier, M., Ghafiri, A., Bles, J.-L., 1997. Paleoseismicity in France: Fault trench studies in a region of moderate seismicity. Journal of Geodynamics 24, 207-217.

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, 127–136.

Sue, C., Tricart, P., 1999. Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon , on Western Alps. Swiss Journal of Geosciences 92, 171–181.

Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J., Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. Journal of Geophysical Research, B, 104, 25,611–25,622. 10.1029/1999JB900249.

Sue, C., Tricart, P., 2003. Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: A major evolution of the late Alpine tectonics. Tectonics 22, 1050. 10.1029/2002TC001426.

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, 1101-1129.

Sue, C., Calcagno, P., Courrioux, G., Tricart, P., Fréchet, J., Thouvenot, F. 2010. Relationships between inherited crustal structures and seismicity in the western Alps inferred from

3D structural modeling. Bulletin de la Société Géologique de France 181, 583-590

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.

Terrier, M., 2006. Identification et hiérarchisation des failles actives de la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur. BRGM/RP-53930-FR.

Thouvenot, F., Fréchet, J., Jenatton, L., Gamond, J.-F., 2003. The Belledonne Border Fault: Identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. Geophysical Journal International 155, 174–192.

Tricart, P., 1984. From passive margin to continental collision: A tectonic scenario for the Western Alps. Am. J. Sci. 284, 97–120.

Tricart, P., 2004. From extension to transpression during the final exhumation of the Pelvoux and Argentera massifs, Western Alps. Swiss Journal of Geosciences 97, 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, 299-310.

Turino, C., 2008. Critical analysis of erathquake location methods, Twt cases studies, Application to the Western Liguria and the Garfagnana area. phD thesis University of Genoa, 125 pp.

Turino, C., Scafidi, D., Eva, E., Solarino, S. 2009. Inferences on active faults at the Southern Alps–Liguria basin junction from accurate analysis of low energy seismicity. Tectonophysics 475 , 470-479.

Vanderhaeghe, O., 2012. The thermal–mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle. Journal of Geodynamics 56–57, 124–145.

Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R., Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. Geology 41, 467-470. 10.1130/ G33942.1

Vialon, P., 1990. Deep Alpine structures and geodynamic evolution: an introduction and outline of a new interpretation. Mémoire de la Société géologique de France 156, 7-14.

Vialon, P., Rochette, P., Ménard, G., 1989. Indentation and rotation in the western Alpine arc. Geolological Society London Special Publication 45, 329–338.

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

Chapitre IV

IV. Périodicité de l'activité sismique

Après avoir proposé une reconstitution du régime tectonique du Miocène à l'actuel dans les chapitres précédents, nous nous intéressons désormais à la répartition et la signification de la sismicité régionale.

Dans les chapitres précédents nous avons montré un fort héritage tectonique des structures actives qui découlent d'un régime tectonique globalement constant dans les Alpes du sud depuis 20Ma. Cependant, dans ce système syn- à post-collisionel, la signification de la sismicité n'est toujours pas clairement établie. Cette sismicité est focalisée sur les réseaux de failles, mais elle se repartit de manière diffuse. Etant donné les faibles vitesses de convergence (*quasi nulles*), le rôle des facteurs externes (*climat, déglaciation/rebond isotatique, effet de l'érosion…*) dans celle-ci peut être important - comme dans les zones sismiques intra-plaque-, mais reste à être établi. Dans ce chapitre nous tentons de comprendre l'influence des facteurs externes sur le caractère diffus de l'activité sismique dans les Alpes du sud.

Pour cela, nous étudions ici les relations entre la sismicité et la pluviométrie annuelle. Dès 1912, Drake propose une corrélation entre événement météorologique et sismicité. Depuis 1987 le terme hydrosismicité sert à décrire les relations entre la dynamique hydrologique dans la sismicité intra-plaque (*e.g.* Costain et al 1987). Depuis, de nombreuses études ont montré une relation entre un crise sismique et les fluides (*e.g.* Saar and Manga 2003), ou même la pluviométrie (Muco 1999) y compris dans la région, à Jausiers (*nord-est du massif du Mercantour*) (Leclère et al., 2012) et dans la région de Nîmes (Rigo et al., 2008).

Ce chapitre présente une étude de la sismicité à l'échelle des Alpes du sud en relation avec la pluviométrie. Ensuite, et afin de comprendre les processus mis en jeu, nous nous focaliserons sur une crise sismique bien décrite dans la région (*crise de Blausasc*).

IV.1 Relations entre la périodique annuelle de la sismicité et les précipitations dans les Alpes du sud, interactions entre l'écoulement des fluides et le déclenchement des séismes (version abrégée en français)

IV.1.1 Introduction.

L'importante diffusivité de la sismicité à échelle régionale soulève des interrogations. En effet, dans ce système orogénqiue pré- structuré et « mature » soumis à un même régime tectonique depuis le Miocène, la sismicité n'est pas focalisée sur les zones de failles. Mais elle se répartit sur l'ensemble du territoire, à la manière de la sismicité intra-plaque (FIGURE : IV-1). On enregistre des crises sismiques comme celle de Blausasc, qui se trouve éloignée des zones principales de déformation (*Système décrochant dextre N140, Jausiers-Tinée, Saorge-Taggia*). Dans ces domaines à faibles vitesses de convergence, une étude fine de l'activité sismique permet d'enregistrer l'expression des facteurs externes tels que le climat, le rebond isostatique induit par la déglaciation, ou l'effet de l'érosion (Costain et al., 1987 ; Saar and Manga, 2003 ; Muco, 1999 ; Champagnac et al., 2007 ; Vernant et al., 2013).

IV.1.2 Contexte d'étude

Les Alpes du sud montrent une activité sismique modérée, avec en moyenne 0,6±0.2 tremblements de terre par jour et jusqu'à 1,6 par jour. Leur magnitude est faible à modérée, avec toutefois des séismes historiques de magnitude supposée ≥ 6 (Larroque et al., 2009). Les raisons de cette sismicité sont encore débattues : s'agit-il de tectonique active (Sanchez et al., 2011), d'un effondrement gravitaire (Larroque et al., 2011) ou d'un ajustement isostatique en relation avec l'érosion (Champagnac, 2007 ; Vernant et al., 2013) ?

Il apparait que la pluviométrie a une influence sur les crises sismiques aussi bien dans la région (Rigo et al., 2008 ; Leclère et al., 2012) qu'ailleurs dans le monde (e. g. Costain et al., 1987 ; Saar and Manga, 2003 ; Muco ; 1999). Cependant, une periodicité entre la pluviométrie et la sismicité dans les Alpes du sud n'a pas été clairement mise en évidence.

IV.1.3 Résultats

Pour nous intéresser à l'influence de l'eau météorique sur les séismes nous avons analysé vingt-deux ans de micro-sismicité superficielle (*Ml ≥ 4.3 ; entre 0 et 11 km*) issue du catalogue BCSF (*4786 séismes*) (FIGURE : IV-1). Ensuite, pour mieux comprendre les processus mis en jeu, nous avons étudié une crise sismique décrite par Courboulex et al. (2001, 2003, 2007) dans le petit bassin versant de Peille (FIGURE : IV-6).

Il apparaît que l'activité sismique montre une périodicité annuelle dans les Alpes du sud. L'enveloppe des données (*récupérée grâce à une moyenne mobile de 23 jours*) montre une tendance annuelle avec des maximums d'activité que l'on relève en avril et début juin ainsi qu'une activité sismique élevée de fin août à fin octobre et un dernier maximum mi-novembre. L'étude de la répartition temporelle du moment sismique [$10^{(1.5Mw + 6.07)}$] (Kanamori, H. 1977) intégrant ainsi l'énergie sismique libérée, montre sensiblement les mêmes variations (un maximum début mai, mi-juin, début octobre et mi-novembre). Ce qui correspond en premier ordre aux périodes de pluviométrie dans la région (FIGURE : IV-3). Dans le détail il y a une corrélation positive entre la pluviométrie et le nombre de séismes par jour, 16 jours après la pluie et maximum 28 jours après. Ainsi qu'une corrélation dès les premiers jours entre la somme des moments sismiques et la pluviométrie (FIGURE : IV-4 ET IV-5).

Pour apporter des arguments sur les processus responsables de cette répartition de l'activité, nous nous sommes intéressés à la crise de Blausasc (*1.8 ± 4.3 séismes par jours*) qui est une crise très superficielle (*81% des séismes se trouvent entre 0 et 2 km*) ayant eu lieu en novembre-décembre 2000 alors qu'un réseau temporaire de sismomètres était en place, ce qui a permis une étude fine (Cf. : Courboulex et al., 2001 ; 2003 ; 2007) (FIGURE : IV-6 ET IV-8). Cette crise a la particularité d'avoir eu lieu loin des failles actives et récentes visibles en surface et dans un bassin versant de petite taille (*94 km²*) isolé de la neige (*idéal pour étudier l'influence de la pluviométrie*). Cette crise a eu lieu après des événements pluvieux exceptionnels (*>100mm/ jour*). Là encore il y a une corrélation positive 18 jours après la pluie entre le nombre de séismes et la pluviométrie (*avec un premier maximum au bout de 26 jours et un second 44 jours après la pluie*) (FIGURE : IV-9). Ces deux pics de corrélation sont

le résultat de répartition temporelle de la crise et de la pluviométrie qui présentent tous les deux, deux pics. Cette répartition indiquerait ainsi un effet retard de la sismicité, chaque fois reliée à un événement pluvieux. Nous retenons un retard de l'ordre de 40 jours, la corrélation à 26 jours étant probablement un artefact lié à une corrélation artificielle du deuxième pic de pluviométrie avec le premier pic de sismicité (FIGURE : IV-8).

Les courbes cumulées de pluviométrie et du nombre de séismes ou du moment sismique apportent des arguments supplémentaires. En effet on observe que la première partie de la crise sismique arrive après la première grosse pluie mais 40 jours après, tandis que la seconde partie de la crise arrive 30 jours après la seconde grosse pluie. On a donc une variation du temps de « réponse » du milieu (FIGURE : IV-10).

IV.1.4 Discussion

Une corrélation ne signifie pas nécessairement un lien de causalité, il peut être fortuit. De plus, les valeurs des maxima des coefficients de corrélation dépendent du paramètre de lissage. Il faut donc rester prudent avec les conclusions à tirer de cette étude. En aucun cas la pluie ne nous semble directement responsable de la sismicité, mais elle favoriserait leur déclenchement. Les principaux mécanismes invoqués sont la réduction de la friction, par augmentation de la pression des fluides de porosité (Kraft et al., 2006) ou l'effet de la surcharge hydrique (Saar and Manga, 2003).

Nous pensons que la sismicité est ici liée à la combinaison de ces deux processus. En effet, les petits séismes qui représentent la majorité des évènements, et sont donc bien représentés par la répartition du nombre total de séismes, montrent une corrélation avec la pluviométrie après un décalage temporel. Tandis que les forts séismes bien représentés par la répartition des moments sismiques cumulés, montrent une corrélation quasi-instantanée avec la pluviométrie. Il apparaît également que le plus fort séisme de la base de données a eu lieu au tout début de septembre lors d'une forte pluie juste après un période sèche.

A la lumière de ces observations nous proposons que les fortes pluies, qui impliquent des surcharges brutales, favorisent la rupture d'un système sous contrainte proche de l'état de rupture. Tandis que les pluies dans les périodes humides, vont quant à elles s'infiltrer et

venir « lubrifier » les failles induisant une augmentation progressive de la pression des fluides dans la porosité, ce qui aboutit à une corrélation (*entre pluie et sismicité*) décalée dans le temps. (FIGURE : IV-11). Le décalage temporel est fonction de la perméabilité des roches mais aussi de l'état « d'hydratation » du milieu. Au regard des courbes de pluviométrie et de sismicité cumulées, on relève que la seconde pluie influence la sismicité après 30 jours alors que la première était décalée de plus de 40 jours (*la seconde pluie est plus efficace car elle tombe sur un massif en partie saturé en eau)* (FIGURE : IV-10)). Notons que le diffusivité de la crise de Blausasc peut être interprétée comme une migration de fluides au sein de la faille car les vitesses sont compatibles (FIGURE : IV-7).

IV.1.5 Conclusion

Cette étude montre l'influence et le rôle important de l'eau dans la sismicité superficielle (*0-11km*). Dans cette région où l'activité sismique est faible et diffuse, la pluviométrie montre une coïncidence avec la répartition temporelle de la sismicité. Dans le contexte des Alpes du sud, nous interprétons cette relation comme un déclenchement de séismes lié à la pluviométrie s'infiltrant dans un système sous contrainte tectonique compressive N-S. Lors des périodes pluvieuses, elle favorise le glissement par « lubrification » des failles quelques temps après, tandis qu'en l'absence de lubrification, les contraintes s'accumulent lentement et les forts évènements pluvieux qui interviennent après ces périodes de construction du régime de contrainte conduisent à une rupture rapide après la pluie, marquée par des séismes de plus forte magnitude.

On a donc deux processus qui interagissent dans un système soumis à une contrainte tectonique modérée mais constante, ce qui explique qu'une partie de la sismicité se trouve localisée en dehors du système de failles principal. On peut supposer que les contraintes s'accumulent dans la zone de faille (*plus permébable aux infiltrations*), une majorité de la sismicité se développe ainsi le long du système de failles principal (*Jausiers-Tinée / Saorge-Taggia*) mais une partie se retrouve également sur des failles secondaires. Par ailleurs, la crise de Blausasc montre également une progression latérale à partir de la faille, ce qui indique le rôle de l'augmentation progressive de la pression fluide, en particulier à l'interface couverture/ socle cristallin.

IV.2 Relationships between annual periodic seismicity and rainfall in SW Alps, insights for interaction between fluid flow and earthquake trigger.

Bauve, V., Rolland, Y., Béthoux, N., Courboulex, F., Cappa, F.

IV.2.1 Introduction

The effects of fluid circulation in faults and its consequence on the localization and importance of deformation in the crust is a matter of intense multi-disciplinary research. Especially, in slow tectonic environments where the stress recharge can be significantly more influenced by the effect of external factors such as the hydric regime. In many such slow to stagnant tectonic environments, a rather diffuse distribution of seismicity is observed, that is not solely focussed on recognized fault lineaments. Subsequently, the significance of on-going seismicity and its bearing on natural hazards are still unresolved issues. One of major opened questions concerns the effects of external -and mainly climatic- factors such as pluviometry versus internal factors -mainly governed by tectonics- and hybrid processes such as isostatic adjustments caused by deglaciation, erosion and tectonic stacking (Costain et al 1987, Saar and manga 2003; Muco 1999). Further, even in the case of some strain localization in fault structures, the question of the trigger of seismicity, from external or internal processes is posed.

It has long been recognized a relationship of water recharge in fault systems with seismicity (Drake, 1912), that has more recently been called 'Hydroseismicity' (Costain et al., 1987; Costain and Bollanger, 2010 and references therein). Hydrosesimicity is thought to be a major process in stagnant tectonic environments (*Apalachians, e.g.,* Costain, 2008), or slow tectonic ones at least for some tectonic crisis (e.g., Rigo et al., 2008; Courboulex et al., 2001, 2003,2007). The main mechanism ascribed to explain the correlation of the amount rainfall with seismicity is a reduction of friction due to an increase of pore fluid pressure (Kraft et al., 2006) or by surcharge due to an increase of hydrostatic pressure (Saar and manga, 2003).

Our study is concerned by the Southern Alps (*France*), a typical case of slow-tectonic environment in which the cause of seismicity is not clearly identified. This paper is deals with the study of the repartition and temporal occurrence of seismicity from a 22-year record (*4837 earthquakes, catalogue BCSF, www.franceseisme.fr*, FIGURE : IV-1). At the scale of the Southern Alps, we will investigate the relationship between pluviometry and seismicity, and infer the possible mechanisms invoked in such interactions. Further, we will focus on the Blausasc seismic crisis localized in a small area, during a short period of time to study the rainfall-seismicity relationships on the short time and spatial scales.

IV.2.2 Context of the South Alps seismicity

The study area (*43°< Lat < 44.60° N ; 6 °< Lon < 8° E*, FIGURE : IV-1) shows a moderate seismic activity, with 0.6 earthquakes per day on average (*and up to 1.6 per day*), and a strong variability (σ=*0.24*). Their magnitudes are low to moderate, with less than 100 earthquakes with a local magnitude above MI=3.1, and some historical earthquakes of supposed magnitude ≥ 6 (Larroque et al., 2009), that are manly located at the foot of the continental margin of the Ligurian basin. Our study deals only with the on land seismicity and does not concern the seismicity of the ligurian basin. The significance of this seismicity is debated as due to active ongoing transcurrent tectonics (Sanchez et al., 2011), gravitational collapse (Larroque et al., 2011) or to some isostatic adjustment mainly governed by erosion (Champagnac 2007, Vernant et al., 2013). The possible presence of hydroseismicity has not clearly been evidenced, except for some seismic crisis following significant precipitations (Rigo et al., 2008, Leclère et al., 2012). The influence of fluids on shallow seismicity is cleary shown by Leclère et al. (2012) at the NW rim of the Mercantour massif. There, in the Jausiers-Tinée depression, the concentration of meteoric fluids flowing from the neighbouring high-mountain range would lead to a significant decrease of rock resistance and shallow seismicity culminating between 4 and 11 km (Jenatton et al., 2007).

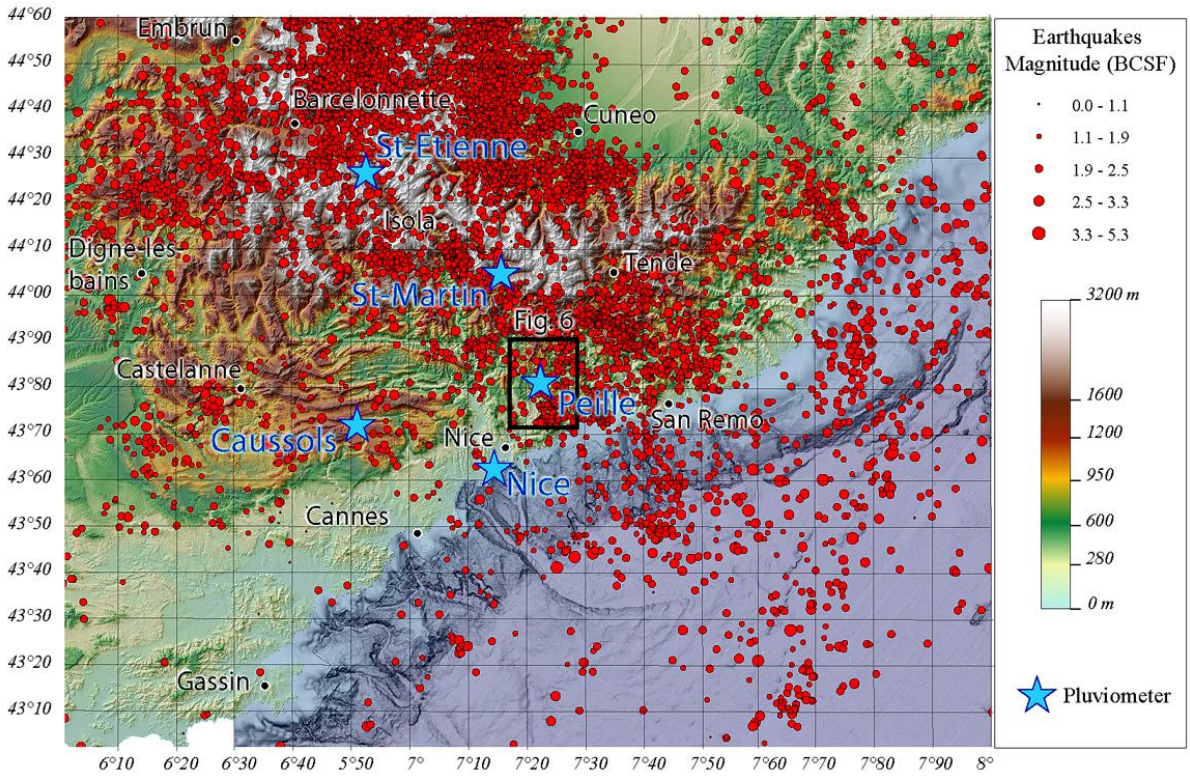


Figure IV-1: Regional repartition of the microseismicity in the Southern Alps (source: BCSF catalogue, www.franceseisme.fr)

IV.2.3 Annual periodicity in seismicity and pluviometry in SW alps

IV.2.3.1 Seismological data

In the study area (*43°< Lat < 44.60° N ; 6 °< Lon < 8° E*) we investigated the 22-year continuous record (*4837 earthquakes, BCSF catalogue*). The region is featured by a moderate and diffuse seismicity, which appears to occur aside from the main fault lineaments (FIGURE. IV-1). In the database we selected only the 'superficial' earthquakes, which depth is located below 11 km, to survey the dabase which is thought to show interactions with the meteoric fluids (e.g., Leclère et al., 2012). Precision of location, mainly the depth determination will be discussed in the last part of the paper. Next, in order to focus on the microseismicity and eliminate the strongest events of tectonic origine, we chose to substracted the earthquakes of magnitude MI ≥ 4.3, which intensity is too high so a limited number of events will significantly influence the statistic repartition. This is visible from the repartition of earthquake occurrence versus magnitude (FIGURE : IV-2), which shows

a number of earthquakes falling above the logarithmic prediction of Gutenberg-Richter law (Gutenberg and Richter, 1949). These restrictions lead to a database of 4786 earthquakes.

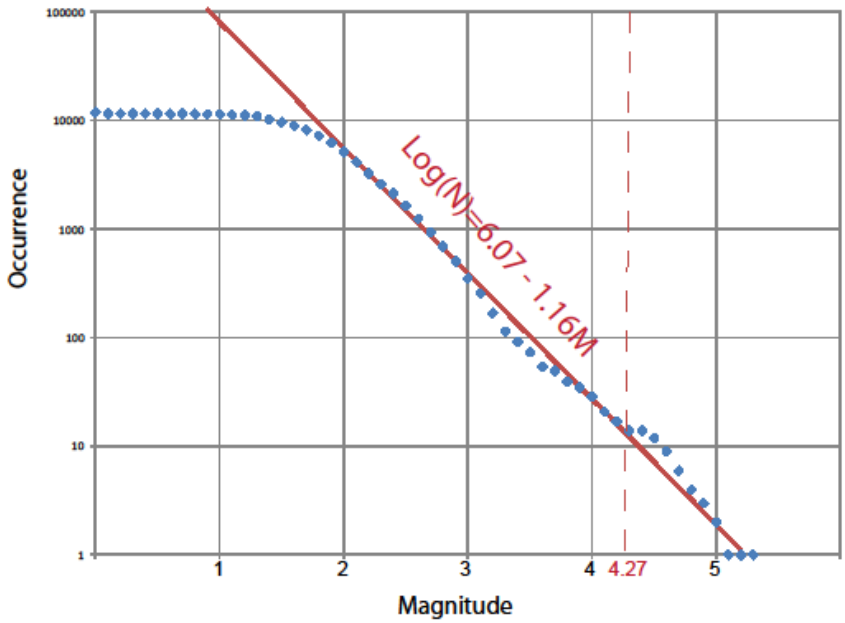


Figure IV-2 : Cumulated number of earthquakes versus Magnitude, following the Gutemberg-Richter law (Gutenberg and Richter, 1949).

Further, for a matter of comparison, in this study we combine the data of Courboulex (2001, 2003) from the Peille-Laghet seismic crisis, in which a correlation is seen between pluviometry and seismicity at a small temporal and spatial scale.

IV.2.3.2 Temporal repartition of seismicity at a regional scale

From the annual earthquake repartition (FIGURE : IV-3 A-B) it appears that the seismicity is not randomly distributed through the year. This repartition shows recurrence of peaks of seismicity. It shows a maximum of seismicity from April to early June and another peak from late August to late October, with a last peak at mid-november.

The study of the temporal repartition of the seismic moment [$10^{(1.5Mw + 6.07)}$] (Kanamori, H. 1977), which allows to analyse the repartition of the seismic energy rather than the number of events, shows a similar trend with maxima in early may, mid-june, early october and at mid-november. At a first order, we can conclude than these maxima of seismic activity coincide with the spring and fall wet periods.

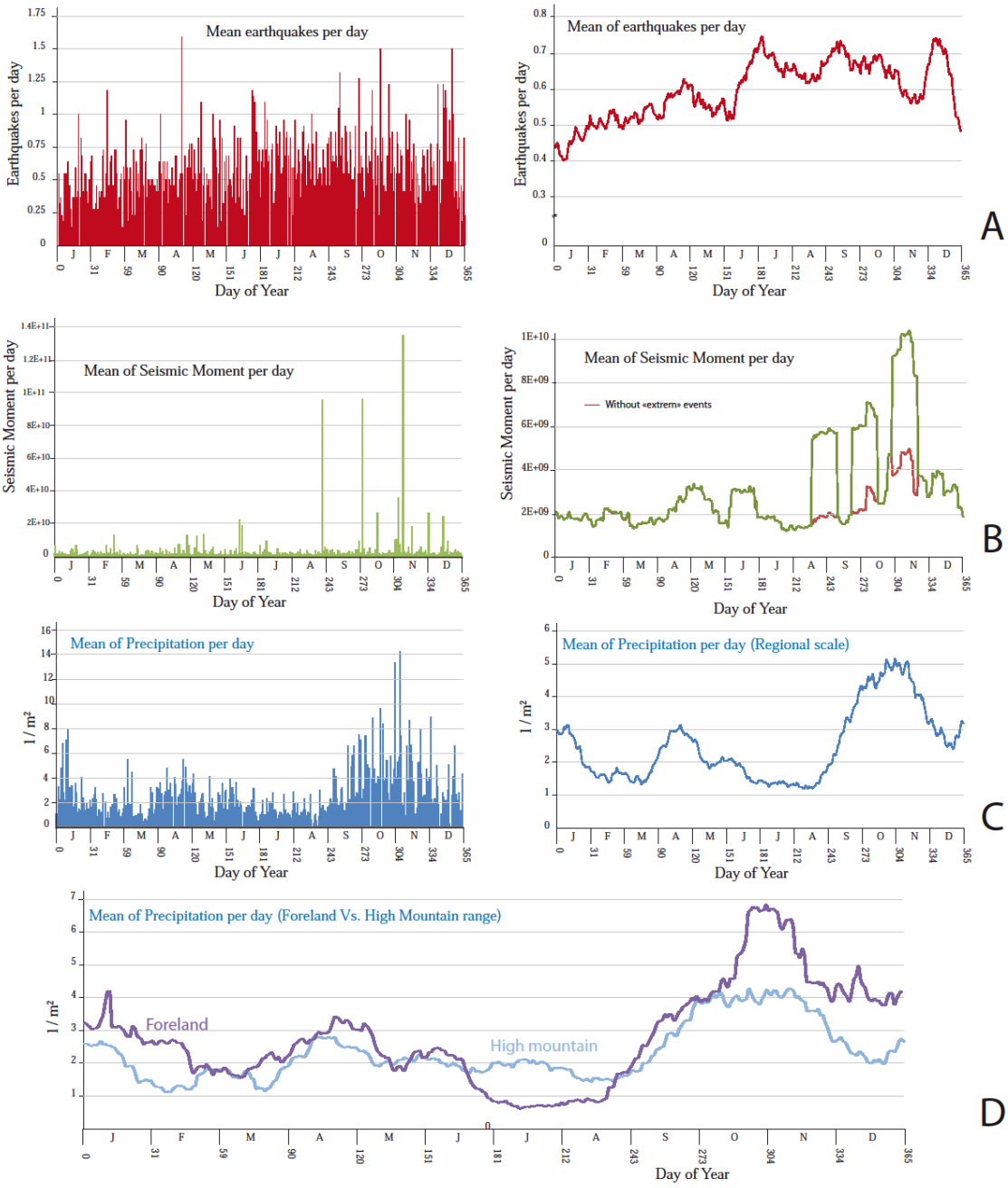


Figure IV-3 : Annual earthquake repartition of earthquakes and rainfall.

A, Average number of earthquakes per day versus date of year. B, Mean seismic momentum versus the date of year (in green: with all earthquakes of magnitude MI<4.2; in red, without MI>3 events, which are shown to significantly influence the dataset). C, Mean precipitation amount per day of year for the whole region. D, Mean precipitation amount per day of year in the foreland (dark blue) and in the mountains (light blue). The 23-day moving average allows a smoothing of the signal and a better understanding of the annual variability. The period of 23 days corresponds to the minimum time range between monthly pluviometry peaks, taking into account a period > 23 days allows to smooth the effects of such peaks.

IV.2.4 Correlations of pluviometry and seismicity

The data of pluviometry have been provided by meteo-France on a similar period as for seismicity.

IV.2.4.1 Regional distribution of pluviometry

The pattern of pluviometry (FIGURE : IV-3 C AND D) is slightly influenced by the geography of the region, and show contrasted regimes in the foreland with respect to the mountains (*Argentera-Mercantour massif*). In the foreland, from datasets collected at Caussols, Nice and Peille (*dark blue curve in* FIGURE : IV-3D), the pluviometry is significantly more humid in the fall time (*October, up to 7mm.day^{-1} on average),* followed by the spring (*April, 3 mm.day^{-1}*), while the period from December to January (*3mm.day-1 on average*) is more humid than the summer period (*1 mm.day^{-1}*). In the Argentera-Mercantour high-mountain range, from datasets collected at Saint-martin Vésubie and St Etienne de tinée (*light blue curve in* FIGURE : IV-3D), the pluviometry shows the same trends. However, the amplitude of variations is less pronounced, the summer being nearly as wet as the spring period (*2 mm.day^{-1}*), and a maximum in october (4 mm.day^{-1}).

IV.2.4.2 Relationship with seismicity

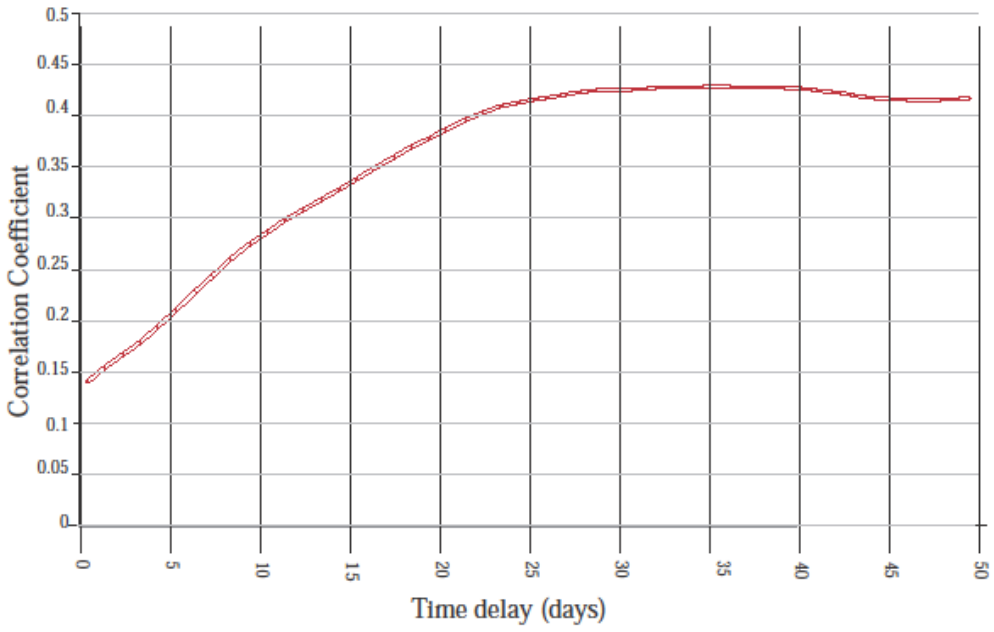


Figure IV-4 : Correlation coefficient of pluviometry and seismicity (number of events) in function of the time delay between these two variables.

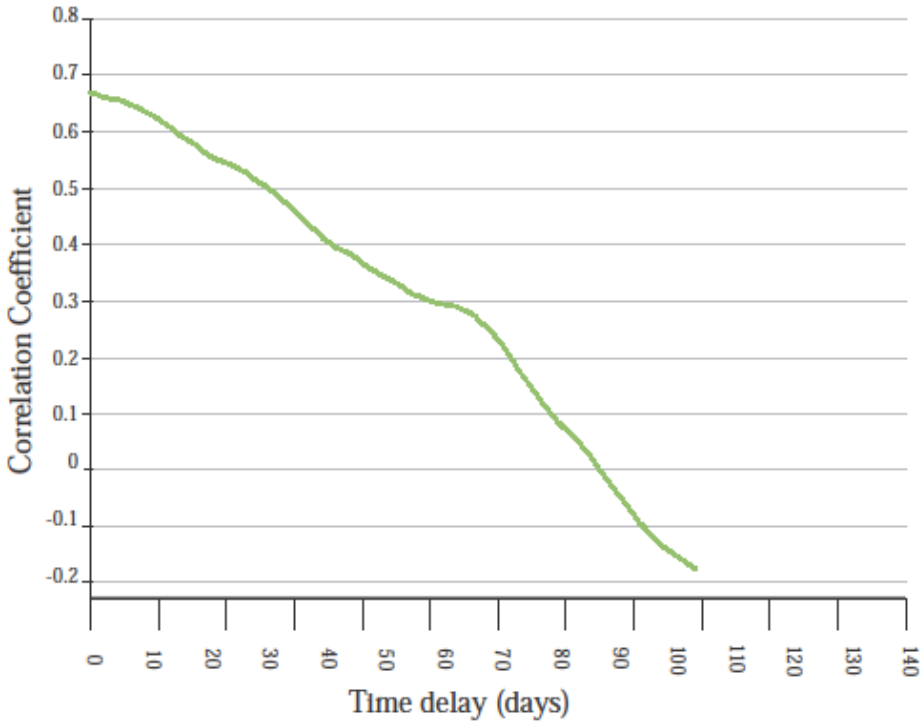


Figure IV-5 : Correlation coefficient of pluviometry and seismicity (seismic moment) in function of the time delay between these two variables.

The number of seismic events is not sufficient to conduct a comparison between the two (*high-mountain and foreland*) zones of the region, so we used a regional-scale average pluviometry based on the two zones (FIGURE : IV-3C). We conducted two statistical approaches based on the correlation between the amount of precipitations and (i) the number of earthquakes per date of the year and (ii) the integrated seismic moment corresponding to the seismic energy liberated at a given date of the year. In the two cases a positive correlation significant at more than 95% could be evidenced. In the first case, there the correlation coefficient becomes significant (*> 0.27*) since 16 days and maximal after 28 days (*0.42*) (FIGURE : IV-4), while in the second case the correlation coefficient is maximum since the first day (*0.67*) and decreases with time (FIGURE : IV-5). These results are independent from the moving average that is being used for the distribution of mean pluviometry and seismicity, except for the absolute value of the correlation coefficient, which increases with increasing length of the moving average time.

IV.2.5 Relationship of seismicity and pluviometry during the Blausasc crisis

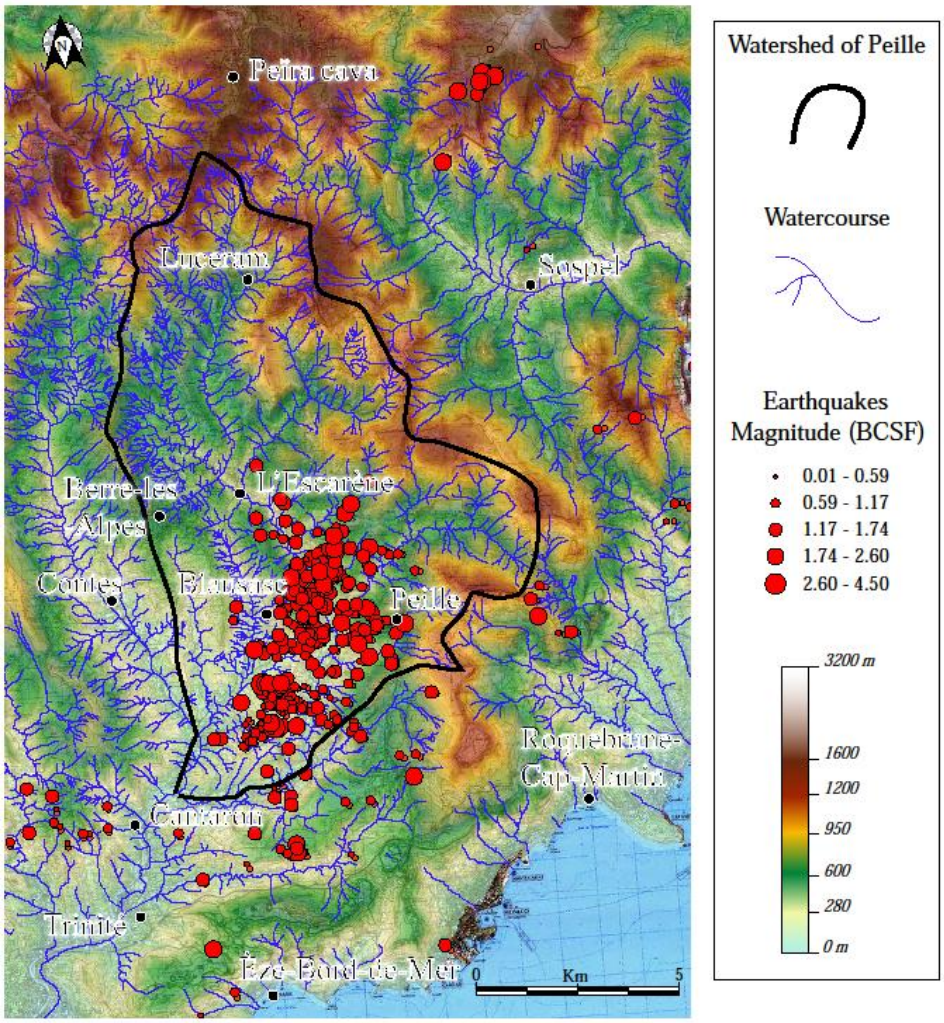


Figure IV-6 : Repartition and magnitude of seismicity during the Blausasc crisis (after Courboulex et al., 2001).

The Blausasc crisis occurred in the Foreland part of the region (FIGURE : IV-1) during the year 2000-2001 from 19th November to December 28th. It was well studied by Courboulex et al. (2001, 2003, 2007), who localized precisely the different earthquakes seismic events thanks to a dense temporary seismologic network of seismometers settled emplaced from 19th October 2000 to the 24th April 2001. This crisis is atypical and doest not obey to the Omori law that corresponds to a main event followed by afterschocks of magnitude decreasing with time. The Blausacs crisis is a swarm of microseismicity with only two events of magnitude higher than 3 (*3.1 and 3.4*). These events occurred with only a lag of one day but two months later than the beginning of the activity. Furthermore, this crisis shows a propagation of earthquakes during time towards the south (Courboulex et al., 2001). So, the

behaviour of this crisis suggests us that it was triggered by diffusivity of fluids in the crust (FIGURE. IV-7).

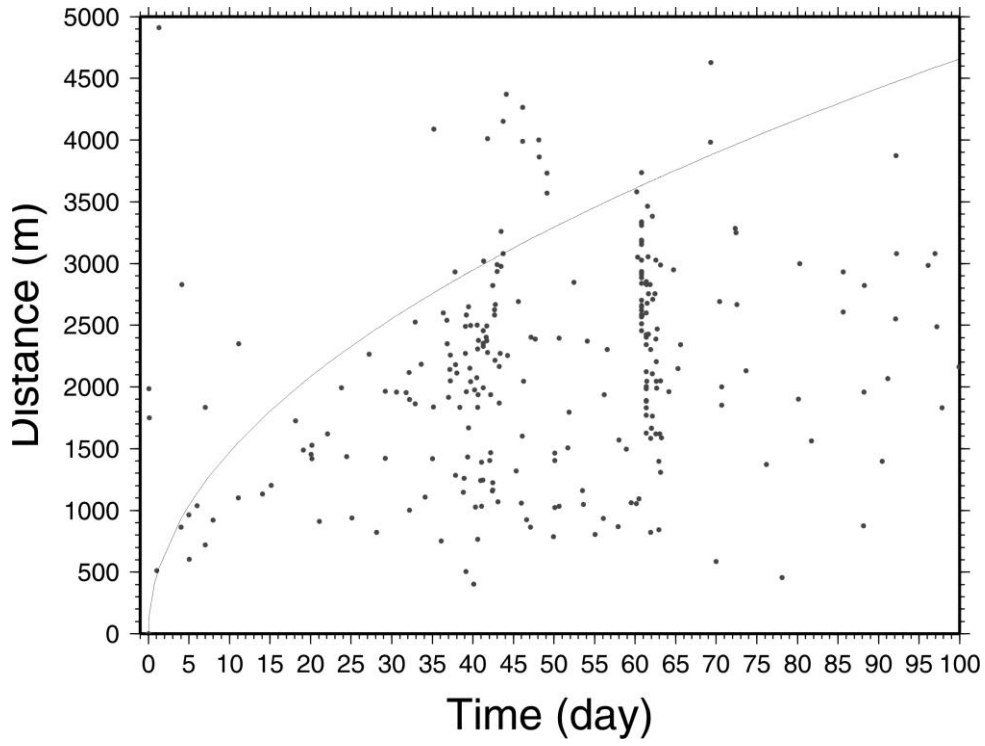


Figure IV-7 : "R/T plot" of Earthquake propagation during the Blausasc crisis.

Plot of earthquake occurrences according to the distance (R) versus time (T) from the first earthquake of the crisis. The curve represents a propagation following a diffusivity law (diffu coefficient of 0.2 M/s^2).

IV.2.5.1 Distribution of seismic events and related intensity through the crisis

For these events the mean error is 1.2 km in horizontal direction and 1.4 on depth. This crisis corresponds to superficial earthquakes (*81% of events is localized between 0 and 2 km*), in the upper part of the crystalline basement, estimated to be at 1.3 +- 0.3 km below the surface, or at the transition with its carbonated sedimentary cover. The recordings show a strong temporal variability of seismic activity with 1.8 ± 4.3 earthquakes per day, and activity peaks with up to 50 events/day (FIGURE : IV-8A). In order to study the behaviour of the seismic crisis, we have used a more focused floating average of 10 days corresponding to the minimum time range between individual rainfall peaks. We observe an increase of seismic activity since the 19th with a first peak around the 29th of November, followed by a second peak on the 17th of December.

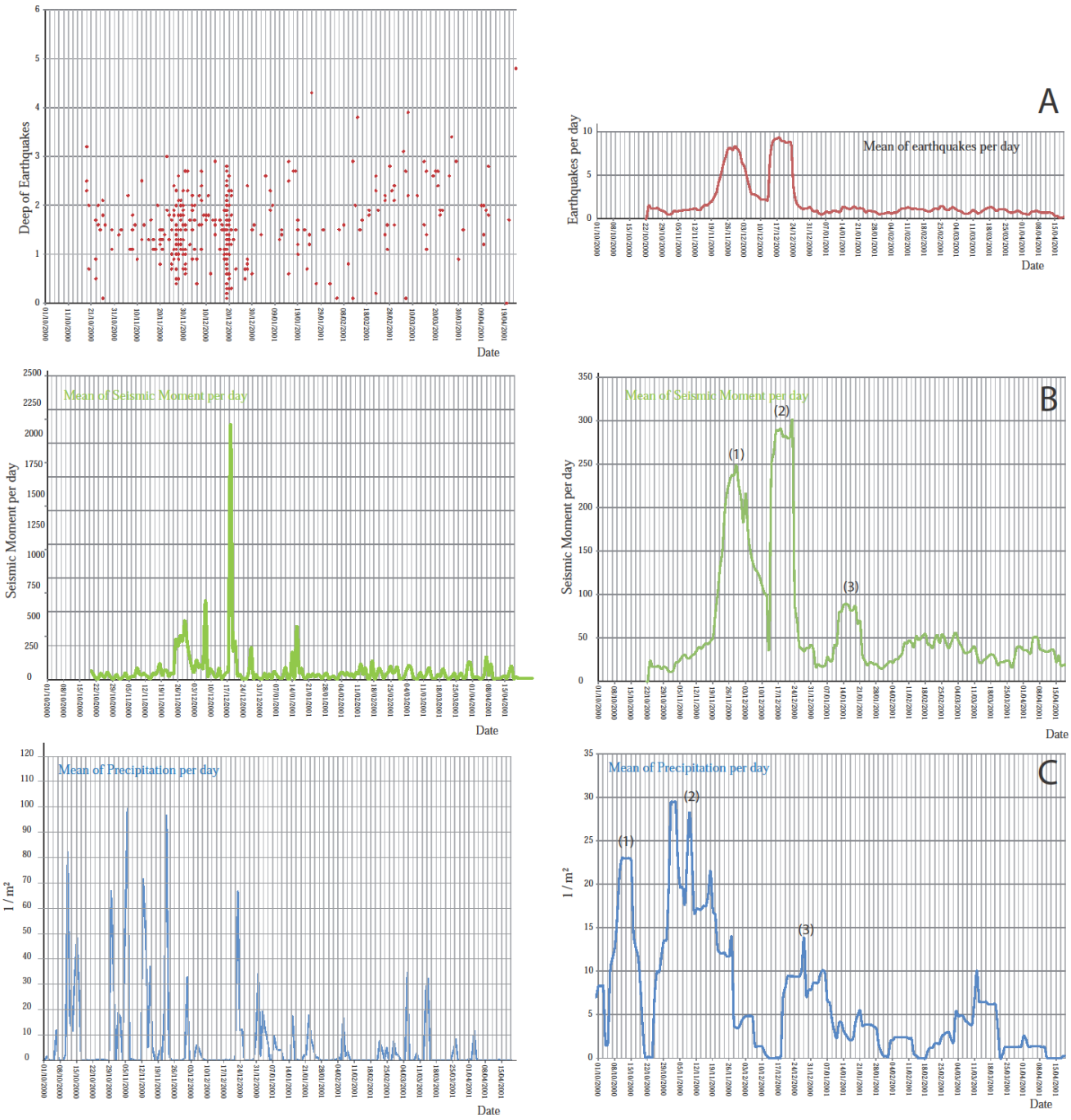


Figure IV-8 :Variation of seismicity and pluviometry during the Blausasc seismic crisis

A, Number of seismic events versus time (Left, Depth of individual events versus time; right, moving average of the number of events versus time). B, Seismic moment versus time (Left, daily intensity and Right, distribution with a moving average). C, Pluviometry per day (Left) and averaged with a moving average (Right). The moving average is of 10 days, which corresponds to the minimal time between individual pluvial events.

The second plot shows the variation of the integrated seismic moment (FIGURE : IV-8A), which shows a relatively similar shape, with energy release from the 19th of November culminating with a bifid peak around the 29th. This event starts by an abrupt increase followed by a progressive decrease of released energy. A second peak occurs on December 17th followed

by a rapid energy release until the 1st of January. Later, several discrete peaks of released energy occur with maxima on the 14th of January, on the 14th of February and on the 6th of April. These peaks are not visible on the number of seismic events repartition (FIGURE : IV-8A) because they correspond to the highest magnitude events.

IV.2.5.2 Relationship with pluviometry

On the year 2000, the pluviometry was exceptional, with rainfall events several times above 100 mm per 24h, in the Peille watershed (FIGURE : IV-6). The study of pluviometry through the crisis shows several maxima coinciding with the seismic crisis, always occurring prior to the peaks of seismicity, on the 12th October, an intense pluviometric activity on the period from the 23rd October until the 28th November (*with a local maximum on the 2nd November*), and two later peaks on the 27th December and on the 12th March (FIGURE : IV-8C).

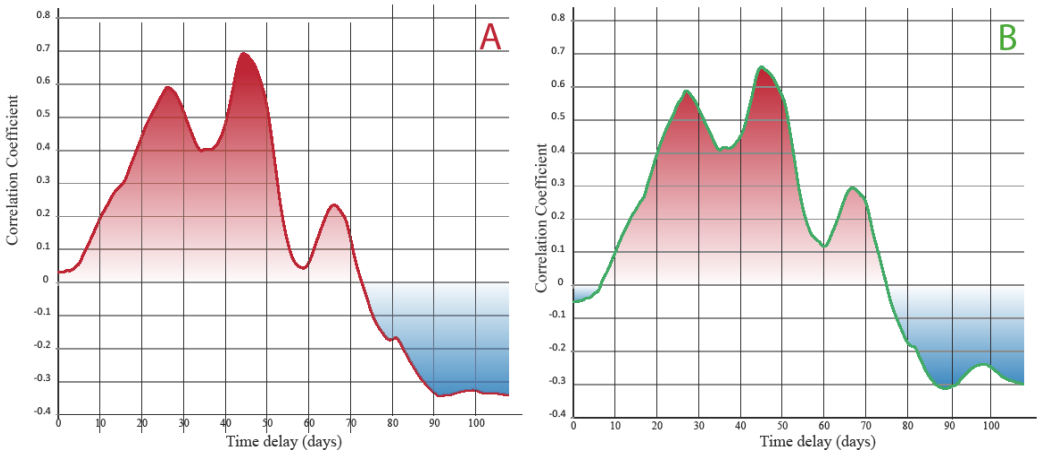


Figure IV-9 :Correlation of seismicity with pluviometry during the Blausasc crisis

A, Correlation coefficient versus time delay of number of events and pluviometry. B, Correlation coefficient versus time delay of seismic moment and pluviometry.

Both correlations of pluviometry and the seismic moment (FIGURE : IV-9A-B) show similar results, with a correlation that becomes significant from 18 days (*correlation coefficient > 0.37*) for both, following the precipitation peaks. A best fit is reached after 26 days (*correlation coefficient = 0.59*), followed by a second maximum at 44 days (*0.69*). This bimodal distribution might reflect an artefact due to the presence of two pluvial and seismic events.The first correlation peak is a fake correlation of the second pluvial peak (2, FIGURE : IV-8C) with the first seismic peak (1, FIGURE : IV-8B). However, from the cumulative

distribution of precipitation and seismicity (FIGURE : IV-10), it appears that the time response of the first seismic peak (1 IN FIGURE : IV-10A AND B) is slightly longer (*40 days*) than the second peak (*2, 30 days*). In conclusion, these data show a significant influence of pluviometry with seismicity after a delay of 30 to 40 days in the particular case study of the Blausasc crisis.

IV.2.6 Discussion

Since 1912, Drake proposes a correlation between meteorology and seismicity (*based on the example of seasonal repartition of earthquake in China*). Costain et al. (1987) defined as 'hydroseismicity' the relationship between the hydrological dynamics and intraplate seismicity. However, the relationship between deformation and fluids is known since a long time (e.g., Cox et al., for a review), a direct relationship of seismicity with meteoric water influx is still rarely established (Muco, 1999). And it is still unclear how the sudden water influx will influence seismic trigger at middle crustal levels. In several cases in SE France, a direct relationship has been observed between pluvial events and the triggering of a swarm of earthquakes (Rigo et al., 2008). But the delay in time, and the complexity of the stress-fluid interaction in the fault zone at depth (e.g., Leclère et al., 2012) make it difficult to address the relationship of most of seismic activity with the rainfall events. Consequently, up to now no such relationship has been suggested except for the Blausasc crisis, in the Southern Alps. In the following sections we discuss the correlations observed between pluviometry and seismicity in the south Alps and their bearing on the understanding of fluid-fault relationship in the triggering of earthquakes.

IV.2.6.1 The correlation of pluviometry and seismicity

A correlation does not necessarily mean a link of causality, it can be incidental., Further, the maxima and the correlation coefficients depend on the 'smooting parameter', which is used in statistical analysis. We have thus to be cautious regarding the time of response of earthquakes after each peak of pluviometry. In this paper we analyse the correlation of pluviometry with (i) the number of earthquakes, and (ii) the released seismic energy (*seismic moment*). These two correlations do not provide the same informations as the study of

seismic energy refers to the magnitude of displacements in the fault zone, while the number of seismic events refers to the existence of some deformation, i.e. the effective resistance of the fault zone that has been crossed whatever the level of intensity of the seismic event. The former process may be linked to the reduction of the fault zone resistance (e.g., Kraft et al., 2006), while the second is related to the water surcharge effect (e.g., Saar and Manga, 2003)

IV.2.6.2 Correlation of pluviometry with the number of seismic events.

Regarding the results of correlations of earthquakes with rainfall at the scale of the region, we obtain a significant correlation after 16 days, while it becomes maximal after about 28 days (FIGURE : IV-4). This suggests that seismicity would be promoted from 16 to 28 days following a given rainfall peak. Regarding the Blausasc crisis, a similar delay of about 30 to 40 days is probable between rainfall and seismic activity, which shows that time responses are probably of the same order at local scale in a given seismic crisis and at a regional scale regarding the annual seismicity. This time delay could be ascribed for a fluid-transfer mode by diffusivity in the clay-rich fault zone, which will progressively reduce friction resistance by an increase in pore-fluid pressure (e.g., Kraft et al., 2006).

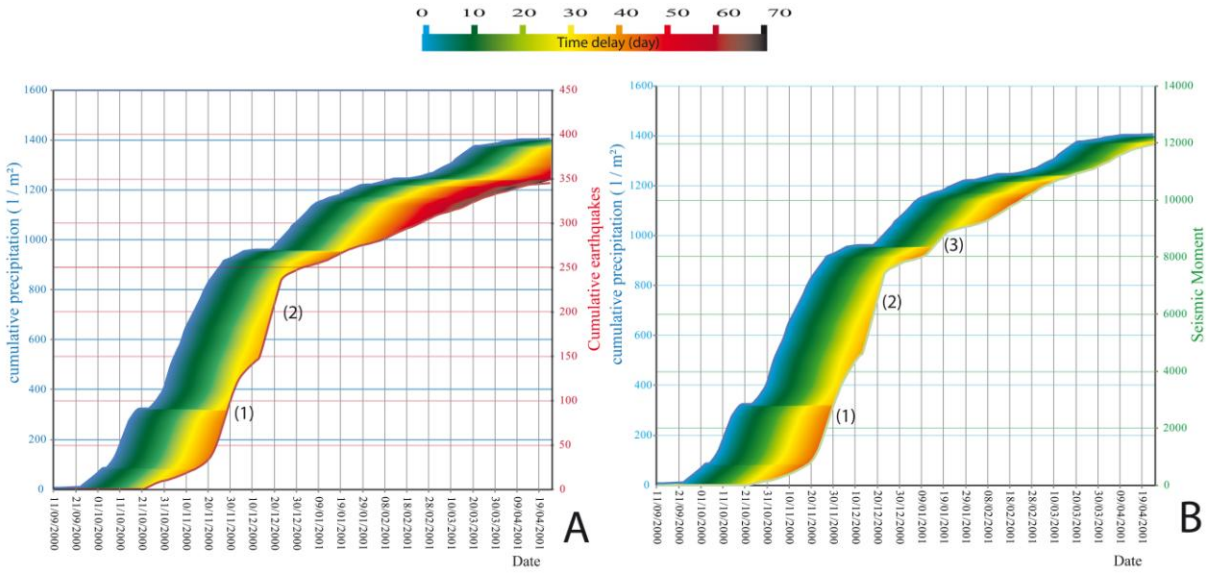


Figure IV-10 :A, Cumulated seismic moments and amount of precipitations in function of time. B, Cumulated number of earthquakes and amount of precipitations in function of time

The color scale corresponds to the time delay between a pluvial peak and the related seismic crisis.

IV.2.6.3 Correlation of pluviometry with seismic energy

The correlation figured at regional scale on Figure. IV-5 shows an maximum immediately after the rainfall event. This suggests that the level of energy is maximum directly after the meteoric water inflow in the fault zone. Actually, the sedimentary cover in the region is of carbonated type, which means that the mode of fluid circulation in the crust is strongly influenced by karstic networks, which result in an immediate water transfer down to the cover-basement interface. It is therefore probable that intense waterfall events will result in a rapid response for the most intense earthquakes, for which the stress conditions were already close to fracturation. This effect would rapidly vanish as the water-column decreases due to water infiltration in deeper levels, or lateral escape to the (*marine*) outlet. The case of Blausasc is different considering the seismic energy, as this crisis presents only microseismicity, here the intensities are a direct function of the number of events.

Consequently, the relationships between pluviometry and seismicity in the S Alps suggest that two processes, one rapid due to the water charge of the fault network leading to stronger events, and a second slower process due to water infiltration and progressive reduction of resistance leading to low-magnitude events, can be ascribed to explain the observed correlations.

In order to precise and constrain these conclusions, we will need precise location of earthquakes in the south Alps to study more carefully the correlation of the depth events with the pluviometry sequences. The BCSF catalogue does not provide such a precise depth determination (*mean depth error is about 5 km*). However we used this catalogue because it is the most complete during time among other available data.

IV.2.6.4 Propagation of fluids in the crust and relationships with seismicity

This study is in agreement with two processes of fluid migration highlighted by different consequences on seismicity (1) rapid inflow of fluids in the superficial (*karstic*) sedimentary

cover and (2) progressive infiltration of fluids, as discussed in previous section. Here, we propose a model for the propagation of fluids and their consequence of seismicity (FIGURE : IV-11).

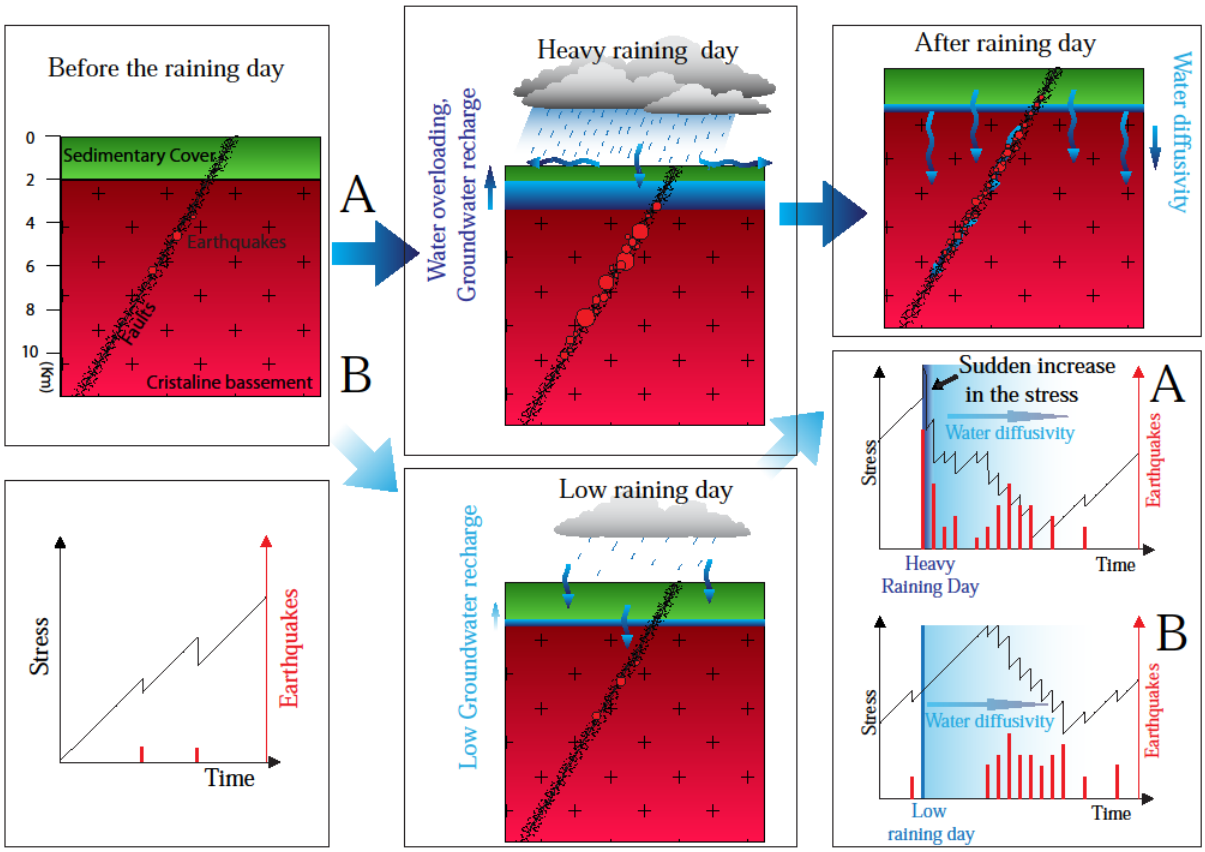


Figure IV-11 : Model for modes of fluid transfer in the crust and their bearing on seismicity.

Model for modes of fluid transfer in the crust and their bearing on seismicity. A, seismicity produced by heavy rainfalls after a rapid groundwater recharge. B, low water recharge inducing no or little seismicity. After a longer time of water accumulation and propagation in the fault system (20 to 40 days), occurrence of a more diffuse seismicity ascribed to increase in pore-fluid pressure

After heavy rains, the rapid fluid transfer into the high-porosity surficial rocks (*sedimentary carbonated cover*) produces a significant number of higher-magnitude earthquakes (FIGURE : IV-11A), especially after the dry periods in which tectonic stress was accumulated (FIGURE : IV-3B, LEFT). In contrast, fluid ingress after low rains will not produce a sufficient water recharge to trigger any detectable earthquakes (FIGURE : IV-11B). However, in both cases the progressive migration of fluids in the fault zones and their effects on its effective pore fluid pressure and resistance, will lead the fault to creep, which will liberate a significant part of the stress. This effect is clearly evidenced in the case of the Blausasc crisis (FIGURE : IV-7), which shows that the propagation of earthquakes follows a diffusivity law coherent with the progression of fluids downstream towards the south. Finally, the fault system will

accumulate stress again once the quantity of fluids has decreased producing the locking of the fault zone.

Acknowledgements

P. Carrega is thanked for providing the meteorological data from meteofrance.

Références :

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.

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 Reserach Letters 58, 41- 64.

Costain J. K., (2008). Intraplate seismicity, hydroseismicity and predictions in Hindsight. Seismological Reserach Letters 79, 578-589.

Costain J. K., Bollinger G. A., (2010). Review : Research results in Hydroseismicity from 1987 to 2009. Bulletin of the geological society of America, 100, 1841-1858.

Courboulex, F., Duval, A.-M., Deschamps, A., Lomax, A., Larroque, C., (2001). Les enseignements du petit séisme de Peille (Alpes-Maritimes, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 333, 105-112.

Courboulex 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.

Courboulex F., Larroque C., Deschamps A., Kohrs-Sansorny 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.

Drake N.F. (1912). Destructive Earthquakes in China. B.Seismol. S. of Amer. II p.40-91, 124-133

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.

Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes, J. Geophys. Res., 82, 2981–2987.

Kraft, T., Wassermann, J., Schmedes, E., & Igel, H. (2006). Meteorological triggering of earthquake swarms at Mt. Hochstaufen, SE-Germany. Tectonophysics, 424(3), 245-258.

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.

Leclère, H., Fabbri, O., Guillaume, D., Cappa, F., (2012). Reactivation of a strike-slip fault by fluid overpressuring in the southwestern French-Italian Alps. Geophysical Journal International 189, 29–37.

Muço, B. (1999). Statistical investigation on possible seasonality of seismic activity and rainfall-induced earthquakes in Balkan area, Phys. Earth Planet. Int. 114, 119–127

Rigo A., Béthoux N., Masson F., Ritz J.-F., (2008) Seismicity rate and wave-velocity variations as consequences of rainfall: the case of the catastrophic storm of September 2002 in the Nîmes Fault region (Gard, France) ; Geophysical Journal International, 173(2) ; 473–482.

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.

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

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.

Vernant, P., Hivert, F., Chery, J., Steer, P., Cattin, R., Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. Geology 41, 467-470.

Chapitre V

V. Synthèse et conclusion générale.

Ce dernier chapitre comprend deux parties. La première synthétise et discute les résultats obtenus au cours de cette thèse. Elle permet de faire le point sur les questions qui ont guidé ce travail. La seconde partie a pour vocation de conclure et de proposer des perspectives de recherche pour répondre aux questions soulevées par cette étude.

V.1 Synthèse

Ce travail a pour objectif de contribuer à la compréhension de l'activité sismique dans les zones à faible vitesse de convergence et de répondre à la question : *Quelle est la signification de l'activité sismique dans les Alpes du sud et quel impact sur l'évaluation de l'aléa?* Pour amener des éléments de réponse à la question il est essentiel de comprendre les déformations récentes, c'est-à-dire **: *Quelle est l'évolution géodynamique dans le sud des Alpes Occidentales depuis le Néogène ?***

Pour cela, l'étude a été menée sur deux fronts : les déformations récentes et la déformation active.

V.1.1 Reconstitution du contexte tectonique du Miocène au Quaternaire par l'étude des bassins

Nous avons étudié les bassins syn- à post-tectoniques de l'arc de Nice, trois bassins Néogènes d'âges différents : le bassin miocène de Roquebrune-Cap-Martin, le bassin pliocène de la vallée du Var et le bassin plio-quaternaire de Tourrette-Levens. Présentés dans le chapitre II de ce travail, ils nous permettent de reconstituer les champs de contraintes successifs du Néogène au Quaternaire dans le sud des Alpes Occidentales. Le bassin de Roquebrune-Cap-Martin montre une mise en place syntectonique le long d'une bordure décrochante senestre en contexte de raccourcissement nord-sud, tout comme les bassins pliocènes de la vallée du Var et le bassin plio-quaternaire de Tourette-Levens qui se mettent en place le long de la bordure décrochante dextre ouest de l'arc de Nice. Ces études viennent appuyer et conforter les résultats précédemment acquis (Campredon, 1972 ; Schreiber, 2010 ; Sanchez, 2010 ; Sanchez et al., 2010) à savoir que le sud des Alpes Occidentales est soumis à un raccourcissement nord-sud du Miocène supérieur au Quaternaire, contrôlé par une tectonique principalement décrochante le long des failles N140-160° dextres (*exemple: bordure ouest de l'arc de Nice*) et N20-30° senestres (*exemple : vallon de Donaréo*).

V.1.2 Reconstitution des champs de contraintes du Néogène à l'actuel : analyse de la fracturation et des mécanismes au foyer

Pour comparer les régimes de contraintes actuels et passés dans la partie la plus méridionale de la chaîne alpine, nous nous sommes intéressés à une analyse régionale de la fracturation, comparée avec l'analyse des mécanismes au foyer des séismes (*chapitre III*). Ce travail montre que les deux types de données sont en accord avec un système principalement décrochant N140° (e.g., Sanchez et al., 2011), le système de faille de Jausiers-Tinée-Saorge-Taggia. Le long de ce système décrochant, principalement soumis à une compression nord-sud, des domaines montrent localement une transition vers un régime transtensif (*au NW de Jausiers et au nord du massif de l'Argentera-Mercantour*), tandis qu'il devient nettement transpressif vers le sud, et même compressif en pied de marge. L'extension n'apparaît donc pas généralisée mais se trouve localisée à des domaines de type « pull-apart ».

Cette étude montre ainsi une compatibilité des régimes néotectoniques et actuels, avec un régime majoritairement décrochant, mis en lumière par une excellente stabilité des axes de contraintes horizontaux. En effet, les directions SH_{min} et SH_{max} sont homogènes (*respectivement E-W et N-S*) quel que soit le régime tectonique et ce, pour toute la zone d'étude. On a donc des permutations locales de $\sigma 2$ et $\sigma 3$, autour de $\sigma 1$ orientées nord-sud dans la partie méridionale, et des permutations entre $\sigma 1$ et $\sigma 2$, tandis que l'axe l'$\sigma 3$ reste orienté est-ouest au nord-ouest du massif de l'Argentera Mercantour. Ces permutations peuvent être le résultat de l'accommodation des contraintes sur les structures préexistantes et donc un milieu anisotrope. C'est l'hypothèse privilégiée dans le chapitre III, compte tenu du fait que la géométrie des failles actives est identique aux paléo-failles (*décrochements NW-SE, NE-SW ; Normal N-S ; inverse E-W*) et que l'on a relevé de nombreuses stries obliques. Dans ces conditions, il apparaît que la sismisité est contrôlée par une pré-structuration du socle résultant d'un héritage tectonique (e.g., Schreiber et al., 2010 ; Sue et al., 2007).

V.1.3 Le rôle des fluides dans la sismicité

L'hypothèse des variations du champ de contraintes en réponse à des surcharges ou des surpressions de fluides (Celerier ; 1995 ; Hu et Angelier, 2004 ; Plateaux et al., 2012) semble probable pour expliquer une grande part de la sismicité. En effet, il a été démontré que le rôle des fluides dans l'Argentera Mercantour est prépondérant dans la sismicité entre 5 et 11 km (Leclère et al., 2012). Dans ces conditions, les permutations induites par un changement d'intensité des contraintes peuvent se produire dans certaines zones localisées.

De plus, l'activité sismique de la région est diffuse et modérée. Dans de tels contexte, l'hypothèse de l'hydrosismicité est souvent avancée (Costain et al., 1987 ; Muço, 1999 ; Saar and Manga, 2003 ; Hainzl et al., 2006 ; Kraft et al., 2006). Dans ces études, le rôle des fluides est invoqué comme élément déclencheur de l'activité sismique par (1) une surcharge ou (2) une modification de la résisance des roches, tout particulierement lors de crises sismiques (e.g., Leclère et al., 2012). L'étude de la sismicité dans les Alpes du sud (*Chapitre IV*) met en lumière une corrélation entre la sismicité et la pluviométrie et une periodicité annuelle sur la base de 22 ans d'enregistrement continu. En termes de processus nous proposons que la répartition temporelle de la sismicité soit le résultat des deux effets :

(1) Une surchage (Saar and Manga 2003), lors de forts évènements pluvieux, ce qui provoque une augmentaion des contraintes de façon quasi instantanée et mène à la rupture.

(2) Le second processus est une diminution de la résistance des roches par augmention de la pression de pore (Kraft et al., 2006). Cette hypothèse suppose que des fluides circulent dans les failles en se diffusant progressivement. C'est un phémomène plus lent qui aboutit à une sismicité décalée de quelques dizaines de jours dans le temps (*effet après env. 20 à 40 jours*), en fonction notamment de la perméabilité des roches et de la complexité du réseau de failles.

Le Mercantour est un formidable laboratoire, il permet d'étudier des failles « actives/récentes » à différents étages structuraux *(socle, couverture carbonatée, bassin détritique récent)*. Au vu du contrôle des remontées hydrothermales (Baietto et al., 2009) ou des descentes de fluides météoriques (Leclère et al., 2012) par les failles, il semble clair qu'elles localisent fortement les circulations des fluides. De plus, l'étude de la sismicité lors

de la crise de Blausasc montre une diffusivité compatible avec une migration de fluides au travers et latéralement, à partir du système de failles. Ce qui suppose que des fluides météoriques circulent dans les failles aussi bien autour du Mercantour que dans l'avant-pays. Ainsi, l'hydrologie joue donc un rôle prépondérant sur la période de déclenchement des séismes. Un facteur d'autant plus essentiel au regard de la pluviométrie de la région, marquée de très forts cumuls pluviométriques. Ce facteur est donc un facteur déclenchant de la sismicité dans un régime mis sous contrainte par une tectonique globalement en compression nord-sud (*et donc constamment proche de la rupture*).

V.1.4 Cinématique des failles récentes/actives, implications pour l'aléa sismique

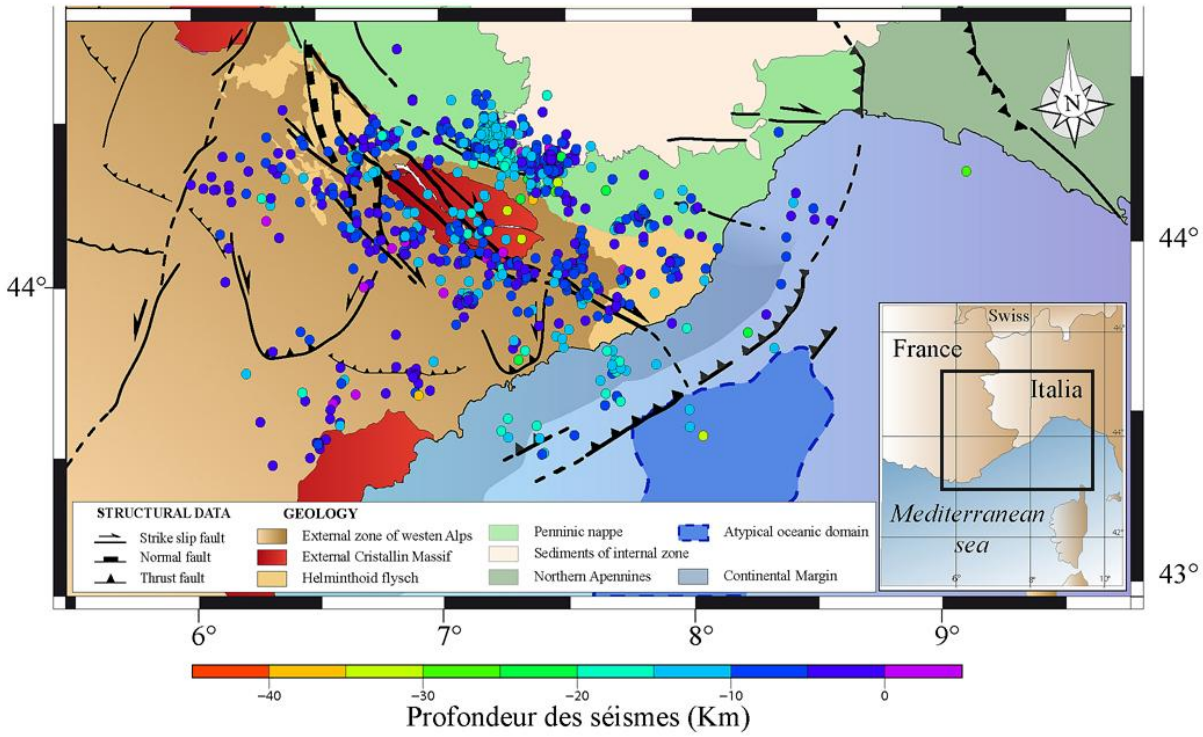


Figure V-1 : Sismicité relocalisée grâce à un modèle de vitesse 3D.(Betoux et al, en prep.)

L'etude des zones de failles affectant les bassins Néogène et Quaternaire de l'arc de Nice montre la prédominance des phénomènes de pression dissolution que l'on peut mettre en relation avec des processus lents et de faibles déformations, par rapport à un glissement localisé qui pourrait être mis en relation avec des évènements ponctuels sismogènes. Ce qui laisse à penser que ces deux grandes structures bordant l'arc de Nice ne sont pas des failles qui accomodent une grande part de la déformation régionale, et que l'aléa sur ces failles à proximité de Nice est modéré. Aujourd'hui l'activité sismique se localise principalement le

long du système decrochant dextre de Jausiers-Tinée-Saorge-Taggia. Il nous est encore difficile de quantifier les vitesses de déplacement le long de ce système de failles.

Bien que les déformations semblent faibles et lentes (*Cf : Chapitre II*), il faut toutefois émettre quelques réserves pour la quantification de l'aléa et du risque. En effet, il apparaît que le risque sismique est trop souvent sous-estimé aussi bien dans les zones de forte activité (*Thoku 2011 ; Sumatra 2004*) que dans des zones « intra-plaque » à déformation active (*Tibet*) ou globalement inactive tectoniquement (*Appalaches*). A l'Est du Tibet, par exemple, dans le Longmen Shan, l'activité sismique a longtemps été considérée comme modérée, de faible magnitude (*trés peu de séismes supérieurs à 4*) et superficielle (*inférieure à 5 km de profondeur*) avant le séisme du Sichuan (*2008 ; Mw=8.0*). Ceci est également vrai dans la région des Appalaches, bien qu'inactive tectoniquement (Bollinger, 1973). Pourtant, le Sichuan, de la même façon que les Alpes du sud (*mais avec une magnitude significativement plus forte*) montre une sismicité historique avec très peu de grands séismes, en chevauchement et décrochement*, (il y a 4.2 ka et entre 8 et 12ka)* (Densmore et al., 2005, 2007, 2010). Il est donc crucial d'intégrer des études long-terme dans l'estimation de l'aléa, les enregistrements sismologiques à échelle décennale ne permettant pas d'estimer précisément l'aléa dans ces contextes. L'étude des déformations recentes à échelle géologique (*plio-miocène-quaternaire*) couplée à la sismicité permet d'avoir une vision plus globale et plus complète de l'activité. Cette étude *(chapitre I, II et III)* montre l'intérêt de coupler la sismicité à la néotectonique, dont le principal résultat est la continuité de l'activité sur plusieurs millions d'années. L'autre argument qui vient appuyer l'utilité de coupler l'analyse de la sismicité à la néotectonique vient des récentes avancées sur la relocalisation de la sismicité, grâce à un modèle de vitesse 3D. Les nouvelles données (Bethoux, in progress, FIGURE : V-1) montrent une sismicité qui se localise sur les failles identifiées sur le terrain comme récentes grâce à l'analyse géomorphologique, la datation relative et absolue (*Ar/Ar, traces de fission/U-Th-He, Cosmonucléides*). Ce résultat montre un très bon accord entre l'étude de la déformation à long terme et l'activité sismique. La sismicité d'une région comme les Alpes du sud peut donc être comprise comme le prolongement de la tectonique à l'échelle de plusieurs millions d'années, et des changements notables quasi-instantanés du contexte tectonique sur les échelles de temps de 1ka à 100ka semblent peu probables par rapport à l'histoire d'un orogène comme celui des Alpes.

V.1.5 Evolution géodynamique dans le sud des Alpes Occidentales depuis la fin du Miocène

Tous ces éléments nous permettent de discuter de la géodynamique alpine. Ils permettent d'écarter le modèle de poinçonnement horizontal de la plaque européenne par le bloc apulien (e.g., Tapponnier, 1977), celui-ci donnant lieu à des mouvements décrochements (*senestres*) opposés à ceux relevés dans les Alpes du sud depuis la fin du Miocène (*dextres*). L'effondrement gravitaire radial par collapse des Alpes internes (Sue et al., 1999, 2007 ; Champagnac et al., 2007 ; Delacou et al., 2008 ; Larroque et al., 2009) pourrait être en accord avec les résultats issus des analyses de couples failles/stries et de la sismicité, mais seulement pour les Alpes internes et plus du tout au sud de l'Argentera-Metrcantour et dans les zones externes en général. Une telle interprétation aurait besoin d'une croûte inférieure relativement chaude, ce que ne confirme pas le régime thermique actuel des Alpes Occidentales, qui est resté globalement froid (*environ 25°C/km*, Guillou-Frottier et al., 2010). De plus, comme on le voit ici, la connexion de ces domaines en extension avec le système de failles décrochantes est bien établie, et on ne peut pas exclure que les Alpes du sud soient soumises à un raccourcissement nord-sud qui est clairement accommodé par un réseau de failles dextres NW-SE. Par conséquent, le seul modèle qui nous semble pouvoir expliquer la de façon satisfaisante la déformation dans le sud des Alpes occidentales est le modèle rotation anti-horaire de l'Apulie (Gidon, 1974 ; Collombet et al., 2002 ; Sanchez et al., 2011b ; Rolland et al., 2012) conduisant à des déformations dextres le long de la ligne insubrienne et du front pennique, jusqu'au système de failles décrochantes dextres (*Jausiers-Tinée - Saorge-Taggia*) qui vient à la suite d'une zone de transition transtensive dans la Haute-Durance - domaine de Jausiers, et qui se connecte plus sud à des failles inverses au niveau de la mer Ligure (Sage et al., 2011).

V.1.6 Le moteur de la géodynamique alpine occidentale

V.1.6.1 La Méditerranée occidentale

Il semble évident que les Alpes ne sont pas « mortes » ni soumises à un effondrement gravitaire généralisé. Bien que la sismicité soit diffuse, semblable aux zones intra-plaques, et que l'on observe des corrélations avec des processus externes (*pluie, érosion, rebond post-*

glaciaire) une grande part de l'activité liée à des processus tectoniques reste à comprendre. Notamment, si l'on considère l'hypothèse de la rotation de la micro- plaque apulienne, cette tectonique a un moteur « méditerranéen » qui prend sa source dans le mécanisme de subduction et Roll-back au sud de la plaque apulienne (Jolivet et al., 2000). De plus, à l'échelle de la méditerranée, il apparaît que la convergence Afrique-Eurasie est principalement accommodée dans les chaînes du Maroc (Calais, 2002; Nocquet, 2009 ; 2012). On peut donc se poser la question de l'importance de la convergence Afrique-Eurasie dans l'évolution alpine d'autant plus que la géodynamique des Alpes Occidentales est la même depuis la fin du Miocène *(Cf : Chapitre III).* Ces deux moteurs induisent un fort déplacement vers l'est du sud de la péninsule italienne avec un déplacement beaucoup plus lent au nord, dont le résultat est une rotation d'ensemble en accord avec les modèles géodésiques (Calais, 2002) et paléomagnétiques de l'Italie (*Apennins :* Mattei et al., 1995 ; *et sud italien :* Sagnotti, 1992).

V.1.6.2 Cinématique des Alpes du sud au Néogène

L'étude des bassins néogènes permet de discuter des vitesses de déplacement au niveau du front des Alpes du sud. En effet, le bassin de Roquebrune-Cap-Martin est très bien conservé et peu déformé ; les bassins plio-quaternaires du Var et Tourrette montrent des déformations cumulées à l'échelle du Plio-Quaternaire qui sont très inférieures au mm/an. Au vu des faibles déformations dans le front de chaîne des Alpes du sud depuis le Miocène supérieur, on peut supposer un ralentissement important des vitesses tectoniques survenu à la fin du Miocène. Par ailleurs, les travaux menés sur l'exhumation du socle cristallin de l'Argentera-Mercantour montrent au contraire une accélération de l'érosion à la fin du Miocène, avec des âges traces de fission (*TF*) de 12.9 à 5.2 Ma et des âges U-Th-He de 4-5 Ma (Sanchez et al., 2010), en relation avec l'activité d'un système de faille transpressif puis transtensif. Le ralentissement des mouvements tectoniques en chevauchement en front de chaîne pourrait donc être relié à une transition vers un régime transtensif, la déformation se localisant essentiellement le long du système décrochant en bordure de l'Argentera-Mercantour et dans les zones en pull-apart comme la dépression de Jausiers.

Notons que la marge niçoise se situe en bordure du bassin ligure dont l'ouverture a lieu au Miocène entre 20 et 15 Ma (Jakni et al., 2000). Ces systèmes transpressifs se sont donc

développés juste après l'ouverture de ligure (*si l'on se base sur les âges TF*) pendant la pause précédant l'ouverture de la mer Tyrrhénienne (Malinverno et Ryan, 1986 ; Faccenna et al., 1997 ; Chamot-Rooke et al., 1999). Tandis que la transition vers un système à tendance trans-tensive coïncide avec la phase d'accrétion océanique en mer tyrrhénienne (Faccenna et al., 2001). A partir du Tortonien-Messinien on observe une importante migration vers le sud-est de la zone de subduction tyrrhénienne et la mise en place de la compression dans les Apennins (eg : Seranne, 1999). Ces deux événements sont synchrones du ralentissement supposé de la compression, et du re-couplage du socle et de la couverture en bordure de l'Argentera (Sanchez, 2010). Ainsi, il existe une coïncidence entre un ralentissement de la collision entre le bloc apulien et l'Europe, à la fin du Miocène, et une transition vers un régime trans-tensif accompagnant l'ouverture de l'espace arrière-arc Tyrrhénien depuis la fin du Miocène. Il apparaît donc envisageable que le moteur de la tectonique alpine depuis lors est essentiellement relié à la dynamique de subduction au sein de la Méditerranée occidentale.

En outre, dans ce contexte de faible déformation, d'autres processus tels que l'érosion et la sédimentation associée, ou le rebond post-glaciaire, jouent probablement un rôle non négligeable dans les vitesses verticales, participant notamment à l'exhumation des massifs cristallins. Dans la région, des vitesses d'incision impliquant un soulèvement de l'ordre du millimètre par an sont obtenues pour l'Holocène (*isotopes cosmogéniques ;* Darnault, 2012 ; Saillard et al., 2014) et l'actuel (*GPS*, Nocquet et al., in prep.).

Dans ce contexte les phénomènes isostatiques reliés à d'érosion/sédimentation, et dans la région, la déglaciation, peuvent jouer un rôle important dans la tectonique (Barrier, 2002). La combinaison de ces processus tectoniques et isostatiques pourrait en particulier permettre de comprendre l'extension au cœur de la chaîne, la compression en périphérie (Malavieille, 2010 ; Vernant et al., 2013) et l'exhumation des massifs cristallins (e. g. Beaumont, 2001 ; Malavieille 2010).

En effet la différence entres les modèles de collapse et érosion/sédimentation réside en particulier dans les champs de vitesses et de déplacements en surface. Les modèles utilisant l'érosion pour expliquer la tectonique présentent une surrection de la chaîne, tandis que les modèles de collapse gravitaire supposent un effondrement généralisé. Les études

géodésiques les plus récentes attestent d'un soulèvement de la chaîne alpine de l'ordre du mm par an (FIGURE : V-2) ces observations favorisent l'hypothèse érosion/sédimentation, et sont accord avec une tectonique compressive qui va à l'encontre de l'hypothèse d'effondrement généralisé de la chaine alpine.

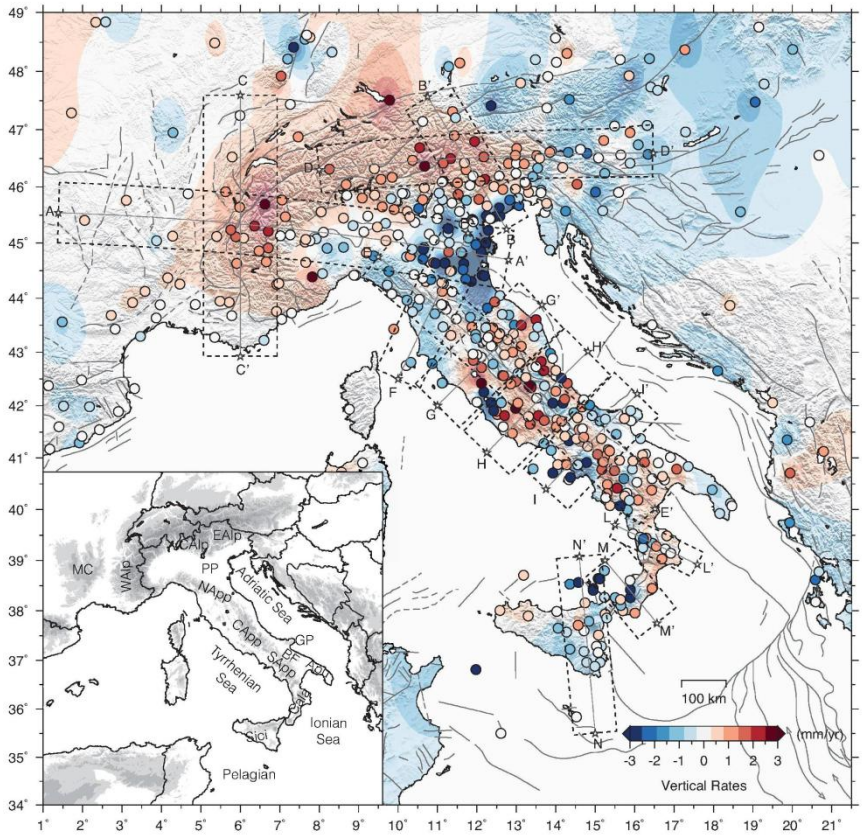


Figure V-2 :Champs de vitesse verticale par géodésie spatiale. Sur cette carte sont représenté en rouge les zone surection en bleu les zones en subsidence. (serppeloni et al., 2013)

V.2 Perspectives

V.2.1 Investigations de terrain

Les études tectoniques et la reconstitution du champ de contraintes demandent un nombre important de données. Nous nous sommes focalisés sur les bassins récents, les plus à même d'apporter des arguments d'activité récente, ainsi que dans les secteurs montrant des morphologies caractéristiques de failles. Nous avons d'ores et déjà démontré la continuité d'un régime tectonique globalement décrochant sur le long-terme. Mais pour comprendre la connexion de la tectonique alpine avec celle des Apennins, qui apparaît nettement plus rapide, il reste encore beaucoup de terrain à étudier, en particulier dans les bassins

Pliocènes italiens *(Vintimille, San Remo, Imperia, et Albegna)* ce qui permettrait d'y étudier l'activité du système de faille de Saorge-Taggia depuis plusieurs millions d'années. L'étude de ces bassins pourrait aussi permettre de voir une gradation dans la déformation à l'approche du système de failles Jausiers-Tinée/ Saorge-Taggia, telle qu'elle se dessine également en mer (Sage et al., in prep.).

L'étude de terrain dans la couverture méso-cénozoïque à l'ouest de l'arc de Nice permettrait une meilleure couverture du champ de contraintes récent, bien que les indices de déformation récente y semblent plus ténus. Cette étude de terrain devrait donc être couplée à une analyse géomorphologique à échelle régionale (*analyse des réseaux de drainage et datations des profils de rivière par isotopes cosmogéniques*), pour analyser d'éventuels gradient de soulèvement à cette échelle et les relations avec les failles actives éventuelles. Une analyse des décalages quaternaires le long de la faille de Saorge-Taggia pourrait amener à découvrir de nouveaux plans de failles avec des arguments d'activité récente et d'obtenir les vitesses de déplacement le long des grands accidents N140 dextres.

D'une manière générale, essayer de quantifier des vitesses de déplacement à l'échelle régionale (*Alpes du sud et Apennins*) et les comparer avec les vitesses de migration de la subduction tyrrhénienne permettrait de mieux comprendre la relation probable entre la géodynamique alpine et la géodynamique ouest méditerranéenne.

V.2.2 Comparaison avec d'autres systèmes orogéniques

Je pense qu'il serait intéressant de comparer cette étude avec un autre système orogénique soumis à de faibles vitesses de déformation, exemple : les Apennins et/ou la chaîne du Riff au Maroc dont la néotectonique est actuellement étudiée par Adrien Romagny dans le cadre de sa thèse (*Géoazur ; 2011-2014*). Une étude comparative de l'évolution des champs de déformation néogène dans ces régions pourrait amener des éléments de réponse sur la géodynamique alpine depuis le Miocène et les relations entre la remontée de l'Afrique et l'ouverture de la mer Tyrrhénienne.

Je pense qu'il serait intéressant de réaliser une étude sur la façon dont s'exprime la déformation active et récente dans différents contextes orogéniques avec des vitesses plus ou moins rapides. Pour la compréhension des processus il serait bon de comparer un

orogène compressif lent (*Alpes du sud*), un orogène compressif rapide (*Himalaya*) et une zone de rift (*Islande ; est Afrique*). Ce travail de thèse montre un continuum, avec un même régime de contrainte et suivant une même direction de l'activité sur des millions d'années mais aussi que les processus érosifs/climatiques sont en terme de tectonique active. Qu'en est-il en fonction des vitesses et des régimes principaux ?

V.2.3 Compréhension de l' « hydrosismicité »

Il serait intéressant de mieux analyser les relations entre la pluviométrie et la sismicité à l'échelle des Alpes Occidentales. Les Pyrénées pourraient faire également l'objet de ce type d'étude.

Cette approche est nécessaire pour une meilleure compréhension de la sismicité et des aléas reliés. Cette étude demande une analyse des données pluviométriques sur un nombre conséquent de stations, identifier des zones climatiquement homogènes et comparer la pluviométrie avec l'activité sismique.

Afin de mieux comprendre le lien entre pluviométrie et sismicité, l'utilisation de la modélisation numérique permettrait de mieux comprendre les différents mécanismes intervenant dans l'activité sismique observée. Notamment, le rôle joué par la mise en charge du système lors d'évènements hydriques de forte intensité dans la propagation de la déformation dans les systèmes de faille est une piste de travail intéressante.

V.3 Conclusion

Le sud des Alpes Occidentales s'intègre dans un système géodynamique complexe. Cette étude révèle que la déformation dans le sud des Alpes Occidentales est contrôlée par un système de failles actif N140 dextre, le système decrochant dextre de Jausiers-Tinée-Saorge-Taggia. Cette région est soumise à un raccourcissement nord-sud depuis le Miocène inférieur. Un apprort très important de ce travail est d'avoir montré une forte continuité de ce contexte tectonique dans le temps, jusqu'à l'actuel. En effet, l'étude des structures et des déformations dans les bassins mio-plio-quaternaires de la région montre un champ de contrainte homogène et identique au champ de contraintes actuel calculé à partir des mécanismes au foyer. L'étude comparée des deux champs de contraintes révèle une contrainte horizontale maximum orientée nord-sud, et une contrainte horizontale minimum orientée est-ouest dans un système tectonique principalement structuré par des décrochements N140° (*résultat d'un héritage tectonique de la phase compressive Oligo-Miocène*). Ces observations permettent de discuter des modèles géodynamiques possibles dans le sud des Alpes Occidentales, et viennent appuyer la théorie de la rotation de la micro-plaque apulienne depuis le Miocène.

L'analyse de la sismicité met en lumière une activité sismique diffuse et périodique, corrélée avec la pluviométrie. Les processus responsables de cette périodicité sont doubles, il existe un forçage instantané par augmentation des contraintes lors des fortes chutes de pluie et une diminution progressive de la friction par augmentation de la pression fluide. Ces deux mécanismes jouent un rôle fondamental dans les processus de relâchement des contraintes et favorisent des périodes temporelles.

Références

« Il faut prendre conscience que l'apport d'autrui est d'autant plus riche que la différence avec soi-même est grande. »

[Albert Jacquard]
Petite Philosophie à l'usage des non-philosophes

-A-

Affolter, A., Faure, J.L., Gratier, J.P., Colletta, B. (2008). Kinematic models of deformation at the front of the Alps: new data from map-view restoration. *Swiss J. Geosci*. **101** 289–303.

Agard, P. (1999). Evolution métamorphique et structurale des métapélites dans l'orogéne Alpin: l'exemple des Schistes lustrés des Alpes occidentales (Alpes cottiennes), Thèse universitée Pierre et Marie Curie, Paris.

Agard P., Monié P., Jolivet L., and Goffé B. (2002). In situ laser probe 40Ar/39Ar dating of the Schistes Lustrés complex: implications for the exhumation of the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology* **20**, 599-618.

Aillères L., Bertrand J., Macaudière J., and Champenois M. (1995). New structural data from the''Zone Houillere Brianconnaise'' (French Alps), neoalpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science, **321**, 247-254.*

Allen P.A. & Allen J.R. (2005). Basin analysis: principles and applications, 2nd ed. Malden, massachusetts, *Blackwell Publishing*, 549 p.

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 presence du miocene marin en bordure sud de l'arc de Nice, dans la region de Roquebrune-Cap-Martin (Alpes-Maritimes). *Bulletin de la Societe Geologique de France* **9**(**4),** 526-529.

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.

Arthaud, F. (1969). Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **11**, 729–737.

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.

-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.

Baize, S., Cushing, E. M., Lemeille, F., & Jomard, H. (2013). Updated seismotectonic zoning scheme of Metropolitan France, with reference to geologic and seismotectonic data. *Bulletin de la Societe Geologique de France,* 1**84(3**), 225-259

Ballèvre M., Lagabrielle Y., and Merle. (1990) Tertiary ductile normal faulting as a consequenceof lithospheric stacking in the Western Alps. *Mémoires de la Société Géologique deFrance* **156**, 227-236.

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.

Bauve, V., Rolland, Y., Sanchez, G., Giannerini, G., Schreiber, D., Corsini, M., Perez, J.-L., Romagny, A. (2011). Characterization of active fault systems in slow orogenic domains, example of the Alpine Front in SE France and insights for geological hazard, 10th Alpine workshop ‘‘CorseAlp2011’’, p.11. http:\\www.corsealp2011.it/doc/corse_alp_abscrats.pdf.

Bauve, V., Rolland, Y., Sanchez, G., Giannerini, G., Schreiber, D., Corsini, M., Perez J.-L., Romagny, A., (2012). Pliocene to Quaternary deformation in the Var Basin (Nice, SE France) and its interpretation in terms of “slow-active” faulting. *Swiss Journal of Geosciences* **105**, 361-376.

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.

Beaumont C. (1981). – Foreland basins. – *Geophys. J. R. Astron*. Soc., **65**,291-329.

Bellahsen, N., Jolivet L., Lacombe O., Bellanger M., Boutoux A., Garcia S., Mouthereau F., Le Pourhiet L., and Gumiaux C. (2012) ; Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps: Implications for crustal rheology. ; *Tectonophysics* **560** 62-83.

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.

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.

Béthoux, N., Tric E., Chéry J., Beslier, M.O., (2008). Why is the Ligurian sea (Mediterranean sea) seismogenic ? A thermo-mechanical modeling of a reactivated passive margin. *Tectonics* **27**,

Beucher R. (2010) 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 mediterranan 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 nummulititiques 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.

Bollinger, G., and J. Costain (1988). Long-term cyclicities in earthquake energy release and major river flow volumes in Virginia and Missouri seismic zones, *Seismol. Res. Lett.* **59**, 279-283.

Bollinger, L., F. Perrier, J.-P. Avouac, S. Sapkota, U. Gautam, and D. R. Tiwari (2007). Seasonal modulation of seismicity in the Himalaya of Nepal, *Geophys. Res. Lett*. **34**, L08304

Bonin B. (1987) Réflexions à propos de la répartition des granitoïdes dans les Massifs Cristallins Externes des Alpes françaises. *Géologie Alpine* **63**, 137-149.

Bonini, M., Sani, F., Moratti, G., & Benvenuti, M. G. (2011). Quaternary evolution of the Lucania Apennine thrust front area (Southern Italy), and its relations with the kinematics of the Adria Plate boundaries. *Journal of Geodynamics*, **51**.

Bott, M.H.P., (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine* **96**, 109 117.

Bouissou, S., Darnault, R., Chemenda A., Rolland, Y., 2012. Evolution of gravity-driven rock slope failure and associated fracturing: Geological analysis and numerical modelling. *Tectonophysics,* **526–529**, 157–166

Braitenberg, C. (2000). Non-random spectral components in seismicity of NE Italy*, Earth Planet. Sci. Lett.* **179**, 379–390.

Bucher S., Ulardic C., Bousquet R., Ceriani S., Függenschuh B., Gouffon Y., and Schmid S. (2004) Tectonic evolution of the Briançonnais units along a transect (ECORS-CROP) through the Italian-French Alps. *Eclogae Geolicae 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.

Burg, J.-P., Célérier, B., Chaudhry, N. M., Ghazanfar, M., Gnehm, F., Schnellmann, M., 2005. Fault analysis and paleostress evolution in large strain regions: methodological and geological discussion of the southeastern Himalayan fold-and-thrust belt in Pakistan. *Journal of Asian Earth Sciences* **24(4),** 445–467.

Byerly, (1955).Nature of faulting as deduced from seismograms, *Crust of the earth*, pp. 75–85,

-C-

Cadiot B. (1979) Le séisme Nissart de 1564. **Mémoire n°96**, BRGM, France.

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.

Campani, M., Mancktelow, N., Seward, D., , W., (2010). Geochronological evidence for continuous exhumation through the ductile–brittle transition along a crustal-scale low-angle normal fault (Simplon Fault Zone, Central Alps). *Tectonics* **29**, TC3002.

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 Societé 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 Geologische* **51**, 33-45.

Cappa, F. (2009). Modelling fluid transfer and slip in a fault zone when integrating heterogeneous hydromechanical characteristics in its internal structure. *Geophysical Journal International*, **178(3**), 1357-1362.

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.

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.

Cederbom, C.E., van der Beek, P., Schlunegger, F., Sinclair, H.D., Oncken, O., (2011). Rapid extensive erosion of the North Alpine foreland basin at 5-4 Ma. *Basin Research* **23**, 528-550.

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.

Célérier, B., (1988).How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor, *Tectonics*, **7 (6),** 1257–1278.

Célérier, B. (1995). Tectonic regime and slip orientation of reactivated faults. *Geophysical Journal International*, **121(1),** 143-161.

Célérier, B., & Séranne, M. (2001). Breddin's graph for tectonic regimes. *Journal of Structural Geology*, **23(5),** 789-801.

Célérier, B., (2010) Remarks on the relationship between the tectonic regime, the rake of the slip vectors, the dip of the nodal planes, and the plunges of the P, B, and T axes of earthquake focal mechanisms*, Tectonophysics*, **482 (1-4**), 42–49.

Célérier, B., Etchecopar, A., Bergerat, F., Vergely, P., Arthaud, F., Laurent, P.,(2012). Inferring stress from faulting: from early concepts to inverse methods. *Tectonophysics* **581**, 18, 206-219.

Chamot-Rooke N., Gaulier J. M., and Jestin F. (1999) Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provencal 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 erosioninduced 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.

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., S. Hurwitz, M. Saar, S. Ingebritsen, and P. A. Hsieh (2005). Seasonal seismicity at western United States volcanic centers, *Earth Planet. Sci. Lett*. **240**, 307–321.

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**.

Christie-Blick N. & Biddle K.T. (1985). – Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: K.T. BIDDLE & N. CHRISTIEBLICK, Eds, Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. – *SEPM, Spec. Publ*., **37**, 1-34.

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**, TC4008

Claudel M.-E., Dumont T., and Tricart P. (1997) Une preuve d'extension contemporaine del'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.

Clauzon, G., Suc, J. P., Gautier, F., Berger, A., & Loutre, M. F. (1996). Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology,* **24**, 363–366.

Cliff R. A., Barnicoat A. C., and Inger S. (1998) Early Tertiary eclogite facies metamorphism in theMonviso Ophiolite. *Journal of Metamorphic Geology* **16**, 447-455.

Closs H. and Labrouste 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.

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 roataion of the western Alps since the Oligaocene:New insights from paleomagnetic data. *Tectonics* **21(4)**, 14.1-14.15.

Contrucci I., Nercessian 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 Caby R. (2004) Alpine and late hercynian geochronological constraints in the Argentera Massif (Western Alps). *Eclogae Geolicae Helvetiae* **97**, 3-15.

Cossart E., Braucher R., Fort M., Bourlès D. L., and Carcaillet J. (2008) Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and 10Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology* **95 (1-2)**, 3-26.

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 Reserach Letters* **58**, 41-64.

Costain, J. K., and G. A. Bollinger (1991). Correlations between stream— flow and intraplate seismicity in the central Virginia, U.S.A., seismic zone: Evidence for possible climate controls, *Tectonophysics* **186**, 193–214.

Costain, J. K. (2008). Intraplate seismicity, hydroseismicity, and predictions in hindsight, Seismol. *Res. Lett.* **79**, 578–589.

Costain J. K. and. Bollinger G. A (2010) Review: Research Results in Hydroseismicity from 1987 to 2009 ; *Bulletin of the Seismological Society of America*, **100(5A**), 1841–1858

Courboulex, F., Duval, A.-M., Deschamps, A., Lomax, A., Larroque, C., (2001). Les enseignements du petit séisme de Peille (Alpes-Maritimes, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* **333**, 105-112.

Courboulex 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**.

Courboulex F., Larroque C., Deschamps A., Kohrs-Sansorny 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*.

Crescentini, L., Amoruso, A., & Scarpa, R. (1999). Constraints on slow earthquake dynamics from a Swarm in Central Italy. *Science*, **10**, 2132–2134

Crevola, G. (1997). Sur l'origine des virgations des Maures occidentales (Var, France). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **168**, 685–687.

Crowell J.C. (1974). – Origin of late Cenozoic basins in southern California. In: W.R. Dickinson, Ed., Tectonics and sedimentation. – *SEPM Spec. Publ*., **22**, 190–204.

Crowell J.C. (2003). – Tectonics of ridge basin region, southern California. In: J.C. Crowell, Ed., Evolution of ridge basin, southern California: an interplay of sedimentation and tectonics. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap*., **367**, 157-203.

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-

Dal Piaz G. V., Hunziker J., and Martinotti G. (1972) La zone Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonicometamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Memorie della Società Geologica Italiana* **11**, 433-462.

Daniel, G., Prono, E., Renard, F., Thouvenot, F., Hainzl, S., Marsan, D., Helmstetter, A., Traversa, P., Got, J.L., Jenatton, L. & Guiguet, R. (2011). Changes in effective stress during the 2003–2004 Ubaye seismic swarm, France. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 116(B1).

Darnault, R., Rolland, Y., Bourle`s, D., Braucher, R., Sanchez, G., Revel, M., et al. (2012). Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale: impact on mountain geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, **31**, 127–142

Darnault, R. (2012), Etude de l'évolution des versants de montagne et des déstabilisations gravitaires associées par une approche couplée d'observations sismotectoniques, de datations géochronologiques et de modelisations. *PHD de l'université de Sophia-anntipolis*. 242p

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 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* **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.

Delouis, B., Charlety, C., Vallée, M., 2009. A method for rapid determination of moment magnitude Mw, for moderate to large earthquakes from the near field spectra of strong motion records (MWSYNTH). *B.S.S.A.,* **99(3**), 1827-1840.

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

Densmore, A, Ellis, M, Li, Y, Zhou, R, Hancock, G and Richardson, N (2007) Active tectonics of the beichuan and pengguan faults at the eastern margin of the tibetan plateau. *Tectonics*, **26**. doi :10.1029/2006TC001987.

Densmore, A, Li, Y, Ellis, M and Zhou, R (2005) Active tectonics and erosional unloading at the eastern margin of the tibetan plateau. *Journal of Mountain Science*, **2(2)** :146– 154.

Densmore, A, Yong, L, Richardson, N, Zhou, R, Ellis, M and Zhang, Y (2010) The role of late quaternary upper-crustal faults in the 12 may 2008 wenchuan earthquake. *Bulletin of the seismological society of America*, **100(5B**) :2700–2712. doi :10.1785/0120090294.

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 moutain slope deformation in the Maiella anticline (Central Apennines, Italy). *Geomorphology* **60**, 417-432.

Droop G. T. R., Lombardo B., and Pognante U. (1990) Formation and distribution of eclogitefacies 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.

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 mésozoique polyphasé et raccourcissements croisés. *Journées GéoFrance 3D-Alpes, Briançon*.

Dumont, T., Simon-Labric, T., Authemayou, C., & Heymes, T. (2011). Lateral termination of the north-directed Alpine orogeny and onset of westward escape in the Western Alpine arc: Structural and sedimentary evidence from the external zone. *Tectonics*, **30(5**), TC5006.

Dumont, T., Schwartz, S., Guillot, S., Simon-Labric, T., Tricart, P., Jourdan, S., (2012). Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. *Journal of Geodynamics* **56-57**, 18–38.

-E-

ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group. (1989) A new picture of the Moho under the western Alps. *Nature* **327**, 249-251.

Eichhubl P., Greene H.G. & Maher N. (2002). – Physiography of an active transpressive margin basin: high-resolution bathymetry of the Santa Barbara basin, southern California continental borderland. – *Mar. Geol*., **184**, 95-120.

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*.

Ernst W. G. (1973) Interpretation synthesis of metamorphism in the Alps. *Geological Society of American Bullettin* **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.

Ervin, C. P., and I. El-Hussain (1988). Hydroseismicity: A viable trigger mechanism in the New Madrid seismic zone? *Seismol. Res. Lett.* **59**, 285–288.

Espurt, N., Hippolyte, J.-C., Saillard, M., & Bellier, O. (2012). Geometry and kinematic evolution of a long-living foreland structure inferred from field data and cross section balancing, the Sainte-Victoire System, Provence, France. *Tectonics* **vol.31**, TC4021, doi:10.1029/2011TC002988.

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.

Faure- Muret A. and Fallot P. (1955) Carte géologique de la France au 1/50000. Notice de la feuille de St Etienne de Tinée. XXXVI-40. *BRGM*.

Ferrara G. and Malaroda M. (1969) Radiometric age of granitic rocks from the Argentera massif (Maritime Alps). *Bolletin della Societa Geologica Italienna* (**88**), 311-320.

Foeken J. P. T., Dunai T. J., Bertotti G., and Andriessen P. A. M. (2003) Late Miocene to presentexhumation in the Ligurian Alps (Southwest Alps) with evidence for accelerated denudation during the Messinian salinity crisis. *Geology* **31(9)**, 797-800.

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., LICKORISH W.H. & KUSZNIR N.J. (1999). – Tertiary foreland sedimentation in the southern Subalpine chains, SE France: a geodynamic appraisal., – *Basin Research,* **11**, 315-36.

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.

Fournier M., Agard P. & Petit C. (2008). – Micro-tectonic constraints on the evolution of the Barles half-window (Digne-nappe, southern Alps). Implications for the timing of folding in the Valensole foreland basin. – *Bull. Soc. géol. Fr.,* **179**, 551-568.

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.*

Fry M. (1989) Southwestward thrusting and tectonics of the Western Alps, Alpine Tectonics. *Geological Society of London Special Publication* **45**, 83-109.

Frohlich, C. & Apperson, K.D., (1992), Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries, *Tectonics*, **11**, 279-296.

-G-

Galli, P., Giaccio, B., & Messina, P. (2010). The 2009 central Italy earthquake seen through 0.5 Myr-long tectonic history of the L'Aquila faults system. *Quaternary Science Reviews*, **29**, 3768–3789.

Ganesha Raj, K, M. Paul, V. Hegde, and R. Nijagunappa (2001). Lineaments and seismicity of Kerala—A remote sensing based analysis, *J. Indian Soc. Remote Sensing* **29**, 203–211.

Ganne J., Bertrand J.-M., and Fudral S. (2004) Geometry and kinematics of early Alpine nappesin a Brianconnais 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 le Société géologique de France* **168 (3)**, 271-286.

Gasco, I., Gattiglio, M., Borghi, A., (2013). Review of metamorphic and kinematic data from Internal Crystalline Massifs (Western Alps): PTt paths and exhumation history. *Journal of Geodynamics* **63,** 1-19.

Gennesseaux 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.

Gephart, J. W., et D. W. Forsyth, (1984) An improved method for determining the regional stresstensor using earthquake focal mechanism data : Application to the San Fernando earthquake sequence, *Journal of Geophysical Research*, **89**, 9305–9320,

Gephart, J.W., (1985). Principal stress directions and the ambiguity in fault plane identification *Bulletin of the Seismological Society of America*, **75(2**), 621-625

Gephart, J. W. (1990)., Stress and the direction of slip on fault planes, *Tectonics*, **9**, 845–858.

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 tertiares 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., Bellando De Castro A. and Bauve V. (2011) Geometry and sedimentary evolution of the

transpressiveRoquebrune-Cap Martin basin: implications on the kinematics and timing of the Nice arc deformation during Miocene times, SW Alps. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **182(6)**, pp. 493-506

Gidon M. (1974) L'arc alpin a t-il une origine tourbillonaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences,* **278**, 21-24.

Gidon M. (1997) Les chainons 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. – *Bull. Serv. Carte Géologique de France*, **57**, 1-38.

Goguel J. (1936) Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bleone au Var. – *Mém. Serv. Carte géol. Fr*., 360 p., 1 pl., 1 carte.

Goguel J. (1963) L'interpretation de l'arc des Alpes occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France* **7**, 20-33.

Goodacre, A., G. Bonham-Carter, F. Agterberg, and D. Wright (1993). A statistical analysis of the spatial association of seismicity with drainage patterns and magnetic anomalies in western Quebec, *Tectonophysics* **217**, 285–305.

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.

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.

Graciansky P.C. de (1972). Le bassin tertiaire de Barème (Alpes de Haute-Provence) ; relations entre déformation et sédimentation ; chronologie des plissements. *C. R. Hebd. Séan. Acad. Sci., (D), Sciences Naturelles*, **275 (25)**, 2825-2828

Grosjean G., Sue C., and Burkhard M. (2004) Late Neogene brittle extension in the vivinity of the Simplon fault zone, central Alps, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae* **97**, 33- 46.

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*.

Guillou-Frottier, L., Garibaldi, C., Lucazeau, F., Bonté, D., Coueffe, R., (2010). Heat flow and deep temperatures in the South-East basin of France: implications for local rheological contrasts. *Bulletin de la Société Géologique de France* **181**, 531-547.

Gutenberg, B. and Richter, C.F., (1956), Magnitude and energy of earthquakes, *Ann. Geofis*. **9**, 1–15

-H-

Haccard D., Beaudoin B., Gigot P. & Jorda M. (1989). – Notice explicative.– Carte géol. France (1/50 000), feuille La Javie (918). – *Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans, France.*

Hainzl, S., T. Kraft, J. Wassermann, H. Igel, and E. Schmedes (2006). Evidence for rainfall-triggered earthquake activity, *Geophys. Res. Lett*. **33,** L19303

Hanks, T. and Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale*, J. Geophys. Res*. **84**, 2348–2350

Hetzel R. and Hampel A. (2005) Slip rate variations on normal faults during glacial–interglacial changes in surface loads. *Nature* **435**, 81-84.

Hippolyte J.-C. (2001). – Palaeostress and neotectonic analysis of sheared conglomerates: southwest Alps and southern Apennines. – *J. Struct. Geol*., **23**, 421-429.

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.

Hodgson, J. H., et W. G. Milne ; (1951), Direction of faulting in certain earthquakes of the north pacific, *bulletin of seismological society of america*, **41**, 221–242

Hodgson, J. H., (1955) Direction of faulting in pacific earthquakes*, Geofisica Pura e Applicata*, **32**,31–42,

Hu, C.-J., & Angelier, J. (2004). Stress permutations: Threedimensional distinct element analysis accounts for a common phenomenon in brittle tectonics. *Journal of Geophysical Research,* **109**, B09403.

Husen, S., C. Bachmann, and D. Giardini (2007). Locally triggered seismicity in the central Swiss Alps following the large rainfall event of August 2005, *Geophys. J. Int.* **171**, 1126–1134.

-I-

Iaworsky G. and Curti G. (1960) La faune des poudingues de Roquebrune. *Comptes Rendus d'Académie des Sciences* **251**, 399.

Irr, F. (1984). Paléoenvironnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerranéen occidental, un système de pente de la paléomarge Liguro-Provençale. *Thèse de Doctorat d'Etat: Université de Nice*. 464p.

Ivaldi, J. P., & Guardia, P. (1986). Early Paleogene deformation in South-eastern slipped sedimentary cover of the Argentera Massif (French Maritime Alps). *Comptes Rendus de l'Académie des sciences Série II*, **303**, 1605–1610.

-J-

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**.

Jiménez, M.-J., and M. García-Fernández (2000). Occurrence of shallow earthquakes following periods of intense rainfall in Tenerife, Canary Islands, *J. Volcan. Geotherm. Res*. **103,** 463–468.

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, L., Faccenna, C., D'Agostino, N., Fournier, M., Worrall, D., (2000). The Kinematics of Back-arc Basins, Examples from the Tyrrhenian, Aegean and Japan Seas. *Geological Society London Special Publication* **164**, 21-53.

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.

Joseph P. & Lomas S. A. Eds, (2004). Deep-water sedimentation in the Alpine basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related system. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.,* **221**, 1-16.

Jourdan, S., Bernet, M., Tricart, P. Hardwick, E., Paquette, J.L., Guillot S., Dumont, T., Schwartz, S. (2013) Short-lived fast erosional exhumation of the internal Western Alps during the late Early Oligocene : constraints from geo-thermochronology of pro- and retro-side foreland basin sediments, *lithosphere*, doi : 10.1130/L243.1.

Jourdon, A., Rolland, Y., Petit, C., Bellahsen, N., 2014. Style of Alpine tectonic deformation in the Castellane (southeast France) fold and thrust belt, southwestern Alps: insights from balanced cross-sections. Tectonophysics, accepté.

Julian M. and Anthony E. (1996) Aspects of landslide activity in the Mercantour massif and the French Riviera, southeastern France. *Geomorphology* **15**, 175-289.

Julien, P., et F. H. Cornet, (1987) Stress determination from aftershocks of the Campania-Lucania earthquake of November 23, 1980, *Annales Geophysicae*, **5B,** 289–300,

-K-

Kafri, U., and A. Shapira (1990). A correlation between earthquake occurrence, rainfall and water level in Lake Kinnereth, Israel, *Phys. Earth Planet. Int.* **62**, 277–283

Kagan, Y.Y., (2002). Seismic moment distribution revisited: I. Statistical results. *Geophysical Journal International* **148**, 520–541.

Kagan, Y.Y., (2005). Double-couple earthquake focal mechanism: random rotation and display. *Geophysical Journal International* **163**, 1065–1072.

Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research* **82**

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.

Kerkhove C. (1969). La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais- Ubaye. *Géol. Alpine*, **45**, 5-204.

Kirby, E., & Whipple, K. (2001). Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, **29**, 415–418.

Kraft, T., Wassermann, J., Schmedes, E., & Igel, H. (2006). Meteorological triggering of earthquake swarms at Mt. Hochstaufen, SE-Germany. *Tectonophysics*, ***424*(3)**, 245-258.

Kurz, J., T. Jahr, and G. Jentzsch (2004). Earthquake swarm examples and a look at the generation mechanism of the Vogt- and/western Bohemia earthquake swarms, *Phys. Earth Planet. Int*. **142**, 7588.

-L-

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.

Lacombe, O. (2007). Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteria in the continental crust: Mechanical implications. *Journal of Structural Geology*, **29(1**), 86-99

Lacombe, O. (2012). Do fault slip data inversions actually yield "paleostresses" that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion. *Comptes Rendus Geoscience, **344(3**), 159-173.*

Lagabrielle Y. (1987) es ophiolites, marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piemont). 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.

Lajaunie C., Courrioux G. & Manuel L. (1997). – Foliation fields and 3D cartography in geology: principles of a method based on potential interpolation. – *Mathematical Geology,* **29 (4),** 571-584.

Lanari, P., Guillot, S., Schwartz, S., Vidal, O., Tricart, P., Riel, N., Beyssac, O., (2012). Diachronous evolution of the alpine continental subduction wedge: evidences from P-T estimates in the Brianc¸ onnais Zone houillère (France - Western Alps). *Journal of geodynamics* **56-57**, 39–54.

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., Courboulex F., Deschamps A., Déverchère J., Stéphan J.-F., Ritz J.-F., and Gilli E. (2001) Active and recent deformation at the southern Alps-Ligurian bassin junction. *Netherland Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw* **80**, 255- 72.

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.

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

Larroque C., Scotti, O., Ioualalen, M., (2012). Reappreasal of the 1887 Ligurian earthquake (Western Mediterranean) from macroseismicity, active tectonics and tsunami modelling. *Geophys. J.Int*.**190**,87-104.

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 ossidentales). Relations avec la sédimentation et la tectonique, conséquences géodynamiques. *Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale*, 296 p.

Leclère, H., Fabbri, O., Guillaume, D., Cappa, F., (2012). Reactivation of a strike-slip fault by fluid overpressuring in the southwestern French-Italian Alps. *Geophysical Journal International* **189**, 29–37.

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**, TC4002, doi:10.1029/2004TC001676.

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., Rudkiewcz 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.

Lickorish W.H. & Ford M. (1998). – Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments. In: A. Mascle, C. Puigdefabregas, H.P. Luterbacher & M. Fernandez, Eds, Cenozoic foreland basins of western Europe. – *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **134**, 189-211.

Liu, C., A. Linde, and I. Sacks (2009). Slow earthquakes triggered by typhoons, *Nature* **459**, 833–845.

-M-

Ma, D., and S. Eaton (2009). Anatomy of a small earthquake swarm in southern Ontario, Canada, *Seismol. Res. Lett*. **80**, 214–223.

Maddedu B., Béthoux N., and Stéphan J. F. (1997) Champ de contrainte post-pliocène et deformations récents dans les Alpes sud-occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France* **167,6**, 797-810.

Maino, M., Decarlis, A., Felletti, F., & Seno, S. (2013). Tectono-sedimentary evolution of the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy) within the Oligo–Miocene central Mediterranean geodynamics. *Tectonics*.

Malavieille J., Lacassin R., and Mattauer M. (1984) Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bulletin de la Societé geologique 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.

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.**

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.*

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.

McClellan, P. H. (1984). Earthquake seasonality before the 1906 San Francisco earthquake, *Nature* **307**, 153–156.

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*.

Mercier, J., et E. Carey-Gailhardis, (1989) Regional state of stress and characteristic fault kinematics instabilites shown by aftershock sequences : the aftershock sequences of the 1978 Thessalonki (Greece) and 1980 Campania-Lucania (italia) earthquakes as examples, *Earth and Planetary Science Letters*, **92 (2)**, 247–264.

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 Brun, J.P. (1984) - The curved translation path of the Parpailon nappe (French Alps). *Journal of Structural Geology*, (**6, 6)** 711-719.

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.

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 39A/40Ar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **309**, 245-251.

Muço, B. (1995). The seasonality of Albanian earthquakes and crosscorrelation with rainfall, *Phys. Earth Planet. Int*. **88**, 285–291.

Muço, B. (1999). Statistical investigation on possible seasonality of seismic activity and rainfall-induced earthquakes in Balkan area, *Phys. Earth Planet. Int*. **114**, 119–127

-N-

Nilsen T.H. & Sylvester A.G. (1995). – Strike-slip basins. In: C.J. Busby and R.V. Ingersoll, *Eds., Tectonics of sedimentary basins. – Blackwell Science, Cambridge, Massachussetts*, 425-457.

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 an dEurope. *Pure and Applied Geophysics* **161**, 661-681.

Nocquet, J.-M., (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics ;* **579,** 220-242.

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*.

Pasquale V., Verdoya M., and Chiozzi P. (1994) Types of crust beneath the Ligurian sea. *TerraNova,* **6**, 255-266.

Paul A., Cattaneo M., Thouvenot F., Spallarossa D., Béthoux N., and Fréchet J. (2001) A threedimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography. *J. Geophys. Res* **106**, 19367- 19389.

Parotidis, M., E. Rothert, and S. Shapiro (2003). Pore-pressure diffusion: A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in Vogtland/NW-Bohemia, central Europe, *Geophys. Res. Lett.,* **30(20**), 12-1–12-4.

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.

Pêcher A., Guillot, S., Jouanne, F., Kausar, A., Latif, M., Madji, M., Mahéo, G., Mugnier, J.L., Rolland, Y., Seeber, N., van der Beek, P., Van Melle, J., (2008). Fault inversion in Northern Pakistan : paleo-stress field in transpression context, Northwest Himalaya. *Tectonics* **27**, TC6005

-P-

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.

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.

Plateaux, R., Bergerat, F., Béthoux, N., Villemin, T., & Gerbault, M. (2012). Implications of fracturing mechanisms and fluid pressure on earthquakes and fault slip data in the east Iceland rift zone. *Tectonophysics,* **581**, 19-34.

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.

Pujol, J. (1989). On the relocation of earth- quake clusters.Acase history: The Arkansas earthquake swarm, Bull. *Seismol. Soc. Am*. **79,** 1846–1862.

-R-

Ramsay J. G. et Huber., M. I. (1983) The techniques of modern structural geology. *Numéro 2. Harcourt Brace and Co*.

Rajendran, C., B. John, K. Sreekumari, and K. Rajendran (2009). Reassessing the earthquake hazard in Kerala based on the historical and current seismicity, *J. Geol. Soc. India*, **73**, 785–802.

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.

Réhault J. P. (1981) Evolution tectonique et sédimentaire du bassin Ligure (Méditerranée occidentale) *Thèse d'Etat, Paris VI,* 128 p.

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.

Rigo A., Béthoux N., Masson F., Ritz J.-F., (2008) Seismicity rate and wave-velocity variations as consequences of rainfall: the case of the catastrophic storm of September 2002 in the Nîmes Fault region (Gard, France) ; *Geophysical Journal International*, **173(2**) ; 473–482.

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 contraites dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'oligocène. Implication sismo-tectoniques. *Thèse Université Montpellier*.

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 Societe Geologique 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., 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., Mancktelow, N., Pennacchioni, G., Fornari, M., Boullier, A.M., (2008). 40Ar/39Ar dating of syn-kinematic white mica: insights from fluid–rock reaction in low-grade shear zones (Mont Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NW External Alps. *Geological Society of London Special Publications* **299**, 293–315.

Rolland, Y., Cox, S.F., Corsini, M., (2009a). Constraining deformation stages in brittle–ductile shear zones from combined field mapping and 40Ar/39Ar dating: the structural evolution of the Grimsel Pass area (Aar massif, Swiss Alps). *Journal of Structural Geology* **31**, 1377–1394.

Rolland, Y., Lardeaux, J.-M., Jolivet, L., (2012). Deciphering orogenic evolution. *Journal of Geodynamics* **56–57**, 1-6.

Rollet N. (1999) Structures profondes et dynamique du bassin Ligure et de ses marges. *Thèse, Paris VI*, 292 p.

Rollet N., Deverchere 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)**.

Rosenbaum G. and Lister G. S. (2005) The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatiotemporal 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 Mediteranean 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.

Roth, P., N. Pavoni, and N. Deichmann (1992). Seismotectonics of the eastern Swiss Alps and evidence for precipitation-induced variations of seismic activity, *Tectonophysics,* **207,** 183–197.

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 Paleozoïc 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.

Saar, M., and M. Manga (2004). Depth dependence of permeability in the Oregon Cascades inferred from hydrogeologic, thermal, seismic, and magmatic modeling constraints, *J. Geophys. Res*. **109**,

Sage, F., Beslier, M. O., Thinon, I., Larroque, C., Dessa, J. X., Migeon, S., Angelier, J., Guennoc, P., Schreiber, D., Michaud, F., Stephan, J.-F., Sonnette, L., 2011. Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: Example of the south-western Alps–Ligurian basin junction during the Cenozoic. *Marine and Petroleum Geology*, **28(7**), 1263-1282.

Saillard, M., Petit, C., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D.L., Revel-Rolland, M., Zérathe, S. Jourdon, A., 2014. Late Quaternary incision rates in the Vésubie catchment area (Southern Alps, France) from in situ-produced ^{36}Cl cosmogenic nuclide dating: Tectonic and climatic implications. Accepted to JGR-ES.

Sanchez G. (2010). Chronologie et évolution des déformations de la croûte moyenne à la surface dans un prisme collisionel en décrochement ; Impacts sur l'aléa sismo-gravitaire: Exemple des Alpes Sud-occidentales. *Phd thesis, Université de Nice-Sophian Antipolis*, 295 p.

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., Schreiber D., Giannerini G., Corsini M., and Lardeaux J.-M. (2010b) The active fault system of SW Alps. *Journal of Geodynamics* **49**, 296-302.

Sanchez G., Rolland Y., Corsini M., Jolivet M., Brichaud S., and Carter A. (2011a)Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera-Mercantour massif (SW Alps). *Terra Nova,* **23**, 116–126.

Sanchez G., Rolland Y., Corsini M., Oliot E., Goncalves P., Schneider J., Verati C., Lardeaux J. M., and Marquer D. (2011b) Dating Low-Temperature deformation by 40Ar/39Ar on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps). *Lithos*, **125**(1-2), 521-536.

Sani, F., Bonini, M., Piccardi, L., Vannucci, G., Delle Donne, D., Benvenuti, M., et al. (2009). Late Pliocene-Quaternary evolution of outermost hinterland basins of the Northern Apennines (Italy), and their relevance to active tectonics. *Tectonophysics*, **476**, 336–356

Savostin L., Sibuet J., Zonenshain L., Le Pichon X., and Roulet M. J. (1985) Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic acean 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.

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. (2010). – Modélisations géométriques 3D et champs de déformations dans les Alpes du Sud. – *Phd Thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis*, 281 p.

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.

Schreiber D., Giannerini G. & Lardeaux J.-M. (2011). The Southeast France basin at the Late Cretaceaous: The link between Pyrenean collision and Alpine subduction. *Geodin. Acta*, **24/1**, 21-35.

Schwartz S. (2000) La zone Piemontaise des Alpes occidentales: un paléo-complexe de subduction. Argument métamorphiques, géopchronologiques 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 concequences. *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.

Segall, P., & Pollard, D. D. (1980). Mechanics of DiscontinuousFaults. J*ournal of Geophysic Research*., **85**, 4337–4350

Seranne M. (1999) The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS; an overview. *Geol. Soc. Spec. Pub.* **156**, 15-36.

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 permiennes 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.

Sinclair H.D & Allen P.A. (1992). Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the forelandbasin. – *Basin Res*., **4**, 215-232.

Simon, J. L. (2007). Analysis of solution lineations in pebbles: kinematical vs. dynamical approaches*. Tectonophysics*, **445**, 337–352.

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**, 127-136.

SisFrance. (2008) Catalogue de la sismicité historiqque de la france. *BRGM/EDF/IRSN*

Sosson M., Guennoc P., and CYLICE l. é. (1998) Nouvelles contraintes géologiques sur l'évolution du bassin ligure : 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.

Stampfi 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.

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.

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 westernn 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 he western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research* **104**, 611-622.

Sztrakos K. & Du Fornel E. (2003). Stratigraphie, paléoécologie et foraminifères du paléogène des Alpes-Maritimes et des Alpes de Haute-Provence (Sud-Est de la France). *Rev. Micropal.*, **46**, 229-267.

-T-

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 Mediterranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Societé geologique 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., Senechal G., Hirn A., and Nicolich R. (1990) Ecors-Crop wide –angle reflexion seismics: contraints on deep interfaces beneath the Alps. *Mémoires de la Société géologique de France* **156**, 97-106.

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

Thouvenot F., Paul A., Fréchet J., Béthoux N., Jenatton L., 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.

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 Societe Geologique 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.

Tsoflias, G., G. Bollinger, and J. Costain (1995). Common cyclicities in the seismicity and water level fluctuations at the Charlevoix seismic zone on the St. Lawrence River, *Quebec, Canada, J. Geodyn*. **19**, 117–139.

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.

-V-

Vanderhaeghe, O., (2012). The thermal–mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: a reappraisal of the orogenic cycle. *Journal of Geodynamics* **56–57**, 124–145.

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.

Vernant, P., Hivert, F., Chery, J., Steer, P., Cattin, R., Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology* **41**, 467-470.

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*.

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.

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.

Waclawik, V. G. (2006). Landscape evolution of the Umbum Creek Catchment, western Lake Eyre, central Australia, *Ph.D. Thesis, University of Adelaide, Australia*,

-W-

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.

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

Weissert H. J. and Bernoulli D. (1985) A transform margin in the Mesozoic Tethys: Evidence from the Swiss Alps. *Geologishe Rundshaut* **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.

Willett S. D. (1999) Orogeny and orography: the effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research* **104**, 28957-28981.

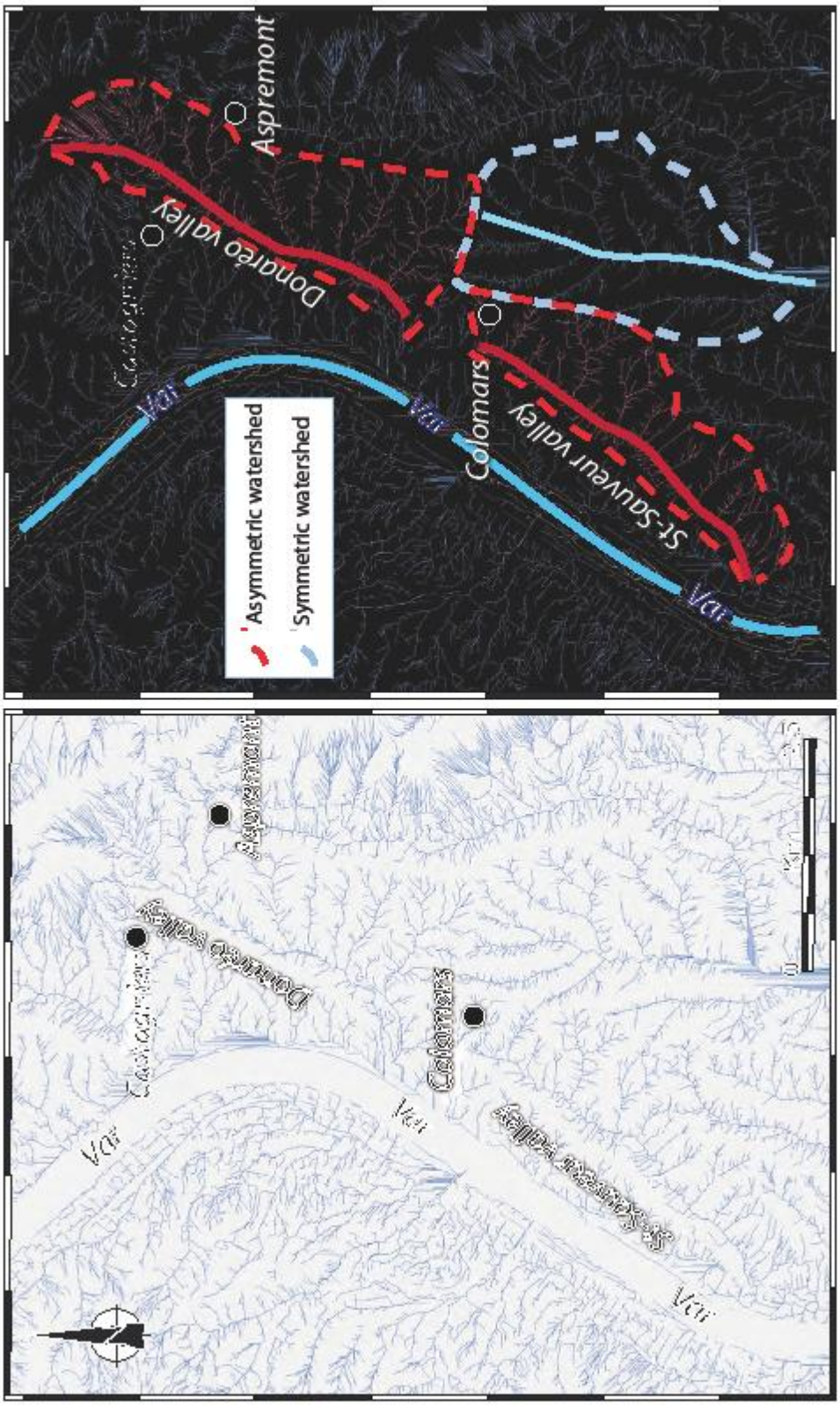
Willett S. D., Schlunegger F., and Picotti V. (2006) Messinian climate change and erosional destruction of the Central European Alps. *Geology* **34(8)**, 613-616.

Wolf, L. W., C. A. Rowe, and R. B. Homer (1997). Periodic seismicity near Mt. Ogden on the Alaska-British Columbia border: A case for hydrologically triggered earthquakes? *Bull. Seismol. Soc. Am*. **87**, 1473–1483.

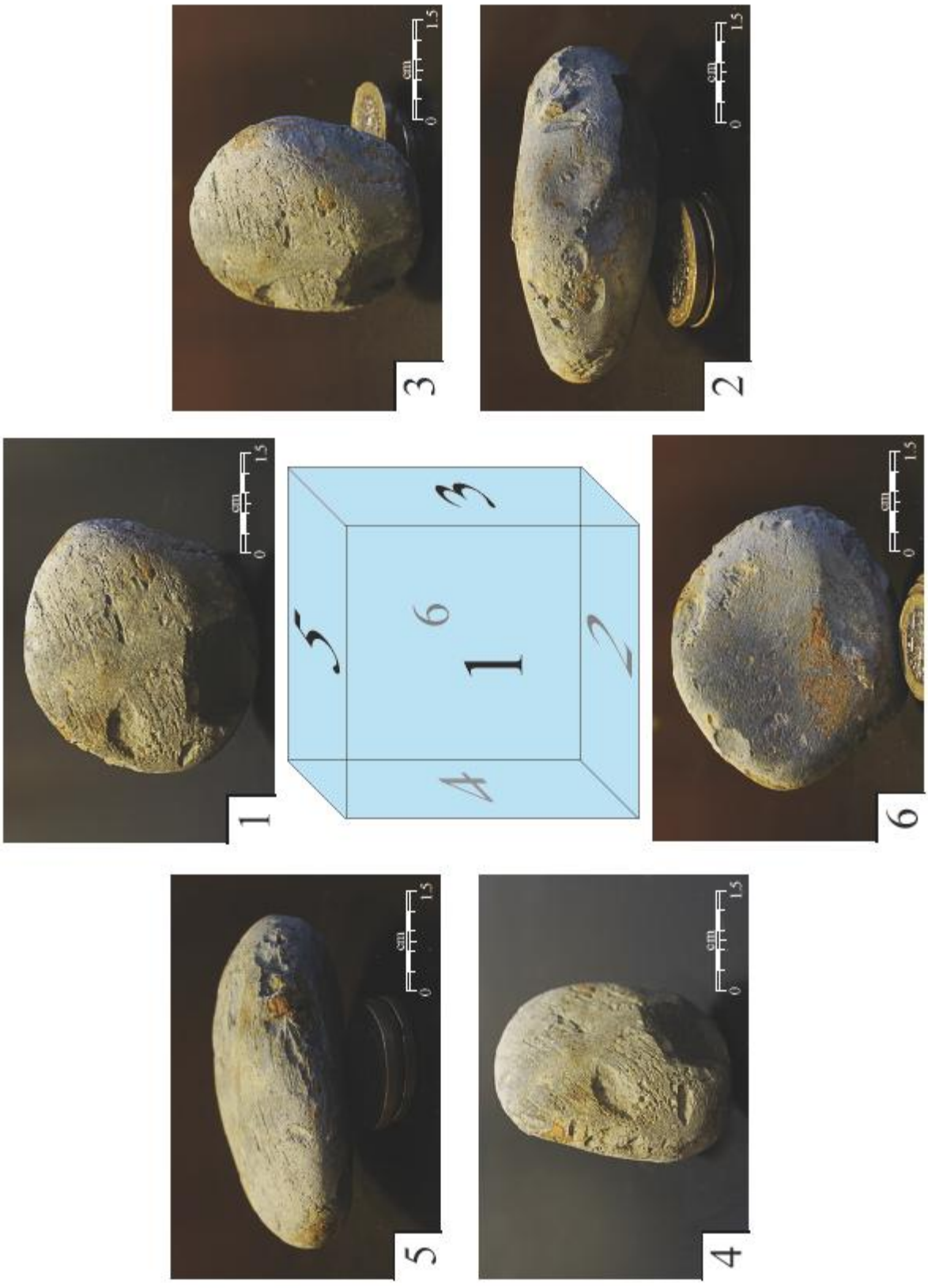
-Z-

Zérathe, S., Lebourg, T., (2012). Evolution stages of large deep-seated landslides at the front of a subalpine meridional chain (Maritime-Alps, France). *Geomorphology* **138**, 390-403.

Annexes



Esm1 (Chapitre II) **Online Resource 1. (A) Hydrographic network and (B) principal watersheds of Var valley at the western boundary of the Nice Arc. Note that the watershed bounding the Donareo and Saint Sauveur lineament (in red) are strongly asymmetrical, while the watershed to the south of Colomars (apart from the fault corridor) is symmetrical.,**



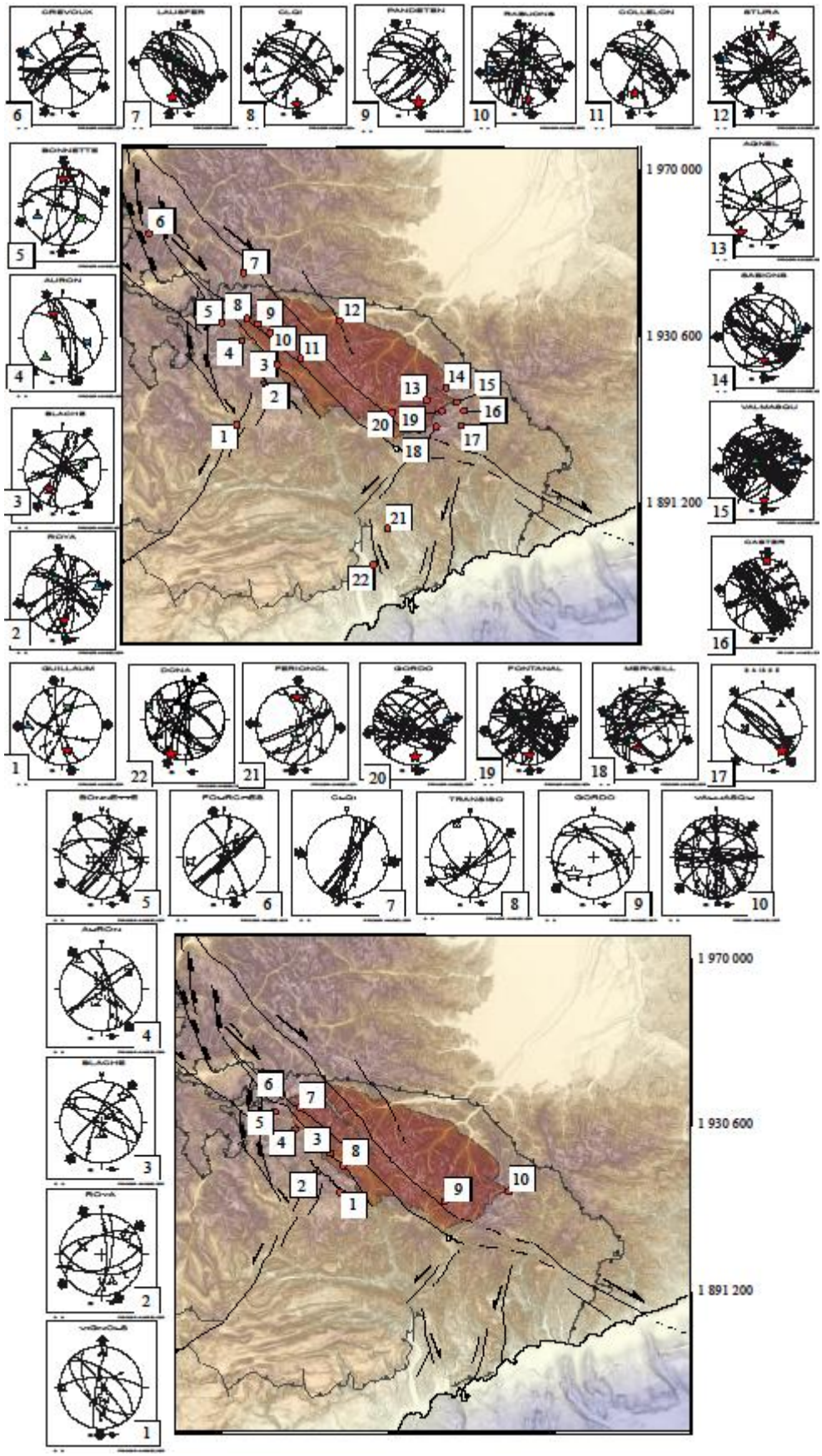
Esm 2 (Chapitre II) Online Resource 2. Photographs of all sides of a representative strained pebble from Var Pliocene molasse, showing striation (st.) on all its surface, and pressure-dissolution marks (imprinted lobes, i.l.). The presence of striae on pebble sides precludes the interpretation of striation as due to faulting, but rather to a pressure-dissolution process involving matrix quartz grains and pebble surface (SEE ALSO FIGURE. II-22).

Supplementary data 1 : Summary table of tensors.

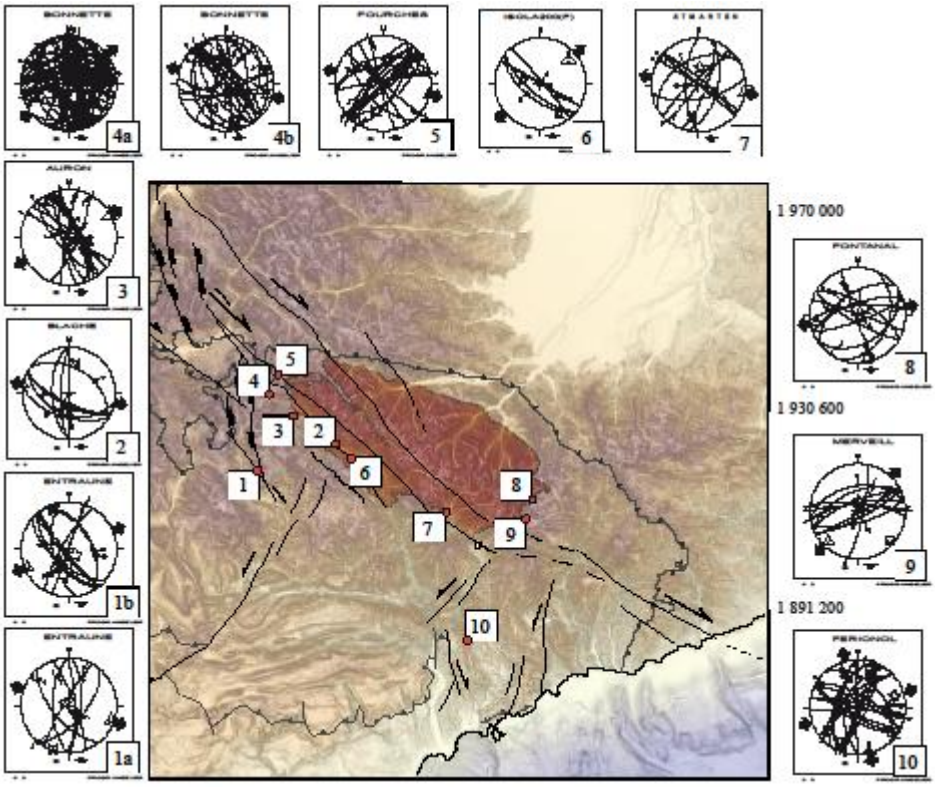
the color of line represent the tectonic regime in red the compressive tectonic regime, and in blue and green respectively the the extensive tectonic regime and the strike-slip tectonic regime. The last column contain a criterion of qualitiy of the tensor (Q), who going from(A) Very Good, to (D) medium, based on the numbers of fault plane compatible and the misfit.

	Zone	Fault-Strea by zone	Fault strea compatible	S1_Dir	S1_Dip	S2_Dir	S2_Dip	S3_Dir	S3_P	Shape ratio	Misfit	Tectonic regime	Q_Fault	Q_misfit	Q
Paleo-stress	TRANSISO	18	5	238	38	337	11	81	50	0.326	9	inverse	1	4	D
	isola2000	7	5	185	61	345	28	80	9	0.135	20	normal	1	2	D
	caster	42	32	12	6	264	71	104	18	0.424	16	strike slip	4	3	A
	rabuons	33	24	172	22	16	67	266	9	0.647	20	strike slip	4	2	A
	rabuons	33	5	321	29	52	3	148	61	0.433	9	inverse	1	4	D
	guillaum	8	6	169	36	15	51	269	13	0.435	17	strike slip	1	3	D
	blache	33	11	206	51	65	32	322	20	0.474	18	normal	2	3	B
	blache	33	6	40	19	305	15	180	65	0.725	6	inverse	1	4	D
	blache	33	8	189	56	281	1	12	34	0.233	15	normal	2	3	B
	roya	21	14	175	34	334	55	78	10	0.698	17	strike slip	3	3	A
	roya	21	6	53	23	294	49	158	32	0.472	20	strike slip	1	2	D
	gordo	32	5	230	38	343	28	100	40	0.142	22	strike slip	1	2	D
	gordo	32	23	174	21	326	66	80	10	0.366	13	strike slip	4	3	A
	bonette	104	57	189	80	322	7	52	7	0.485	24	normal	4	2	A
	bonette	104	22	3	46	207	42	106	12	0.385	16	normal	4	3	A
	bonette	104	13	57	20	255	69	149	6	0.309	13	strike slip	3	3	A
	bonette	104	8	1	29	123	43	250	33	0.385	21	strike slip	2	2	B
	auron	32	14	164	75	331	15	62	3	0.894	21	normal	3	2	B
	auron	32	7	207	64	58	23	323	12	0.397	20	normal	2	2	B
	auron	32	5	339	36	101	36	221	34	0.649	17	strike slip	1	3	D
	sablons	31	20	176	31	350	59	85	3	0.665	15	strike slip	4	3	A
	sablons	31	7	24	2	293	26	118	64	0.479	14	inverse	2	3	B
	merveill	43	19	198	38	20	52	289	1	0.774	17	strike slip	3	3	A
	merveill	43	10	6	74	132	10	224	13	0.523	21	normal	2	2	B
	merveill	43	7	166	18	256	0	347	72	0.828	11	inverse	2	3	B
	ferrionol	41	20	72	20	275	68	165	8	0.704	19	strike slip	4	3	A
	ferrionol	41	8	3	28	181	62	273	1	0.411	14	strike slip	2	3	B
	ferrionol	41	5	305	0	213	67	35	23	0.355	11	strike slip	1	3	D
	stura	30	19	16	13	177	76	285	4	0.803	13	strike slip	3	3	A
	ferrionJ	19	9	181	24	289	29	59	50	0.978	8	inverse	2	4	A
	agnel	16	7	214	5	322	75	122	14	0.494	8	strike slip	2	4	A
	Lausfer	28	20	191	28	30	60	286	8	0.261	19	strike slip	4	3	A
	VALMASQU	79	44	177	10	301	73	84	14	0.672	13	strike slip	4	3	A
	VALMASQU	79	23	126	87	9	1	279	3	0.307	27	normal	4	2	A
	FONTANAL	46	10	46	72	168	10	260	15	0.492	18	normal	2	3	B
	FONTANAL	46	31	179	27	318	56	79	19	0.539	14	strike slip	4	3	A
	CREVOUX	18	12	23	4	160	84	293	4	0.922	13	strike slip	3	3	A
	PANDETEN	21	13	164	16	74	2	338	74	0.242	26	inverse	3	2	B
	FOURCHES	33	9	36	64	263	18	167	18	0.285	17	normal	2	3	B
	FOURCHES	33	18	12	28	181	62	280	5	0.616	15	strike slip	3	3	A
	COLLELON	21	12	192	38	0	52	97	5	0.355	11	strike slip	3	3	A
	ENTRAUNE	22	12	130	72	337	16	245	8	0.586	22	normal	3	2	B
	ENTRAUNE	22	7	302	83	200	2	109	7	0.62	18	normal	2	3	B
	CLAI	36	15	177	8	53	76	269	12	0.538	13	strike slip	3	3	A
	CLAI	36	8	95	3	185	0	282	87	0.694	32	inverse	2	1	C
	VIGNOL	10	6	160	67	278	11	12	20	0.244	6	normal	1	4	D
Present-day stress	zone1	23	17	147	50	179	-35	257	16	0.537	13	normal	3	3	B
	zone1	23	17	149	50	172	-37	253	12	0.387	17	normal	3	3	B
	zone1	23	17	149	52	189	-31	267	20	0.681	17	normal	3	3	B
	zone1	23	17	108	73	168	-9	256	15	0.401	17	normal	3	3	B
	zone1	23	17	148	61	167	-28	253	8	0.439	17	normal	3	3	B
	Zone2	28	24	347	15	102	58	249	28	0.381	11	strike slip	4	3	A
	Zone2	28	24	348	15	109	62	252	22	0.386	12	strike slip	4	3	A
	Zone2	28	24	349	15	99	51	248	34	0.557	13	strike slip	4	3	A
	Zone2	28	24	345	8	97	69	253	19	0.574	14	strike slip	4	3	A
	Zone2	28	24	142	21	205	-50	247	32	0.539	15	strike slip	4	3	A
	Zone3	10	8	291	8	14	-42	29	47	0.718	15	inverse	2	3	C
	Zone3	10	8	286	6	13	-34	25	56	0.921	16	inverse	2	3	C
	Zone3	10	8	298	18	20	-23	62	60	0.298	18	inverse	2	3	C
	Zone3	10	8	293	12	18	-22	49	65	0.663	18	inverse	2	3	C
	Zone3	10	8	295	13	23	-9	77	74	0.322	19	inverse	2	3	C
	zone4	48	43	290	85	78	5	168	3	0.043	16	normal	4	3	A
	zone4	48	43	112	84	257	5	347	4	0.246	16	normal	4	3	A
	zone4	48	43	64	55	80	-34	165	7	0.023	17	normal	4	3	A
	zone4	48	43	82	57	262	33	352	0	0.159	17	normal	4	3	A
	zone4	48	43	71	53	76	-37	164	2	0.036	17	normal	4	3	A
	zone5	20	15	198	25	229	-61	294	13	0.336	17	strike slip	3	3	B
	zone5	20	15	199	26	228	-61	295	12	0.234	20	strike slip	3	3	B
	zone5	20	15	205	17	248	-67	299	15	0.465	21	strike slip	3	2	C
	zone5	20	15	197	24	207	-66	288	4	0.571	22	strike slip	3	2	C
	zone5	20	15	193	31	219	-56	291	12	0.396	22	strike slip	3	2	C
	zone6	13	9	262	59	326	-15	48	26	0.846	16	normal	2	3	C
	zone6	13	9	261	53	326	-17	45	32	0.891	17	normal	2	3	C
	zone6	13	9	238	59	313	-9	38	29	0.809	17	normal	2	3	C
	zone6	13	9	235	60	329	2	60	30	0.930	18	normal	2	3	C
	zone6	13	9	258	60	274	-29	1	7	0.981	20	normal	2	2	C

Esm 1 (Chapitre III) Supplementary data 1 : Summary table of tensors.



Esm 2 (Chapitre III) **Supplementary data 2: Site by site schmidt stereonets of measured fault planes at a regional scale.**



Esm 2 (Chapitre III) **Supplementary data 2: Site by site schmidt stereonets of measured fault planes at a regional scale. (SUITE)**

Neogene to ongoing transcurrent tectonics in the SW Alps revealed by paleostress and earthquake analysis.

Interpretaion of the significance of syn-orogenic extension versus compressional deformation in active orogens.

Victorien Bauve [1], *Romain Plateaux* [2], *Yann Rolland* [1], *Nicole Bethoux* [1], *Guillaume Sanchez* [3], *Bertrand Delouis* [1], *Romain Darnault* [4]

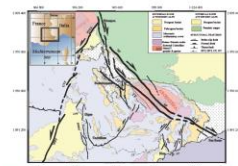
1) Géoazur-UMR 7329, Université de Nice Sophia-Antipolis, CNRS, IRD, Observatoire de la Côte d'Azur, 250 rue A. Einstein, F-06560, Sophia Antipolis, France.

2) Institute of Oceanography, National Taiwan University, Taipei, Taiwan.

3)FROGTECH, Suite 17F, Level 1, 2 King Street, Deakin West, ACT, 2600, Australia

4) IFP Energies nouvelles, Géologie-Géochimie-Géophysique, 1 et 4 avenue de Bois-Préau 92852 Cedex - FRANCE

Geological Context

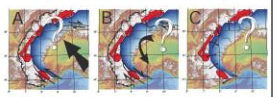


Sketch geological map of SW Alps, with main supposed active faults (after Sanchez et al.)

The SW Alps region is currently submitted to a micro-seismicity, some events reaching magnitude ~4, which significance is debated.

The Africa-Europe convergence is slow (~5mm/yr out of which < 1 mm/yr in the western Alps Nocquet, 2012), and thus the origin for this internal extension is largely debated.

The motor of this active deformation is ascribed to several potential models:



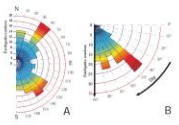
(A) The horizontal indentation *Tapponnier et al., 1977, as frequently invoked in other studies (e.g., Laubscher, 1988) .*

(B) The model of anti-clockwise rotation of Apulia *(Gidon, 1974; Ménard, 1988; Vialon, 1990), which was later supported by paleomagnetic rotations (Collombet et al., 2002) and continuous and synchronous overall dextral deformation along the Alpine arc since 25 Ma (Rolland et al., 2012).*

(C) The syn- to post-orogenic gravitational collapse model; *Nur et al., 1990; 2007; Sue and Tricart, 2003). In this model, isostatic adjustment following increased erosion (Champagnac et al., 2007), and combinations of rotation and compression (Delacou et al., 2008) are also invoked.*

The transition from compression to extension is often interpreted as a result of a late-orogenic process, in the Miocene (6 Ma, Tricart et al., 2006) or in the Quaternary (Larroque et al., 2009; Champagnac et al., 2007).

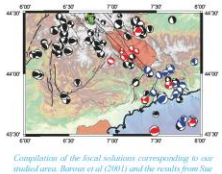
Earthquake analysis



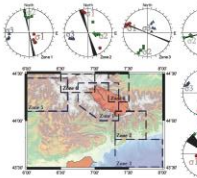
Distribution of Focal mecanism. Rose diagram of strike (A), Fault dip(B)

These data show (A) an average fault strike mainly comprised between N120°E and N150°E, and another maximum at 37 ± 7 °E.

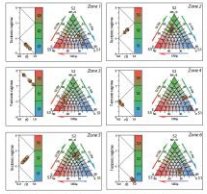
The statistics of fault dip (B) shows a major proportion of faults being steeper than 40°.



Compilation of the focal solutions corresponding to our studied area. Barruol et al (2001) and the results from Sue et al (1999). We added to this list, more recent results from Thouvenot (2003), Jenatton et al. (2007), Turino (2008), Courboulex et al. (2001) , Larroque et al. (2009) and Delouis (unpublished solutions).



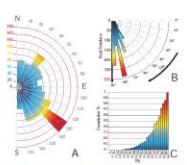
Results of the present day stress represented by azim in stereographic projection (lower hemisphere, red polygons for σ1 axes, green squares for σ2 axes and blue triangles for σ3 axes).



Tectonic regimes of the present day stress in triangular diagrams (Frohlich, 1992) and r=(σ1-σ2)/(σ1-σ3) versus tectonic regime (see Ulcerier and Seranne, 2001)

Current stress fields (zones 1, 4 and 6) show predominant extensional regime. a strike-slip regime is also obtained by focal mechanism inversion in zones 5 and 2. the Ligurian Margin is submitted to an inverse regime (zone 3).

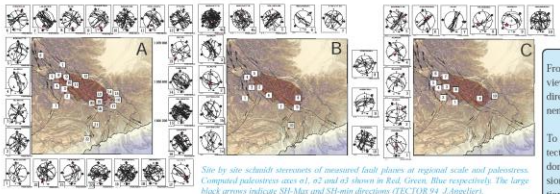
Brittle fault analysis



Distribution of faults planes. fault strike (A).Fault dip (B).cumulated dip (C).

These data show (A) an average fault strike mainly comprised between N112°E and N164°E, with a maximum of 180 measured faults at N130 ± 7 °E. Another secondary maximum of 118 faults is measured for the orientation ~ N40°E.

The cumulative distribution (C) shows that 70% of measured planes are steeper than 69°.



Site by site schmidt stereonets of measured fault planes at regional scale and paleostress. Computed paleostress axes σ1, σ2 and σ3 shown in Red, Green, Blue respectively. The large black arrows indicate SH-Max and SH-min directions (TECTOR 94 J.Angelier).

(A) A main N-S compression regime characterised by NW-SE dextral strike-slip faults and secondary NE-SW with sinistral components is obtained in the whole region in the crystalline basement and in sedimentary cover.

(B) E-W extensional regime is also present. It is found at the periphery of the Argentera-Mercantour massif To the NW of the massif , the paleo-tensors are well constrained by a great proportion of measured faults. while other sites in the Tinée Valley the extension is mainly perpendicular to the valley controlled by normal faults, parallel to the valley strike which may suggest a gravitary component (e.g., Bouissou et al., 2012).

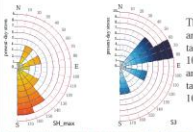
(C) Finally, a third paleo-stress state is represented by NW-SE extension with NE-SW compression. This stress state is always a residual paleo-stress solution. Which is marked by a minority of fault planes.

From a statistical point of view, the N-S compression direction is largely prominent in the region .

To the NW of the massif the tectonic regime appears to be dominated by radial extension, with faults in all directions.

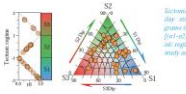
Despite several faults that do not agree with this N-S regime and that are ascribed to a previous deformation stage, all the dataset is in agreement with a unique strain regime.

Paleo-stress Vs Present day stress

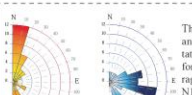


Statistical analysis of present day stress tensors. strike of Sh-max and σ3

These data show an average orientation of N170 ± 10°E for S1 and an average orientation of N70 ± 10°E for σ3.

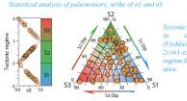


Tectonic regimes of the present day stress in triangular diagrams (Frohlich, 1992) and r=(σ1-σ2)/(σ1-σ3) versus tectonic regime for all of zone in the study area.



Statistical analysis of paleotensors. strike of σ1 and σ3.

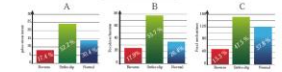
These data show an average orientation of N0±14°E for σ1 and an average orientation of N104±7°E for σ3.



Tectonic regimes of paleostress in triangular diagrams (Frohlich, 1992) and r=(σ1-σ2)/(σ1-σ3) versus tectonic regime for all of zone in the study area.

Similar stress directions and deformation regimes are obtained from both methods. From both methods it appears that SW Alps is characterized by a minority of pure compression and pure extension with respect to the strike-slip component with N-S compression.
Actually, the extension directions mainly cluster around the E-W direction, perpendicular to the compression direction. Thus, the N-S compression and the E-W extension can be synchronous.

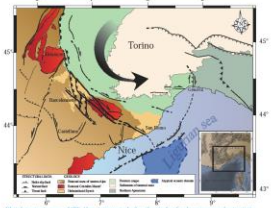
Discussion



Comparison between results of paleo-stress and present day stress computed from fault-stress data inversion (A) and focal mechanisms study area (B) and (C) at the scale of the W Alps arc.

We observe a strong similarity of the long-term regime (paleostress data) and of current seismicity.

The tectonic regime appears to be relatively constant at the long-time scale (at least 20 Ma) as reflected by similar results from both methods.



Sketch tectonic map of SW Alps, interpreted after the study of paleo-stress and seismicity

The SW Alpine extension is interpreted as local deformation in pull-apart domains along a curved boundary between slowly rotating Apulian block and relatively immobile Western Europe.

The extensional deformation regime is hosted in specific tectonic domains that can be interpreted as 'transitional' domains between pure strike-slip segments.

- Comparison between paleo-stress data derived from long-term evolution of SW Alps and the current stress field obtained with the seismicity of last 30 years show identical results.

- A minor part of extension accompanies a major part of strike-slip deformation in the SW Alps.

References

Bauve, V., Rolland, Y., Bethoux, N., 2011. The state of stress of the southeastern France domain back to seismological focal mechanisms inversion. Geophys. Int. 185, 358–380.

Bouissou, S., Tiberi, C., Déverchère, J., Petit, C., Perrot, J., Deschamps, A., Haines, J., Louat, R., Popov, E., 2012. Gravity anomalies and crustal structure in the Ligurian Sea (northern Tyrrhenian Sea–northwestern Mediterranean Sea). Geophys. J. Int. 189, 1082–1104.

Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B., Burkhard, M., Allanic, C., Tricart, P., Kissling, E., 2007. Miocene to present tectonics of the Western Alps inner arc: New insights from paleostress/kinematic analyses and seismotectonics. Tectonophysics 444, 1–18.

Courboulex, F., Virieux, J., Deschamps, A., Gibert, D., Zollo, A., 2007. The 7 April 2001 Key West, Florida, earthquake sequence: Relocation and focal mechanism of the largest foreshocks and aftershocks. Geophys. Res. Lett. 34, L07305.

Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D., Allanic, C., Burkhard, M., 2008. Quantification of strain rate in the Western Alps using geodetic comparison with seismic and geomorphic estimates. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 298, 377–398.

Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A., Rivera, L., 1993. Stress tensor determination in the Corinth-Patras rift (Greece) using microearthquake data and modelling of Pn first motions. Geophys. J. Int. 114, 87–99.

Jenatton, L., Guiguet, R., Thouvenot, F., Daix, N., 2007. The 16,000-event 2000–2005 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). Journal of Geophysical Research. 112.

Larroque, C., Delacou, B., Godel, B., Perrot, J., Sue, C., 2009. Active deformation at the southwestern Alpine–Ligurian basin junction (French–Italian boundary). Tectonics. No record. Image from comparison to orientation in the study area.

Nocquet, J.-M., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. Tectonophysics 579, 220–242. doi:10.1016/j.tecto.2012.03.037

Rolland, Y., Lardeaux, J.-M., Lahfid, A., 2012. Neogene orogen evolution. Journal of Geodynamics. Volume 59–60, Pages 1–6, 2–12.1016/j.jog.2012.10.002.

Sue, C., Tricart, P., 2003. Neogene ductile to brittle extension in the Western Alps: An overview. Journal of Geophysical Research. 108.

Sue, C., and Tricart, P., 2003. Widespread extension in the core domains of the Western Alps, in response to Neogene dextral faulting. Terra Nova 15, p. 109–115, doi: 10.1046/j.1365-3121.2003.00466.x

Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G., Fourniguet, J., Dumont, T., Lahaye, Y., 2006. Differential Late Miocene–Pliocene extension in the Southern Briançonnais Basement (Western Alps): Exhumation of the Schistes Lustrés complex. Journal of the Geological Society. 163, 723–736.

Résumé

Ce travail de thèse présente une analyse géologique combinant plusieurs méthodes : géologie structurale des bassins néogènes et plio-quaternaires, inversion comparée des couples failles/stries et mécanismes au foyer ainsi qu'une l'analyse de la répartition spatiale et temporelle de la sismicité en relation avec la pluviométrie, avec pour objectif de comprendre quelle est la signification de l'activité sismique dans un système orogénique lent en prenant pour exemple le sud des Alpes Occidentales. Les principaux résultats sont les suivants :

- La région est soumise à un raccourcissement nord-sud révélé par l'analyse et le caractère syn-tectonique des bassins miocènes et plio-quaternaires. La déformation est principalement accommodée par des systèmes décrochants N140 dextres. Ces systèmes décrochants concentrent la déformation active le long de structures héritées.

- On trouve de façon synchrone de l'extension (*au nord-ouest du massif du Mercantour*) et de la compression (*au pied de la marge Ligure*) le long d'un même système décrochant N140 dextre. La transition se fait progressivement, passant d'un régime transtensif au nord (*dépression de Jausiers*) vers un régime transpressif au sud qui s'explique par des permutations de contraintes.

- Cette géodynamique alpine est temporellement et cinématiquement reliée à une rotation continue de la micro-plaque apulienne et ce depuis le Miocène, contrôlée par l'ouverture des bassins ligure puis tyrrhénien. Le moteur de la tectonique active semble donc lié à la rotation de l'Apulie, elle-même contrôlée par la subduction en Méditerranée.

- Dans ce contexte de faible déformation la sismicité montre une périodicité annuelle corrélée avec la pluviométrie. Cette corrélation pourrait être expliquée par la conjonction de deux processus qui facilitent le déclenchement des séismes. Ces processus sont la « surcharge », lors de forts événements pluvieux, surcharge qui augmente la charge hydrique produisant une rupture instantanée et la « lubrification » qui grâce à la diminution de la friction par augmentation de la pression de fluides dans la porosité, conduit à une activité sismique décalée dans le temps et marquée par une microsismicité de faible energie (*ex. la crise de Blausasc*).

Cette étude montre l'intérêt de coupler la sismicité à l'étude de terrain et en particulier des bassins sédimentaires néogènes. Elle révèle une continuité du régime tectonique sur plusieurs millions d'années, le long d'un système de failles décrochant pré-structuré. En réalité nous sommes ici face à un système complexe où s'exprime à la fois une tectonique active et des paramètres externes (*hydrosismicité, rebond isostatique, érosion /sédimentation…)* qui influencent la tectonique et les périodes de déclenchement des séismes.