



HAL
open science

L'arc des Alpes occidentales : cinématique et mécanismes de formation au jour de nouvelles données structurales et paléomagnétiques

Quentin Brunsmann

► **To cite this version:**

Quentin Brunsmann. L'arc des Alpes occidentales : cinématique et mécanismes de formation au jour de nouvelles données structurales et paléomagnétiques. Sciences de la Terre. Sorbonne Université, 2023. Français. NNT : 2023SORUS299 . tel-04480313

HAL Id: tel-04480313

<https://theses.hal.science/tel-04480313>

Submitted on 27 Feb 2024

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

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

Sorbonne Université

Ed 398 : Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

Institut des Sciences de la Terre de Paris

L'arc des Alpes occidentales

*Cinématique et mécanismes de formation au jour de nouvelles
données structurales et paléomagnétiques*

Par Quentin Brunsmann

Thèse de doctorat en Sciences de la Terre

Dirigée par Claudio Rosenberg et Nicolas Bellahsen

Présentée et soutenue publiquement le 30 Juin 2023

Devant un jury composé de :

Mary Ford	Professeur (CRPG – Université de Lorraine)	Rapporteur
Alfons Berger	Professeur (IfG – Universität Bern)	Rapporteur
Laurent Jolivet	Professeur émérite (ISTeP - Sorbonne Université)	Examineur
Yann Rolland	Maître de conférences (EDYTEM - Université Savoie Mont Blanc)	Examineur
Charles Aubourg	Professeur (LFCR – Université de Pau et des Pays de l'Adour)	Examineur
Claudio Rosenberg	Professeur (ISTeP – Sorbonne Université)	Directeur
Nicolas Bellahsen	Maître de conférences (ISTeP – Sorbonne Université)	Co-directeur
Julien Charreau	Maître de conférences (CRPG – Université de Lorraine)	Invité
Charles Gumiaux	Maître de conférences (ISTO – CNRS Orléans)	Invité
Giancarlo Molli	Professeur (DST – Università di Pisa)	Invité
Fabio Speranza	Docteur (INGV – Rome)	Invité
France Lagroix	Directrice de recherche (IPGP – CNRS – Université Paris cité)	Invité
Thierry Baudin	Dr. senior geologist (BRGM – Orléans)	Invité

RESUME

La formation des arcs orogéniques est généralement le résultat de plusieurs processus tectoniques qui peuvent être responsables de la configuration pré-orogénique, pré-collisionnelle ou de la tectonique collisionnelle associée ou non à une flexion oroclinale. La formation de l'arc des Alpes occidentales est classiquement attribuée à l'indentation collisionnelle de la marge Européenne et du prisme orogénique par l'indenteur Adriatique. Cependant la direction d'indentation, sa composante rotationnelle, ou les mécanismes d'accommodation de cette indentation ne font pas consensus et de nombreux modèles cinématiques proposent des explications incompatibles entre elles, afin d'expliquer la géométrie arquée de la chaîne.

En effet les différents modèles proposent des directions d'indentation très différentes allant de NNW (N340°) à Ouest. Certains modèles proposent également que la collision Alpine soit associée à une rotation antihoraire de l'indenteur Adriatique d'environ 25° à l'Oligo-Miocène. Toutefois, les implications de ce modèle en termes de quantité de raccourcissement autour de l'arc et en termes de cinématique des principales structures (Front Pennique et Système de failles Périadriatique) ne semblent pas être confirmées par les études structurales. Par ailleurs des reconstructions palinspastiques récentes impliquent l'existence d'un proto-arc pré-collisionnel qui pose la question de la chronologie de l'acquisition de cette géométrie d'arc au cours de l'orogénèse Alpine.

Le premier aspect de ce travail correspond à une synthèse critique des différents modèles de formation de l'arc des Alpes occidentales et des processus tectoniques auxquels ils font appel. L'évaluation de ces différents processus permet notamment de mettre en avant la probabilité de l'existence d'un proto-arc hérité de la phase de subduction, amplifié par l'indentation Adriatique essentiellement vers le NW. Ces deux processus permettent d'expliquer la formation de l'arc des Alpes occidentales sauf en ce qui concerne la branche E-W de l'arc de Castellane dans la Zone Externe et le segment WNW-ESE de l'arc au Nord et à l'Est du massif de l'Argentera. D'abord l'orientation des structures de l'arc de Castellane semble principalement héritée des structures pyrénéo-provençales produites avant la collision Alpine. Le raccourcissement d'âge Alpin dans ce secteur, souvent interprété comme une direction de transport vers le Sud des chaînes subalpines dans cette région, semble plutôt associé à une convergence N-S post-Tortonien (~12 Ma), répandue au SW des Alpes occidentales. Ce raccourcissement est de même direction et âge que l'inversion de la marge Liguro-Provençale, ce qui suggère que les deux processus sont cinématiquement couplés et qu'ils appartiennent au même système tectonique. Le raccourcissement N-S d'âge Alpin dans l'arc de Castellane ne serait donc pas associé à l'indentation/collision Alpine. Enfin la direction WNW-ESE de la terminaison sud de l'arc, qui forme les Alpes Ligures, semble être influencée par

la rotation antihoraire de 50° des Apennins, liée au rollback du slab Adriatique, contemporain de l'ouverture du bassin Liguro-Provençal (23-15 Ma).

Une analyse du paléomagnétisme a été réalisée pour caractériser les rotations d'axe vertical et leur âge relatif, afin de mieux comprendre la formation de l'arc Alpin et son développement par rapport au cycle orogénique. Une compilation exhaustive des données de paléomagnétisme dans les Alpes (Alpes du Sud, Zone Interne, et Zone Externe) a été construite et complétée par 11 sites de données nouvellement acquises. Cette étude a permis d'abord de réfuter l'existence d'une rotation significative de la plaque Adriatique durant la collision Alpine. Les tests oroclinaux, réalisés à plusieurs échelles, ont permis de mettre en évidence que l'arc des Alpes occidentales se développe sous l'effet de l'indentation vers le NW (N330°) depuis une structure du prisme orogénique déjà faiblement arquée avant la collision. Par ailleurs la marge continentale Européenne ne semble pas subir de rotation significative, impliquant une propagation d'un arc principalement hérité de la marge Mésozoïque. En conclusion, la géométrie actuelle de l'arc des Alpes occidentales serait principalement contrôlée par la structure pré-collisionnelle de la marge Européenne que le prisme orogénique va adopter sous l'effet de l'indentation Adriatique vers le NW. En revanche, la terminaison méridionale de l'arc aurait une histoire géodynamique différente. Elle serait le résultat de l'héritage pyrénéo-provençal avec réactivation Miocène dans la Zone Externe, et d'une rotation antihoraire de la Zone Interne, en lien avec l'orogénèse Apennine.

L'indentation Adriatique, parfois supposée suivre une trajectoire avec forte composante vers l'ouest, serait accommodée au Sud de l'arc par un décrochement senestre d'environ 50km selon la littérature récente. Cette interprétation fortement spéculative est testée par une étude structurale de terrain, associée à une analyse géostatistique des trajectoires en carte des plans de schistosité et de stratigraphie. Les résultats semblent confirmer l'existence de décrochements senestres associés à une tectonique transpressive syn-collisionnelle. Cependant l'importance de ces décrochements semble marginale en comparaison des 50 km de déplacement supposé. Cette analyse structurale a par ailleurs mis en évidence une déformation polyphasée dans le Dauphinois, associée à une mylonitisation localisée et caractérisée par un étirement N120°. L'évaluation des températures maximales d'enfouissement par la méthode RSCM (Raman Spectroscopy on Carbonaceous Material) indique des températures supérieures à 350°C à la bordure Nord de l'Argentera, atteignant localement 400°C. Ces températures impliquent un métamorphisme régional plus important que les conditions anchizontales généralement attribuées à ce secteur des Alpes. La diminution de ces températures en s'éloignant du Front Pennique implique que ce métamorphisme est principalement associé à l'enfouissement tectonique par le passage des nappes internes sur le Dauphinois au début de la collision. Considérant un gradient thermique estimé à 25°C.km⁻¹ dans la région du massif de l'Argentera, les températures maximales dans le Dauphinois correspondent à une profondeur

d'enfouissement de 11.3 ± 1 km au niveau du Front Pennique diminuant jusqu'à 4 km à l'aplomb de l'arc de Castellane.

ABSTRACT

The formation of orogenic arcs generally results from several tectonic processes that may be attributed to the pre-orogenic, or pre-collisional tectonic setting to collisional tectonics and/or oroclinal bending. The formation of the Western Alps arc is classically attributed to collisional indentation of the European margin and the orogenic prism by the Adriatic indenter. However, the direction of indentation, its rotational component, or the accommodation mechanisms of this indentation are not agreed upon and the numerous kinematic models of the arcuate geometry of the chain are not compatible with one another.

Indeed, the different models propose very different indentation directions from NNW (N340°) to W. Some models also suggest that Alpine collision is associated with a counterclockwise rotation of the indenter of about 25° in the Oligo-Miocene. However, the implications of this model in terms of the amount of shortening around the arc and in terms of the kinematics of the main structures (Penninic Front and Periadriatic Fault System) do not seem to be confirmed by structural studies. Moreover, recent palinspastic reconstructions imply the existence of a pre-collisional proto-arc which raises the question of the chronology of this arc geometry during the entire history of the Alpine orogeny.

The first aspect of this work corresponds to a critical synthesis of the different models of the formation of the Western Alpine arc and the tectonic processes to which they refer. The evaluation of these different processes allows to put forward the probability of the existence of a proto-arc inherited from the subduction phase, and amplified by the Adriatic indentation essentially towards the NW. These two processes explain the formation of the Western Alpine arc, except for the E-W branch of the Castellane arc in the External Zone and the WNW-ESE segment of the arc to the north and east of the Argentera massif. First, the orientation of the Castellane Arc seems to be mainly inherited from the Pyrenean-Provençal structures, preceding Alpine collision. The Alpine-age shortening in this area, often interpreted as a southward transport direction of the subalpine chains in this region, is rather associated with a post-Tortonian (~12 Ma) N-S convergence, widespread in the SW of the Western Alps. This shortening is of the same direction and age as the inversion of the Liguro-Provençal margin, which suggests that the two processes are kinematically coupled and that they belong to the same tectonic system. This would not be the Alpine indentation/collision. Finally, the WNW-ESE direction of the southern termination of the arc, which forms the Ligurian Alps, seems to be controlled by the 50° counterclockwise rotation of the Apennines, linked to the rollback of the Adriatic slab, contemporary with the opening of the Liguro-Provençal basin (23-15 Ma).

Paleomagnetic analysis has been performed to characterize vertical axis rotations and their relative age, in order to better understand the formation of the Alpine arc and its development in relation to the orogenic cycle. A comprehensive compilation of paleomagnetic data in the Alps (Southern Alps, Internal Zone, and External Zone) was constructed and completed with 11 newly acquired data sites. This study first refutes the existence of a significant rotation of the Adriatic plate during the Alpine collision. Oroclinal tests, carried out at several scales, show that the Western Alpine arc develops under the effect of indentation towards the NW (N330°) from an orogenic prism that is already weakly arcuate before the onset of collision. Furthermore, the European continental margin does not seem to undergo significant rotation, implying propagation of an arc that is mainly inherited from the Mesozoic margin. In conclusion, the present geometry of the Western Alpine arc would be mainly controlled by the pre-collisional structure of the European margin that the orogenic prism adopts under the effect of NW Adriatic indentation. On the other hand, the southern termination of the arc would have a different geodynamic history. It would be the result of Pyrenean-Provençal inheritance, reactivated during the Miocene in the External Zone, and of an anti-clockwise rotation of the Internal Zone, linked to the Apennine orogeny.

Adriatic indentation, sometimes assumed to follow a trajectory with a strong westward component, would be accommodated in the south of the arc along a sinistral strike-slip fault with about 50km offset according to recent literature. This highly speculative interpretation is tested by a structural field study, associated with a geostatistical analysis of the trajectories schistosity map and stratigraphy planes. The results seem to confirm the existence of sinistral shear planes associated with syn-collisional transpressive tectonics. However, the importance of these faults seems marginal compared to the 50 km of assumed displacement. This structural analysis also reveals polyphase deformation in the Dauphinois, associated with localized mylonitization and characterized by N120° stretching. Evaluation of maximum burial temperatures by RSCM (Raman Spectroscopy on Carbonaceous Material) indicates temperatures above 350°C at the northern edge of the Argentera, locally reaching 400°C. These temperatures imply a regional metamorphism more important than the anchizonal conditions generally attributed to this sector of the Alps, still deprived of a quantitative analysis. The decrease of these temperatures away from the Penninic Front implies that this metamorphism is mainly associated with tectonic burial by the passage of internal nappes on the Dauphinois at the beginning of the collision. Considering a thermal gradient estimated at 25°C.km⁻¹ in the region of the Argentera massif, the maximum temperatures in the Dauphinois correspond to a burial depth of 11.3 ± 1 km at the Penninic Front, decreasing to 4 km below the Castellane arc.

TABLE DES MATIERES

Résumé.....	1
Abstract	5
Table des matières	9
Table des figures.....	13
I. Introduction.....	30
I.I. Les arcs orogéniques et les oroclins	30
I.I.1 - Définition et nomenclature	30
I.I.2 - Mécanismes de formation.....	32
I.I.3 - Classification et méthode d’investigation	36
I.II. L’arc des Alpes occidentales.....	39
I.II.1 - Cadre tectonique Alpin.....	39
I.II.2 - Histoire géodynamique	40
I.III. Problématique.....	43
I.III.1 - Les modèles de formation de l’arc des Alpes occidentales.....	43
I.III.2 - L’arc des Alpes occidentales est-il un orocline ?	44
I.III.3 - La terminaison Sud de l’arc	44
II. The Western Alpine arc: a review and new kinematic model.....	48
Abstract	48
II.I. Introduction.....	48
II.II. Tectonic setting	52
II.III. Processes inferred to form the Alpine arc.....	59
II.III.1 - Structural inheritance.....	59
II.III.2 - Collisional indentation.....	65
II.III.3 - Rotation of the Adriatic indenter	71
II.III.4 - Effect of deep-seated mantle flow on crustal structures.....	75
II.III.5 - Gravitational tectonics	75
II.III.6 - Post-Tortonian N-S shortening	80
II.IV. New tectonic model	81
II.IV.1 - Map-view structural analysis of the southern External Zone	81
II.IV.2 - Interpretation of structures in the southern External Zone.....	83
II.IV.3 - Building the southern, E-W-striking arc segment in the Internal Zone.....	86
II.IV.4 - New kinematic model.....	86
II.V. Conclusion	87

III.	Vertical-axis rotations during Alpine collision inferred by paleomagnetic data	91
III.I.	Introduction : Tectonic interpretation of paleomagnetic data	91
III.II.	Previous interpretations of paleomagnetic data in the External Zone of the Alpine Chain..	96
III.III.	Method of sampling and paleomagnetic analysis	100
III.III.1 -	The paleomagnetic signal	100
III.III.2 -	Measurement of NRM in rocks	101
III.III.3 -	Compilation of paleomagnetic data from the entire Alpine Chain	105
III.III.4 -	New data acquisition.....	107
III.IV.	Results of paleomagnetic analyses	109
III.IV.1 -	Magnetic mineralogy	109
III.IV.2 -	Magnetic behavior during demagnetization and identification of ChRM.....	113
III.IV.3 -	NRM characteristic of the newly analyzed sites.....	115
III.V.	Re-processing of compiled paleomagnetic data of the Alps.....	122
III.V.1 -	Calculation and tectonic interpretation of rotations	122
III.V.2 -	Interpretation of our newly analysed data.....	126
III.V.3 -	Inferred syn-collisional vertical-axis rotations based on the interpretation of paleomagnetic data.....	128
III.VI.	Discussion	148
III.VI.1 -	Oroclinal bending of the whole Internal Zone and Lepontine Dome ?.....	148
III.VI.2 -	Oroclinal bending of the whole External Zone ?	148
III.VI.3 -	Structural inheritance vs oroclinal bending of the External Zone.....	150
III.VI.4 -	Oroclinal bending on the scale of the Alpine Chain	152
III.VII.	Conclusions.....	153
IV.	Déformation collisionnelle et accommodation de l'indentation Adriatique au Sud de l'arc..	159
IV.I.	Introduction.....	159
IV.II.	Analyse structurale.....	163
IV.II.1 -	Géométrie et signification tectonique de la région au Nord du Massif de l'Argentera 163	
IV.II.2 -	Organisation d'ensemble des unités Briançonnaises.....	164
IV.II.3 -	Les grandes structures du Dauphinois et Briançonnais	168
IV.II.4 -	Discussion	217
IV.III.	Analyse Géostatistique.....	228
IV.III.1 -	Objectifs.....	228
IV.III.2 -	Méthode d'interpolation.....	229
IV.III.3 -	Résultats	234
IV.III.4 -	Discussion	237

IV.IV.	Paléo thermométrie Raman	239
IV.IV.1 -	Objectifs.....	239
IV.IV.2 -	Graphitisation de la matière organique et méthode de mesure de Tmax.....	242
IV.IV.3 -	Résultats	248
V.	Discussion Générale et Conclusion.....	261
V.I.	Quand et comment s'est formé l'arc des Alpes occidentales ?	261
V.I.1 -	Héritage structural précollisionnel	261
V.I.2 -	Transport tectonique radial.....	263
V.I.3 -	Développement collisionnel de l'arc	263
V.II.	accommodation de l'indentation adriatique au Sud de l'arc.....	264
V.III.	Perspectives.....	265
V.III.1 -	Mécanismes de formation de l'arc des Alpes occidentales	265
V.III.2 -	Déformation du Sud de l'arc des Alpes occidentales	265
V.III.3 -	Modélisation thermomécanique 3D de la collision Alpine	266
Références.....		268
Annexes		295

TABLE DES FIGURES

Figure 1 : Arcs orogéniques bordant la mer Méditerranée (Tapponnier, 1977 ; Handy et al., 2010 ; Faccenna et al., 2014 ; Van Hinsbergen et al., 2020 ; Jolivet et al., 2020 ; Jolivet et al., 2021).....	30
Figure 2 : Carte tectonique simplifiée des Alpes occidentales (Bousquet et al., 2012).....	32
Figure 3 : Eléments géométriques des arcs et termes décrivant leur morphologie en vue cartographique.....	33
Figure 4 : Différents contextes tectoniques dans lesquels les arcs se développent. (A) arcs contrôlés par des bassins; (B) interaction avec des obstacles dans l'avant-pays; (C) arcs contrôlés par une marge ; (D) arcs contrôlés par des détachements ; (E) interaction avec des failles de décrochement ; (F) Intersections de segments différents de l'orogène (Macedo & Marshak, 1999).	34
Figure 5 : (gauche) Modèles cinématiques idéalisés pour les arcs orogéniques. Les déclinaisons paléomagnétiques initiales/finales (p/P), les directions de LPS (Layer Parallel Shortening = raccourcissement parallèles à la stratification) (l/L), les tendances structurales (s/S), les déformations tangentielles (largeur de ligne proportionnelle à la magnitude) et les trajectoires de déplacement, sont toutes indiquées pour les stades initiaux, intermédiaires et finaux de la déformation. (à droite) Les diagrammes des tests oroclinaux correspondants illustrent les relations entre les déclinaisons paléomagnétiques par rapport à la déclinaison de référence (P-Pr), la direction de LPS par rapport à la référence (L-Lr), c'est-à-dire les rotations d'axe vertical de ces deux types de direction, et la direction des structures par rapport à une direction de référence (S-Sr). Pour le modèle 1 (arc primaire avec glissement uniforme), les directions paléomagnétiques et LPS définissent toutes deux des pentes de valeur 0. Pour le modèle 2 (arc primaire avec directions de transport radiales), la pente du test oroclinal base sur les directions paléomagnétiques est de 0, tandis que la pente du test oroclinal base sur la direction de LPS est de 1. Pour le modèle 3 (arc progressif avec directions de transport courbes), la pente du test oroclinal base sur les directions paléomagnétique donne la composante de la rotation depuis l'aimantation, et la pente du test oroclinal base sur la direction de LPS se situe entre la pente du test oroclinal basée sur la direction paléomagnétique et 1, en fonction de l'importance de la divergence initiale dans les directions LPS. Pour le modèle 4 (orocline secondaire avec courbure d'une chaîne linéaire), les directions paléomagnétiques et LPS définissent toutes deux une pente de 1. Pour le modèle 5 les résultats sont identiques à ceux du modèle 4 mais seulement pour un sens de rotation. Les valeurs des sites individuels peuvent s'écarter de la meilleure pente d'ajustement en raison des incertitudes dans les directions des sites. Modifié d'après Yonkee & Weil (2010).	34
Figure 6 : Carte tectonique simplifiée des Alpes (Bousquet et al., 2012) avec les deux traits de coupe de la Figure 7.	38
Figure 7 : Profils tomographiques (Vs, Nouibat et al., 2022) selon les traits de coupe de la Figure 6 et leur interprétation tectonique à l'échelle de la crustale.....	39
Figure 8 : Représentation en carte des fronts de déformation des trois orogènes de la région Alpine (la chaîne Pyrénéo-Provençale, les Alpes et les Apennins) et de leurs contacts.	41
Figure 9 : Reconstruction tectonique de l'orogénèse Alpine en cartes et en coupes, du Jurassique moyen à l'actuel (Bousquet et al., 2012 d'après Handy et al., 2010).	42
Figure 10 : a) Synthèse cartographique des failles décrochantes interprétées dans la littérature. Flèches blanches : déplacement senestres associés à la translation vers le nord de l'indenteur Adriatique entre 80-90 et 35-30 Ma (Ricou & Siddans, 1986) ; flèches grises : décrochement senestre au Sud de l'arc et décrochement dextre au Nord de l'arc associé à une indentation vers l'ouest d'Adria depuis l'Oligocène	

(Laubscher, 1971 ; 1988 ; 1991 ; Lefevre, 1984 ; Ricou, 1981 ; 1984 ; Ricou & Siddans, 1986 ; Ritz, 1992 ; Schmid & Kissling, 2000 ; Piana et al. , 2009 ; 2019 ; Schmid et al, 2017) ; demi-flèches noires : nombreuses failles décrochantes, dextres et senestres, dans la Zone Externe, et réactivation dextre du Front Pennique et de la faille Périadriatique (Vialon et al., 1989 ; Seward & Mancktelow, 1994 ; Giglia et al., 1996 ; Aubourg et al., 1999 ; Collombet et al., 2002 ; Bauve et al., 2014 ; Ballansa et al, 2022). **b)** Failles et zones de décrochements senestres supposées correspondre à l'indentation vers l'Ouest de l'Adria depuis 35 Ma (Laubscher, 1971 ; 1988 ; 1991 ; Lefevre, 1984 ; Ricou, 1981 ; 1984 ; Ricou & Siddans, 1986 ; Piana et al., 2009 ; 2019 ; Schmid et al., 2017). **c)** Carte tectonique simplifiée avec direction du transport tectonique (Handy et al., 2010). Flèches blanches : Direction du transport tectonique précollisionnel (83-35 Ma) ; Flèches noires : Direction de transport tectonique pré-collisionnelle (83-35 Ma) ; Flèches noires : Direction de transport tectonique pré-collisionnel (35-20 Ma). 45

Figure 11 : Arcuate mountain belts bounding the western Mediterranean (Tapponnier, 1977 ; Handy et al., 2010 ; Faccenna et al., 2014 ; Van Hinsbergen et al., 2020 ; Jolivet et al., 2020 ; Jolivet et al., 2021)..... 51

Figure 12 : **a)** Synthesis of the strike-slip fault described in the literature in map. White semi-arrow: sinistral strike-slip movement associated with the northward translation of the Adriatic indenter between 80-90 and 25-30 Ma (Ricou & Siddans, 1986); grey semi-arrows: sinistral strike slip movement to the south of the arc and dextral strike slip movement to the north of the arc associated with a westward indentation of Adria since the Oligocene (Laubscher, 1971; 1988; 1991; Lefevre, 1984; Ricou, 1981; 1984; Ricou & Siddans, 1986; Ritz, 1992; Schmid & Kissling, 2000; Piana et al., 2009; 2019; Schmid et al., 2017); black semi-arrows: numerous strike-slip faults, dextral and sinistral in the External Zone, and dextral reactivation of the PFT and the Periadriatic Fault (Vialon et al., 1989; Seward & Mancktelow, 1994; Giglia et al., 1996; Aubourg et al., 1999; Collombet et al., 2002; Bauve et al., 2014; Ballansa et al., 2022). **b)** Sinistral strike-slip faults inferred to accommodate the westward indentation of Adria since 35 Ma (Laubscher, 1971; 1988; 1991; Lefevre, 1984; Ricou, 1981; 1984; Ricou & Siddans, 1986; Piana et al., 2009; 2019; Schmid et al., 2017). **c)** Simplified Tectonic map with tectonic transport direction (Handy et al., 2010). White arrows : Pre-collisional tectonic transport direction (83-35 Ma) ; Black arrows : Inferred collisional tectonic transport direction (35-20 Ma)..... 54

Figure 13 : **a)** Argand's conceptual model of the « trouble surge » (modified from Argand, 1916). The most external discontinuous line is the maximal extension of the internal nappes. The most internal discontinuous line is the prolongation of the Periadriatic Fault. The other internal discontinuous lines probably are the continuation of a major thrust in the Internal Zone, maybe between the Briançonnais units and the Helminthoid flysch... The black continuous lines in the Internal Zone correspond to the trajectory of structures such as folds. The dashed arrows connect the different inflection points of these trajectories. **b)** Synthetic image of the “trouble surge” (“déferlement contrarié”) in the Alpine arc (modified from Argand, 1916). White arrow: direction of push (= direction of the Adriatic indentation); Black arrows: direction of flow. The size of the arrows is proportional to the amount of flow. **c)** Rotation model modified from Vialon et al. (1989). This model proposes the counterclockwise rotation of an independent block located NW of the Adriatic indenter. This fragment of the Adriatic indenter, is rotated in order to accommodate NNW indentation of the remainder of the Adriatic indenter to the east. **d)** Rotation model modified from Collombet et al. (2002) suggesting counterclockwise rotation of about 20 degrees of the indenter accommodated by dextral reactivation of the PFT and the Periadriatic Fault. This rotation is accompanied by southward lateral extrusion of the Internal Zone and numerous dextral strike-slip faults showing a fan shape in map view. South of the arc, rotation inferred from paleomagnetic data increases and is interpreted as distributed sinistral zone (discontinuous lines). **e)** Rotation model modified from Bauve et al. (2014) suggesting

counterclockwise rotation of the Adriatic indenter associated with dextral kinematics in the south of the arc since at least 12 Ma, based on the inversion of structural data and focal mechanisms. **f)** Tectonic deformation sequence in the Mediterranean area (modified from Tapponnier, 1977). This model proposes that the perimediterranean chains, and notably the Alps, are formed by the indentation of plastic domains (the European continental margin in the case of the Alps) by rigid promontories (the Adriatic indenter in the case of the Alps). We observe that a change of indentation direction, from NWward to westward, occurs between 50 and 10 Ma. **g)** Northward displacement of the Adriatic indenter, followed by westward impingement (dashed faults), generates successive orthogonal thrust systems and their associated strike-slip faults (modified from Ricou and Siddans, 1986). **h)** Retrotranslation of the EW (horizontal hatching) and the NS (vertical hatching) components of the Adriatic indenter in the late Oligocene (post-30 Ma) to early Miocene (16 Ma) modified from Laubscher (1991). **i)** Palinspatic reconstruction modified from Dumont et al. (2012). Note the inferred progressive rotation of Adriatic indenter convergence direction, from Nward to WNWward. **j)** Motion vectors produced by the interaction between the Adriatic indenter motion vector and body forces acting normal to the trend of a mountain belt; the latter should lie within 90° of the Adriatic indenter motion vector (modified from Platt et al., 1989). **k)** sandbox experiment showing the development of an arcuate thrust belt due to diagonal indenter motion (Lickorish et al., 2002). The plate-motion vector (large arrow) lies at 33° to the lateral edge of the indenter. The small arrows represent incremental displacement vectors of material points at grid intersections. **l)** Palaeogeographical reconstructions of the western Alps during Priabonian and Burdigalian times modified from Ford et al. (2006). It consists of a shift from a northward to a NWward indentation around 30 Ma (Ford et al., 2006). accommodated in particular by a sinistral strike-slip southwestern boundary of the Adriatic indenter. **m)** Kinematic restoration of the Alps–Apennines orogenic system using Gplates reconstruction software (e.g. van Hinsbergen et al., 2014a) holding Europe fixed (modified from Schmid et al., 2017). It implies a shift from a northward indentation to a WNWward indentation between 35 and 25 Ma. 59

Figure 14 : Amounts of exhumation and shortening through time during collision based on thermochronological data and tectonic reconstructions (Bellahsen et al., 2014)..... 62

Figure 15 : **a – d)** Palinspastic reconstruction (from Bellahsen et al., 2014) showing the existence of a pre-collisional proto-arc amplified during Alpine collision. **e)** European margin at Mesozoic time (Bellahsen et al., 2014) showing extent and position of Valaisan basin at that time as well as the existence of a major NW-SE accident structuring the European margin in the southern part of the present Western Alpine arc..... 63

Figure 16 : **a)** structural map of the External Zone with major structures and their inferred relative ages, from Ballansa et al. (2022). Black lines represent sections along which amounts of Alpine and pre-Alpine shortening are estimated (Ford et al., 2006; Espurt et al., 2012; Jourdon et al., 2014; Bestani et al., 2015; 2016). **b)** two-phase model of deformation for the External Zone (Lemoine, 1972; Siddans, 1979)..... 69

Figure 17 : **a)** Structural map of the SW External Zone. Thick lines represent faults, thrusts and/or strike-slip. Thin lines represent fold axes. **b)** Structural map of the SW External Zone above coloured layer illustrating Moho proxy map from Nouibat et al (2019). A Moho depth gap striking E-W, located along the northern part of the Argentera Massif separates structures oriented N-S to NW-SE, where the crust is thick (> 55 km), from an area to the south, where structures are WNW-ESE to E-W and the crust is less than 40 km thick. The latter part of the arc is in continuation of the part of the Outer Zone also characterised by E-W structures. **Red lines** : Digne nappe frontal thrusts; **Blue lines** : main rivers; **orange lines** : Guillaumes Castellane Fault (Fig. 2a) segments; **Bleu dashed line** : Verdon-Var line. DNF

: Digne Nappe Front ; GCF : Guillaumes-Castellane Fault ; MDF : Middle Durance Fault ; PFT : Penninic Frontal Thrust ; VLT : Ventoux-Lure Fault. 75

Figure 18 : Map-view displacement model of the bending of the Alpine and Apenninic slabs terminations, after Kiraly et al. (2016; 2018). First there is a space between the E to SE dipping Alpine slab to the North and the W to SW dipping Apennine slab to the South. This “slab free” area is first oriented NNW-SSE and becomes progressively reoriented WNW-ESE during eastward retreat of the Apennine slab. Interaction between slabs of opposite polarity during their retreat bends their edges producing a lithospheric sigmoidal structure ultimately amplified by mantle flow, which invades the growing space between the two slabs. Slab break-offs south of the Apennines and in the Eastern Alps (e.g. Handy et al., 2021), are probably involved in the flexure of the subduction front as in the model of Wortel & Spakman (2000). The existence of slab break-off south of the Western Alps arc is suggested by some numerous (e.g. Lippitsch et al., 2003; Kästle et al., 2020; Handy et al., 2021; Paffrath et al., 2021), but not all authors (e.g. Malusà et al., 2021; Zhao et al., 2017), thus it is represented on these diagrams in spite of some doubts. Red arrows: asthenospheric toroidal flow..... 78

Figure 19 : **a)** tectonic map of the External Zone, modified after Rangin et al., (2010). Yellow arrows indicate inferred flow of the sedimentary cover on Triassic evaporites (Le Pichon et al., 2010), from the Diois to the Valensole basin (orange thrusts and faults). Blue arrows indicate inferred basement flow associated with collapse of the Alps (Le Pichon et al., 2010). **b)** tectonic model (Sue et al. 1998; 1999; 2003) showing how extension, is parallel to the chain from Early Miocene to Pliocene, and perpendicular to the chain since the Pliocene, due to slowing down of Alpine convergence and subsequent collapse of the orogen. Collapse leads to orogen-perpendicular compression in the subalpine chains. **c)** conceptual model of gravitative collapse of an orogen inspired by Selverstone (2005). Collapse of the thickened core of the chain results in thinning of this area and relative thickening of adjacent domains. If the crust is not entirely free to flow along a gravitative gradient in the foreland, crustal flow results at least partially in thickening and compression. 80

Figure 20 : Tectonic model of the Alpine collision (modified from the reconstruction of Romagny et al., 2020)..... 86

Figure 21 : a) Inferred evolution of apparent magnetic pole Torsvik et al. (2012) as indicator of continent drifts. b) APWP of Europe (Baltica). After Torsvik et al. (2012). 92

Figure 22 : Domino model showing the synthetic rotation of rigid blocks within a strike slip-zone, accommodated by antithetic strike-slip along the boundaries of each block (Ron et al., 1984; Nur et al., 1986; Aubourg and Chabert-Pelline, 1999). 93

Figure 23 : Main kinematic models from the literature of block rotation pattern related to strike-slip fault systems. Rectilinear arrows represent an original magnetization direction, subsequently rotated by tectonics (the unrotated magnetization direction is shown by dashed lines). 94

Figure 24 : a) Simplified tectonic map of the western Alps outlying the Neogene kinematics and inferred vertical-axis rotations based on paleomagnetic data by Collombet et al. (2002). White arrows indicate the inferred southward displacement of the internal Alps. AA: Aar; AR: Argentera; BL: Belledonne; MB: Mont Blanc; PX: Pelvoux; FPT: Frontal Penninic Thrust; SFZ: Simplon fault zone; TL: Tonale Line. b, c, d and e) Various mechanisms inferred to explain rotations in the western Alps after Collombet et al. (2002). b) Coupled rotation of Adriatic plate, Ivrea body and internal Alps. Right-lateral arc-parallel faults are expected along the margin of the arc; gray: internal Alps. c) Left-lateral shear, broadly distributed in the southern part of the Alpine arc accommodates the relative displacement between the Adriatic and European plates. Associated rotations increase to the south toward the velocity boundary. d) Southward extrusion of the internal Alps south of the Simplon fault zone (SFZ) in response

to indentation of the Adriatic plate. Extrusion along curved FPT induces counterclockwise rotations. Amount of rotation depends upon the quantity of horizontal displacement and arc curvature. e) Composite rotation model. The gray domain suffers anticlockwise rotation related to rotation of the Adriatic plate and to southward extrusion south of SFZ. To the south (hatched pattern) the western Alps suffer anticlockwise rotation related to left-lateral shear accommodating relative motion between Adria and Europe. Crosses: external crystalline massifs (Collombet et al., 2002). 95

Figure 25 : a) Structural map of the western Alps showing tectonic transport directions and paleomagnetic data acquired and compiled by Aubourg & Chabert-Pelline (1999). T = Taillefer; Tr = Trièves; De = Dévoluy; Di = Diois; Dn = Digne Nappe. Thick arrows: declination of the paleomagnetic direction. Thin arrows: expected declination of the paleomagnetic of reference (Aubourg & Chabert Pellinne and references therein). b) Model of anticlockwise block rotations according to “domino” model (Ron et al., 1984; McKenzie & Jackson, 1986; Nur et al., 1986) by Aubourg & Chabert-Pelline (1999). 97

Figure 26 : a) Paleomagnetic data and their inferred magnetisation age acquired and compiled by Sonnette (2012). b) Oroclinal test performed with these data by Sonnette et al. (2014). c) Conceptual model of curvature development of the Castellane arc after Sonnette (2012). 98

Figure 27 : Compiled NRM declinations throughout the Alpine Chain, plotted on a simplified tectonic map (Bousquet et al., 2012) including main paleogeographic domains. A) All data provided by previous literature in addition to own new data that are presented below. B) Averaged data from larger areas, based on the data of Fig. 27a, in order to visually assess declination directions more easily..... 104

Figure 28 : Maps of the Western Alps showing sites sampled for new paleomagnetic analyses of the present study. A) location of sites sampled for preliminary analyses, completed in order to identify stratigraphic units and areas that may provide NRM declination and inclination during demagnetization. B) location of sites of core-drilled samples (dots) analysed and discussed below in section IV, and paleomagnetic direction compiled in this region (arrows). 106

Figure 29 : Sampling method. A) Position of the core and its orientation with respect to stratigraphy. B) Extracted core-drilled sample with its direction sketched on it. 107

Figure 30 : hysteresis loop, IRM curves, remanence curves, and remanence unmix for 3 representative samples. Curves illustrate the evolution of restored magnetic moment as a function of applied magnetic field according to the method used, in particular to measure she remanent coercive field (Hcr), the coercive field (Hc), the Saturation Remanent Magnetization (MRS) and the Saturation Magnetization (MS). A complete description of the results is provided in the text. The remanence unmix is a deconvolution of the IRM curve that allows to highlight the coexistence of several different ferro- or para-magnetic phases or to simply determine the carrier phase of the signal as a function of its remanent coercive field (Hcr)..... 108

Figure 31 : Day plot (Day et al., 1977; Dunlop et al., 2002), allowing the size of ferromagnetic minerals to be determined through the relationship between the ratio of remanent coercive field to coercive field (Hcr/Hc) and the ratio of remanent saturation magnetisation to the saturation magnetisation (Mrs/Mr). A good magnetic signal carrier must behave as a single domain crystal (SD) and therefore belong to the SD or PSD (pseudo-single domain) and not MD (Multi-Domain). 110

Figure 32 : Results of NRM analysis by thermal demagnetization of our newly analysed samples. A) evolution of magnetic susceptibility, allowing to detect whether mineral transformations take place during heating as indicated by increases in susceptibility (typically secondary magnetite grows at the expense of the para-magnetic matrice, starting from 420°C). B) evolution of magnetic moment (on 3 axes, x in red, y in green, z in blue and mean magnetic moment in black) allowing to follow how samples

demagnetize. C) Zijderveld diagrams allowing to determine the characteristic magnetization direction (ChRM). Blue areas on susceptibility diagrams show the demagnetization steps used to determine the ChRM. These steps are shown by the red colour of dots used to trace the straight lines of the Zijderveld diagrams. 113

Figure 33 : Stereographic projections of our newly analysed samples showing low-T components of NRM and their average direction in geographic and tectonic (after tilt-correction) coordinates..... 115

Figure 34 : Stereographic projections, showing low-T components of NRM with their 95% confidence ellipses in geographic and tectonic coordinates (after tilt correction) and their regional average direction (red dot) for all newly analysed sites. 118

Figure 35 : stereographic projection of ChRM and their average direction (red dot), with their 95% confidence ellipses, in geographic and tectonic (after tilt correction) coordinates for each analysed site. 118

Figure 36 : Illustration of folding test for three representative sites and for all the sites. The grey area represents the 95% confidence interval in which the statistical concentration of sample directions (τ_1) is maximum. Sample PM2004 shows a syn-folding re-magnetization, indicated by a maximum statistical concentration of specimen directions (τ_1) for 26.5% of unfolding. This implies a syn-tectonic re-magnetisation and a back-tilting of 26.5%, necessary to interpret it in terms of vertical-axis rotations since the folding time. The remaining two tests, as the for all the sites, are not conclusive and do not allow to constrain the age of magnetization..... 121

Figure 37 : Stereographic projection showing separately the average direction in tectonic (after tilt correction) coordinates for the normal polarity specimens and the revers polarity specimens in order to compare them..... 122

Figure 38 : Map showing the results of paleomagnetic analyses of our new samples. Black arrows show NRM declination and numbers show the calculated vertical-axis rotation. Positive values correspond to clockwise rotations negative values to anticlockwise rotations..... 123

Figure 39 : Stereographic projections showing the ChRM with their 95% confidence ellipses in specimen, geographic and tectonic coordinates (after tilt correction) for all sites and the regionally averaged direction (red dot). 123

Figure 40 : Reference declinations and inclinations as a function of age, calculated from APWP of Europe (Baltica) and of Africa, after Torsvik et al., (2012). 124

Figure 41 : Simplified tectonic map of the Alps, indicating the direction of axial planes of 1st order folds used to perform oroclinal tests in the present study..... 125

Figure 42 : a) Magnetic declination vs lithostratigraphic age plot, showing the difference between European APWP declination 95% confidence area in green (calculated from Torsvik et al., 2012) and magnetic declination measured for each site. b) Magnetic inclination vs stratigraphic age plot showing the difference between the European APWP inclination 95% confidence area in green (calculated from Torsvik et al., 2012) and the magnetic inclination measured for each site. c) Calculated rotation vs lithostratigraphic age. 126

Figure 43 : a) Magnetic declination vs lithostratigraphic age plot, showing the difference between African APWP declination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik et al., 2012) and average magnetic declination calculated from the compiled data in the Adria domain. b) Magnetic inclination vs stratigraphic age plot, showing the difference between African APWP inclination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik et al., 2012) and the averaged magnetic inclination,

calculated from the compiled data in the Adria domain. c) Calculated rotation vs lithostratigraphic age. d) Oroclinal test: calculated rotation vs strike of fold axial-plane, determined in map view..... 130

Figure 44 : a) Magnetic declination vs lithostratigraphic age plot, showing the difference between European APWP declination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik et al., 2012) and average magnetic declination calculated from the compiled data in the Penninic nappes. b) Magnetic inclination vs stratigraphic age plot, showing the difference between European APWP inclination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik et al., 2012) and average magnetic inclination calculated from compiled data in the Penninic nappes. c) Calculated rotation vs lithostratigraphic age. d) Oroclinal test: calculated rotation vs strike of fold axial-plane, determined in map view. 132

Figure 45 : Summary of vertical-axis rotations calculated with data compiled throughout the Alpine Chain. CCW rotation north of the Periadriatic line in the Eastern Alps results from indentation coupled with lateral extrusion that is more efficient southward. 133

Figure 46 : Oroclinal test performed using averaged vertical axis rotation from the Penninic nappes, applying a correction of 50° counterclockwise rotation to the averaged data of the Ligurian Alps, as shown by red arrows and discussed in the text. 135

Figure 47 : a) Magnetic declination vs lithostratigraphic age plot, showing the difference between African APWP declination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik et al., 2012) and average magnetic declination calculated from the compiled data in the Austroalpine nappes. b) Magnetic inclination vs stratigraphic age plot, showing the difference between African APWP inclination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik et al., 2012) and average magnetic inclination calculated from the compiled data in the Austroalpine nappes. c) Calculated rotation vs lithostratigraphic age. D) Oroclinal test: calculated vertical-axis rotation vs strike of fold axial-planes, determined in map..... 137

Figure 48 : Oroclinal test performed using averaged vertical-axis rotation from the Austroalpine nappes. 139

Figure 49 : a) Magnetic declination vs lithostratigraphic age plot, showing the difference between European APWP declination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik et al., 2012) and average magnetic declination calculated from compiled data in the whole External Zone. b) Magnetic inclination vs stratigraphic age plot showing the difference between European APWP inclination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik et al., 2012) and the average magnetic inclination calculated from compiled data in the whole External Zone. c) Calculated rotation vs lithostratigraphic age. d) Oroclinal test, i.e., calculated vertical-axis rotations vs strike of fold axial-plane, determined in map..... 141

Figure 50 : Simplified map of the Southern part of the Argentera massif and of the Barrot Dome (both in pink), with averaged paleomagnetic orientation data of Permian age, calculated from compiled data (Bogdanov & Schott, 1977; Cogné & Perroud, 1985). Large arrow represents Permian-age magnetic declination of reference for stable Europe (calculated from Torsvik et al., 2012). Stereographic projection shows the paleomagnetic direction of data plotted as arrows in the map, and their average direction (red dot). This stereographic projection indicates that the averaged paleomagnetic direction is very close to the one of reference..... 142

Figure 51 : Oroclinal test performed using averaged vertical-axis rotation data from the Jura Chain. 143

Figure 52 : left-hand side : simplified structural map of the Jura Chain. Right-hand side: conceptual kinematic model of the Jura arc, associated with a westward, anticlockwise rotation gradient..... 144

Figure 53 : Oroclinal test performed using averaged vertical-axis rotation from the southwestern Sub-alpines chains (Digne nappe, Castellanne arc, Nice arc)..... 145

Figure 54 : Map summarizing syn-collisional rotations in the Alpine Chain. The inherited bend of the European margin is partly amplified by oroclinal bending of the Internal Zone and Penninic nappes due to an inferred N300°E-oriented indentation of Adria. The Jura Chain is affected by anticlockwise rotations, whose amount progressively increases westward. The Castellane arc results from rotations in opposite sense of the detached Mesozoic cover. The latter is triggered by shortening linked to the inversion of the Liguro-Provençal margin and dextral transpressive kinematics affecting the southern part of the arc since Tortonian times (Ritz, 1992; Chaumillon et al., 1994; Bigot-Cormier et al., 2004; Larroque et al., 2009; Larroque et al., 2011; Larroque et al., 2012). No general rotation pattern in the External Zone on the scale of the entire arc is shown, because our interpretation suggests no oroclinal bending on this scale..... 148

Figure 55 : a) Oroclinal test performed using averaged vertical-axis rotation from the whole Internal Zone of the Alps. b) Oroclinal test performed using averaged data from the whole Internal Zone of the Alps, to which corrections, as discussed above in the main text, are applied..... 149

Figure 56 : Oroclinal test performed using averaged vertical-axis rotation from the External Zone except the data from the two oroclines described above and without two eliminated incongruous data... 151

Figure 57 : Oroclinal test performed using average vertical-axis rotation from the Internal Zone and from the External Zone, excluding the Jura chain and the Southwestern subalpines chains..... 153

Figure 58 : conceptual model of syn-collisional development of the Alpine orocline through time. A complete description is in the Conclusions section of the main text. 155

Figure 59 : Carte géologique simplifiée du secteur étudié présentant les différents secteurs étudiés. Les points numérotés en noir font référence aux affleurements décrits dans ce chapitre. Leurs localisations précises sont données en Annexe 3. CPF : Chevauchement Pennique Frontal ; 1: Le Barricate ; 2 : Gypses du Vallone dell'Arma ; 3 : Mt. Bodoira ; 4 : Preit ; 5 : Mt. Arpet ; 7 : Mt. Bersaïo ; 8 : Cima di Test et Val Cavera ; 9 : Mt. Omo ; 10 : Mt. Sale ; 11 : Mt. Nebius ; 12 : San Giacomo ; 13 : Vinadio ; 14 : Aisone ; 15 : Carrière de Desertetto ; 16 : CPF de Valdieri ; 17 : Sub-Briançonnais de Valdieri ; 18 : Carrière de San Lorenzo ; 19 : Mt. Bussaïa ; 20 : Vernante ; 21 : Viozene-Upega. 160

Figure 61 : a) Colonne stratigraphique synthétique du Briançonnais (Gidon, 1972). b) Exemple de coupes sériées NNE-SSW au travers du Briançonnais au Nord de la vallée de la Stura di Demonte (Gidon, 1972)..... 162

Figure 60 : Bloc 3D simplifié de la terminaison nord-occidentale de l'Argentera (Sturani, 1963)..... 162

Figure 62 : Carte tectonique simplifiée montrant les principales nappes empilées au Sud de l'arc. Ligne discontinue bleue : traits de coupes et numéros correspondant à la Figure 110. La Zone sombre entre Vinadio et Aisone représente une zone de cataclasite caractérisée sur le terrain et décrite dans le texte. 164

Figure 63 : Vues aériennes (Google Earth) interprétées. a) Vallée de la Stura di Demonte et Vallone dell'Arma. b) Terminaison Est du Vallone dell'Arma et de la vallée de la Stura di Demonte en arrière plan, et bordure Nord-Est de l'Argentera au premier plan..... 165

Figure 64 : a) Photo des calcaires du Crétacé supérieur à Le Barricate (site 1a Fig. 59). b) Photo d'un slump affectant les bancs calcaires de Le Barricate (site 1a Fig. 59). c) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés à Le Barricate (site 1a Fig. 59)..... 167

Figure 65 : a) Photo des mylonites du Jurassique présentant une schistosité N100° verticale et une linéation d'étirement horizontale. b) Photo au microscope de ces mylonites, montrant un agrégat de calcite recristallisé dynamiquement et des grains étirés parallèlement à la linéation d'étirement. c) projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans ces mylonites du site 1b (Fig. 59). d) projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées dans ces mylonites du site 1b (Fig. 59)..... 169

Figure 66 : a) Photo interprétée du versant Est du Mt. Arpet (affleurement 2a Fig. 59). b) Photo interprétée du Nord du Mt. Arpet (affleurement 2b Fig. 59)..... 170

Figure 67 : Projection stéréographique illustrant l'orientation des fabriques mesurées dans le Mt. Arpet (site 5 Fig. 59). a) Plans de stratification. b) Pôles de la schistosité (S_1). c) Linéations d'étirement (L_1) mesurées sur les plans S_1 . d) Linéations principalement NNE-SSW mesurées dans les marnes noires du Crétacé moyen. 171

Figure 68 : a) photo interprétée des marnes noires du Crétacé moyen du Mt. Arpet (site 5c Fig. 59). La stratification est soulignée par une ligne noire mettant en évidence un pli isoclinal, la schistosité de plan axial (S_1) est soulignée localement par une ligne rouge. b) Photo interprétée d'un niveau marneux du Crétacé supérieur présentant une schistosité S_1 parallèle à la stratification et une schistosité S_2 dans le site 5d Fig. 59)..... 172

Figure 69 : a) photo d'un plan de schistosité dans les flyschs Oligocènes du Mt. Arpet (Site 5e Fig. 59). b) photo interprétée de cette même schistosité dans le plan qui lui est perpendiculaire. Le plissement isoclinal de la stratification est mis en évidence par un niveau de quartz délimité par des lignes noires. La S_1 qui est soulignée par des lignes rouges semble être une schistosité de plan axial de ces plis isoclinaux. c) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1). d) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées sur cette schistosité..... 173

Figure 70 : Photo interprétée du versant Ouest du Mt. Bersaio (site 7 Fig. 59). Rectangle noir : secteur de la Fig. 71..... 174

Figure 71 : Photo interprétée de plis à petite longueur d'onde (~20 cm) du Mt. Bersaio (site 7a Fig. 59) observés dans la zone encadrée en Fig. 70. B) Projection stéréographique des pôles des plans axiaux de ces plis. c) projection stéréographique des axes de ces plis. 176

Figure 72 : a, b et c) Photos interprétées du versant Est du Mt. Bersaio (site 7b Fig. 59). d) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés au Mt. Bersaio (site 7b Fig. 59)..... 177

Figure 73 : a, b, c et d) Photos interprétées du Mt. Nebius (site 11 Fig. 59). e) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés au Mt. Nebius (site 11 Fig. 59). 178

Figure 74 : a, b et c) Photos interprétées des affleurements de flyschs Oligocènes au Nord du Mt. Nebius (site 11a Fig. 59). d) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans ces flyschs du site 11a (Fig. 59). e) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées sur ces plans de schistosités dans le site 11a (Fig. 59)..... 180

Figure 75 : a) Photo d'un plan de stratification des flyschs nummulitiques (Eocène) au Nord du Mt. Nebius (site 11b Fig. 59) montrant un alignement des nummulites. b) Photo des nummulites, sur un plan équivalent à celui de la photo (a), montrant qu'elles ne sont pas déformées. 180

Figure 76 : Vue aérienne (Google Earth) de la terminaison Est de la vallée de la Stura di Demonte et du Valonne dell'Arma, interprétée..... 181

Figure 77 : a) Photo interprétée d'un affleurement dans les unités Liasiques à l'Est d'Aisone (site 14a Fig. 59 ; 62). b) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) de cet affleurement du site

14a (Fig. 59). c) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées sur cette schistosité dans le site 14a (Fig. 59).....	182
Figure 78 : a) photo interprétée d'un affleurement présentant un contact Lias sur Jurassique moyen en série inverse dans le site 14b (Fig. 59). b) Photo d'un affleurement de Jurassique moyen dans le site 14b (Fig. 59) avec des plans de schistosité à fort pendage SW et avec lineation d'étirement N300°. c) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée sur les affleurements des photos (a) et (b). d) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées sur la schistosité de ces affleurements dans le site 14b (Fig. 59).....	183
Figure 79 : Cataclasites d'Aisone (site 14a Fig. 59).....	184
Figure 80 : Photos interprétées d'un pli en kink affectant les cataclasites d'Aisone (site 14a Fig. 59).	185
Figure 81 : coupes géologiques schématiques des structures observées dans le Dauphinois de la vallée de la Stura di Demonte.....	186
Figure 82 : a) Photo interprétée du versant SE du Mt. La Piastra (Fig. 62) permettant d'observer un pli à plan axial sub-horizontale. b) Projection stéréographique des plans de stratifications mesurés dans le Mt. La Piastra.....	187
Figure 83 : a) Photo interprétée du versant Nord du Mt. Corno. b) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés dans le Mt. Corno.....	189
Figure 84 : Coupes géologiques simplifiées du Mt. Corno et du Mt. la Piastra.	190
Figure 85 : a et b) Photos des marbres mylonitisés de la carrière de San Lorenzo (site 18 Fig. 59) sur lesquels on observe une linéation d'étirement sub-horizontale (a) ou avec un pendage de 10° vers l'Est (b). c) Photo d'un niveau très fin de ces marbres mylonitisés dans le site 18 (Fig. 59). d) et e) photos des marbres mylonitisés au microscope, avec polarisateur croisés. On peut y observer un étirement de grains de calcite ainsi que des joints de grains délimités par des lobes témoignant d'une recristallisation dynamique. f) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans les marbres mylonitisés de la carrière de San Lorenzo (site 18 Fig. 59). g) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées sur cette schistosité dans le site 18 (Fig. 59).....	191
Figure 86 : a) Photo d'un pli parasite du pli du Mt. la Piastra (Fig. 82) dans les brèches mylonitisées de la carrière de Desertetto (site 15 Fig. 59). b et c) photos des brèches étirées de la carrières de Desertetto (site 15 Fig. 59), qui montrent un étirement N100° des clastes de ces brèches. d) et e) photos de ces mylonites au microscope, avec polarisateurs croisés, présentant des joints de grains irréguliers entre les minéraux de calcite, indiquant une recristallisation dynamique. f) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans ces mylonites du site 15 (Fig. 59). g) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées dans ces mylonites du site 15 (Fig. 59).....	193
Figure 87 : a et b) Photos interprétées du versant Est et NE du Mt. Bodoira (site 3a Fig. 59). c) Photo interprétée d'un pli couché vers le Nord sur le versant Nord du Mt. Bodoira (site 3b Fig. 59). d) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés au Mt. Bodoira (site 3 Fig. 59). e) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans le Mt. Bodoira (site 3 Fig.59). f) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées au Mt. Bodoira (site 3 Fig. 59).	194
Figure 88 : a) Photo interprétée d'un pli métrique sur le versant Nord du Mt. Bodoira (site 3b Fig. 59). b) Photo d'un plan de schistosité (S_1) parallèle à la stratification dans ce pli. c) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés dans ce pli avec en rouge le plan axial de ces plis.	

d) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans ce pli. e) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées sur les plans de schistosité (b)..... 195

Figure 89 : Coupe géologique schématique du Mt. Bodoira (site 3 Fig. 59; Fig. 62)..... 196

Figure 90 : a et b) Photos interprétées des deux versants du Mt. Sale (site 10 Fig. 59; Fig. 62). Traits noirs discontinus épais : Extrapolation des contacts tectoniques. Traits noirs discontinus fins : extrapolation des contacts sédimentaires. Traits rouges discontinus : Plan axial des plis. c) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés au Mt. Sale avec en rouge le plan axial des plis observés en (a) et (b) estimé comme le plan moyen des stratifications du site 10 (Fig. 59). d) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée au Mt. Sale (site 10 Fig. 59). e) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées sur ces schistosités dans le site 10 (Fig. 59). 197

Figure 91 : a) photo d'un affleurement du flanc Nord du Mt. Sale (site 10 Fig. 59) présentant une intersection entre la S_1 et la S_2 . b, c et d) Photos d'affleurements du flanc Nord du synclinal au Nord du Mt. Sale présentant une série de bandes de cisaillement de la S_1 et de la stratification top vers le Sud..... 198

Figure 92 : a) Photo du flanc Nord du Mt. Omo (site 9a Fig. 59; Fig. 62). b) Photo du versant Est du Mt. Omo. c) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés au Mt. Omo (site 9b Fig. 59) avec en rouge le plan axial estimé comme étant le plan de stratification moyen. d) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée au Mt. Omo (site 9 Fig. 59). e) Projection stéréographique de la linéation d'étirement portée par cette schistosité du site 9 (Fig. 59). 199

Figure 93 : a) Photo interprétée de la Cima di Test et du Val Cavera (Fig. 62). b) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés à la Cima di Test avec en rouge le plan axial estimé comme étant le plan de stratification moyen. c) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1). d) Projection stéréographique des linéations d'étirement portées par cette schistosité..... 200

Figure 94 : Photos interprétées de petites bandes de cisaillement sénestres, de direction E-W et de pendage sub-vertical, dans le Jurassique du Col Valcavera (affleurement 8 Fig. 59). 201

Figure 95 : Schistes gréseux du Permien Briançonnais au nord de San Giacomo (site 12 Fig. 59). a) Photo interprétée d'un affleurement présentant des plans de S_0 - S_1 plissés et produisant une S_2 de crenulation dans le site 12 (Fig. 59). b) Photo au microscope, lumière analysée et polarisée, présentant des bandes de cisaillement sénestres de direction $N100^\circ$. c) Photo au microscope, lumière analysée et polarisée, présentant des bandes de cisaillement dextres de direction NNW-SSE. d) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés près de cet affleurement. e) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1). f) Projection stéréographique des linéations d'étirement portées par la S_1 202

Figure 96 : : a) photo des gypses du Trias supérieur reposant dans le Vallone dell'Arma (site 2a Fig. 59). b), c) et e) Photos de plis déversés vers le Sud dans les gypses du Trias supérieur (site 2c Fig. 59). d) Photo des Gypses du Trias supérieur verticalisés contre le flanc Sud de la Cima di Test (site 2b Fig. 59). f) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1). g) Projection stéréographique des pôles des plans axiaux des plis déversés vers le Sud (b), (c) et (e). h) Projection stéréographique de la linéation d'étirement portée par la S_1 204

Figure 97 : Coupe géologique schématique du Vallone dell'Arma. 205

Figure 98 : Panorama interprété du sub-Briançonnais au Sud de la vallée de la Stura di Demonte (site 17 Fig. 59) depuis le vallone dell'Arma..... 206

Figure 99 : Panorama interprété du sub-Briançonnais au Sud de la vallée de la Stura di Demonte (site 17 Fig. 59) depuis Valdieri. 208

Figure 100 : a) Photo au microscope, lumière polarisée et analysée, des calcaires mylonitisés du Crétacé sub-Briançonnais dans le site 16 (Fig. 59). b) Calcaire mylonitisé du Crétacé sub-Briançonnais dans le site 16 (Fig. 59). Le cisaillement souligné par un boudinage asymétrique des mylonites indique une cinématique Top vers le NW. c) Projection stéréographique des pôles de la Schistosité (S_1) mesurée dans ces mylonites du site 16 (Fig. 59). d) Projection stéréographique des linéations d'étirement portées par la S_1 du site 16 (Fig. 59)..... 209

Figure 101 : a) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés dans le sub-Briançonnais au Sud de la vallée de la Stura di Demonte (site 17 Fig. 59). b) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans le site 17 (Fig. 59). c) Projection stéréographique des linéations d'étirement portée par cette S_1 du site 17 (Fig. 59)..... 210

Figure 102 : a) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés dans le sub-Briançonnais du Mt. Bussaia (site 20 Fig. 59). b) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans le site 20 (Fig. 59). c) Projection stéréographique des linéations d'étirement portées par cette S_1 du site 20 (Fig; 59). d) Projection stéréographique des plans de S_2 mesurés dans le site 20 (Fig. 59). 210

Figure 103 : Photos interprétées d'affleurements dans le Crétacé du Mt. Bussaia (site 19 Fig. 59), montrant une schistosité S_1 sub-parallèle à la stratification (S_0) caractérisées par un pendage de $\sim 50^\circ$ NE et une S_2 sub-horizontale. 211

Figure 104 : a) et b) Photos d'une schistosité sub-verticale associée à une linéation d'étirement $N110^\circ$ dans le site 20 (Fig. 59). c) Cisaillement de la schistosité indiquant une cinématique Top vers l'Ouest. d) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés au NE de Vernante (site 20 Fig. 59). e) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans le site 20 (Fig. 59). f) Projection stéréographique des linéations d'étirement portées par cette schistosité du site 20 (Fig. 59). 213

Figure 105 : Photo du Trias moyen Briançonnais verticalisé à proximité d'Upega (site 21a Fig. 59). 214

Figure 106 : a) Photo d'un pli isoclinal de la stratification souligné par un niveau de quartz et de la schistosité de plan axial S_1 associée, dans le Crétacé supérieur d'Upega (site 21b Fig. 59). b et c) Photos de la schistosité dans les mêmes unités du site 21b (Fig. 59) avec une linéation d'étirement et une crénulation sub-horizontales. d) Photo d'un plan de schistosité dans les mêmes unités du site 21b (Fig. 59) montrant une linéation d'étirement sub-verticale en plus de la linéation et de la crénulation sub-horizontales. e) Projection stéréographique des plans de stratigraphie mesurés à Upega (site 21b Fig. 59). f) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans le site 21b (Fig.59). g) Projection stéréographique des linéations d'étirement portées par cette S_1 du site 21b (Fig. 59). 215

Figure 107 : Photos au microscope en lumière analysée (en haut) et polarisée (en bas) des schistes du Crétacé supérieur d'Upega (site 21b Fig. 59). On observe un cisaillement senestre de la S_1 suivant des plans $N110^\circ$ 216

Figure 108 : Photo interprétée d'un affleurement de Permien Briançonnais vers Preit. Cet affleurement montre des plis isoclinaux, soulignés par des niveaux de quartz (lignes noires), dans lesquels se développe une S_1 de plan axial (lignes rouges). Ces plis et la S_1 sont eux-mêmes pliés et produisent une S_2 de plan axial (lignes bleus). 218

Figure 109 : Coupe géologique schématique à l'échelle crustale montrant les différentes phases de déformation et leurs structures associées. 221

Figure 110 : Coupes géologiques sériées à travers le Dauphinois et le Briançonnais de la bordure Nord de l'Argentera. Les traits de coupes sont présents sur la Fig. 62..... 222

Figure 111 : Projection stéréographique des plans de stratigraphie (S_0), des schistosité (S_1) et des linéations (L) pour les 4 zones principales représentées sur la carte de la figure 112. 224

Figure 112 : Carte tectonique simplifiée du Nord de l'Argentera avec les directions des axes principaux de la déformation pour chaque site décrit dans ce chapitre. 1 : Le Barricate ; 2 : Flanc Nord du Mt. Bodoira ; 3 : Mt. Bodoira ; 4 : Front Pennique au Nord du Mt. Arpet ; 5 : Mt. Arpet ; 6 : Mt. Ruissas ; 7 : Mt. Bersaïo ; 8 : Cima di Test ; 9 : Mt. Omo ; 10 : Mt. Sale ; 11 : Front Pennique du Mt. Nebius ; 12 : San Giacomo ; 13 : Vinadio ; 14 : Aisone ; 15 : Carrière de Desertetto ; 16 : Front Pennique du Mt. la Piastra ; 17 : sub-Briançonnais de Valdieri ; 18 : Carrière de San Lorenzo ; 19 : Front Pennique de Vernante ; 20 : Mt. Bussaïa ; 21 : Upega. 225

Figure 113 : Illustration des différentes étapes suivies lors du traitement et de l'interpolation des données directionnelles. Voir le texte pour plus d'explications (d'après Gumiaux et al., 2003). 228

Figure 114 : Traçage des trajectoires à partir des données directionnelles interpolées. a) Raster des données directionnelles interpolées. b) Exemple de traçage d'une trajectoire. c) Carte des trajectoires de la S_1 230

Figure 115 : Cartes des données structurales compilées dans la région du massif de l'Argentera. a) Données classées par type de plan. b) Données classées par source Données digitalisées depuis les cartes de Barale et al., 2015; Bertok et al. 2018; cartes au 1:50000 de l'ISPRA, feuilles 78, 79, 80, 90, 91, 102 (<http://sgi.isprambiente.it/geologia100k/nord.aspx>). 231

Figure 116 : a) Carte des trajectoires interpolées de la stratification L'interpolation est volontairement interrompue entre le Briançonnais et le Dauphinois (voir explication dans le texte). b) Carte des trajectoires interpolées de la S_1 233

Figure 117 : Carte des trajectoires interpolées de la S_1 incluant les données dans le massif de l'Argentera. Les sens de cisaillement dessinés en blanc représentent les critères de cisaillement observés sur le terrain. Les traits rouges correspondent à l'interprétation des trajectoires en matière de décrochements localisés. 236

Figure 118 : Carte structurale schématique remplaçant les décrochements interprétés sur les cartes de trajectoires (Fig. 115) dans le contexte structural régional. Les décrochements dextres NW-SE traversant le massif de l'Argentera sont repris de Sanchez et al. (2011). 238

Figure 119 : Interprétation tectonique de l'étude pétrologique et thermochronologique des Grès d'Annot de Labaume et al. (2008). a) Schéma structurale de la région entre Bersezio et Annot avec la distribution des températures maximales et des profondeurs d'enfouissement possibles atteintes par la Formation des Grès d'Annot. Les températures sont déduites de l'étude pétrographique et de la thermochronologie des traces de fission de l'apatite (AFT), et les profondeurs d'enfouissement sont calculées en supposant un gradient paléogéothermique de 25-30 C.km-1. b) Modèle tectonique schématique montrant la séquence de chevauchement et son effet sur l'histoire de l'enfouissement et de l'exhumation de la Formation du Grès d'Annot. (A) Enfouissement sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye. (B) Exhumation due au soulèvement résultant des chevauchements du socle sous-jacent (massifs de l'Argentera et dome du Barrot). 1 = Nappes de l'Embrunais-Ubaye ; 2 = Formation du Grès d'Annot (Priabonien-Début Rupélien) ; 3 = Oligocène dans les dépocentres occidentaux (ex. bassin de Barrême) ; 4 = Mésozoïque ; 5 = Paléozoïque (socle) ; ARt, RUB, etc. = échantillons étudiés avec âges centraux des traces de fission de l'apatite. 239

Figure 120 : Coupes géologiques restaurées du prisme orogénique au SW des Alpes contraintes par des estimations de paléo-épaisseur des unités érodées selon les données RSCM et le gradient paléogéothermique de $28\pm 5^\circ\text{C}/\text{km}$ (Balansa et al., 2022b. a) La restauration palinspastique à ~ 16 Ma

montre le volume des unités érodées de l'empilement de nappe des Alpes du SW avec la nappe de l'Embrunais-Ubaye caractérisée par une épaisseur de 3 à 11 km, associé à un bassin d'avant-pays de ~3 km d'épaisseur et de ~50 km de large. (b) État actuel avec restauration de l'enveloppe érodée de la nappe de Digne. 241

Figure 121 : a) Diagramme de Van Krevelen montrant l'évolution chimique des trois classes de kérogènes pendant la carbonisation, et données de composition pour le carbone graphitique provenant de roches métamorphiques sélectionnées (Grew 1974). La matière organique des kérogènes de types I, II et III provient principalement, respectivement, d'algues lacustres, de micro-organismes marins et de plantes terrestres. Ici, le kérogène III correspond au charbon. La zone immature représente les conditions précédant la libération de grandes quantités d'hydrocarbures (modifié de Buseck & Beyssac, 2014 d'après Vandembroucke et Largeau, 2007). b) Évolution de la matière organique, kérogène de type II, au cours de l'enfouissement (modifié de Beyssac et Rumble, 2014 ; d'après Behar et Vandembroucke 1987), de la diagenèse au métamorphisme..... 242

Figure 122 : a) Exemple de déconvolution du spectre Raman de la matière carbonée avec la méthode calibrée pour des températures entre 330°C et 650°C (modifié de Beyssac et al., 2002). b) Exemple de déconvolution du spectre Raman de la matière carbonée avec la méthode calibrée pour des températures comprises entre 200°C et 320°C (modifié de Lahfid et al., 2010). 243

Figure 123 : spectres Raman du carbone graphitique contenu dans des roches métamorphiques Raman spectra of graphitic carbon from metamorphic rocks (Alpes) avec les Tmax et les faciés métamorphiques associés (Buseck & Beyssac, 2014). 244

Figure 124 : Résultats de l'étude RSCM dans la couverture de l'Argentera et les unités internes adjacentes. a) carte structurale simplifiée avec les sites RSCM et les Tmax associés. La ligne rouge correspond au Front Pennique utilisé pour calculer le gradient thermique latéral dans la section IV.3-2 de ce chapitre. b) carte structurale simplifiée avec les courbes d'iso-Tmax et les sites échantillonnés pour la couverture dauphinoise. 247

Figure 125 : Carte tectonique simplifiée avec la compilation des Tmax (RSCM) de la littérature (Angiboust et Agard, 2010; Angiboust et al., 2009; Angiboust et al., 2012; Angiboust et al., 2014; Balansa et al., 2022; Bellanger et al., 2015; Beyssac et al., 2016; Celini et al., 2023; Decrausaz et al., 2021; Erne, 2014; Gabalda et al., 2009; Girault et al., 2020; Hafner, 2016; Herviou et al., 2021; Lanari et al., 2011; Manzotti et al., 2018; Negro et al., 2013; Nibourel et al., 2018; Plunder et al., 2012; Schwartz et al., 2013; Wiederkehr et al., 2011) et de cette étude. La ligne bleue au sud de l'arc correspond à la coupe géologique de la Figure 131. 250

Figure 126 : Tmax de la compilation interpolées (fig. 125) avec la méthode du krigeage simple. CPF = Chevauchement Pennique Frontal (Front Pennique)..... 252

Figure 127 : carte de l'âge du métamorphisme dans les Alpes (Bousquet et al., 2012). 253

Figure 128 : Estimation de la corrélation entre Tmax et enfouissement sédimentaire. a) Logs stratigraphiques pour la zone d'étude. Le logs pour la région de l'arc de Castellane-Dome de Barrot provient de Jourdon et al. (2014), celui pour le Nord du massif de l'Argentera provient de la carte géologique au 1:50 000 de Larche (feuille 896, BRGM), et celui pour la haute vallée de la Roya provient de D'Atri et al. (2016). b) Diagramme Tmax vs profondeur stratigraphique dans lequel la Tmax de chaque échantillon est comparée à sa profondeur dans le log stratigraphique correspondant. Ces deux diagrammes nous permettent d'estimer un gradient thermique et sa robustesse. T°C₀ correspond au Tmax à la surface déterminé par régression linéaire (ligne noire épaisse)..... 256

Figure 129 : a) Diagramme Tmax vs distance au Front Pennique dans lequel chaque Tmax mesurée dans le Dauphinois est comparée à sa distance au Front Pennique mesurée à partir de la ligne rouge dans la Figure 124. Ce diagramme nous permet de calculer un gradient thermique latéral correspondant à la diminution de l'enfouissement tectonique. b) Le même diagramme mais avec les Tmax corrigées de l'enfouissement sédimentaire (discussion dans le texte)..... 257

Figure 130 : Diagramme tectonic burial vs Front Pennique. The tectonic burial is calculated for each Tmax assumed a thermal gradient of 25°C.km⁻¹ and of 30°C.km⁻¹ (discussion in text), the error bar corresponds to the high and the low estimations. The light red area corresponds to a theoretical calculated tectonic burial according to the distance to the PFT and assumed a lateral gradient of 4°C.km⁻¹ and for a thermal gradient of 25°C.km⁻¹ corresponding to the top of this area, and of 30°C.km⁻¹, corresponding to the bottom of this area..... 258

Figure 131 : Coupe géologique avec projection du sommet estimé de l'empilement de nappes internes (zone rouge clair). La partie de la coupe géologique entre le dôme de Barrot et la terminaison sud de la coupe est tirée de Jourdon et al. (2014). Le haut de la zone rouge correspond à l'enfouissement tectonique calculé pour un gradient thermique de 25°C.km⁻¹ et le bas de cette zone correspond à l'enfouissement tectonique calculé pour un gradient thermique de 30°C.km⁻¹..... 260

Figure 132 : Modèle cinématique de formation de l'arc des Alpes occidentales. Ce modèle représente pour chaque étape le processus impliqué dans le développement de l'arc des Alpes occidentales. Avant même le début de la subduction la marge Dauphinoise est caractérisé par un héritage structural en "L" existant depuis au moins le rifting mésozoïque voir en partie d'une période plus ancienne. Cet héritage est aujourd'hui mis en évidence par la repartition et l'orientation des MCE (visible sur la reconstruction à 67Ma) qui n'ont par ailleurs pas subit de rotation significative depuis au moins le Permien. Entre 67 Ma et 35 Ma, la subduction produit un proto-arc. Par ailleurs durant cette période la phase pyrénéo-provençal produit un raccourcissement N-S à l'origine des plis et des chevauchements E-W à l'avant pays des Alpes occidentales. Entre 35 Ma et 23 Ma, la collision Alpine entraîne une flexion oroclinal amplifiant la morphologie arquée pré-existante dans les Alpes occidentales. Entre 23 Ma et 16 Ma la rotation des Apennins et la migration de son front de déformation vers le Nord de la terminaison Sud de l'arc des Alpes occidentales entraîne une rotation antihoraire de 50° de ce segments de l'arc. C'est ce processus qui donne son orientation E-W aux Alpes Ligures. Enfin depuis le Tortonien un raccourcissement N-S accommodé par l'inversion de la marge Nord du bassin Liguro-Provençal et par la reactivation des structures Pyrénéo-Provençales dans l'arc de Castellane, dans le Diois, les Baronnies et en Provence..... 263

I. INTRODUCTION

Les chaînes de montagnes, correspondent aux reliefs produits par la convergence entre deux plaques lithosphériques, qui donne lieu à un épaissement crustal lié à l'empilement d'unités tectoniques, dans ce qui s'appelle le prisme orogénique. L'épaissement de la croûte et le relief s'accroissent et/ou se forment suite à la transition entre subduction et collision : c'est le passage entre un prisme d'accrétion à l'aplomb de la zone de subduction avec l'empilement de plusieurs écailles tectoniques et l'exhumation et déformation de ce prisme au-dessus de l'avant-pays de la plaque inférieure.

Cette évolution au cours du temps crée une chaîne dont l'axe est souvent arqué en carte et appelé arc orogénique. La plupart des orogènes correspondent à des arcs (Carpathes, Apennins, Alpes, Fig. 1), les orogènes rectilignes étant plutôt rares (Pyrénées, Fig. 1).

Ces arcs peuvent être produits par des mécanismes variés, et à différentes étapes de l'orogénèse. Cette introduction abordera d'abord les arcs et le cas des oroclins, puis s'intéressera particulièrement à l'arc des Alpes occidentales, dont la formation est le sujet de cette thèse.

I.I. LES ARCS OROGENIQUES ET LES OROCLINES

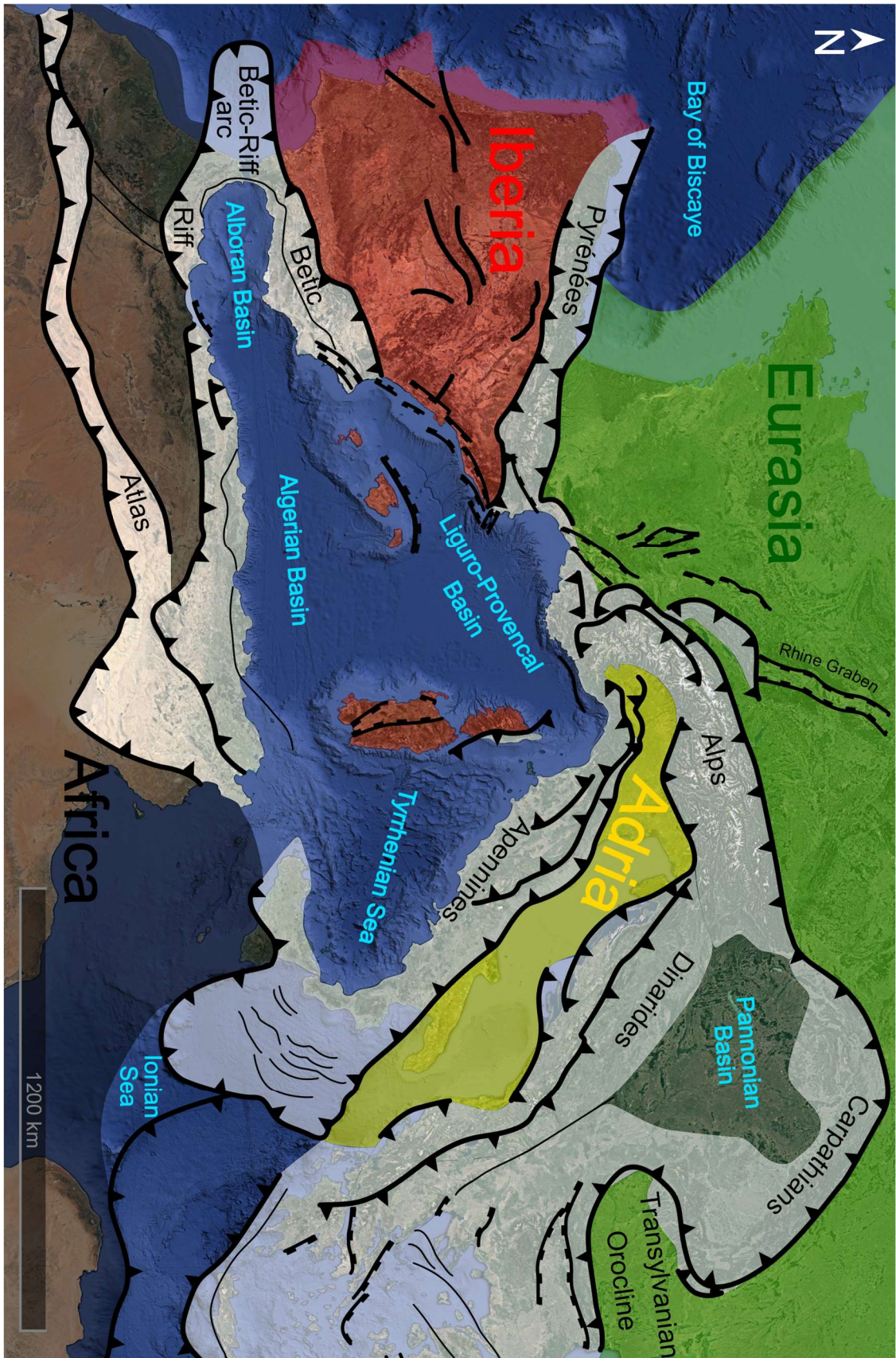
I.I.1 - Définition et nomenclature

Les structures arquées peuvent concerner les orogènes à des échelles spatiales très différentes. Il peut s'agir de chaînes d'avant-pays arquées, comme par exemple le Jura ou l'arc de Castellane pour les Alpes (Fig. 2), ou alors d'arcs orogéniques comme l'ensemble de l'arc des Alpes occidentales, les Apennins, ou les Carpathes (Fig. 1). Ces structures peuvent être caractérisées par plusieurs éléments géométriques, comme proposé par Macedo & Marshak (1999) (Fig. 3).

Ces éléments géométriques (Mid-Point, Mid-Line, Apex, etc., Fig. 3) permettent de mettre en évidence la variété des morphologies des arcs orogéniques dans le monde (leur asymétrie, leur amplitude, etc.) ainsi que la variété des mécanismes influençant leur développement (Macédo & Marshak, 1999).

Deux principaux types d'arcs orogéniques sont à différencier. Les premiers sont les arcs primaires donc la morphologie existe avant la collision et correspond donc à un héritage structural de la marge continentale (Yonkee & Weil, 2010). Les seconds sont les arcs produits par flexion des structures, initialement au moins partiellement rectilignes (Carey, 1955 ; Yonkee & Weil, 2010). Ces derniers peuvent être appelés « oroclins » (Carey, 1955).

Figure 1 : Arcs orogéniques bordant la mer Méditerranée (Tapponnier, 1977 ; Handy et al., 2010 ; Faccenna et al., 2014 ; Van Hinsbergen et al., 2020 ; Jolivet et al., 2020 ; Jolivet et al., 2021).



I.I.2 - Mécanismes de formation

Plusieurs paramètres et mécanismes contrôlent le développement et la morphologie des structures arquées (Fig. 4 ; Macedo & Marshak, 1999) :

- L'épaisseur variable des sédiments d'un bassin, avant son inversion. La configuration d'un bassin sédimentaire dont la variabilité latérale de l'épaisseur des sédiments favorise la propagation des chevauchements à certains endroits (Fig. 4a). Cette propagation différentielle va produire une morphologie arquée.
- La présence d'« obstacles » hérités (fig. 4b). Cette hypothèse semble correspondre au cas où la propagation d'un orogène serait localement contrariée par la présence d'hétérogénéités dans la topographie du socle de la plaque inférieure. Ces « hauts topographiques » dans le socle de la plaque inférieure deviendraient ses « end points » (Fig. 3 ; Macedo & Marshak, 1999) dans la structure arquée.
- La morphologie de la marge continentale (Fig. 4c). La morphologie arquée des arcs orogéniques peut être partiellement ou complètement héritée de la marge continentale. Dans ce dernier cas alors il s'agit d'un arc primaire.

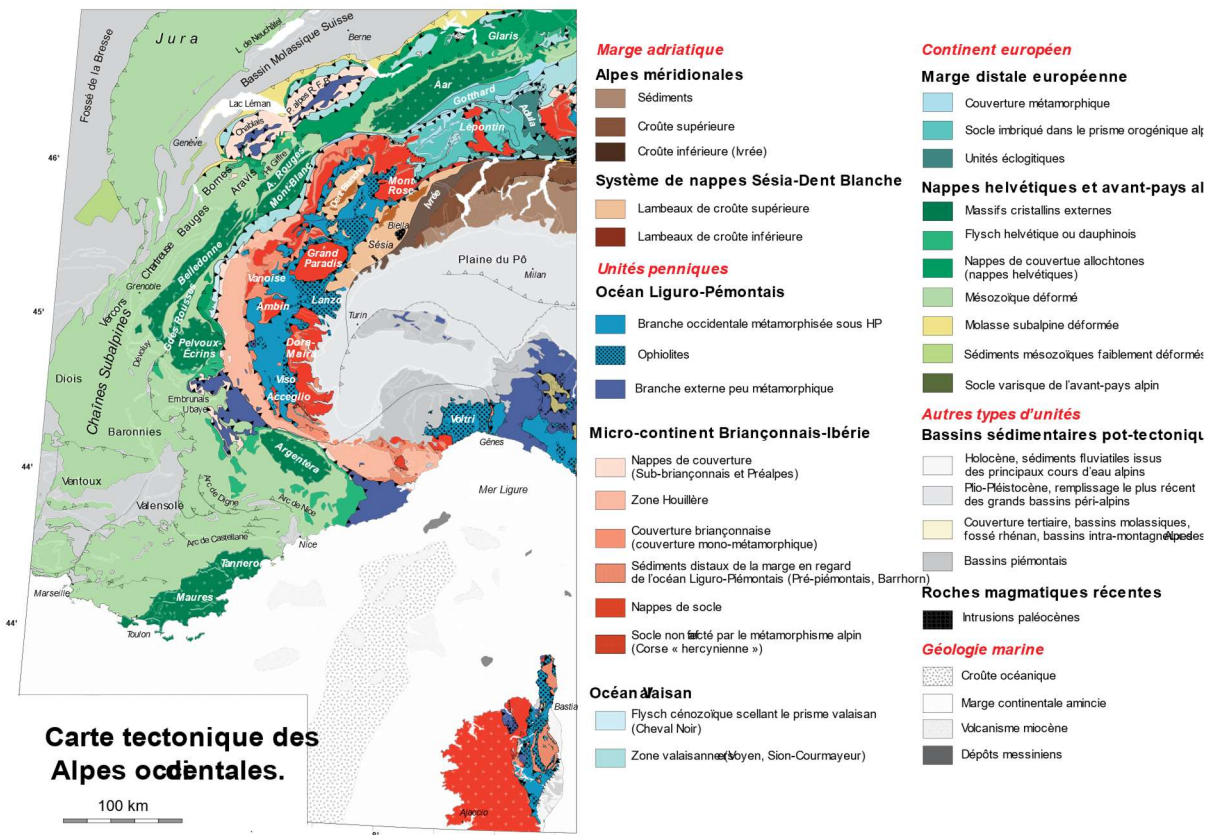


Figure 2 : Carte tectonique simplifiée des Alpes occidentales (Bousquet et al., 2012).

- La variation latérale de l'épaisseur et résistance d'un niveau de décollement (Fig. 4d). La propagation des chevauchements est favorisée à certains endroits par l'efficacité accrue d'un niveau de décollement, ce qui produit un transport différentiel des nappes, produisant une morphologie d'arc.
- L'influence de failles décrochantes. Celles-ci peuvent produire une rotation des structures orogéniques, produisant des segments arquées (Fig. 4e).
- L'intersection entre segments d'un orogène, d'orientation différente qui se superposent (Fig. 4f).

3 autres paramètres qui pourraient influencer le développement des arcs orogéniques ne sont pas illustrés sur la Fig. 4 (Macedo & Marshak, 1999). La forme de l'indenteur, l'obliquité de la direction de cette indentation par rapport à l'orientation de la marge, (Macedo & Marshak, 1999) et enfin la courbure du slab dans la zone de subduction, pourraient contrôler la courbure du front de chevauchement de l'orogène (Macedo & Marshak, 1999).

Concernant les arcs orogéniques, et donc l'arc des Alpes occidentales, on pourrait réduire les paramètres contrôlant leur développement aux suivants :

- 1) L'héritage structural de la marge
- 2) L'héritage d'un arc pré-collisionnel produit en subduction
- 3) La forme de l'indenteur
- 4) La direction d'indentation et/ou son caractère rotationnel

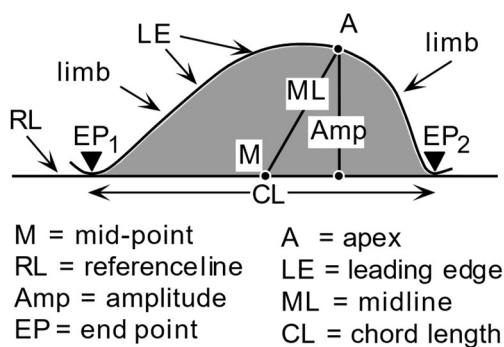


Figure 3 : Eléments géométriques des arcs et termes décrivant leur morphologie en vue cartographique.

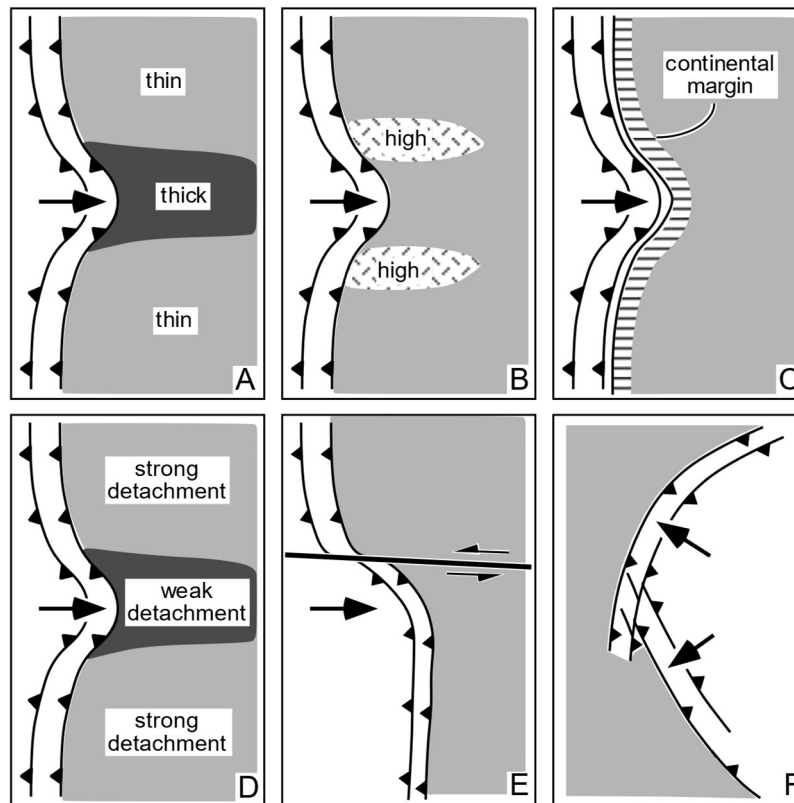
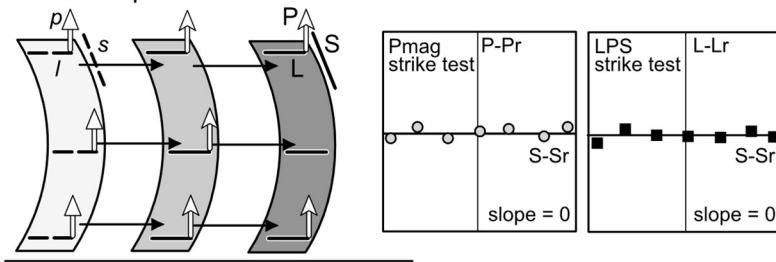


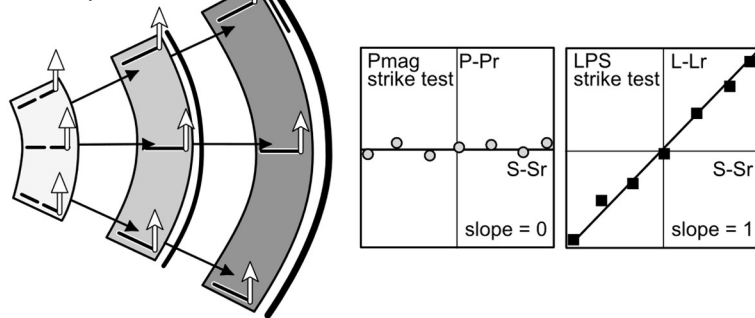
Figure 4 : Différents contextes tectoniques dans lesquels les arcs se développent. (A) arcs contrôlés par des bassins; (B) interaction avec des obstacles dans l'avant-pays; (C) arcs contrôlés par une marge ; (D) arcs contrôlés par des détachements ; (E) interaction avec des failles de décrochement ; (F) Intersections de segments différents de l'orogène (Macedo & Marshak, 1999).

Figure 5 : (gauche) Modèles cinématiques idéalisés pour les arcs orogéniques. Les déclinaisons paléomagnétiques initiales/finales (p/P), les directions de LPS (Layer Parallel Shortening = raccourcissement parallèles à la stratification) (l/L), les tendances structurales (s/S), les déformations tangentielles (largeur de ligne proportionnelle à la magnitude) et les trajectoires de déplacement, sont toutes indiquées pour les stades initiaux, intermédiaires et finaux de la déformation. (à droite) Les diagrammes des tests oro-clinaux correspondants illustrent les relations entre les déclinaisons paléomagnétiques par rapport à la déclinaison de référence ($P-Pr$), la direction de LPS par rapport à la référence ($L-Lr$), c'est-à-dire les rotations d'axe vertical de ces deux types de direction, et la direction des structures par rapport à une direction de référence ($S-Sr$). Pour le modèle 1 (arc primaire avec glissement uniforme), les directions paléomagnétiques et LPS définissent toutes deux des pentes de valeur 0. Pour le modèle 2 (arc primaire avec directions de transport radiales), la pente du test oro-clinal basé sur les directions paléomagnétiques est de 0, tandis que la pente du test oro-clinal basé sur la direction de LPS est de 1. Pour le modèle 3 (arc progressif avec directions de transport courbes), la pente du test oro-clinal basé sur les directions paléomagnétiques donne la composante de la rotation depuis l'aimantation, et la pente du test oro-clinal basé sur la direction de LPS se situe entre la pente du test oro-clinal basée sur la direction paléomagnétique et 1, en fonction de l'importance de la divergence initiale dans les directions LPS. Pour le modèle 4 (oro-cline secondaire avec courbure d'une chaîne linéaire), les directions paléomagnétiques et LPS définissent toutes deux une pente de 1. Pour le modèle 5 les résultats sont identiques à ceux du modèle 4 mais seulement pour un sens de rotation. Les valeurs des sites individuels peuvent s'écarter de la meilleure pente d'ajustement en raison des incertitudes dans les directions des sites. Modifié d'après Yankee & Weil (2010).

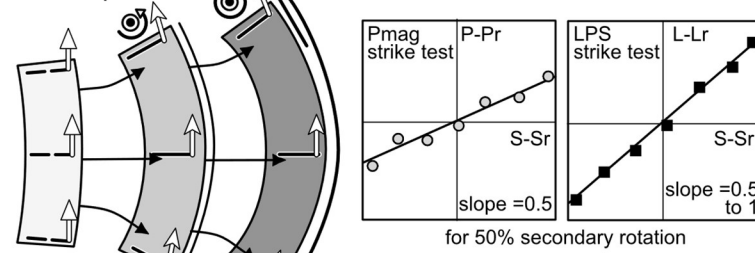
Model 1. Primary Arc-uniform slip



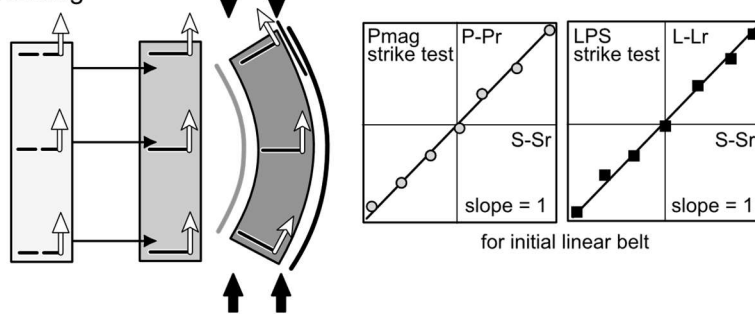
Model 2. Primary Arc-radial slip



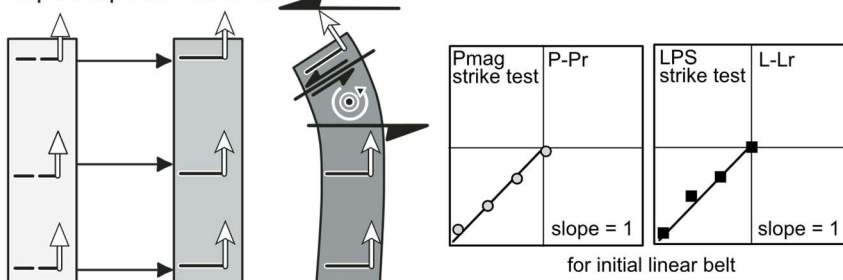
Model 3. Progressive Arc-curved slip



Model 4. Secondary Orocline-bending



Model 5. Secondary Orocline superimposed wrenching



Kinematic stage

- Initial
- Intermediate
- Final

Initial orientation

Final orientation

Tangential extension

Tangential shortening

Vertical-Axis Rotation

Wrenching

I.I.3 - Classification et méthode d'investigation

La classification des arcs orogéniques peut se faire en fonction du caractère primaire de la morphologie arquée ou de son acquisition syn-collisionnelle. Yonkee & Weil (2010) proposent une classification des arcs orogéniques selon l'âge relatif de leur formation et les directions de transport au cours de leur développement (Fig. 5). Par ailleurs Yonkee & Weil (2010) proposent une méthode basée sur les propriétés magnétiques des roches pour étudier les structures arquées. En effet ils décrivent pour chaque type d'arc le type de rotations d'axe vertical, déterminées par le paléomagnétisme, et des directions de raccourcissement parallèles à la stratification (LPS = Layer Parallel Shortening), déterminées avec l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM) en fonction de la direction des structures. La comparaison entre rotation d'axe vertical et direction des structures (« Pmag strike test », Fig. 5) correspond au test oroclinal (Schwartz and Van der Voo, 1983; Eldredge *et al.*, 1985) et sera présenté plus précisément dans le troisième chapitre de ce manuscrit.

Le premier type d'arc est l'arc primaire avec un transport rectiligne et unidirectionnel (Fig. 5 modèle 1 ; Yonkee & Weil, 2010). Ce type d'arc est complètement hérité de la marge, aucune rotation des structures n'intervient durant son développement, comme le montre l'absence de rotation indiquée par le paléomagnétisme dans le test oroclinal (Fig. 5, modèle 1). De plus cet arc n'est pas amplifié durant la collision, puisque les directions de transport y sont en tout point rectilignes et parallèles à l'axe médian de l'arc (Midline, Fig. 3), comme l'indique l'absence de corrélation entre les directions de LPS et la direction des structures (« LPS strike test », Fig. 5, modèle 1).

Le deuxième type d'arc est aussi un arc primaire, c'est-à-dire dont la morphologie est héritée de la marge, mais dans ce cas les directions de transport radiales amplifient cet arc durant la collision (Fig. 5 modèle 2 ; Yonkee & Weil, 2010). Il n'y a pas de rotation des structures, donc pas de rotation indiquée par le paléomagnétisme, mais la direction de raccourcissement (LPS) est en tout point de l'arc perpendiculaire à la direction des structures (Fig. 5 modèle 2 ; Yonkee & Weil, 2010). Ces trajectoires de déplacements amplifient l'arc, ce qui implique un étirement parallèle à l'axe de la chaîne (Fig. 5 modèle 2 ; Yonkee & Weil, 2010).

Le troisième type d'arc est dit « progressif » car il est partiellement hérité de la marge, mais amplifié en collision avec des directions de transport courbes associées à une rotation des structures (Fig. 5 modèle 3 ; Yonkee & Weil, 2010). Dans ce cas les directions de LPS sont corrélées à la direction des structures comme pour l'arc primaire amplifié par transport radial. De plus, les structures subissent une rotation d'axe vertical impliquant une corrélation partielle entre rotation indiquée par le paléomagnétisme et direction des structures (Fig. 5 modèle 3 ; Yonkee & Weil,

2010). Ce type d'arc est également associé à une extension parallèle à l'arc (Fig. 5 modèle 3 ; Yonkee & Weil, 2010).

Le quatrième type d'arc est l'orocline, produit par une flexion d'une structure rectiligne à l'origine (Fig. 5 modèle 4 ; Yonkee & Weil, 2010). La direction finale des structures est entièrement acquise par rotation, il existe donc une corrélation parfaite entre les rotations d'axe vertical et les directions des structures, comme entre les directions de LPS et les directions des structures (Fig. 5 modèle 2 ; Yonkee & Weil, 2010). Le mécanisme de flexion oroclinale implique une extension parallèle à la chaîne sur le flanc externe de l'arc et un raccourcissement parallèle à la chaîne sur le flanc interne de l'arc (Fig. 5 modèle 2 ; Yonkee & Weil, 2010).

Enfin le dernier type d'arc est également un orocline, mais celui-ci est acquis par cisaillement simple d'une de ses terminaisons latérales (Fig. 5 modèle 5 ; Yonkee & Weil, 2010). Les structures ne subissent de rotation que dans une partie de l'arc et donc les rotations d'axe vertical et les directions de LPS ne seront corrélées avec la direction des structures que dans ces segments (Fig. 5 modèle 5 ; Yonkee & Weil, 2010). Ce type d'arc serait associé à des décrochements dans le sens de la rotation (senestre pour une rotation antihoraire et dextre pour une rotation horaire) à la terminaison du segment de l'arc qui subit ce cisaillement simple (Fig. 5 modèle 5 ; Yonkee & Weil, 2010).

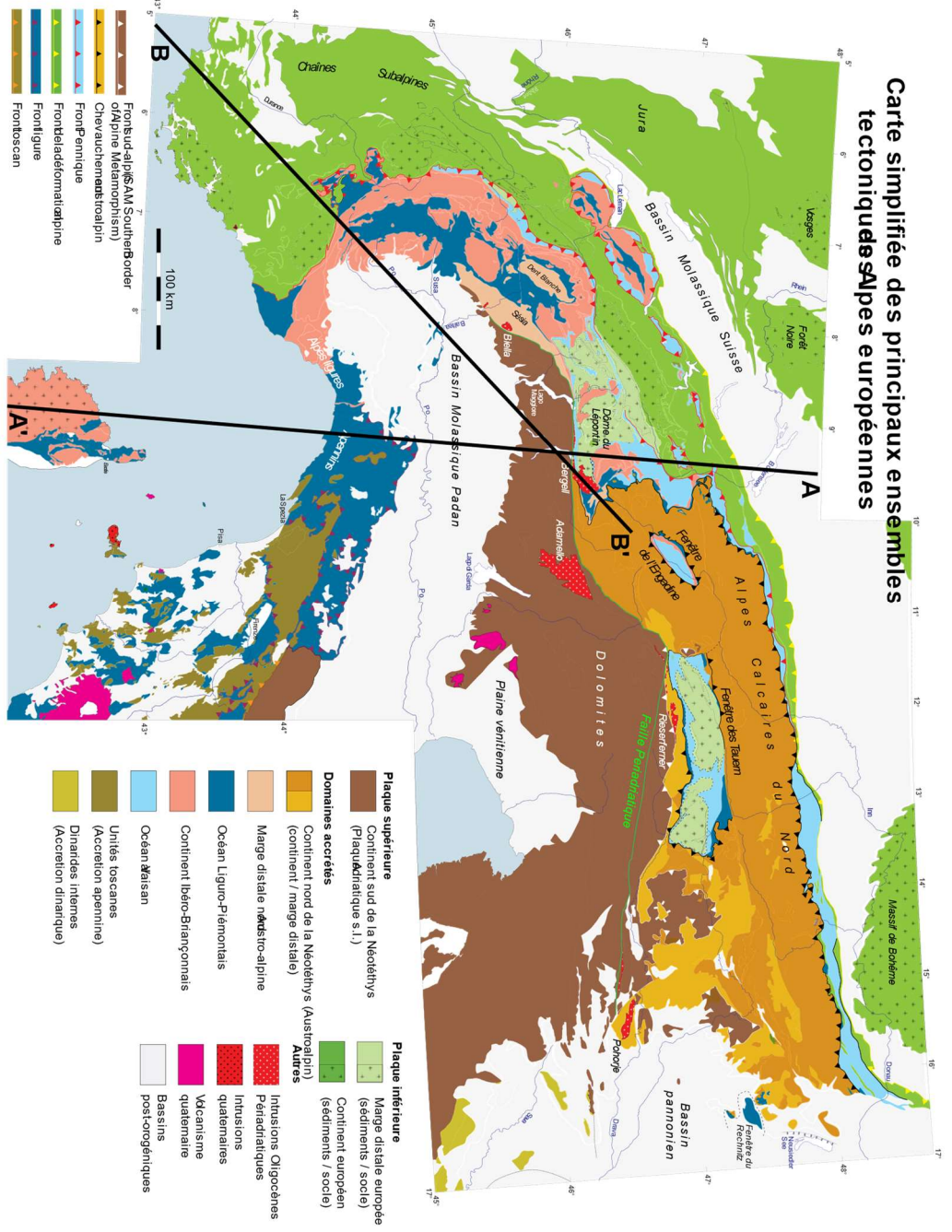


Figure 6 : Carte tectonique simplifiée des Alpes (Bousquet et al., 2012) avec les deux traits de coupe de la Figure 7.

I.II. L'ARC DES ALPES OCCIDENTALES

I.II.1 - Cadre tectonique Alpin

La chaîne Alpine s'étend sur environ 1000 km entre le bassin Liguro-Provençal et le bassin Pannonien et mesure et entre 75 et 275 km de large (Fig. 6). Cette chaîne peut être divisée en 3 zones principales. La Zone Externe qui correspond à la marge Européenne et donc à la plaque inférieure (Fig. 7), la Zone Interne qui correspond aux unités accrétées au cours de l'orogénèse, de nature et d'origines diverses, et l'indenteur Adriatique qui correspond à la plaque supérieure (Fig. 7). La Zone Interne est séparée de la Zone Externe par un chevauchement majeur appelé le Front Pennique, et de l'indenteur Adriatique par la Faille Periadriatique (Fig. 6).

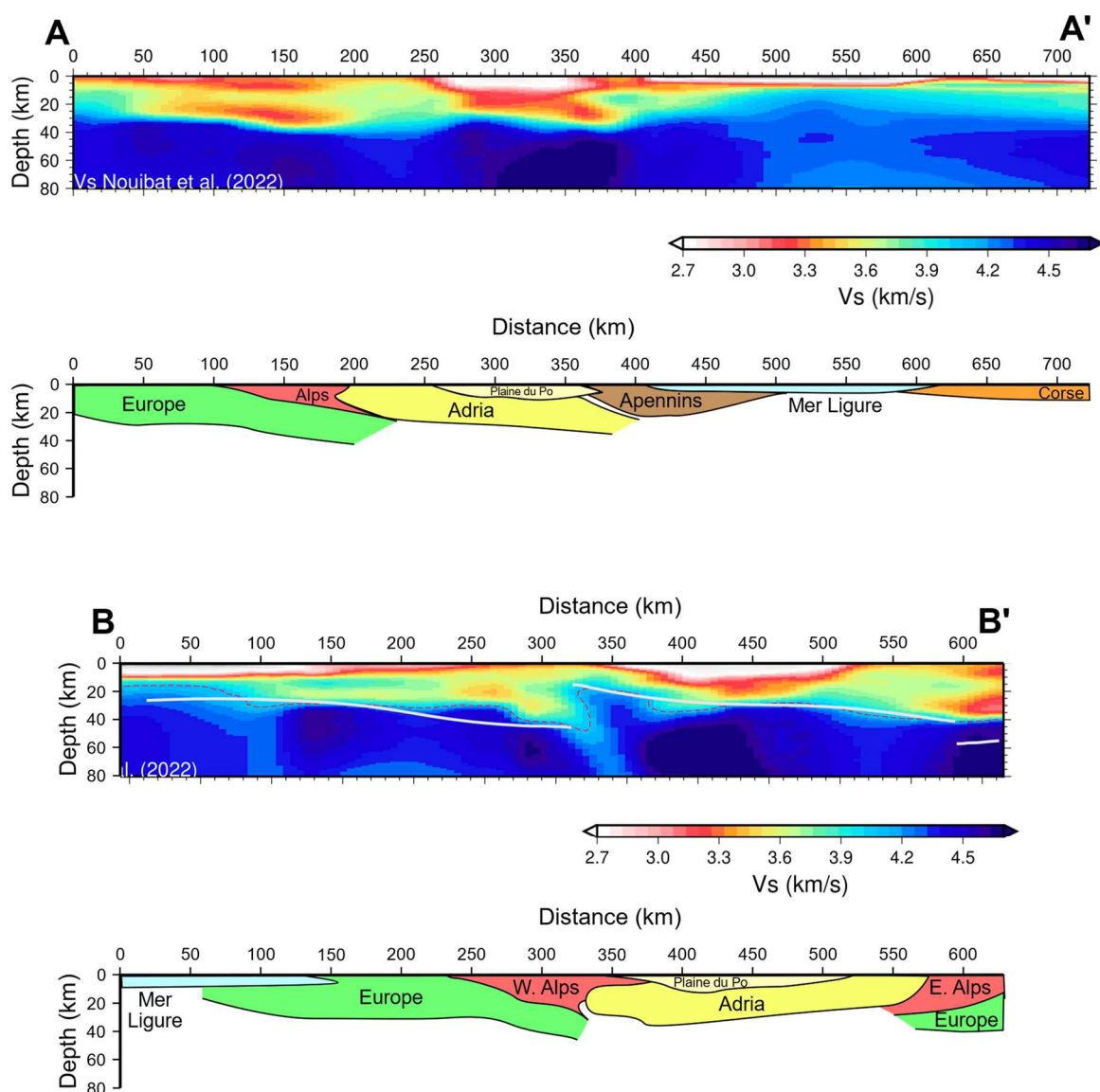


Figure 7 : Profils tomographiques (V_s , Nouibat et al., 2022) selon les traits de coupe de la Figure 6 et leur interprétation tectonique à l'échelle de la crustale.

La Zone Interne peut être elle-même subdivisée en quatre régions. D'abord les nappes Austroalpines, chevauchant les unités dérivées de l'océan Liguro-Piémontais visibles dans les Klippes de la Dent Blanche et dans l'Unité de Sésia. Ces dernières sont elles-mêmes chevauchées sur les nappes dérivées du microcontinent Briançonnais. De la même manière, les nappes Briançonnaises sont au-dessus des unités Valaisannes, qui forment la partie plus profonde de la Zone Interne. (Fig. 6).

La chaîne des Alpes possède une orientation globalement Est-Ouest pour sa partie orientale et sa partie centrale, et change radicalement de direction dans sa partie occidentale où elle devient Nord-Sud, puis de nouveau Est-Ouest tout au Sud, formant ainsi l'arc des Alpes occidentales (Fig. 6). Cet arc est le sujet de cette thèse et sa description plus détaillée sera effectuée dans le chapitre suivant.

L'arc des Alpes occidentales est limité au Sud par le bassin Liguro-Provençal et au SE par les Apennins, qui correspondent au prisme orogénique formé au-dessus de la subduction de la plaque Adriatique (Fig. 6 et 7). Il est intéressant de noter que dans la région de Turin, au même endroit, la plaque Adriatique se trouve à la fois en position de plaque supérieure par rapport aux Alpes et en position de plaque inférieure par rapport aux Apennins, directement au Sud (Fig. 2 et 7).

Les Alpes Ligures se trouvent directement au Sud du front à vergence Nord des Apennins, dont la trace en carte est proche de Turin (Fig. 2). Par conséquent, actuellement les Alpes Ligures appartiennent au système de subduction des Apennins, dans lequel elles forment la plaque supérieure. Cette position particulière implique que la déformation Apennine affecte les Alpes Ligures contrairement au reste des Alpes. On a donc dans les Alpes Ligures une superposition des événements Apennins sur la déformation d'origine Alpine (Fig. 8), ce qui peut jouer un rôle critique dans la formation de l'arc Alpin.

I.II.2 - Histoire géodynamique

L'histoire de la chaîne Alpine commence au Trias avec le rifting de la Pangée qui entraîne l'ouverture de l'océan Liguro-Piémontais au Jurassique moyen (Fig. 9a ; Froitzheim *et al.*, 1996 ; Schmid *et al.*, 2004 ; Handy *et al.*, 2010 ; Bousquet *et al.*, 2012 ; Agard, 2021). Une seconde phase de rifting intervient au Crétacé inférieur entre l'Europe et une portion de plaque continentale qui va devenir le Briançonnais (Fig. 9b ; Froitzheim *et al.*, 1996 ; Schmid *et al.*, 2004 ; Handy *et al.*, 2010 ; Bousquet *et al.*, 2012 ; Agard, 2021). Cette phase de rifting entraîne l'ouverture du bassin Valaisan jusqu'au Crétacé supérieur (Fig. 9c ; Froitzheim *et al.*, 1996 ; Schmid *et al.*, 2004 ; Handy *et al.*, 2010 ; Bousquet *et al.*, 2012 ; Agard, 2021).

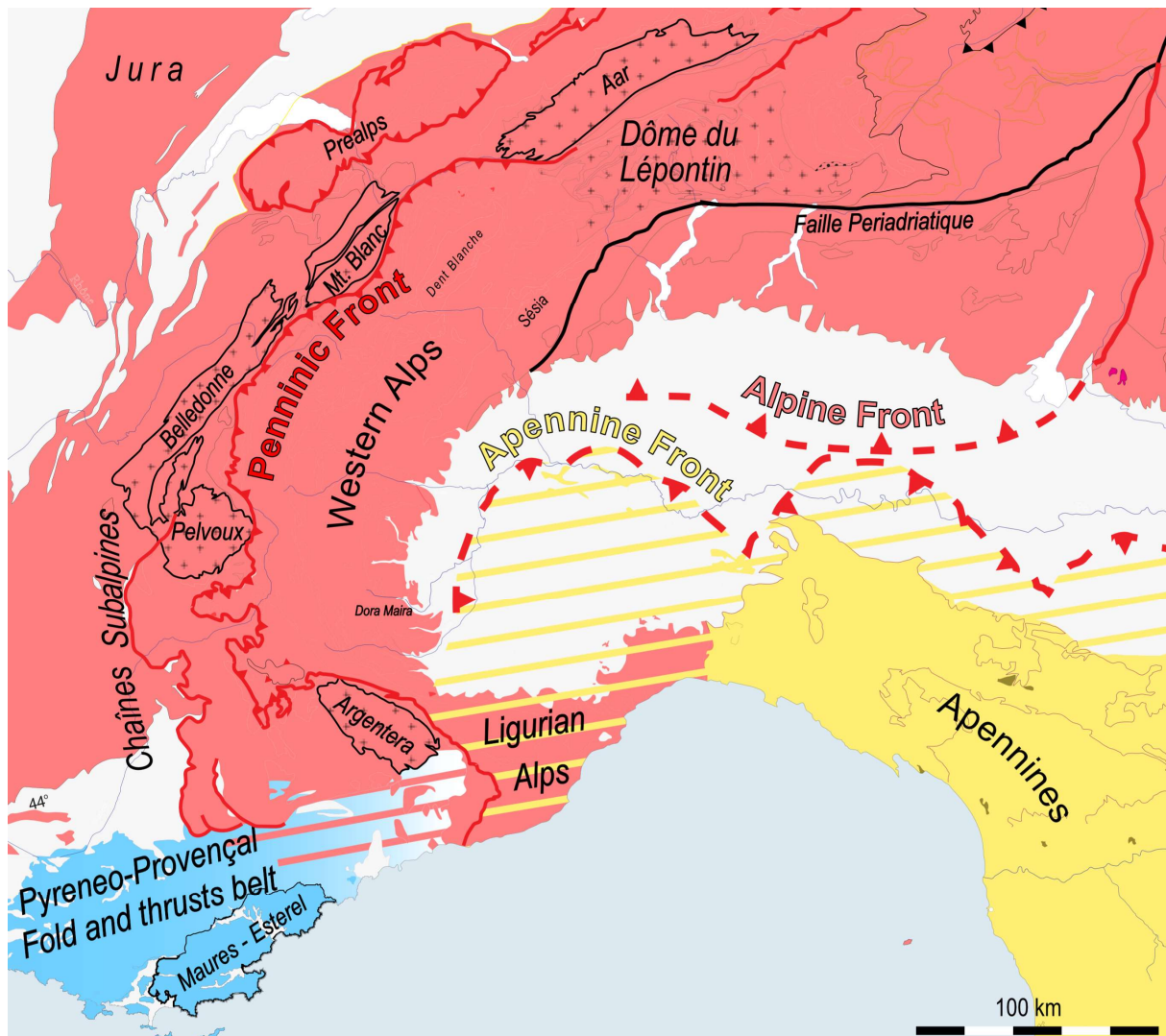


Figure 8 : Représentation en carte des fronts de déformation des trois orogènes de la région Alpine (la chaîne Pyrénéo-Provençale, les Alpes et les Apennins) et de leurs contacts.

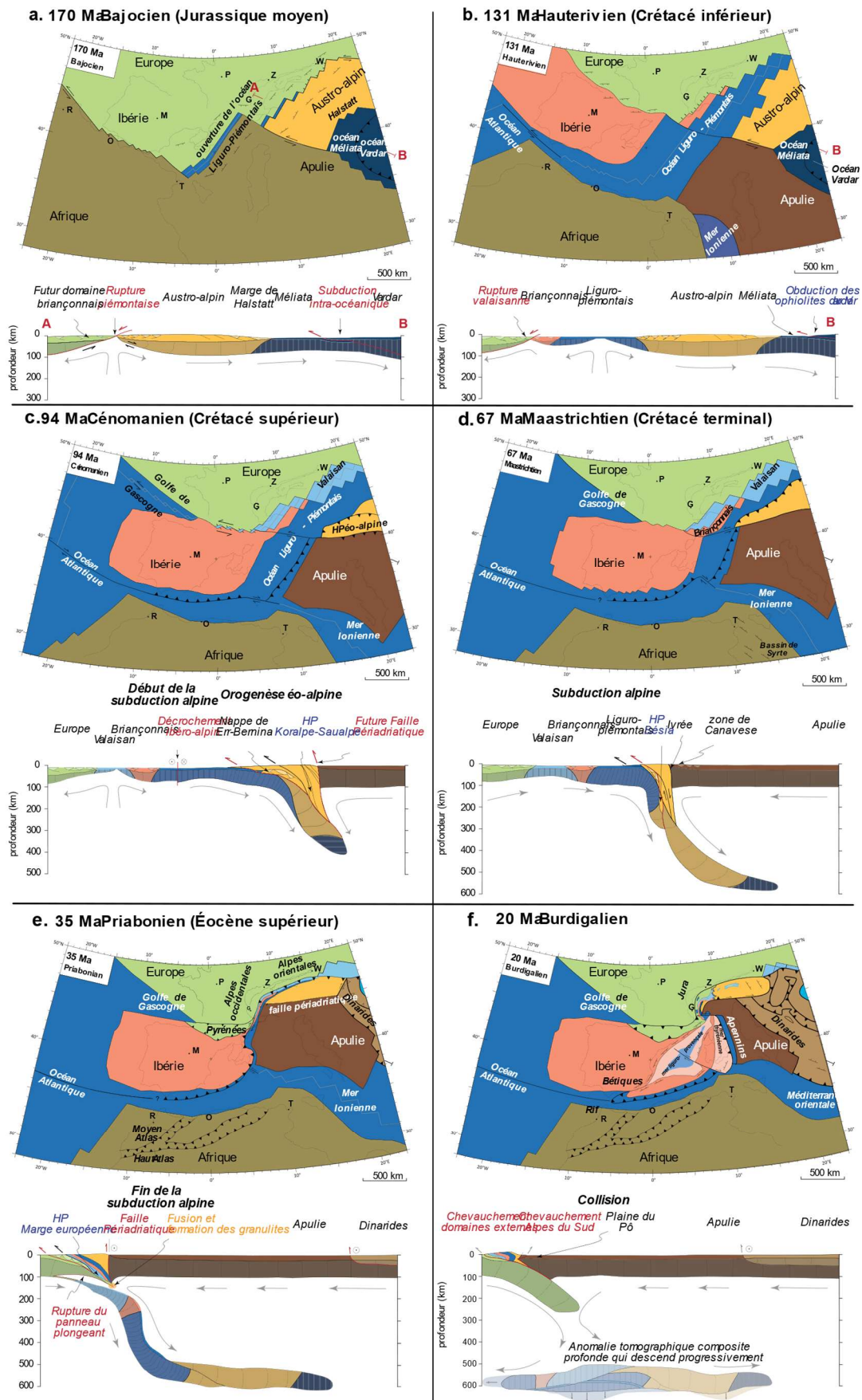


Figure 9 : Reconstruction tectonique de l'orogénèse Alpine en cartes et en coupes, du Jurassique moyen à l'actuel (Bousquet et al., 2012 d'après Handy et al., 2010).

Au Crétacé supérieur la subduction de l'océan Liguro-Piémontais est initiée sous le domaine Austro-alpin et la plaque Adriatique (plaque Adriatique = Apulie Fig. 9c ; Bousquet *et al.*, 2012). La subduction va se poursuivre jusqu'à l'Eocène supérieur (35 Ma) et le début de la collision (Fig. 9e ; Froitzheim *et al.*, 1996 ; Schmid *et al.*, 2004 ; Handy *et al.*, 2010 ; Bousquet *et al.*, 2012 ; Agard, 2021)), faisant passer successivement l'océan Liguro-Piémontais puis le Briançonnais et enfin le bassin Valaisan en subduction.

En même temps qu'une grande partie de la subduction Alpine, entre 67 Ma et 35 Ma, l'orogénèse Pyrénéenne se réalise par la convergence N-S entre l'Europe et l'Ibérie. Cette orogénèse produit une ceinture de plis et de chevauchements de direction E-W, dont la chaîne Pyrénéo-Provençale à sa terminaison est atteint l'avant pays Alpin (Fig. 9e ; Froitzheim *et al.*, 1996 ; Schmid *et al.*, 2004 ; Handy *et al.*, 2010 ; Bousquet *et al.*, 2012 ; Agard, 2021).

Depuis 23 Ma (Speranza *et al.* 2002 ; Maffione *et al.*, 2008) le retrait du slab Adriatique, en subduction sous le bloc Corse-Sardaigne depuis au moins 35 Ma, entraîne l'ouverture du bassin Liguro-Provençal associé à une rotation antihoraire du bloc Corse-Sardaigne et des Apennins (Fig. 9f ; Froitzheim *et al.*, 1996 ; Speranza *et al.* 2002 ; Ferrandini *et al.*, 2003 ; Rosenbaum & Lister 2004a ; 2004b ; Maffione *et al.*, 2008).

I.III. PROBLEMATIQUE

I.III.1 - Les modèles de formation de l'arc des Alpes occidentales

L'arc des Alpes occidentales est généralement interprété comme un arc orogénique produit en collision, à partir de la fin de l'Eocène, par l'indentation de la plaque adriatique (par exemple, Tapponnier, 1977 ; Butler, 1986 ; Choukroune *et al.*, 1986 ; Ricou & Siddans, 1986 ; Vialon, 1989 ; Platt *et al.*, 1989 ; Laubscher, 1990 ; Ceriani, 2001 ; Lickorish *et al.*, 2002 ; Ford *et al.*, 2006 ; Handy *et al.*, 2010 ; Schmid *et al.*, 2017), contrairement à la plupart des autres arcs méditerranéens, dont on suppose qu'ils se sont développés au cours d'une subduction (Royden, 1988). L'arc des Alpes occidentales est caractérisé par un transport tectonique radial, dirigé vers le nord dans le nord, vers l'ouest dans l'ouest et vers le sud dans le Sud (Fig. 10c ; Siddans, 1979 ; Choukroune *et al.*, 1986 ; Platt *et al.*, 1989 ; Handy *et al.*, 2010 ; Schmid *et al.*, 2017).

Ce caractère radial des directions de transport tectonique (Fig. 10c) pose de nombreuses questions concernant la cinématique de la formation de l'arc et les mécanismes de déformation permettant d'accommoder son développement. D'une part, aucun étirement systématique, à grande échelle, parallèle à la direction du prisme orogénique n'est documenté par les études structurales, contrairement aux attentes d'un modèle cinématique de développement d'arc par transport radial. D'autre part, il est difficile d'identifier le processus à l'origine de ce transport radial sur un arc de presque 180°. Des expériences d'indentation (Lickorisch *et al.* 2002) reproduisent avec succès un

raccourcissement radial, induit par un indenteur rigide ayant à la fois une marge EW et une N-S, tel que Adria dans les Alpes occidentales. Toutefois ces modèles montrent un transport radial perpendiculaire à la marge de l'indenteur le long de plus de la moitié de l'arc, mais jamais le long d'un demi-cercle entier, comme l'on observe dans les Alpes occidentales.

De nombreuses hypothèses, telles que l'héritage structural/géométrique de la marge, le changement de direction de l'indentation adriatique, les rotations de la plaque adriatique et/ou des différents domaines des Alpes, sont couramment invoquées pour expliquer la forte courbure des structures accommodant le raccourcissement tout au long de l'arc. Le premier chapitre de cette thèse a pour objectif d'examiner de manière critique tous ces modèles, afin de déterminer quels processus ont pu participer à la formation de l'arc des Alpes occidentales.

I.III.2 - L'arc des Alpes occidentales est-il un orocline ?

L'arc des Alpes occidentales pourrait s'être formé soit comme orocline (Fig. 5 modèle 4 et 5), soit comme un arc primaire, amplifié par transport tectonique radial (Fig. 5 modèle 2). Dans le but de discriminer les processus cinématiques ayant participé à la formation de l'arc des Alpes occidentales, depuis sa configuration pré-orogénique jusqu'aux processus impliqués dans son développement, une étude des rotations d'axes verticaux à l'échelle de toute la chaîne Alpine a été réalisée. Cette étude, basée sur une compilation de données paléomagnétiques déjà existantes et sur l'acquisition de nouvelles données, est présentée dans le deuxième chapitre de cette thèse.

I.III.3 - La terminaison Sud de l'arc

Les modèles récents de formation de l'arc des Alpes occidentales suggèrent une indentation vers l'ouest accommodée par un décrochement dextre d'environ 100 km le long de la faille périadriatique au nord de l'arc (Fig. 10a ; Schmid et al., 1996 ; Schmid & Kissling, 2000 ; Rosenberg et al, 2021), et par un décrochement senestre au sud de l'arc (Fig. 10a et 10b), le long d'une zone pas encore localisée précisément ni caractérisée d'un point de vue structural sur le terrain.

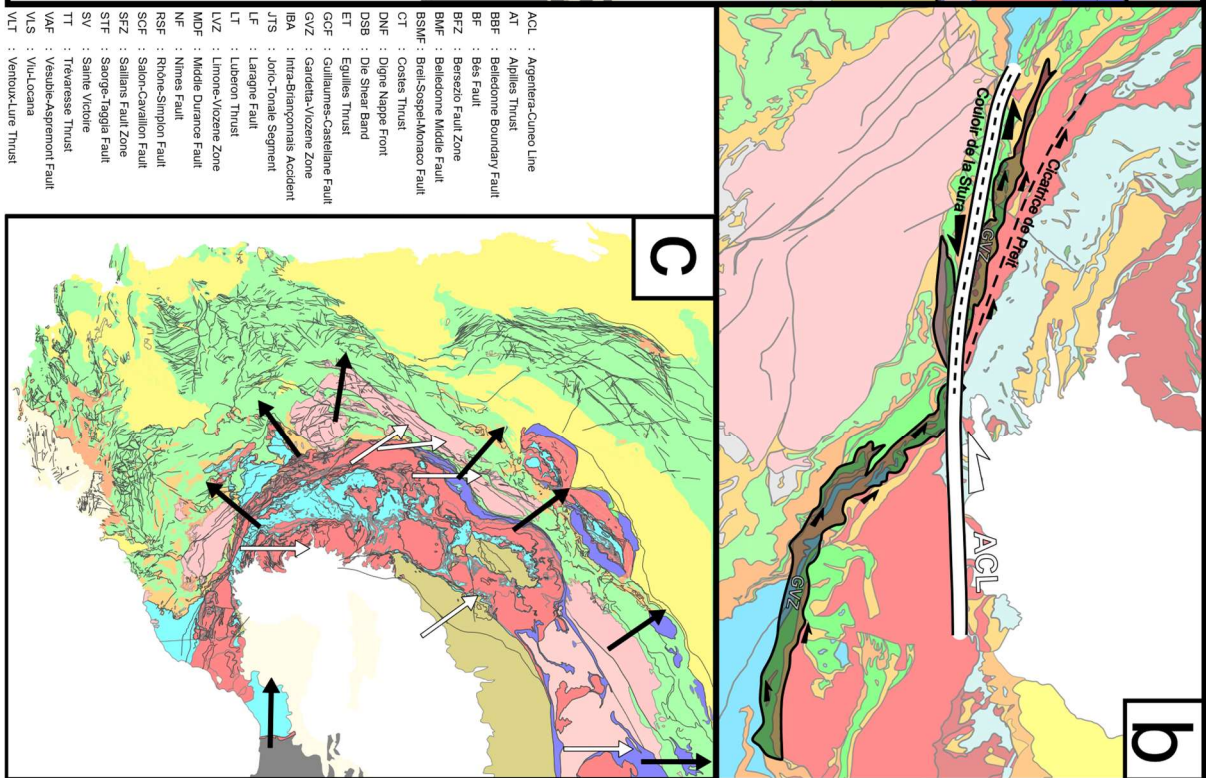
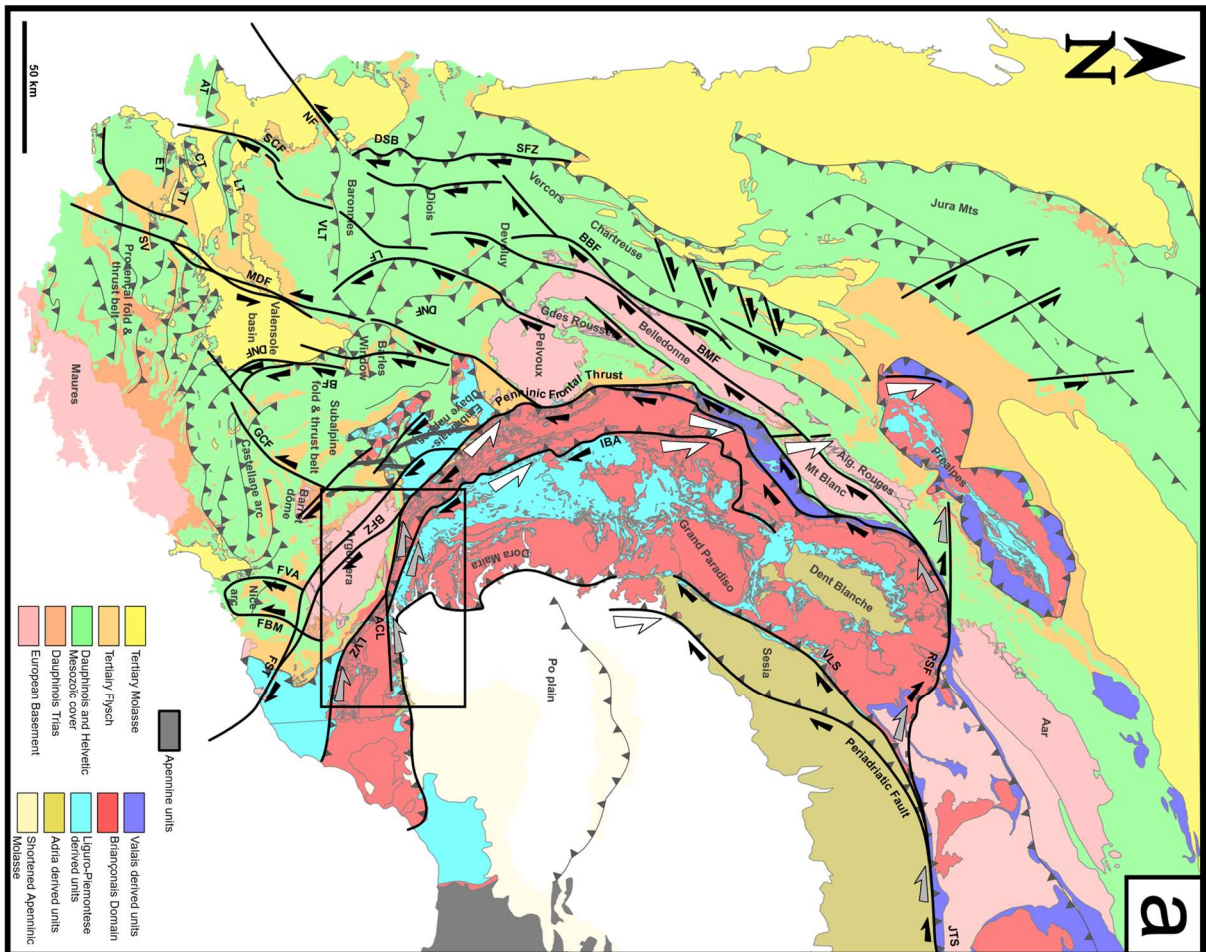
Différentes structures senestres, situées dans différentes zones de la terminaison sud de l'arc, sont proposées par différents auteurs (Fig. 10b ; Laubscher, 1971 ; 1991 ; 1996 ; Ricou, 1980 ; 1981 ; 1984 ; Ricou & Siddans, 1986 ; Piana et al., 2009 ; D'Atri et al., 2016 ; Schmid et al., 2017 ; 372 Piana et al., 2021). La ligne Acceglio-Cuneo (Fig. 10b) de Schmid et al. (2017) et la ligne Villavernia-Varzi-Levanto (Fig. 10b) de Laubscher (1991) sont basées sur des considérations géométriques et des reconstructions paléogéographiques. La zone senestre de Limone-Viozene (Fig. 10b), à l'est de l'Argentiera, ou son extension au nord de l'Argentiera, dans la zone Gardetta-Viozene (Fig. 10b ; Piana et al, 2009 ; D'atri et al., 2016 ; Piana et al., 2021), ou le "couloir de la Stura" et la "cicatrice de Preit" (Fig. 10b ; Ricou, 1980 ; 1981 ; 1984 ; Lefevre, 1984 ; Ricou & Siddans, 1986), sont interprétés sur la base de données structurales de terrain, mais aucune de celles-

ci présente des structures et critères de cisaillement clairs le long d'une zone linéaire à l'échelle plurikilométrique. Par ailleurs, dans la partie la plus méridionale de l'arc, une zone de cisaillement senestre plus distribuée, correspondant éventuellement à une zone transpressive senestre à grande échelle, telle que caractérisée par Michard et al. (2004), est également suggérée (Collombet et al., 2002).

L'interprétation cinématique de ce segment de l'arc repose sur une interprétation géométrique de cette zone, sur peu de données structurales décrites dans la littérature (Ricou, 1980 ; 1981 ; 1984 ; Ricou & Siddans, 1986), sur la sismicité actuelle (Giglia *et al.*, 1996 ; Bauve *et al.*, 2014), ou sur des données de paléomagnétisme peu nombreuses et distribuées de manière hétérogène en carte (Colombet *et al.*, 2002).

Afin de commencer à combler ces lacunes de la littérature tectonique, j'ai réalisé un travail d'analyse structurale de terrain, avec un intérêt particulier sur la tectonique transpressive senestre dans la Zone Externe au sud de l'arc. Dans le but de caractériser les conditions limites de cette déformation ses conditions thermiques ont aussi fait partie de mon étude. Le troisième chapitre de ce manuscrit présente une analyse structurale et géostatistique associée à une estimation des températures maximales du métamorphisme par la thermométrie RSCM (spectroscopie Raman sur la matière carbonée) dans la couverture du massif de l'Argentera, au Sud de l'arc.

Figure 10 : a) Synthèse cartographique des failles décrochantes interprétées dans la littérature. Flèches blanches : déplacement senestres associés à la translation vers le nord de l'indenteur Adriatique entre 80-90 et 35-30 Ma (Ricou & Siddans, 1986) ; flèches grises : décrochement senestre au Sud de l'arc et décrochement dextre au Nord de l'arc associé à une indentation vers l'ouest d'Adria depuis l'Oligocène (Laubscher, 1971 ; 1988 ; 1991 ; Lefevre, 1984 ; Ricou, 1981 ; 1984 ; Ricou & Siddans, 1986 ; Ritz, 1992 ; Schmid & Kissling, 2000 ; Piana et al., 2009 ; 2019 ; Schmid et al., 2017) ; demi-flèches noires : nombreuses failles décrochantes, dextres et senestres, dans la Zone Externe, et réactivation dextre du Front Pennique et de la faille Périadriatique (Vialon et al., 1989 ; Seward & Mancktelow, 1994 ; Giglia et al., 1996 ; Aubourg et al., 1999 ; Collombet et al., 2002 ; Bauve et al., 2014 ; Ballansa et al., 2022). b) Failles et zones de décrochements senestres supposées correspondre à l'indentation vers l'Ouest de l'Adria depuis 35 Ma (Laubscher, 1971 ; 1988 ; 1991 ; Lefevre, 1984 ; Ricou, 1981 ; 1984 ; Ricou & Siddans, 1986 ; Piana et al., 2009 ; 2019 ; Schmid et al., 2017). c) Carte tectonique simplifiée avec direction du transport tectonique (Handy et al., 2010). Flèches blanches : Direction du transport tectonique précollisionnel (83-35 Ma) ; Flèches grises : Direction de transport tectonique pré-collisionnelle (83-35 Ma) ; Flèches noires : Direction de transport tectonique pré-collisionnel (35-20 Ma).



II. THE WESTERN ALPINE ARC: A REVIEW AND NEW KINEMATIC MODEL

ABSTRACT

The formation of the arcuate shape of the Western Alps is commonly interpreted to result from a collisional setting, mainly by NW-directed indentation of the Adriatic indenter. This makes the radial pattern of tectonic transport directions, observed along the arc of nearly 180°, difficult to explain, especially in its southern and south-western segments. This difficulty is even more obvious given the absence of systematic, syn-collisional arc-parallel stretching of the orogenic wedge in the western Alps. As a consequence, a mid-Cenozoic change in indentation direction is often proposed, but poorly constrained. We here present a review of conceptual models for the formation of the Western Alpine arc and associated geodynamic processes. These processes include the amplification and reactivation of pre-collisional, syn-subduction arc-shaped structures, the change in convergence direction of the Adriatic indenter, the activity of gravitational and salt tectonics, the control of deep asthenospheric mantle flow on crustal structures at the southern termination of the European slab, the interference between several orogenic belts, namely Alpine, Pyrenean, and Apenninic, and finally, Late Miocene convergence associated with the inversion of the Liguro-Provençal margin.

A critical review of the latter processes suggests that an arcuate structure already existed before the onset of collision. NW-ward indentation of the Adriatic indenter amplified this arc-structure by oroclinal bending and most likely causes the ENE-WSW Central- and Eastern Alps segments as well as the N-S-striking Western Alps segment.

The E-W to ESE-WNW striking, southernmost segment of the Alpine arc, is however more enigmatic. In the southern External Zone, the E-W Castellane arc is largely inherited from the Pyrenean orogeny and weakly reactivated in the Miocene. We propose that this reactivation is linked to the inversion of the Liguro-Provençal margin since Late Miocene times, most likely due to Africa-Europe convergence and not to Alpine shortening *s.s.* In the Internal Zone, the E-W striking Ligurian Alps are probably associated with the Northern Apennines, and affected by the same 50° counterclockwise rotation, as measured in the Tertiary Piedmont Basin.

II.1. INTRODUCTION

Most mountain belts are characterized by arcuate shapes, whose amplitude and wavelength vary significantly, as a function of different lithospheric structures and geodynamic processes (e.g., Wortel et al., 2000; Schellart et al., 2004). Such orogens are termed oroclines as proposed by Carey (1955) to describe mountain ranges whose structural trend changes along-strike, although later

definitions suggest that this term should only refer to ranges evolving in time from straight to arcuate axes (Hindle and Burkhard, 1999). Today, the term orocline is used to characterize arcuate mountain belts whose shape is acquired by bending an initially rectilinear orogen, as opposed to the primary arc whose shape is inherited from processes preceding the formation of the orogen (e.g. Yonkee & Weil, 2010).

A distinction can be made between arcs which develop by thin-skinned tectonics, and lithospheric-scale arcs, which affect entire mountain belts. The former concern mainly foreland chains like the Jura Mountains (Gehring 1991; Hindle and Burkhard, 1999) or the arcs of Nice and Castellane in the southern French Alps. These arcs develop by the propagation of fold and thrust belts in divergent directions above a level of decollement (e.g., Hindle and Burkhard, 1999). No lithospheric-scale bending is associated to these arcs, in contrast to the arcs of the Apennines (Lucente & Speranza, 2001; Rosenbaum 2004; Rosenbaum & Lister, 2004), the Scotia arc (Barker & Dalziel, 1983; Royden, 1993; Dalziel, 2013), the Taiwan arc (Hsu & Sibuet, 1995; Sibuet & Hsu, 1996; Malavieille *et al.*, 2002; Sibuet & Hsu, 2004), or the western Alpine arc (Zhao *et al.*, 2016; Kästle *et al.*, 2020; Paffrath *et al.*, 2021; Handy *et al.*, 2021), which we therefore describe as lithospheric arcs.

The latter type of arcs bound most Mediterranean margins (Royden, 1988), including the Betic-Rif chains, the Apennines, the Calabrian arc, and the Aegean arc (**Fig. 11**). Most of them are associated with slab roll-back during subduction (Royden, 1988; Royden and Burchfiel, 1989; Rosenbaum, 2004; Rosenbaum & Lister 2004; Wortel & Spakmann, 2000).

The arc of the Western Alps is characterized by a continuous topographic relief, forming a semi-circular structure, from the French-Italian mediterranean coast in the south, to the western Swiss Alps in the north. This arcuate structure affects all major alpine tectonic units, but some ambiguity exists in the literature concerning its southwestern termination. Whereas some authors set it north of Nice (e.g., Staub, 1924 ; Laubscher, 1988 ; Roure *et al.*, 1989), others set it further west, bounding the Rhone and Bresse graben structures, north of Marseille (e.g., Schmid and Kissling, 2000 ; Kempf and Pfiffner, 2004). In the following we describe the arc of the Western Alps as the one coinciding with the entire topographic relief, i.e. extending as far as the Rhone graben and in the final discussion we argue whether this area as a whole is correctly described as an alpine feature in terms of tectonic processes.

The Western Alpine arc is generally interpreted as a syn-collisional orocline, formed from the Priabonian onwards, by indentation of the Adriatic indenter into the European plate (e.g., Tapponnier, 1977; Choukroune *et al.*, 1986; Ricou & Siddans, 1986 ; Vialon *et al.*, 1989; Platt *et al.*, 1989; Laubscher, 1990; Ceriani, 2001; Ford *et al.*, 2006 ; Handy *et al.*, 2010; Schmid *et al.*,

2017), in contrast to most other Mediterranean arcs, which are inferred to develop during subduction (Royden, 1988). The semi-circular Western Alpine arc is characterised by northward tectonic transport in the North, westward transport in the West and southward transport in the South (**Fig. 12c**) (Siddans, 1979; Choukroune *et al.*, 1986; Platt *et al.*, 1989; Handy *et al.*, 2010; Schmid *et al.*, 2017). Such radial transport poses many questions regarding the lateral kinematic compatibility and deformation mechanisms of this arc. On the one hand, no systematic, large-scale, along-strike stretching of the orogenic wedge is documented by structural studies, a process required in order to accommodate progressive lengthening of the amplifying arc during formation of the orocline (e.g., Yonkee & Weil (2010). On the other hand, indentation experiments (Lickorisch *et al.* 2002) designed to investigate west-Alpine indentation, successfully produce radial shortening around more than half of the square indenters, but not along an entire, semicircular arc, if the indentation direction is constant throughout the experiment. As a consequence, many hypotheses such as structural/geometrical inheritance of the European margin, change of direction of Adriatic indentation, rotation of the Adriatic indenter and other domains of the Alps, are commonly invoked to explain the strong curvature of structures accommodating shortening all along the arc (e.g. Vialon *et al.*, 1989 ; Collombet *et al.*, 2002).

With the aim of understanding the processes that formed the Western Alpine arc, in the following we critically summarize more than a century of research on this subject and propose a new kinematic model. This model is based on the critical literature review, but also on a new analysis of structures in the southernmost External Zone. We show that, the central and northern parts of the Western Alpine arc are most likely well explained by syn-collisional, oroclinal amplification of a subduction arc, whereas the southern part of this arc results from a combination of processes including initial oroclinal bending, rotations controlled by Appenninic slab retreat and Upper Miocene inversion of the Ligurian margin, and asthenospheric flow around the southern limit of the European slab, possibly re-orienting crustal structures..

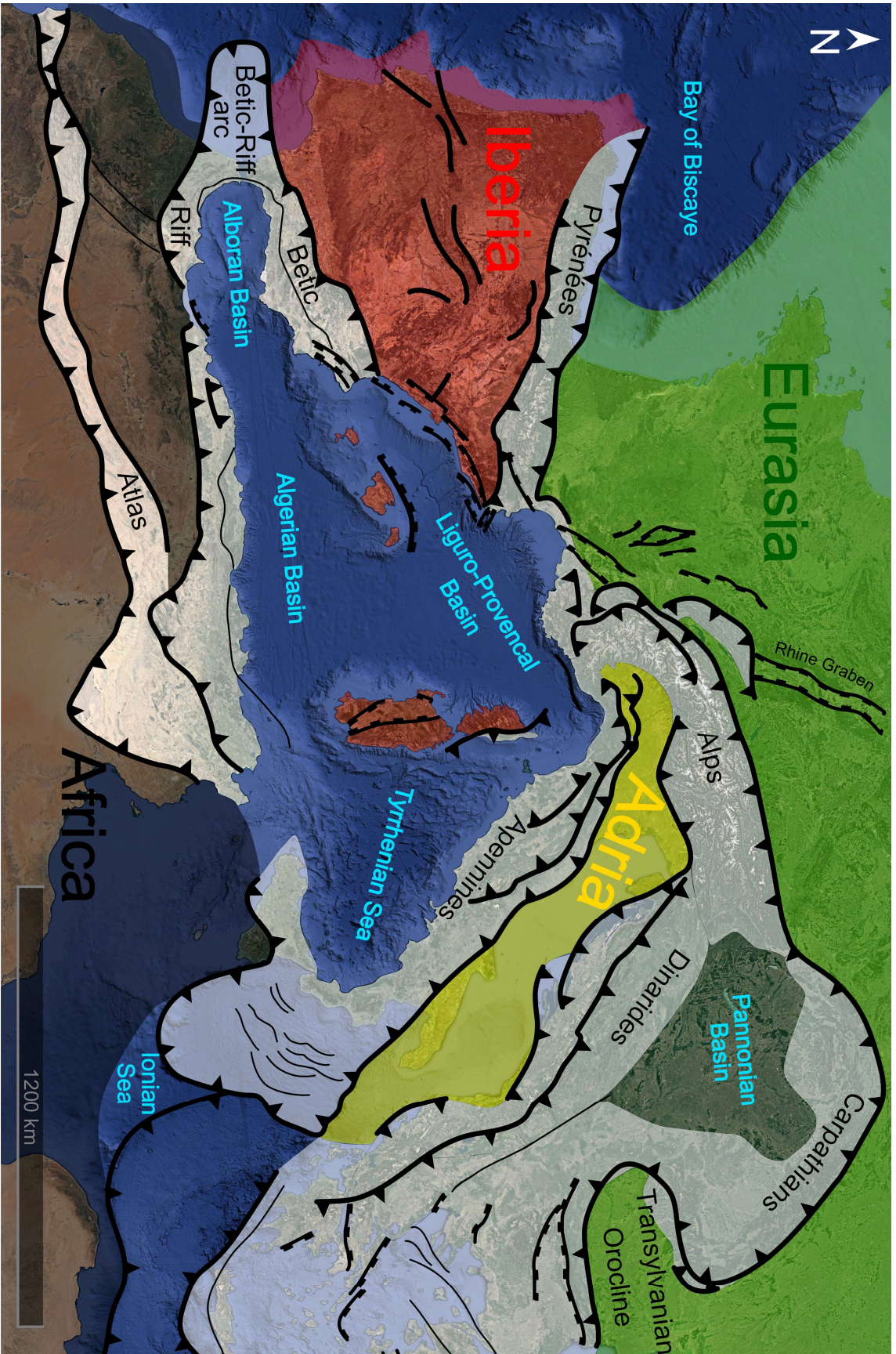


Figure 11 : Arcuate mountain belts bounding the western Mediterranean (Tapponnier, 1977 ; Handy et al., 2010 ; Faccenna et al., 2014 ; Van Hinsbergen et al., 2020 ; Jolivet et al., 2020 ; Jolivet et al., 2021).

II.II. TECTONIC SETTING

The Western Alpine arc (**Fig. 12a**) is a unique feature within the Alpine chain, which otherwise strikes ENE-WSW from the Eastern to the Central Alps. In the External Zone, the arc extends from the Jura mountains in the north (itself, a small-scale arc) to the Nice-Castellane arcs in the south (**Fig. 12a**). In the Internal Zone, the arc extends from the northeastern margin of the Sesia Zone in the north to the Ligurian Alps in the south (**Fig. 12a**).

Two major differences characterize the Internal and External Zones in terms of arc morphology of the Western Alps: (1) Alpine structures in the Internal Zone are produced by subduction and by the following collision, whereas those in the External Zone only result from collision (e.g., Handy et al., 2010, for a summary of tectonic events in the European margin vs the Penninic domains); (2) The Internal Zone forms a continuous 180° arc showing a progressive rotation of its main structures from the Lepontine Dome to the Ligurian Alps (**Fig. 12a**). In contrast, progressive rotation of structures in the External Zone, is only observed along an arc of 90° between the ENE-WSW structures north of the Central Alps, and the Guillaumes-Castellane Fault (**Fig. 12a**), characterized by a N-S to NNW-SSE strike (**Fig. 12a**). South of the Dignes nappe, the main structures abruptly change to an E-W orientation, producing an elbow, rather than an arc (**Fig. 12a**).

Palaeogeographic reconstructions of the Mesozoic western Alpine domain point to the occurrence of three distinct, pre-alpine continental areas, separated by two, oceanic and/or continental, extended domains (e.g., Stampfli, 1993; Froitzheim et al. 1996; Schmid et al. 2004; Agard, 2021). The continental areas are inferred to represent the margins of lithospheric plates, parts of which are included as nappes within the Alpine orogenic wedge. These domains are briefly described below:

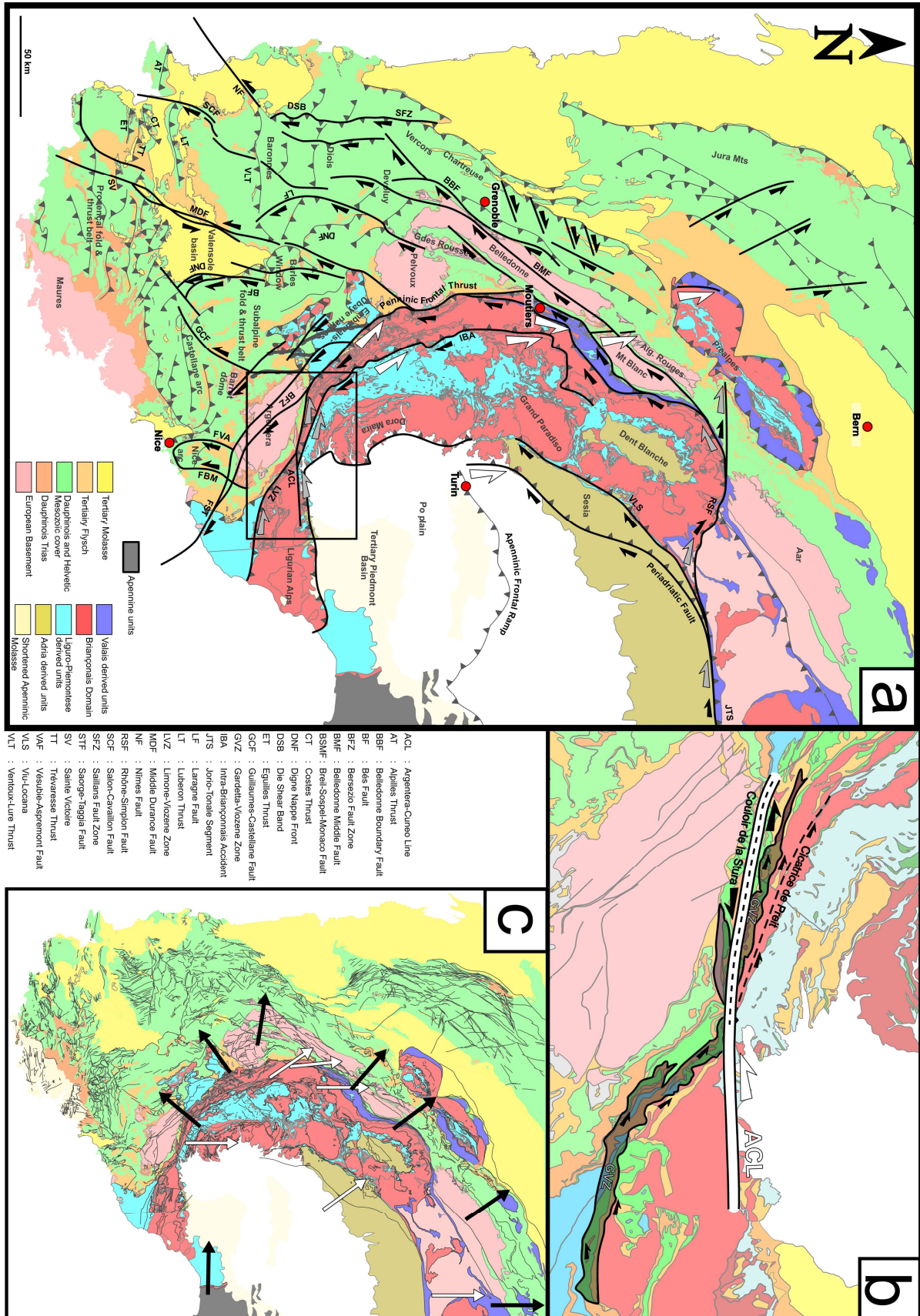
- (1) **The Adriatic margin (Fig. 12a)**, consists of the Sesia and Dent Blanche nappes (**Fig. 12a**), forming its most distal part, and the Southern Alps, located east of the Sesia Zone, which are largely covered by the Molasse of the Po Plain, and bound in the west by the Ivrea body (**Fig. 12a**) form the more proximal part of the Adriatic margin. The latter is inferred to play the role of an Indenter during Alpine collision (e.g. Tapponnier, 1977; Channel *et al.*, 1979; Dumont *et al.*, 2011; Schmid *et al.*, 2017). The Adriatic indenter, is a northern protuberance of the African Plate (Argand, 1924; Tapponnier, 1977; Channel *et al.*, 1979; Anderson, 1989), whose displacement may partly differ from that of Africa during Neogene time (van Hinsbergen et al., 2014).

- (2) **The Liguro-Piemont (L-P) Domain (Fig. 12a)**, consists of its characteristic « Schistes Lustrés » continuously exposed throughout the arc, in addition to partly voluminous, but discontinuously outcropping units derived from oceanic crust and mantle. Radiogenic age determinations point to HP metamorphism between ca. 70 and 40 Ma (Berger and Bousquet, 2008; Agard, 2021). The L-P nappes lie below the Austroalpine ones, and its structurally uppermost units are formed by the barely metamorphic Helminthoid Flysch, whose basal thrust passed over the more external Dauphinois domains.
- (3) **The Briançonnais Domain (Fig. 12a)** forms the north-easternmost part of the paleo-Iberian continent (Stampfli, 1992), and wedges out in the eastern part of the Alpine Chain, between the L-P and the Valais domains (described below). Today it consists of a set of nappes accreted to the internal part of the Alps, lying above the Valais nappes and below the L-P ones. The basement and cover of the Briançonnais are overprinted by HP metamorphism of Eocene age (Manzotti et al., 2018, and references therein) and exhumed in the Internal Zone, where they form the Ambin, Ruitor, Dora-Maira and Gran Paradiso massifs (**Fig. 12a**). The entire Briançonnais nappe stack is thrust onto the European continental margin, and where present, on the Valais Domain. Its outermost trace mostly coincides with the Penninic frontal thrust in the western part of the arc and in the Pre-Alps klippen in the NW (**Fig. 12a**).
- (4) **The Valais Domain (Fig. 12a)** is exposed in the outermost part of the Internal Zone, along the northern segment of the arc, but it wedges out in Moutiers (**Fig. 12a**) and is completely lacking in the southern part of the arc. Its largest exposures are east of the Belledonne and Mont Blanc Massifs and in the eastern Alps. An open debate is still ongoing concerning the age of the oceanic rocks included in its nappes (pre-Mesozoic, Jurassic, or Cretaceous; e.g., Loprieno et al., 2011; Beltrando et al., 2012) and the nature of its basement: continental (Masson et al., 2008), oceanic (e.g., Loprieno et al., 2011), or hyperextended and rifted margin (Le Breton *et al.*, 2021).

- (5) **The European margin (Fig. 12a)** corresponds to the Dauphinois and the Helvetic Domains, in the French and Swiss Alps, respectively (**Fig. 12a**). Its Paleozoic basement and Mesozoic cover are exhumed in and around the External Crystalline Massifs (ECM). In the external-most part, the cover is shortened mainly above Triassic or Liassic décollements, forming the subalpine ranges, and the Jura Mts and deforming the Cenozoic Molasse Basin.

The Valais, Briançonnais, L-P and Sesia domains form the Internal Zone of the Alps, as opposed to the External Zone, which corresponds to the European continental margin. The Internal Zone is delimited to the East by the Periadriatic Fault, which bounds the "Backstop" of the orogenic wedge, formed by the Adriatic indenter. To the West and north the Internal Zone is delimited by the Penninic Front, which corresponds to a major thrust, displacing the internal units on the external ones, from the late stages of subduction to the early stages of collision (Cardello et al., 2019).

Figure 12 : a) Synthesis of the strike-slip fault described in the literature in map. White semi-arrow: sinistral strike-slip movement associated with the northward translation of the Adriatic indenter between 80-90 and 25-30 Ma (Ricou & Siddans, 1986); grey semi-arrows: sinistral strike slip movement to the south of the arc and dextral strike slip movement to the north of the arc associated with a westward indentation of Adria since the Oligocene (Laubscher, 1971; 1988; 1991; Lefevre, 1984; Ricou, 1981; 1984; Ricou & Siddans, 1986; Ritz, 1992; Schmid & Kissling, 2000; Piana et al., 2009; 2019; Schmid et al., 2017); black semi-arrows: numerous strike-slip faults, dextral and sinistral in the External Zone, and dextral reactivation of the PFT end the Periadriatic Fault (Vialon et al., 1989; Seward & Mancktelow, 1994; Giglia et al., 1996; Aubourg et al., 1999; Collombet et al., 2002; Baue et al., 2014; Ballansa et al., 2022). b) Sinistral strike-slip faults inferred to accommodate the westward indentation of Adria since 35 Ma (Laubscher, 1971; 1988; 1991; Lefevre, 1984; Ricou, 1981; 1984; Ricou & Siddans, 1986; Piana et al., 2009; 2019; Schmid et al., 2017). c) Simplified Tectonic map with tectonic transport direction (Handy et al., 2010). White arrows : Pre-collisional tectonic transport direction (83-35 Ma) ; Black arrows : Inferred collisional tectonic transport direction (35-20 Ma).

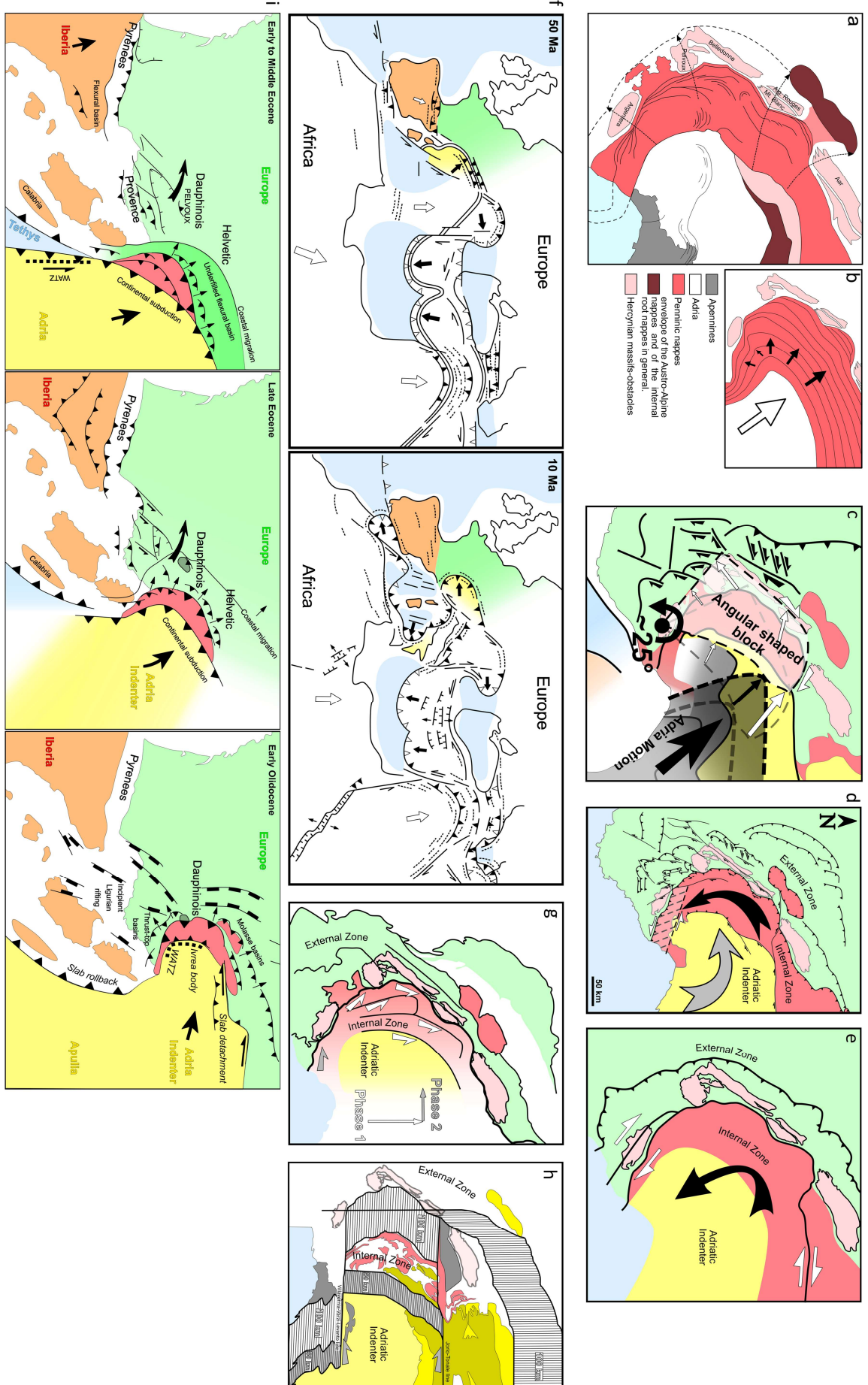


The Penninic Frontal Thrust (PFT) underlines the shape of the arc and corresponds in its prolongation at depth to the lower plate-upper plate interface (e.g. Schmid *et al.*, 2017; their fig. 2). In the External Zone, the shape of the arc is underlined by the NE-SW trending ECMs from the Aar to Belledonne, followed southward by the NW-SE trending ECMs between Pelvoux and Argentera. This map-scale trend coincides with the one of their internal fabric (Dumont *et al.*, 2012), and it is partly tracked by the Digne Nappe Front (DNF, **Fig. 12a**) and the Jura Mts in the more external parts of the Chain (**Fig. 12a**).

Alpine orogeny initiates at around 85 Ma (e.g., Dewey *et al.*, 1989; Stampfli & Borel, 2002; Berger and Bousquet, 2008), with south- and southeast-directed subduction of the Austroalpine Sesia slice, as testified by its HP metamorphism (Dal Piaz *et al.*, 1974, Stampfli, 1993). This first stage is followed by subduction of the L-P Ocean, then by the Briançonnais domain, before ending with the Valaisan domain and part of the distal European margin (e.g., Dewey *et al.*, 1989; Stampfli & Borel, 2002; Berger and Bousquet, 2008; Le Breton, 2021). The transition from subduction to collision takes place about around 34 Ma, possibly coinciding with slab break-off (von Blanckenburg and Davies, 1995), immediately preceding a pulse of magmatism along the Periadriatic Fault (Rosenberg, 2004). This time is also characterized by the onset of molasse-type basin deposits in the foreland at 30-34 Ma (Matter *et al.*, 1980; Sinclair, 1997), slightly preceding Barrovian metamorphism in the Internal Zone (Engi *et al.*, 2004; Bousquet *et al.*, 2008), and thick-skinned tectonics in the External Zone (Burkhard and Sommaruga, 1998; Bellahsen *et al.*, 2014).

Shortly before the initiation of collision, slab break-off south of the present-day Ivrea body, is inferred to allow for a change in the polarity of subduction at the southwestern end of the Alpine chain, giving way to the Apennines (Molli & Malavieille, 2011) from there southward. Roll-back of the lower (Adriatic) plate leads to extension and opening of the Liguro-Provençal basin in the upper (European) plate, south of the Western Alps. This process is referred to by some authors (Dumont *et al.*, 2011; Schmid *et al.*, 2017) to cause counterclockwise rotation of the Adriatic indenter and a change in its direction of indentation.

Alpine shortening in the External Zone starts at the onset of collision, in the Late Eocene (**Fig. 13i-l-m & Fig. 14**; e.g., Bellahsen *et al.*, 2012; 2014; Bellanger *et al.*, 2014; Herwegh *et al.* 2023). During Oligo-Miocene times, shortening affects the ECM's basement and their cover. Frontal thrusts below the ECMs, connected with a decollement level in the Liassic-Triassic layers in the foreland develop during Miocene times, but possibly already during the Oligocene (Burkhard and Sommaruga, 1998 and references therein). Such decollements lead to the formation of the subalpine- and the Jura chains.



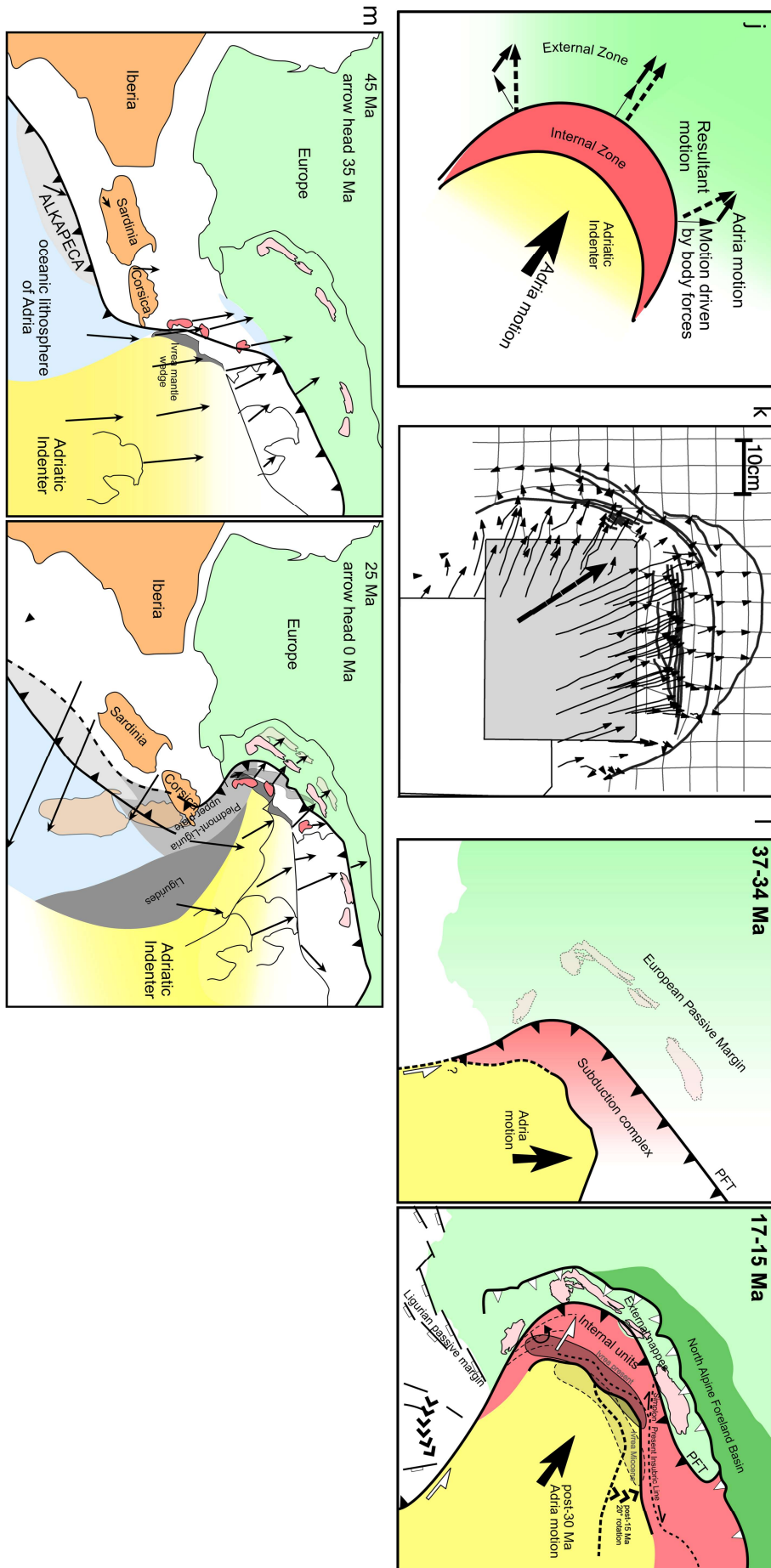


Figure 13 : **a)** Argands conceptual model of the « trouble surge » (modified from Argand, 1916). The most external discontinuous line is the maximal extension of the internal nappes. The most internal discontinuous line is the prolongation of the Periadriatic Fault. The other internal discontinuous lines is probably the continuation of a major thrust in the Internal Zone, maybe between the Briançonnais units and the Helminthoid flysch... The black continuous lines in the Internal Zone correspond to the trajectory of structures such as folds. The dashed arrows connect the different inflection points of these trajectories. **b)** synthetic image of the “trouble surge” (“déferlement contrarié”) in the Alpine arc (modified from Argand, 1916). White arrow: direction of push (= direction of the Adriatic indentation); Black arrows: direction of flow. The size of the arrows is proportional to the amount of flow. **c)** Rotation model modified from Vialon et al. (1989). This model proposes the counterclockwise rotation of an independent block located NW of the Adriatic indenter. This fragment of the Adriatic indenter, is rotated in order to accommodate NNW indentation of the remainder of the Adriatic indenter to the east. **d)** Rotation model modified from Collombet et al. (2002) suggesting counterclockwise rotation of about 20 degrees of the indenter accommodated by dextral reactivation of the PFT and the Periadriatic Fault. This rotation is accompanied by southward lateral extrusion of the Internal Zone and numerous dextral strike-slip faults showing a fan shape in map view. South of the arc, rotation inferred from paleomagnetic data increases and is interpreted as distributed sinistral zone (discontinuous lines). **e)** Rotation model modified from Bauve et al. (2014) suggesting counterclockwise rotation of the Adriatic indenter associated with dextral kinematics in the south of the arc since at least 12 Ma, based on the inversion of structural data and focal mechanisms. **f)** Tectonic deformation sequence in the Mediterranean area (modified from Tapponnier, 1977). This model proposes that the perimediteranean chains, and notably the Alps, are formed by the indentation of plastic domains (the European continental margin in the case of the Alps) by rigid promontories (the Adriatic indenter in the case of the Alps). We observe that a change of indentation direction, from NWward to westward, occurs between 50 and 10 Ma. **g)** Northward displacement of the Adriatic indenter, followed by westward impingement (dashed faults), generates successive orthogonal thrust systems and their associated strike-slip faults (modified from Ricou and Siddans, 1986). **h)** Retrotranslation of the EW (horizontal hatching) and the NS (vertical hatching) components of the Adriatic indenter in the late Oligocene (post-30 Ma) to early Miocene (16 Ma) modified from Laubscher (1991). **i)** Palinspatic reconstruction modified from Dumont et al. (2012). Note the inferred progressive rotation of Adriatic indenter convergence direction, from Nward to WNWward. **j)** Motion vectors produced by the interaction between the Adriatic indenter motion vector and body forces acting normal to thetrand of a mountain belt; the latter should lie within 90° of the Adriatic indenter motion vector (modified from Platt et al., 1989). **k)** sandbox

II.III. PROCESSES INFERRED TO FORM THE ALPINE ARC

In the following we critically review the interpretations suggested to explain the shape of the western Alpine arc, and eventually propose a new conceptual kinematic model.

II.III.1 - Structural inheritance

Structural inheritance of the stretched Mesozoic continental margins may control both tectonic style and morphology of the orogen. Indeed, variations in the orientation, thickness and rheology of the lithosphere, inherited from extensional episodes, may significantly impact collisional deformation (e.g., Butler et al., 2017). Inherited structures from Hercynian and post-Hercynian tectonics may influence both Mesozoic extension, and Alpine shortening.

II.III.1 - 1) Variscan inheritance

The very first conceptual model invoking pre-Alpine structures to explain the existence and orientation of the Alpine ones goes back to Emile Argand (1916), who suggests that the arcuate shape of the Western Alps results from adaptation of the internal alpine domains to a pre-existing « Hercynian hemicycle » during alpine convergence. At that time, before the modern definitions of

subduction and continental margins, Argand imagines pre-orogenic crustal-scale fold sequences, becoming amplified in a ductile crust by convergence against more rigid obstacles (the External Massifs). Argand (1916) suggests that Alpine convergence is directed NNW, thus with tectonic transport almost normal to the front of the chain in the North, but largely oblique to the margin underlined by the southern ECMs (**Fig. 13a-b**).

The advance of the nappes on the outer "semicircular slope" of the arc, corresponding to the European continental margin, is due to the push of a rigid edge ("môle meridional; môle propulseur"; Argand, 1916), nowadays termed the Ivrea Indenter (e.g., Laubscher, 1971; Tapponnier, 1977; Schmid & Kissling 2000; Dumont *et al.*, 2011; Rosenberg and Kissling, 2013; Schmid *et al.*, 2017). Only the latest phase of the arc's development, in terms of its shape, takes place during Alpine orogeny in the view of Argand (1916). It corresponds to a relatively small displacement, bringing the southern (Argentera Massif) and northern (Aar Massif) ECMs closer to each other, thus slightly increasing the arc curvature.

On the base of modern knowledge, the existence of an intact Hercynian hemicycle is unlikely, considering that this region is the site of two post-hercynian oceanic openings (Liguro-Piémont and Valais) and one subduction. However, palaeomagnetic data from Permian rocks in the Argentera massif indicate no significant rotation since that time (Henry, 1971; Bogdanoff & Schott, 1977; Brunsmann, 2023). The same is true for the Mesozoic cover of the ECMs located north of the Argentera Massif (Henry *et al.*, 1992; Menard & Rochette, 1992; Crouzet *et al.*, 1996). This implies that the 50° angle between the hercynian foliations of the Aar, Mt Blanc/Aiguilles Rouges, Belledonne/Grandes Rousses massifs and those of the Pelvoux and Argentera already exists in the Permian (Westphal, 1973).

A different kind of inherited structure is provided by the "East Variscan Shear Zone" (EVSZ, Corsini & Rolland, 2009 ; Padovano *et al.*, 2012 ; Corsini & Roland, 2009), corresponding to the southern edge of the European plate. The EVSZ may affect Alpine tectonics, particularly by controlling the location and orientation of the Valais basin (Ballèvre *et al.*, 2018; Angrand & Mouthereau, 2021), which in turn may control the location, distribution and style of deformation of the Alpine orogen (Bellahsen *et al.*, 2014). Finally, most palaeogeographic reconstructions suggest the existence of an arcuate shape of the Adriatic indenter even before the onset of subduction (e.g. Handy *et al.*, 2010; Le Breton *et al.*, 2021). To conclude, the effect of these inherited structures (Hercynian, and Mesozoic rifting) remains hypothetical and their associated structures (crustal anisotropy, transform plate boundaries) are not yet well characterised, and no modern paleogeographic reconstruction of the Alpine realm.

II.III.1 - 2) Structures inherited from subduction

Restoring collisional shortening in the External Zone all along the arc (Bellahsen et al., 2014; Rosenberg et al., 2021; and references therein), shows that the trace of the PFT in map view and the shape of the foreland basin (Ford et al., 2006) highlight the existence of a pre-collisional, Late Eocene "proto-arc" (Fig. 15; Bellahsen et al., 2014). These results, are consistent with many Mediterranean subduction systems (Alboran, Aegean, Carpathian, Apenninic-Calabrian), whose arcuate shape is inferred to form during subduction roll-back (Royden, 1993; Wortel and Spakman, 2000).

Several processes can explain arc formations during subduction. A break-off at the southwestern end of the slab, resulting in a southwestward traction decrease, could create a gradient in the amount of NW-directed roll-back, producing an arcuate morphology prior to the collision (e.g., Wortel & Spakmann, 2000, to explain peri-mediterranean arcs). This model is appropriate for the Alps, because tomographic sections indicate that the slab is detached everywhere except beneath the central Alps (Handy et al., 2021). Alternatively tear fault models described for other orogenic arcs of the peri-mediterranean belts (Romagny et al., 2020; Jolivet et al., 2021) can explain subduction arcs. Indeed, a NW-SE transform fault along the present-day NE edge of the Argentera and Pelvoux massifs is inferred to have existed in some paleogeographic reconstructions (Handy *et al.*, 2010; Romagny *et al.*, 2020).

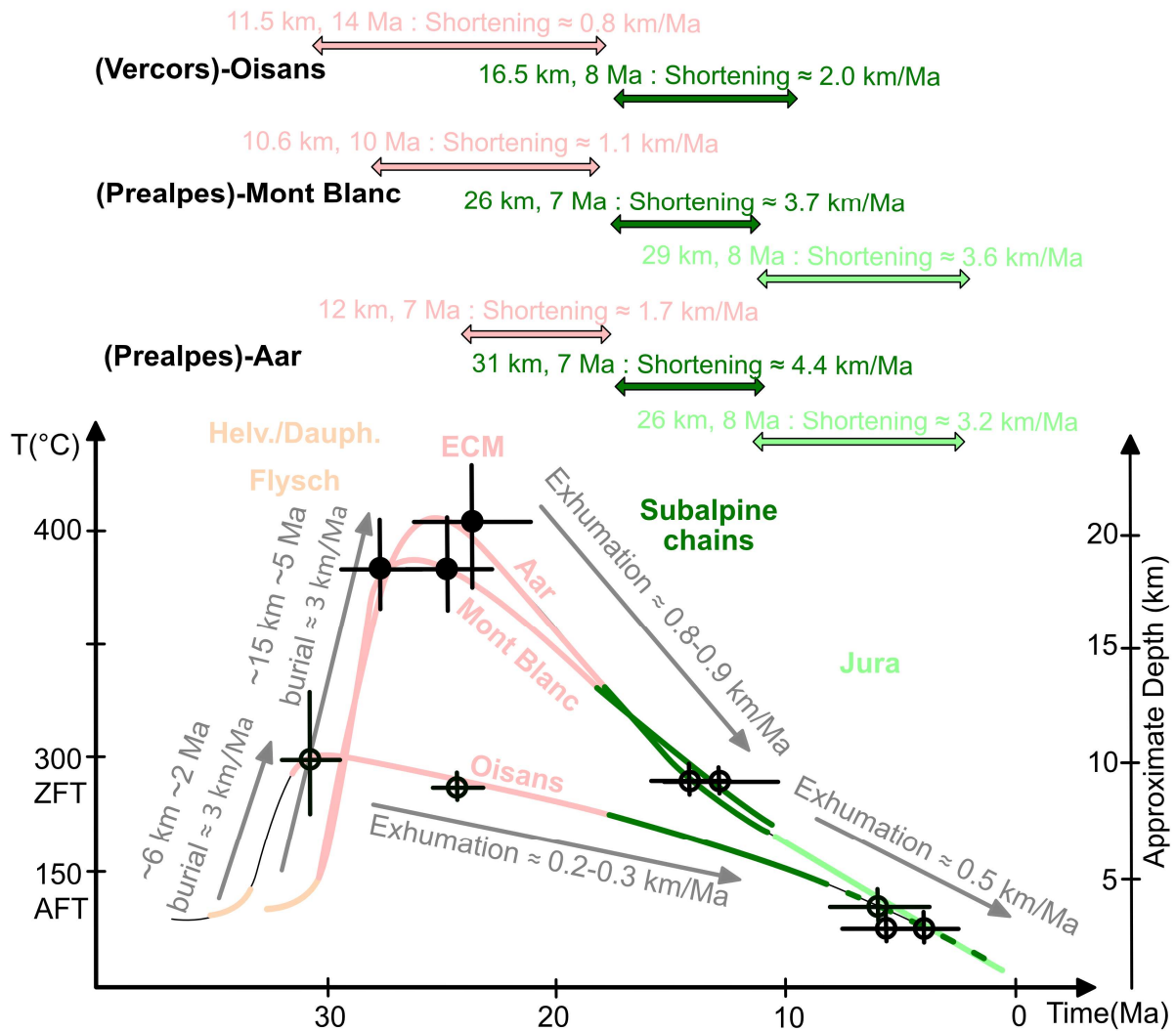


Figure 14 : Amounts of exhumation and shortening through time during collision based on thermochronological data and tectonic reconstructions (Bellahsen et al., 2014).

II.III.1 - 3) Pyreneo-provençal inheritance

Pyrenean orogeny takes place between late Santonian-Campanian or early Palaeocene and Priabonian (~85 Ma to 35 Ma; Staub, 1924; Lutaud, 1924; Siddans, 1979; Philip and Allemann, 1982; Tempier, 1987; Bertrand, 1888; Zürcher, 1891; Kilian, 1892). This event, linked to N-S convergence between Iberian and European plates (e.g., Lacombe and Jolivet, 2005; Schreiber et al., 2010; Advokaat et al., 2014; van Hinsbergen et al., 2020) produces the Pyrenean chain, whose EW structures extend all along the Mediterranean coast from Spain to the French-Italian border, in the Alpine foreland (**Fig. 11 and 16**; Bertrand, 1888; Zürcher, 1891; Kilian, 1892; Lutaud, 1924; Lemoine, 1972; Siddans, 1979; Philip and Allemann, 1982; Tempier, 1987; Balansa et al., 2022), where they are termed Pyreneo-Provençal. These structures strike parallel to the southernmost part of the western Alpine arc, and are partly located within the latter area. Some of them clearly predate the Eo-Oligocene Molasse sediments, and are reactivated in the Miocene (Graham *et al.*, 2012).

Hence, the question of an Alpine vs Pyrenean origin of this southernmost segment of the Alpine arc needs to be discussed. The occurrence, and interference of such Pyrenean and Alpine structures in the External Zone is described in the following paragraphs.

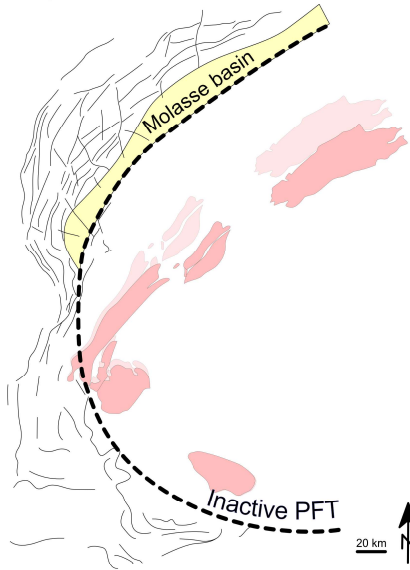
In the Diois and Baronnies, in the footwall of the Digne nappe and to a very small extent in the Digne Nappe itself (**Fig. 12a, 16a**), folds and thrusts are oriented E-W, seeming more compatible with Pyrenean structures than with the sub-Alpine chains, which are oriented NNW-SSE in this area (**Fig. 16a**; Lemoine, 1972; Siddans, 1979). However, in the Nice-Castellane arc (**Fig. 16**), at the southern edge of the External Zone, at least some of the E-W structures, are shown to be active even during the Miocene (e.g., Lemoine, 1972 ; Siddans, 1979 ; Jourdon et al., 2014; Balansa et al., 2022), hence after the termination of Pyrenean orogeny (Supe et al., 1992; Balansa et al., 2022 ; **Fig. 16a**).

One may wonder if all E-W structures of the southern Dauphinois are not mere Pyreneo-Provençal structures, partly reactivated in the Miocene, rather than newly formed, late Alpine structures. However, the absence of exposed post-Eocene units in most of the area makes it difficult to assess the age of these structures. North-verging folds and thrusts are attributed to the Pyrenean event by some authors (e.g., Balansa et al., 2022), whereas south-verging ones to the Alpine event s.s., but this discrimination remains rather speculative.

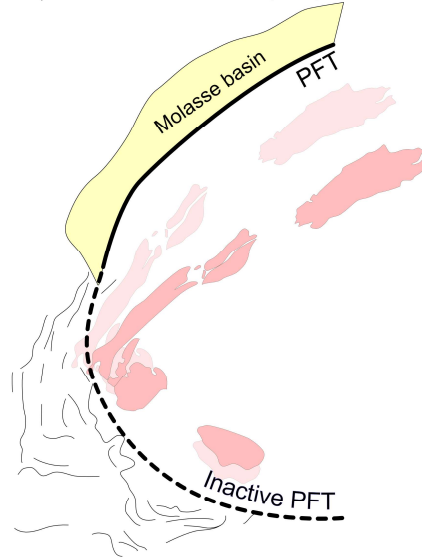
In summary, structural inheritance in the Western Alps may be related to 3 distinct events: (1) by Mesozoic rifting potentially controlling the shape of the European continental margin, and/or of the Adriatic indenter, (2) pre-collisional structures related to flexure of the orogenic wedge caused by bending of the subducting slab (3) Pyrenean-Provençal structures, which affect the southern E-W segments of the subalpine ranges and in particular the Castellanne arc. If the latter structures are accepted to be of Pyrenean-Provençal origin, the topographically continuous 180° arc of the External Zone needs to be segmented into two parts in terms of its formation processes. Its northern area, drawing a 90° arc from the E-W orientation in the Central Alps to the N-S to NNW-SSE orientation south of the Western Alps corresponds to the Alpine arc s.s., resulting from Adria-Europe convergence. In contrast the southernmost, E-W striking segment of the arc (**Fig. 12a**) is of Pyrenean-Provençal aorigin, formed during the convergence of Europe and Iberia and their Miocene reactivation. We discuss below (section III.6), which geodynamic causes may induce this reactivation.

Figure 15 : a – d) Palinspastic reconstruction (from Bellahsen et al., 2014) showing the existence of a pre-collisional proto-arc amplified during Alpine collision. e) European margin at Mesozoic time (Bellahsen et al., 2014) showing extent and position of Valaisan basin at that time as well as the existence of a major NW-SE accident structuring the European margin in the southern part of the present Western Alpine arc.

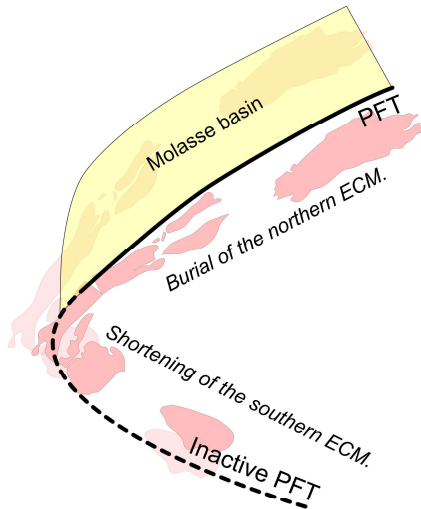
5a) Restoration of the Jura phase. 10-13Ma



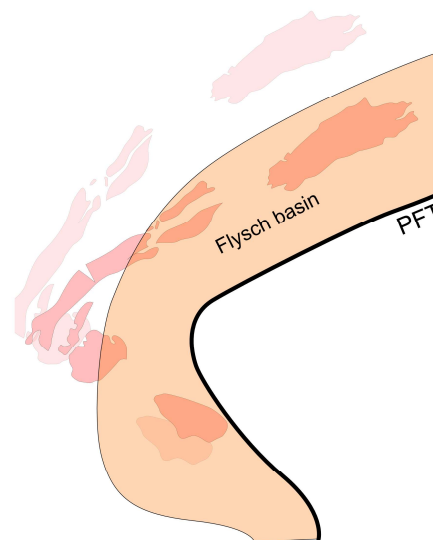
5b) Restoration of the Subalpine phase. 20-23Ma



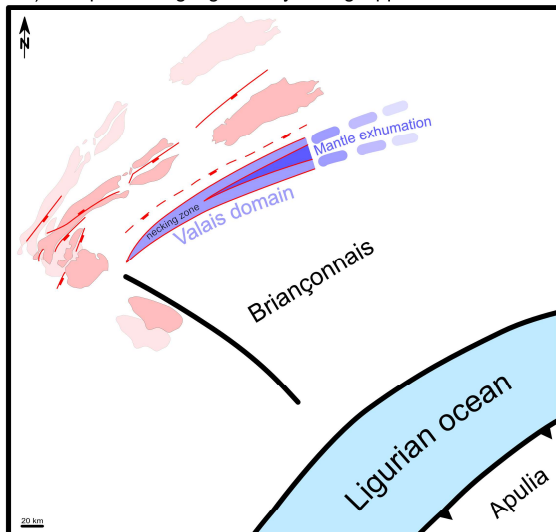
5c) Restoration of the ECM phase. 28Ma



5d) Restoration at the flysch basin time. 35Ma



5e) European margin geometry during Upper Cretaceous time.



II.III.2 - Collisional indentation

Most collisional models of the western Alpine arc (**Fig. 13**) are based on the idea that the European continental margin deforms in order to acquire the shape of the more rigid Ivrea indenter. This hypothesis is based first on the evidence that the amount of shortening in the Adriatic indenter is small compared to that observed in the Internal Zone and in the Dauphinois and Helvetic (for a review see Rosenberg et al., 2021), and second, on the fact that the structural grain of the Internal Zone is parallel to the Indenter boundary, whereas structures within the Indenter are not.

The larger strength of the Adriatic indenter is thought to be related to the occurrence of the strong, sub-vertical slice of mantle rocks of the Ivrea body, which borders its western edge (e.g., Schmid and Kissling, 2000; Schmid et al., 2017). This body, imaged by seismic refraction, seismic tomography, and Bouguer anomaly analyses (Giese, 1968; Berckhemer, 1969; Giese et al., 1970; Fountain, 1976; Paul et al., 2001; Lardeaux et al., 2006; Diehl et al., 2009; Schmid et al., 2017), indents both the orogenic wedge and the European margin throughout Alpine collision.

Tapponnier (1977) is the first to propose an indentation model for the formation of the Alpine arc (**Fig. 13f**), suggesting adriatic indentation of the European margin first towards the North, in the Lower Cretaceous, and later towards the West, since the Upper Cretaceous. Laubscher (1991) provides the first indentation model, which attempts to balance in map view displacements related to an inferred westward convergence of the Ivrea Indenter throughout Alpine collision (**Fig. 13h**). Laubscher (1971; 1977; 1991) notes that the northern boundary of the "Ivrea mantle wedge" coincides with the dextral Periadriatic fault zone (**Fig. 12a**: the Jorio-Tonale Segment; Laubscher, 1973; 1990). By retro-deforming the western Alpine nappes, he concludes that this fault accommodates a westward translation of about 300 km of the Adriatic indenter between Oligocene and Lower Miocene. As a consequence, a similar accident of opposite shear sense needs to exist to the south of the arc (Laubscher, 1971; Laubscher, 1977; Laubscher, 1991), that he terms Villavernia-Varzio-Levanto Line (Laubscher, 1991).

More recent models suggesting westward indentation, include dextral strike-slip movements of approximately 100 km, also along the Periadriatic Fault (Schmid et al., 1996; Schmid & Kissling, 2000; Rosenberg et al., 2021), and sinistral strike slip (**Fig. 13i**) along a structurally not yet characterized, nor precisely located zone in the South of the arc. Different sinistral structures, located in different areas, are proposed by different authors (**Fig. 12b**; Laubscher, 1971; 1991; 1996; Ricou, 1980; 1981; 1984; Ricou & Siddans, 1986; Piana et al., 2009; D'Atri et al., 2016; Schmid et al., 2017; Piana et al., 2019). The Acceglio-Cuneo Line (**Fig. 12b**) of Schmid et al. (2000) and the Villavernia-Varzi-Levanto Line (**Fig. 12b**) of Laubscher (1991), are based on geometric considerations and map view reconstructions. The sinistral Limone-Viozene Zone (**Fig. 12b**), east

of the Argentera, or its extension to the north of the Argentera, in the Gardetta-Viozene Zone (**Fig. 12b**; Piana et al, 2009; D'atri et al., 2016; Piana et al., 2019), or the Stura "corridor" and the Preit "scar" (**Fig. 12b**; Ricou, 1980; 1981; 1984; Lefevre, 1983; Ricou & Siddans, 1986), are interpreted on the base of structural field-data. Alternatively, in the southernmost part of the arc a more distributed sinistral shear zone (**Fig. 13d-l**; Collombet et al., 2002), possibly corresponding to a sinistral transpressive large-scale zone, as characterised by Michard et al. (2004), is also suggested. Interestingly, that in the southern part of the arc the structures drawn by Argand (1916), describe sigmoidal lines that could be interpreted as the result of sinistral shearing (**Fig. 13a**).

Whereas westward indentation, explains an arc shape whose bisector axis is oriented E-W, and whose inferred displacement directions may be nearly symmetric about such E-W axis (**Fig. 16b**), westward indentation is not coherent with the Africa/Adria convergence direction, which is inferred to be directed northward since the Cretaceous (Dewey, 1989; Faccenna et al., 2004) based on paleomagnetic data. In order to reconcile the arc shape of the western Alps and its E-W symmetry axis with an inferred NW-ward directed Adriatic indentation, several kinematic models, consider a change through time in the convergence direction of the Adriatic indenter. Generally, an early N-NW indentation in the collision history is followed by a W-NW one (Tapponnier, 1977; Ford et al., 2006; Handy et al., 2010; 2014; Dumont et al., 2012; Schmid et al., 2017). All these models show that the westward component of convergence increases throughout the Cenozoic, thus enabling the formation first of N-S and later of NW-SE striking segments of the Alpine arc. Both the direction of indentation and the age inferred for these direction changes vary from one author to the other. Laubscher (1971, 1991, 1996), Tapponnier (1977) and Dumont et al. (2011, 2012) propose a net westward indentation, while Mancktelow (1992), Handy et al. (2010), Schmid et al. (2017) and Romagny et al. (2020) propose a WNW indentation. Alternatively, Platt et al. (1989) and Ford et al. (2006) suggest a more NW-directed indentation direction, as initially shown by Argand (1916).

Models suggesting a transition from northward to WNW-ward, or even to westward indentation favour its onset around 35 Ma (Ford et al., 2006; Dumont et al., 2012), or in the Middle Oligocene (Ceriani et al., 2001; Schmid et al., 2017).

Ford et al. (2006) propose a two-phase model (**Fig. 13l**), in which a first phase of inferred southward continental subduction and accretion of the Penninic nappes in the Eocene, takes place during northward indentation of the Adriatic indenter. The second phase of Oligo-Miocene age accommodates NW-directed indentation (Ford et al., 2006).

Dumont et al. (2012) suggest a three-step model, starting with N-S convergence during the Pyrenean phase, from late Cretaceous to Eocene (Michard et al., 2010; Dumont et al., 2012) followed by N-S to NNW-SSE convergence in the Eocene (**Fig. 13i**). Their third step is termed

"Oligocene revolution" (Dumont et al., 2012), because of an inferred change of 90° in the transport direction, which becomes E-W at the end of the Lower Oligocene. It is after this revolution that westward indentation would lead to the development of the western Alpine arc.

However, WNWward indentation is difficult to reconcile with large-scale plate displacements (Dewey et al., 1989; Jolivet & Faccenna, 2000; Jolivet et al., 2021). Throughout Alpine collision, the African plate, to which the Adriatic indenter is probably attached, is inferred to move northward and eventually NWward with respect to Europe based on paleomagnetic data (Dewey et al., 1989) and kinematic reconstructions (Jolivet & Faccenna, 2000; Jolivet et al., 2021), but not WNW- or Wward.

In summary, indentation models face two major problems: (1) assessing the existence and the amount of displacement accommodated along the shear zones bounding the indenter, and (2) assessing the indenter displacement direction(s) and their compatibility both with large-scale reconstructions and with structures all along the arc. We discuss these two points below.

(1) If indentation has a significant westward component it must be accommodated along lateral structures, i.e., nearly E-W striking dextral strike-slip in the north and sinistral in the south, according to the conceptual model of Laubscher (**Fig. 13h**; Laubscher, 1971; 1991). The "Jorio-Tonale line" (**Fig. 13h**; Laubscher, 1971; 1991) is inferred to accommodate this dextral displacement that extends towards the western front of indentation along the Rhone-Simplon Fault (**Fig. 12**) (Laubscher, 1971; 1991; 1996; Schmid & Kissling, 2000; Ford et al., 2006; Schmid et al., 2017). Bulk displacement is estimated at 100 km by map-view reconstructions (Schmid & Kissling, 2000). However, several authors, based on geomorphological arguments (Garzanti and Malusà, 2008), and kinematic compatibility in map-scale (Müller et al., 2001; Viola et al. 2001) suggest that the offset along the Periadriatic Fault does not exceed 40-50 km. In addition, as described above, no agreement exists yet on the required sinistral, E-W striking fault, with an equivalent displacement, accommodating westward indentation at the southern margin of the indenter. The strongest argument to suggest some 50 km of sinistral offset along the ACL (**Fig. 12b**; Schmid et al., 2017) is the apparent offset of the Briançonnais Front across this line. But this line is not described as a clear discontinuity between between the two offset Briançonnais segments and a large part of this apparent offset could result from a bend in the original structure, i.e. a progressive rotation of the southern part of the arc during its formation, without discontinuity in the PFT.

(2) An outright westward indentation is consistent with many measured stretching lineations (Malavieille et al., 1984; Choukroune et al., 1986; Schmid & Kissling, 2000), with the inferred westward displacement along the PFT as observed in the Pelvoux and Belledonne sectors (Ceriani et al., 2001; Dumont et al., 2012), and more importantly with the N-S orientation of the Chartreuse

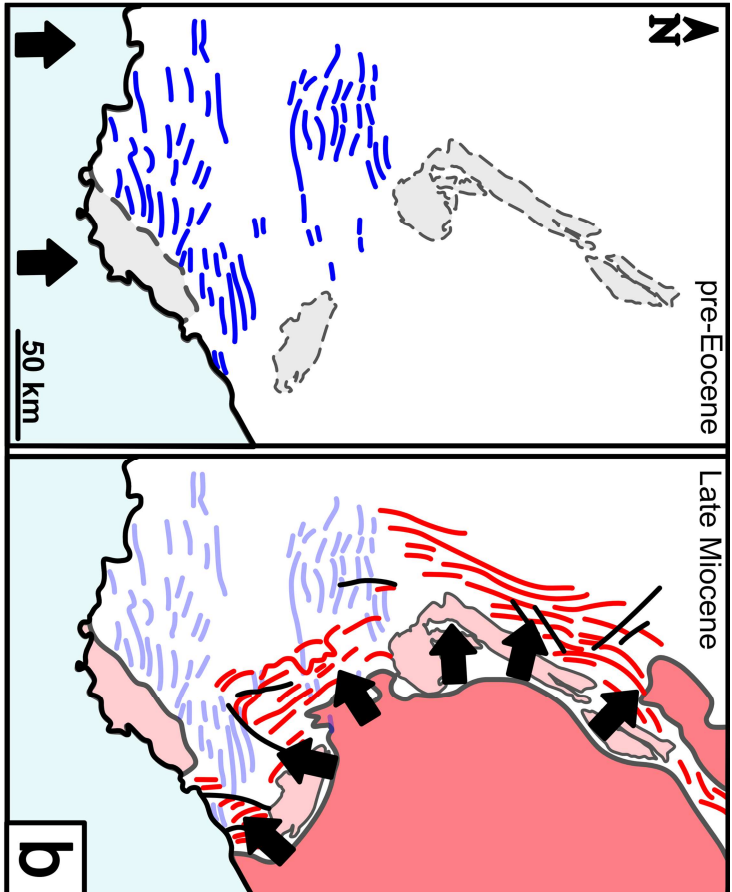
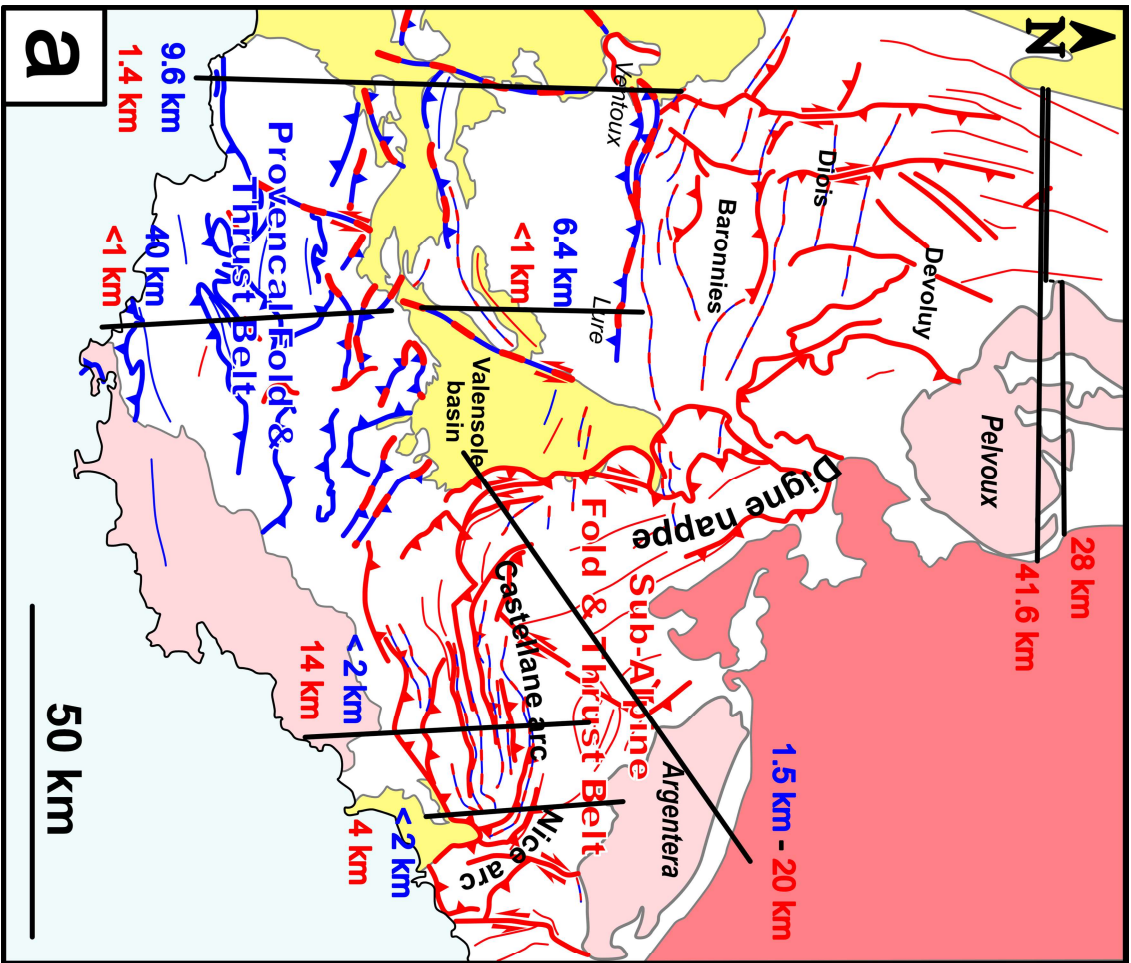
and Vercors sub-alpine Chains (**Fig. 12a**) and all other N-S first-order structures located along the westernmost segment of the arc.

NW-directed indentation does not provide a satisfying explanation for the southern segments of the arc, oriented WNW-ESE and E-W. Analogue models of the western Alpine indentation following a NW-ward convergence direction (Lickorisch et al., 2002; **Fig. 13k**) show that fold and thrust belts striking sub-parallel to the margin of the indenter develop a more or less continuous arc shape, whose south-western segment strikes NNW-SSE and bends progressively northward until it reaches an E-W orientation in front of the E-W margin of the indenter, corresponding to the Central Alps, thus form an arc of some 100-110° around the northern and western margins of the rigid indenter. Therefore, an indentation to the NW could produce the 86 km of ENE-WSW shortening to the SW of the arc (Rosenberg et al., 2021 and references therein) compared to the more than 200 km of SSE-NNW shortening in the central Alps (Rosenberg et al., 2021 and references therein). However, this setting cannot result in the formation of an arc, but not one of nearly 180°, i.e., including the southern E-W striking segment that would correspond to the southern termination of the Western Alpine arc. The latter would easily develop with a strong westward component of displacement (e.g., Mancktelow, 1992; Handy et al., 2014) or a late rotation towards such an orientation (e.g., Dumont et al., 2012; Schmid et al., 2017).

Changes in indentation direction from north to west or to WNW (e.g., Dumont et al., 2012) would result in dramatic slowing of N-S shortening in the Eastern and Central Alps and an equally dramatic increase in E-W shortening in the western Alps. However, the NW-SE shortening in the Jura fold and thrust belt (e.g. Homberg *et al.*, 1999) occurred between Serravallian and early Pliocene times (Bolliger et al., 1993; Steiniger et al., 1996; Kalin, 1997; Becker, 2000; Bellahsen et al., 2014), which is rather incompatible with a strictly westward indentation since the Oligocene. In addition, bulk shortening and exhumation of the latter massifs increases from the Pelvoux to the Aar massifs (e.g., Bellahsen et al., 2014; Rosenberg et al., 2021). Furthermore, thermochronological data suggest that the Pelvoux External Massif (**Fig. 12a**) begins its exhumation before the Mont Blanc (**Fig. 14**) (Bellahsen et al., 2014 and references therein). Interpolation of multiple thermochronological data (Fox et al., 2016) suggests that the higher exhumation rates progress from the Central Alps to the southern part of the arc of the Western Alps, but larger exhumation of the Western Alps compared to the Central Alps are only assessed in the time span of 2 to 0 Ma (Fox et al., 2016), along the Mt Blanc-Pelvoux NE-striking axis (**Fig. 12a**), which is perfectly oriented to accommodate NW indentation. In addition, the northern deformation front of the Alps, striking from Switzerland to Austria is active as a N-directed thrust between 15 and 4 Ma (Mock et al., 2014), a displacement that is incompatible with a net westward displacement of the Adriatic indenter. Therefore, based on the arguments above there is no evidence to justify a shift from a NWward to

a westward or WNWward indentation at 35 or 25 Ma. Finally, large westward-directed components of displacements of the Adriatic indenter pose some severe kinematic problems if the northeastern part of the Adriatic indenter is also taken into account. Its northeastern margin also forms an indenter (Dolomites Indenter) and the deformation pattern around it is incompatible with large displacement components towards the west (Rosenberg et al., 2007).

Figure 16 : a) structural map of the External Zone with major structures and their inferred relative ages, from Ballansa et al. (2022). Black lines represent sections along which amounts of Alpine and pre-Alpine shortening are estimated (Ford et al., 2006; Espurt et al., 2012; Jourdon et al., 2014; Bestani et al., 2015; 2016). b) two-phase model of deformation for the External Zone (Lemoine, 1972; Siddans, 1979).



Legend

- Neogene molasses
- Basements massifs
- Internal Zone
- 1.5 km pre-Alpine shortening
- 20 km Alpine-age shortening
- Alpine-age reactivated thrust
- Alpine-age reactivated fold
- Alpine-age thrust
- pre-Alpine thrust
- pre-Alpine fold

II.III.3 - Rotation of the Adriatic indenter

Some studies attempt to overcome the difficulties in linking radial collisional transport directions (**Fig. 12c**) with simple, uni-directional indentation (**Fig. 13f to m**) (Gidon, 1974; Vialon, 1989; Dumont *et al.*, 2012), by considering a rotation of the Adriatic indenter, as inferred from some paleomagnetic studies (e.g., van Hinsbergen *et al.*, 2014) and GPS data (Noquet and Calais, 1994; d'Agostino, 2006).

Gidon (1974) suggests a "whirlwind origin" for the West Alpine arc. He formulates an analogy between atmospheric vortices, and the morphology of the Alpine arc (Gidon, 1974). He bases this analogy on the presence of major dextral faults along the edges of the chain, corresponding to the PFT and the Periadriatic fault, which would allow the Adriatic indenter to rotate, sliding along the edge of the (European) margin (Gidon, 1974). He also considers that the pattern of deformation in the External Zone traces a "fan" shape in map view, emphasised by the frontal thrusts of the ECMs in the north, the DNF (**Fig. 12a**) in the west and the dextral Bersezio Fault Zone (BFZ, **Fig. 12a**), passing into the Argentera Massif in the south (**Fig. 12a**). The pole of rotation, would be located close to Turin (Italy), just as in recent rotation models, based on GPS data, structural, seismic and palaeomagnetic analyses (Westaway, 1990; Ward, 1994; Noquet and Calais, 1994; Collombet *et al.*, 2002; Bauve *et al.*, 2014).

Vialon *et al.* (1989) interpret the syn-collisional southward transport directions in the southwestern External Zone of the Alps to activate several inferred dextral, N-S to NE-SW striking faults, cross-cutting the External Zone (**Fig. 12a & Fig. 13c**). These dextral faults are arranged in a fan shape around the PFT, which is itself reactivated as dextral strike-slip fault (Vialon *et al.*, 1989; **Fig. 13c**). For this reason, the arc of the Western Alps results, according to Vialon *et al.* (1989), from a « ring shear » model (Mandl *et al.*, 1977), in which counterclockwise rotation of a cylindrical block leads to the development of dextral faults around it. These faults develop in directions oriented at 45° from the interface between the block and the outer domain. The authors associate these dextral strike-slip movements, interpreted mainly according to focal mechanisms (Fréchet, 1978; Ménard & Fréchet, 1988), with the rotation of a block decoupled from the Adriatic indenter since the Cenozoic and up to the present day. Under the effect of NW indentation of the Adriatic indenter, this block would rotate counterclockwise and move towards the WNW. The existence of this rotating block is no more than hypothetical because its boundary faults are not documented by field studies and because no geophysical or structural data support decoupling of such a block in the NW corner of the Adriatic indenter.

Most of the recent models suggesting rotation of the Adriatic indenter (e.g. Collombet *et al.*, 2002; Bauve *et al.*, 2014) are based on the relationship between the morphology of the arc and the

distribution of inferred dextral faults around it, and in particular on the comparison of their fan-shaped arrangement, with rotation models such as that of Mandl *et al.* (1977). This counterclockwise rotation is inferred to affect the whole Adriatic indenter and it is extended to the whole of the Internal Zone by making the tacit assumption that these two parts of the Alps are strongly coupled (**Fig. 13d**) (Collombet *et al.*, 2002; Bauve *et al.*, 2014).

The model of Mandl *et al.* (1977) is tested by analogue experiments that show the development of weakly overlapping dextral fan-shaped faults and very arcuate thrusts within sand layers surrounding a rotating, rigid disk, also covered by sand layers (Collombet, 2001). This model nicely reproduces arcuate transpressive structures, but they surround the rotating disc all around its 360°. Structures around the western part of the disc could recall the ones of the western Alps, but those surrounding the eastern half of the disc are far from structures known to exist in the Alps. Even those analogue models (Collombet, 2001) that replace the disc with a rotating object whose shape is similar to the present-day Adriatic indenter create a deformation pattern along its eastern margin that is not consistent with the tectonic pattern of the Southern Alps. However, the link between indenter rotation and nucleation of fan-shaped pattern of dextral faults possibly explains the numerous dextral faults of the western Alps (**Fig. 12a**).

Based on new and compiled paleomagnetic data, Collombet *et al.* (2002) propose a post-Oligocene counterclockwise rotation of the Adriatic indenter attaining at least 25° since the Miocene, accommodated by dextral strike-slip movements along the Periadriatic fault and the PFT (**Fig. 13c-d-e**). Collombet (2001) associates the development of dextral strike-slip along major faults of the External Zone, such as the DNF (**Fig 12a**), with this rotation, as previously suggested by Vialon *et al.* (1989).

Arguments based on the present-day and palaeo-stress fields, on focal mechanisms of earthquakes and on structural analysis indicate that the southern part of the arc, particularly in the Argentera region, is characterised by a transtensional regime marked by N140° striking dextral strike-slip faults, inferred to nucleate between 20 and 26 Ma and still active today (Bauve *et al.*, 2014), consistent with the inferred counterclockwise rotation of the Adriatic indenter since the Miocene (Vialon *et al.*, 1989; Collombet *et al.*, 2002).

GPS data (Noquet and Calais, 1994; Noquet *et al.* 2012; D'Agostino *et al.*, 2006) represent the strongest and most direct evidence for present-day counterclockwise rotation of Adriatic indenter. However, these data only show current movements and their extrapolation backward in time to infer Cenozoic kinematics, is only possible if independent evidence also indicates the occurrence of counterclockwise rotation throughout Oligo-Miocene time. Interestingly, an analysis of palaeomagnetic data compiled for the entire peri-Adriatic region (Maffione *et al.*, 2008) strongly

suggests that the Adriatic indenter does not rotate since the Middle Miocene, thus questioning all models reported above that involve large counterclockwise post-Miocene rotation (some 25° counterclockwise) (**Fig. 13d**, Collombet et al., 2002).

Several authors link an inferred change in indentation direction to a counterclockwise rotation of the Adriatic indenter (Platt et al., 1989; Schmid & Kissling, 2000; Ford et al., 2006; Dumont et al., 2011; Schmid et al., 2017), with rotation amounts varying according to the authors, from about 15° (Platt et al., 1989; Schmid & Kissling, 2000) to 25° (Collombet et al., 2002), or to even larger, not precisely quantified values (Dumont et al., 2011). The driving force of this rotation is inferred to be the rollback of the Apenninic slab (Dumont et al., 2012). However, such a rollback does not necessarily induce any rotation of the Adriatic indenter. Indeed, the counterclockwise rotation of the Apennines through the Neogene is compensated by southeastward increasing amounts of rollback and of extension in the upper plate, not by rotation of the Adriatic Plate. There is therefore no satisfactory explanation nor a robust data set to support an « Oligocene revolution » or a radical change in indentation direction.

In addition, all models invoking significant rigid body rotations of the Adriatic indenter around a pole close to Turin, are faced with a major kinematic problem: a progressive eastward increase of northward displacement of the Adriatic indenter, which is not supported by any shortening gradient based on structural studies of the Alpine Chain (e.g., Le Breton et al., 2020; Rosenberg et al., 2021). If the rotation pole is set elsewhere, e.g. south of the Po Plain or south of the Adriatic indenter as in the hypotheses tested by van Hinsbergen et al. (2014b), large amounts of Neogene extension would appear in the Ionian Basin, also not corresponding to what is currently known (Van Hinsbergen et al., 2014b). Therefore, if any counterclockwise rotation takes place, it may be limited to approximately 5° as suggested by numerical modelling (Le Breton et al., 2017). Larger counterclockwise rotations of the Adriatic indenter would be attested by obvious indicators of dextral shear around it. However, apart from the Periadriatic Fault, dextral faults in the western Alps only accommodate very modest displacements (**Fig. 12a**), such as the Bersezio Fault (Gidon, 1977; Corsini et al., 2004; Sanchez et al., 2011a) with displacements not exceeding 5-10 km. As a consequence, we conclude that Neogene significant counterclockwise rotation is very unlikely and does not explain the Alpine arc shape nor the NNE-SSW displacements in its southern part.

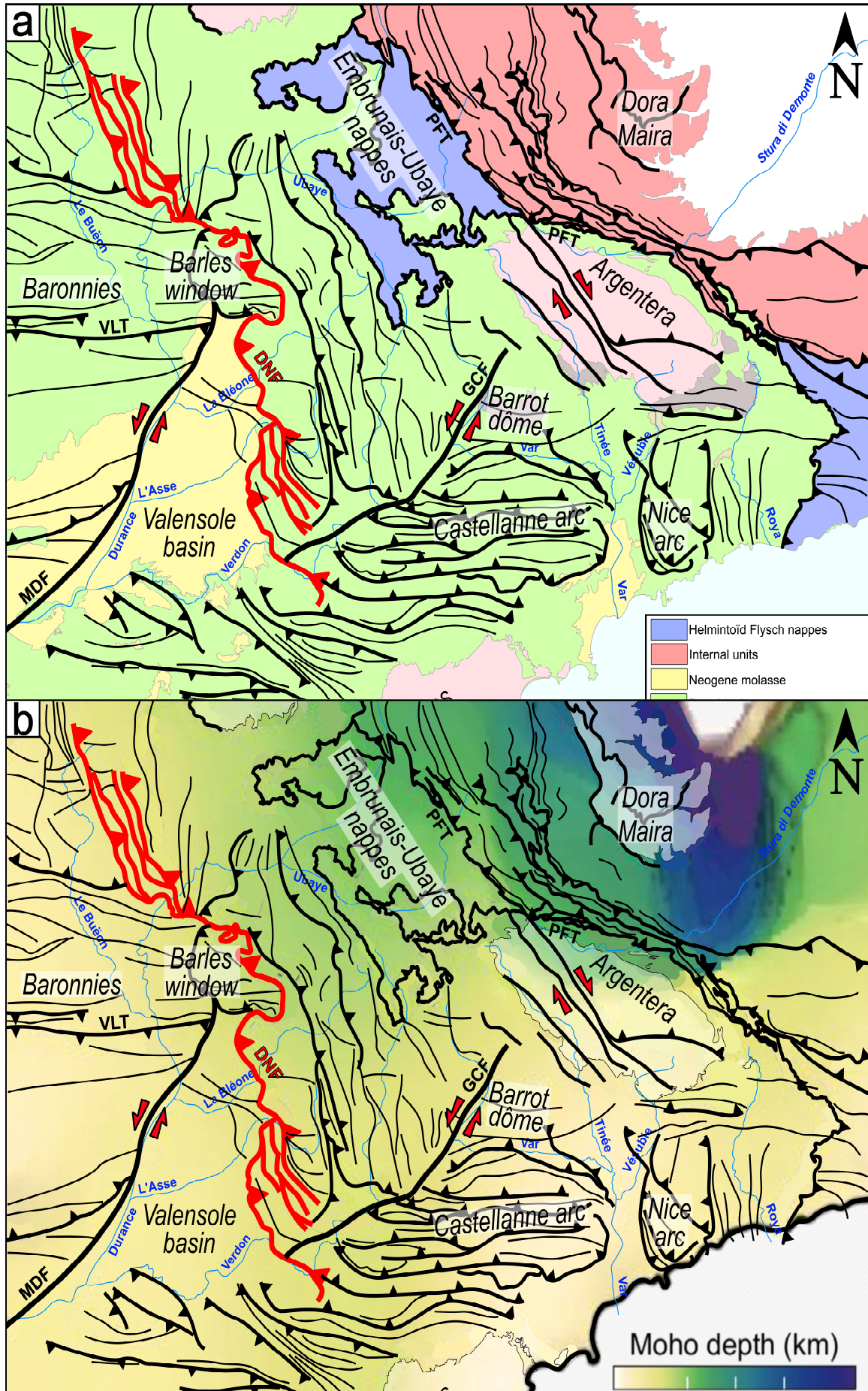


Figure 17 : **a)** Structural map of the SW External Zone. Thick lines represent faults, thrusts and/or strike-slip. Thin lines represent fold axes. **b)** Structural map of the SW External Zone above coloured layer illustrating Moho proxy map from Nouibat *et al* (2019). A Moho depth gap striking E-W, located along the northern part of the Argentera Massif separates structures oriented N-S to NW-SE, where the crust is thick (> 55 km), from an area to the south, where structures are WNW-ESE to E-W and the crust is less than 40 km thick. The latter part of the arc is in continuation of the part of the Outer Zone also characterised by E-W structures. **Red lines** : Digne nappe frontal thrusts; **Blue lines** : main rivers; **orange lines** : Guillaumes Castellane Fault (Fig. 2a) segments; **Bleu dashed**

II.III.4 - Effect of deep-seated mantle flow on crustal structures

The southern E-W segment of the Alpine arc terminates at the transition between the Alps and Apennines (**Figs. 11, 12a**). This segment is characterized by a crust of normal thickness (Paul *et al.*, 2022 ; **Fig. 17b**) and lies along the transition between the Alpine slab dipping eastward and the Apenninic slab dipping westward (Vignaroli *et al.*, 2008; Molli and Malavieille, 2011). The Apennine slab is affected by eastward roll-back, thus extending the European upper plate during Oligocene times and opening the Liguro-Provençal and Tyrhennian Basins since 23 Ma (Speranza *et al.*, 2002; Ferrandini *et al.*, 2003), and also causing an oroclinal flexure in the Apennines (Speranza *et al.*, 2002; Rosenbaum & Lister 2004a; 2004b). Numerical models of adjacent, but opposite-dipping slabs suggest that the lateral margins of these slabs rotate towards a direction that tends to parallel the dip direction of the slabs themselves, thus creating a sigmoidal structure at depth (Király *et al.*, 2016; 2021). In the southern Alpine arc this direction would be approximately E-W. How, and if, such structure is transferred towards the upper crust is not known nor modeled yet, but it is likely that the large-scale orientation of the slabs at depth controls the orientation of the orogenic prism, hence creating approximately E-W striking structure between the Alpine and Apennine arcs (Király *et al.*, 2016). Irrespective of the interaction between adjacent slabs, the map-scale pattern of SKS anisotropy directions (e.g. compilation in Király *et al.*, 2018) indicates an abrupt change at the southern end of the arc, where N-S directions paralleling the N-S striking arc segment suddenly become E-W oriented. This change is inferred to be due to toroidal flow, with mantle flow parallel to the European slab in the north, and bordering the southern end of the European slab in the south (**Fig. 18**; Király *et al.*, 2018).

II.III.5 - Gravitational tectonics

Gravitational processes are often considered as driving forces for the formation and displacement of Alpine nappes, folds and faults, since the early works of Gignoux (1948a; 1948b) and later ones by Kherckhove (1969), Merle and Brun (1984), Labaume (1987), who suggest that folding and thickening of the Internal Zone cause gravitational flow, displacing the sub-alpine chains westward. Recent works suggest that the present Western Alps may be undergoing gravitational collapse (Sue, 1998; Sue *et al.*, 1999; Sue & Tricart, 2003; Selverstone, 2005; Sue *et al.*, 2007; Larroque *et al.*, 2009; Le Pichon *et al.*, 2010; Rangin *et al.*, 2010). This process occurs when the gravitational

potential energy in areas of thickened crust exceeds the force exerted by plate convergence (Dewey, 1988; Jamieson & Beaumont, 1989; Rey et al., 2001; Selverstone, 2005). Therefore, thinning of previously thickened areas allows for a transfer of gravitational potential energy from the core of the chain to adjacent areas (Selverstone, 2005). Thus, foreland-directed, radial displacement may be triggered by gravitational processes, which in turn may play a fundamental role in creating an arc structure. Indeed, Platt et al. (1989), suggest that the Adriatic indenter moves NWward, but displacement around the indenter margin is parallel to the sum of the vectors corresponding to indenter displacement and to gravitational collapse of the chain (**Fig. 13j**). Therefore, bulk displacement deviates from NW convergence, becoming W-directed and N-directed in the southwestern and northern parts of the chain, respectively (**Fig. 13j**). This interpretation assumes that an arcuate, thickened structure already exists at the onset of collision and that the rheology of the crust allows for its collapse.

Seismo-tectonic studies and structural analyses indicate that the Internal Zone of the Western Alps is affected by an extensional regime since the Pliocene (**Fig. 19a**; Sue, 1998; Sue et al., 1999; Sue & Tricart, 2003). A switch from orogen-parallel to orogen-perpendicular extension in the Internal Zone is inferred to take place during the Pliocene (Sue et al., 2007; **Fig. 19a**), as indicated by the activation of orogen-parallel normal faults, and extensional re-activation of the PFT, according to seismo-tectonic and structural analyses (Sue, 1998; Sue et al., 1999; Sue & Tricart, 2003; Sue et al., 2007; Larroque et al., 2009). Based on the spatial distribution of earthquake focal mechanisms, orogen-perpendicular extension affects the Internal Zone, where the crust is thickened (Sue et al. 2007), and it is contemporaneous with orogen-perpendicular shortening, and orogen-divergent shortening in the foreland (**Fig. 19**; Sue et al., 2007).

Recently, the concept of gravitational tectonics has been specifically applied to the southernmost Alpine arc (Le Pichon et al., 2010; Rangin et al., 2010), suggesting that deformation in the Diois-Baronnies area (**Fig. 12a**), i.e. its E-W-striking thrusts and associated folds, result from gravity sliding of the Mesozoic cover along Triassic evaporites (**Fig. 19b**). In the subalpine chains and the Provençal basin, the top of the basement is barely affected by shortening of inferred Alpine age, and seismicity only affects the cover (Le Pichon et al., 2010). An additional argument supporting the interpretation of gravity collapse is the absence of any documented convergence between Eurasia and the Corsica-Sardinia block (Le Pichon *et al.*, 2010), hence the lack of a Plate Tectonics process driving N-S shortening. The latter leads to southward gravity sliding of the cover units along Triassic evaporites during basement uplift in the Pelvoux Massif (Le Pichon et al., 2010; Rangin et al., 2010).

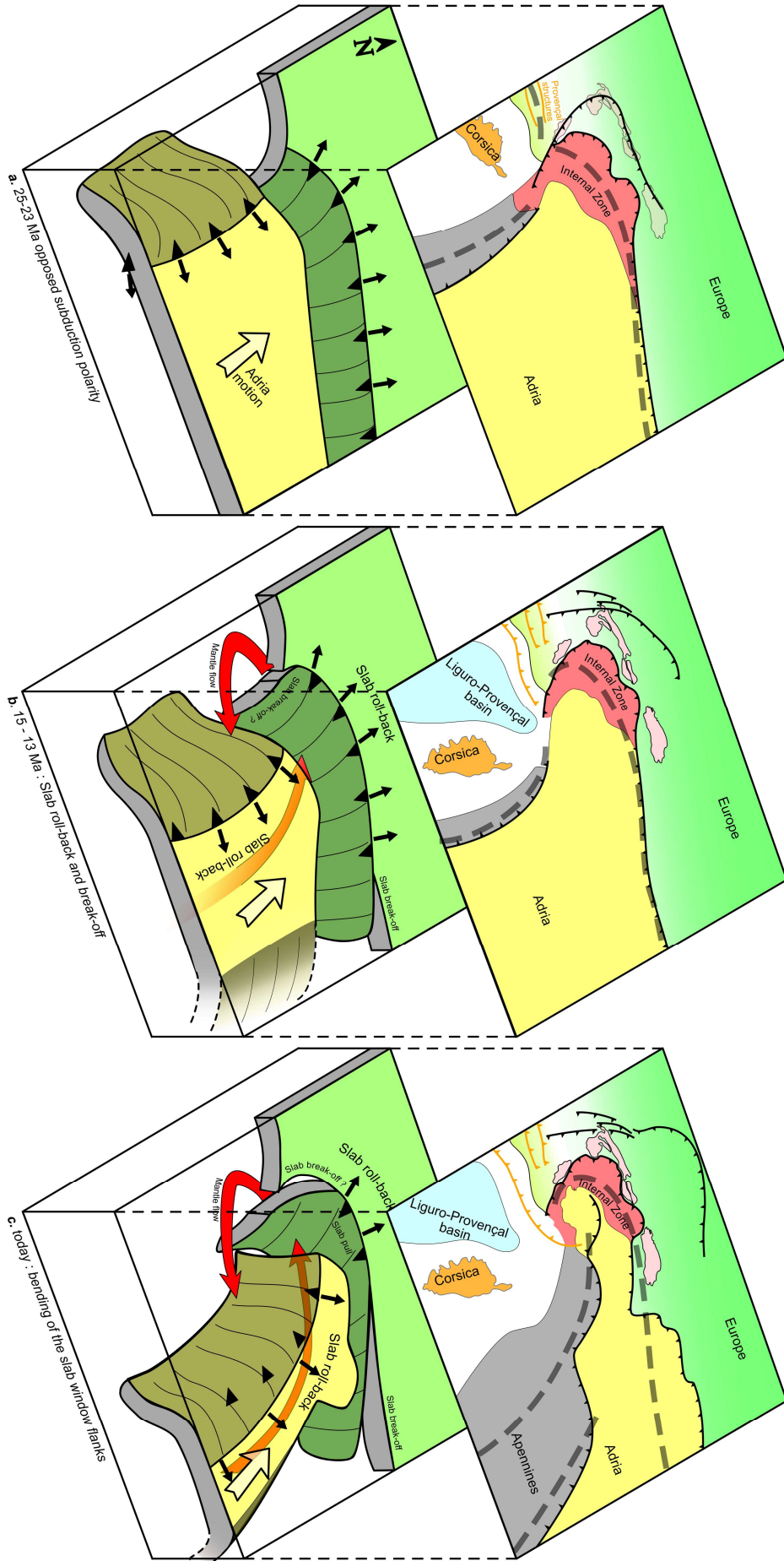


Figure 18 : Map-view displacement model of the bending of the Alpine and Apenninic slabs terminations, after Kiraly et al. (2016; 2018). First there is a space between the E to SE dipping Alpine slab to the North and the W to SW dipping Apennine slab to the South. This “slab free” area is first oriented NNW-SSE and becomes progressively reoriented WNW-ESE during eastward retreat of the Apennine slab. Interaction between slabs of opposite polarity during their retreat bends their edges producing a lithospheric sigmoidal structure ultimately amplified by mantle flow, which invades the growing space between the two slabs. Slab break-offs south of the Apennines and in the Eastern Alps (e.g. Handy et al., 2021), are probably involved in the flexure of the subduction front as in the model of Wortel & Spakman (2000). The existence of slab break-off south of the Western Alps arc is suggested by some numerous (e.g. Lippitsch et al., 2003; Kästle et al., 2020; Handy et al., 2021; Paffrath et al., 2021), but

However, since the Pyreneo-Provençal phase (~85 Ma to 35 Ma; e.g. Siddans, 1979), the slope of the bedrock roof dips towards the North (**Fig. 18a**). The exhumation of the Pelvoux massif cannot produce a southward slope of the basement roof in the Diois and Baronnies (**Fig. 12a**), since it lies to the northeast. In addition, no direct evidence of such a basement flow exists, in terms of structures exposed at the surface, or in seismic sections.

Concerning the seismo-tectonic evidence (**Fig. 19a**; Sue, 1998; Sue et al., 1999; Sue & Tricart, 2003) the structures described are outcrop-scale, not map-scale structures, suggesting that the amount of arc-perpendicular extension is of minor importance. It might explain subsidiary Miocene reactivation of E-W Pyrenean structures, as observed in the Diois, Baronnies, and in the Nice-Castellane arc, but this process is not expected to create large-scale, first-order structures that shape the Alpine arc.

To conclude, nearly all studies inferring that gravitational processes shape, at least in part, the western Alpine arc, assume that displacements are triggered by lateral gradients of crustal thickness and topography. Hence, if the radial character of the structures in the arc were to be related to gravitational processes, a previously arcuate belt needs to exist. In other words, gravitational processes in the arc of the Western Alps may be the consequence of the arc shape, not the cause of its formation.

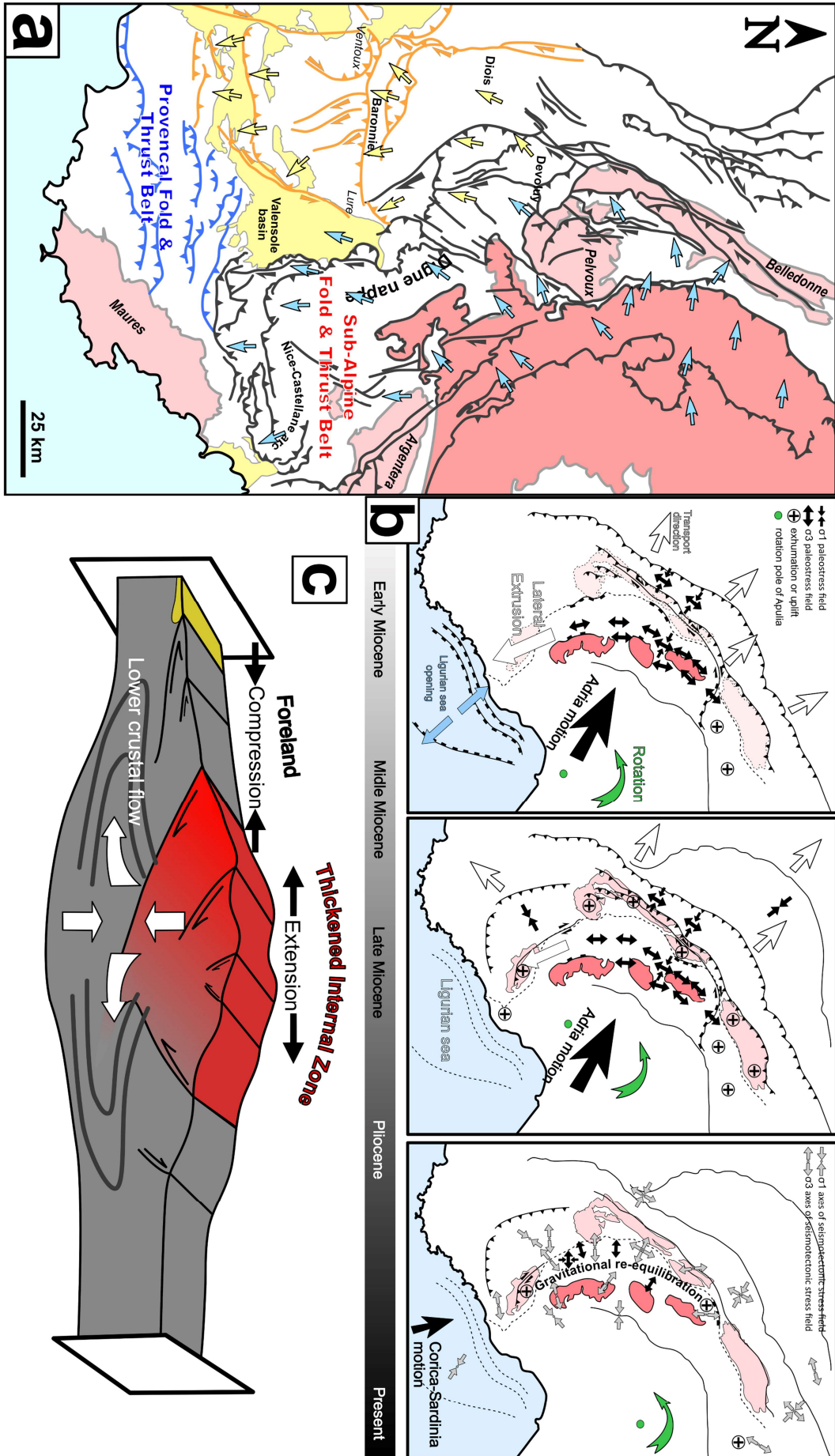


Figure 19 : **a)** tectonic map of the External Zone, modified after Rangin et al., (2010). Yellow arrows indicate inferred flow of the sedimentary cover on Triassic evaporites (Le Pichon et al., 2010), from the Diois to the Valensole basin (orange thrusts and faults). Blue arrows indicate inferred basement flow associated with collapse of the Alps (Le Pichon et al., 2010). **b)** tectonic model (Sue et al. 1998; 1999; 2003) showing how extension, is parallel to the chain from Early Miocene to Pliocene, and perpendicular to the chain since the Pliocene, due to slowing down of Alpine convergence and subsequent collapse of the orogen. Collapse leads to orogen-perpendicular compression in the subalpine chains. **c)** conceptual model of gravitative collapse of an orogen inspired by Selverstone (2005). Collapse of the thickened core of the chain results in thinning of this area and

II.III.6 - Post-Tortonian N-S shortening

Numerous E-W striking structures in the southernmost part of the arc of the Western Alps accommodate small amounts of post-Tortonian N-S shortening (e.g. 1:50000 geological map, 999, Grasse-Cannes, BRGM), potentially accentuating its southernmost E-W grain. We discuss below the possible causes of this shortening.

Seismo-tectonic (Ritz, 1992; Chaumillon et al., 1994; Bigot-Cormier et al., 2004; Larroque et al., 2009; Larroque et al., 2011; Larroque et al., 2012; Bauve et al., 2014) and bathymetric studies of the Ligurian sea (Morelli et al., 2022) suggest that the Liguro-Provençal margin is being inverted, since Tortonian times, along ENE-WSW trending thrusts. Some models link the compressive seismic events offshore with large-scale structures onshore, reaching into the core of the Alpine orogen (Larroque et al., 2009; Bigot-Cormier et al., 2004) and exhuming its European basement in the Argentera Massif (Bigot-Cormier et al. 2006). These processes cause N-S shortening in the southernmost segment of the arc and may thus reactivate E-W striking Pyrenean-Provençal structures.

Inversion of the Liguro-Provençal margin can only start after termination of extension of the Liguro-Provençal basin, i.e. after 15 Ma, based on the age of the Corsica-Sardinia block rotation (Speranza et al., 2002; Ferrandini *et al.*, 2003). Inversion of the northern margin of the Liguro-Provençal Basin initiates from the Plio-Quaternary times according to structural studies, seismic profiles and sedimentological considerations (Ritz, 1992; Chaumillon et al., 1994; Morelli et al., 2022). Such inversion could be related to Late Miocene N-S shortening onshore, in the southernmost part of the Alpine arc. The absolute amount of this post-11.6 Ma N-S shortening is not assessed yet, however, based on maps and sections, shortening is in the order of a few km only (as discussed in section III.1.3).

Some of these post-Tortonian structures (e.g., the Trévaresse thrust, **Fig. 12a**) are located far to the west of the Alpine arc, suggesting that Alpine shortening cannot be the cause of these displacements. Significant topographic and crustal thickness gradients, as existing in the southernmost part of the arc (Argentera Massif region) are absent in the latter area, precluding gravitative processes as a driving force of N-S shortening. Therefore, the most likely cause of these

few km of N-S shortening is linked to the geodynamic process at the origin of the inversion of the Ligurian-Provençal margin.

This interpretation is challenged by GPS data, which suggest that convergence between Africa and Europe is absorbed to 90% along the northern African margin, thus very little is left to induce convergence between the Corsica-Sardinia block and the European Plate (Nocquet, 2012). Hence, barely any convergence may exist at present between Corsica and southern France. However, one may keep in mind that the N-S shortening is low in amplitude and that GPS data only constrain present-day movements.

Alternatively, post-Tortonian N-S shortening is suggested to result from the activation of large NE dipping thrust faults rooted in the core of the Alpine orogen (Larroque *et al.*, 2009). However, the southwestward propagation of an Alpine crustal ramp (Larroque *et al.*, 2009) is hardly compatible with northward or northwestward convergence between Adriatic Indenter and European margin (see section III.2.), and it is not supported by structural evidence nor geophysical imaging.

In summary, no geodynamic process by itself satisfactorily explains the small amounts (5-14 km in the Castellane arc, Jourdon *et al.*, 2014) of N-S, post-Tortonian onshore shortening observed all along the Ligurian Sea margin, in the Valensole basin and in the Castellane arc (Ritz, 1992; Chaumillon *et al.*, 1994; Bigot-Cormier *et al.*, 2004; Larroque *et al.*, 2009; Larroque *et al.*, 2011; Larroque *et al.*, 2012; Bauve *et al.*, 2014; Morelli *et al.*, 2022). However, in spite of the present-day and only short-term record of GPS data, it may be argued that even very low convergence rates between Corsica-Sardinia block and Europe, may well induce a few km of shortening over the long term (Miocene to present). This process, conceivably associated with minor gravitational tectonics, is likely to explain the seismicity and late Neogene reactivation of Pyrenean-Provençal structures in the south of the arc.

II.IV. NEW TECTONIC MODEL

In the following we propose a new kinematic model for the formation of the western Alpine arc that is based on the critical review presented above and on new views on the structure of the External Zone.

II.IV.1 - Map-view structural analysis of the southern External Zone

In order to better understand the relationship between the Pyreneo-Provençal belt and the Alpine one, a structural map of the External Zone, sketched on the base of 42 1:50.000 geological sheets of the BRGM, is shown in **Fig. 17** and discussed in the following paragraphs. This map mainly illustrates the traces of fold axial planes and thrusts, and to a minor degree strike-slip faults.

Although the structures shown in **Fig. 17** are aligned to the axis of the Alpine arc in several areas, this is not everywhere the case.

In particular, the ENE-WSW striking Guillaumes-Castellane Fault (GCF, **Fig. 12a**), inferred to be a sinistral fault (**Fig. 12a**: GCF; Ritz, 1992) and sometimes termed Rouaine-Daluis Fault (Sonnette et al., 2014; Balansa et al., 2022), abruptly separates areas characterized by differently oriented structures. Structures strike NNW-SSE to the north of this line, and E-W to the south (**Fig. 17**), where they are continuous and parallel to the Pyrenean-Provençal Chain. The NNW-SSE-striking structures exposed north of the latter line are parallel to structures exposed further east, in the internal parts of the External Zone and in the Internal Zone, hence parallel to the trend of the orogen at this latitude, and they terminate westward along the NNW-SSE striking Digne nappe thrust (**Fig. 17**). The transition from the E-W striking structures and the NNW-SSE ones, forms a discontinuous 90° elbow rather than a continuous arc.

In the Baronnies and Diois (**Fig. 17a**), all structures strike E-W, sub-parallel to the Pyreneo-Provençal chain exposed further south (Balansa et al., 2022; their fig. 1). The region between the southern coast of France and the Diois is affected by Pyreneo-Provençal structures, whose N-S extent is larger than west of the Salon-Cavaillon Fault (**Fig. 12a & Fig. 16b**). Except for minor N-S striking fold and thrusts in the westernmost Baronnies (located west of the map of **Fig. 20**), along the margin of the Rhone Graben, the entire area between the latter graben and the Digne Nappe is not affected by N-S striking folds and thrusts (**Fig. 17**). Considering that the spatial change in orientation is abrupt and so clearly defined along the front of the Digne nappe we interpret it as the western front of the Alpine orogen, which overrides the Pyrenean-Provençal one. In detail, N-S folds can be recognized structurally in some areas below the Digne Nappe but they are limited to the immediate footwall and most likely linked to nappe emplacement.

The Digne Nappe is classically inferred to accommodate SSW-ward displacement (Gidon and Pairis, 1986; Faucher et al., 1988; Gidon and Pairis, 1992; Gidon, 1997; Graham et al., 2012), based on the orientation of striae on fault planes. However, E-W and WSW-ENE-oriented maximum stress axes are described all along the western front of the Digne thrust (Ritz, 1992; Lickorisch and Ford, 1998; Lickorisch et al., 2002; Balansa et al., 2022), and inferred to be both of Miocene and Pliocene age (Ritz, 1992). Similar orientations of shortening axes inferred from ASM measurements also characterize the western front of the Digne thrust (Collombet, 2001; Sonnette, 2012). These orientations are consistent with the NNW-SSE direction of the thrust front, accommodating WSW-oriented transport. In addition, several large-scale observations indicate that the main displacement direction is likely to be close to W-ward. First, the longest segment of the Digne Nappe front is oriented NNW-SSE (**Fig. 17**) and it consists of a thrust, not a dextral strike-slip fault (as would be

expected for the lateral ramp of a SSW-directed thrust). Second, the internal structures of the Digne Nappe strike N-S to NNW-SSE (**Fig. 17**), being consistent with a major westward component of displacement and the NNW-SSE striking front. Third, at its southern end, above the Valensole Basin (**Fig. 17**) the frontal thrust of the Digne Nappe separates into different sub-parallel, close to N-S striking segments, as classically observed at the terminations of large fault planes. E-W striking thrust planes that could represent the front of a large nappe do not really exist. Those that are E-W striking seem to accommodate small amounts of shortening and be related to a wide, distributed fold and thrust zone, which forms the eastern continuation of the Pyreneo-Provençal belt (**Fig. 17**).

In summary, we conclude that the Digne Nappe is displaced dominantly westward (N255°), as also suggested by a recent study (Schwartz et al., 2016). Hence, minimum displacements estimated along NNE-SSW sections (e.g. Graham et al., 2012; Balansa et al., 2022) are likely to be significantly overestimated. Another outcome is that the afore-described boundary between E-W striking and N-S striking structures along the Guillaume-Castellane Fault (**Fig. 17**) would coincide with a transition between W-directed and S-directed displacement. Therefore, the transition from NNW-SSE to E-W in the External Zone is abrupt. Continuous, radial, arc-perpendicular displacements do not exist there, excepted for the areas in the immediate surroundings of the Argentera Massif.

II.IV.2 - Interpretation of structures in the southern External Zone

Interestingly, the abrupt transition described above, between N-S to NNW-SSE and E-W structures, is located along a NE-SW fault which is aligned with the southern termination of the crustal root below the Internal Zone (**Fig. 17**; Paul et al., 2022). The deepest part of the orogenic wedge strikes N-S to NNW-SSE, parallel to the orogen axis, from the Argentera Massif northward, and it is interrupted along a nearly E-W line east of the Argentera massif (**Fig. 17b**). South of this line the crust of the Internal-, and to a minor degree also of the External Zone, is much thinner. This sudden E-W interruption of the otherwise N-S striking Moho surface (**Fig. 17b**), coincides with the southern termination of the Ivrea body (e.g., Kissling, 1984; Schmid et al., 2017), which represents the base and margin of the Adriatic crust. Its southern termination coincides with the southern termination of the Adriatic mantle and Adriatic Plate in their upper plate position.

Because no significant extensional faults are known in this area, the thickness change indicated by the Moho proxy map (**Fig. 17b**) must result from significantly smaller amounts of shortening in the area south of the Argentera Massif. This observation is consistent with the idea of different tectonic processes acting independently from one another to shape these areas north and south of the southernmost Argentera Massif area. Alpine shortening in the strict sense, i.e. in terms of accommodation of convergence between Adria and Europe, probably does not affect the area

located south of the southernmost Argentera Massif, namely the E-W segment of the arc. As a consequence, the complete shape of the arc would result from the juxtaposition of two distinct structural domains, one located north of the Guillaume-Castellane Fault (**Fig. 12a**) belonging to the Alps s.s. and one located south of this line belonging to the Pyreneo-Provençal orogen.

In summary, E-W striking structures extending from the Pyrenees to the External Zone in the Western Alps, notably in the Castellane arc and the Baronnies area, are of Pyrenean origin (Staub, 1924; Lemoine, 1972; Siddans, 1979; Balansa et al., 2022), as indicated by their pre-Eocene-Oligocene age, and by their spatial distribution of shortening, whose amount dramatically decreases towards the Alpine Chain. Thus, in spite of incomplete dating of the E-W striking structures, the spatial distribution of shortening, the abrupt transition between E-W and N-S shortening, and the non-parallel orientation between E-W structures and the axis of the Alpine Chain, all suggest that Alpine-age shortening in the southern, E-W segment of the External Zone is kinematically unrelated to Alpine collision s.s., i.e. to the accommodation of Adria-Europe convergence. The Neogene reactivation of these structures is discussed in the paragraphs below.

The radial character of the inferred Alpine transport directions (e.g., Platt et al., 1989) is thus limited to a progressive change from northward- in the Central Alps to W- or WSW-directed displacements in the Digne nappe (**Fig. 16a**). In the External Zone, from the Nice arc to the Vercors (**Fig. 12a**), no additional gradual change to SSW- or southward displacement is observed, but a sudden change from westward or WSW, to southward.

These arguments and conclusions provide a rationale to the very different past interpretations on the western extent of the Alpine arc. Some authors include all the Chaînes Subalpines, incorporating Diois and Baronnies, into the arc of the Western Alps (e.g., Schmid and Kissling, 2000; Kempf and Pfiffner, 2004), others let it terminate along the outer boundary of the Castellane arc and Nice arc (e.g., Staub, 1924 ; Laubscher, 1988 ; Roure et al., 1989). The present interpretation differs from all previous ones as it excludes not only the Baronnies and Diois chains, but also the Castellane-Nice one from the arc of the Western Alps s.s., i.e. from the arc formed by NW-directed collision of the Adriatic Indenter and the European margin.

The latter interpretation links the arcuate structure of the External Zone of the Alps with two distinct processes : (1) an uni-directional NW-directed indentation of Adria against Europe to form the Central Alps and the Northwestern Alps (the NW Alps being defined as the structures striking from the Pelvoux and Dora Maira massifs northward); (2) a Pyrenean origin for the southern, E-W striking part of the arc, with some post-Tortonian reactivation, possibly due to the Europe-Africa convergence, hence associated with the inversion of the Liguro-Provençal Basin.

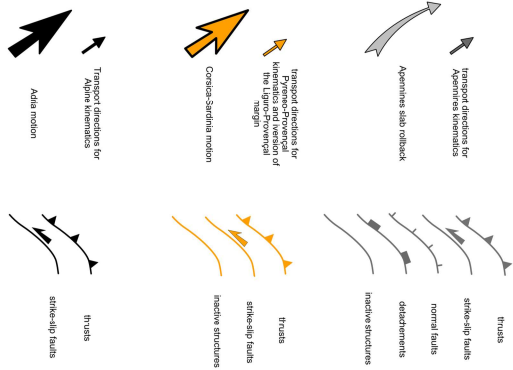
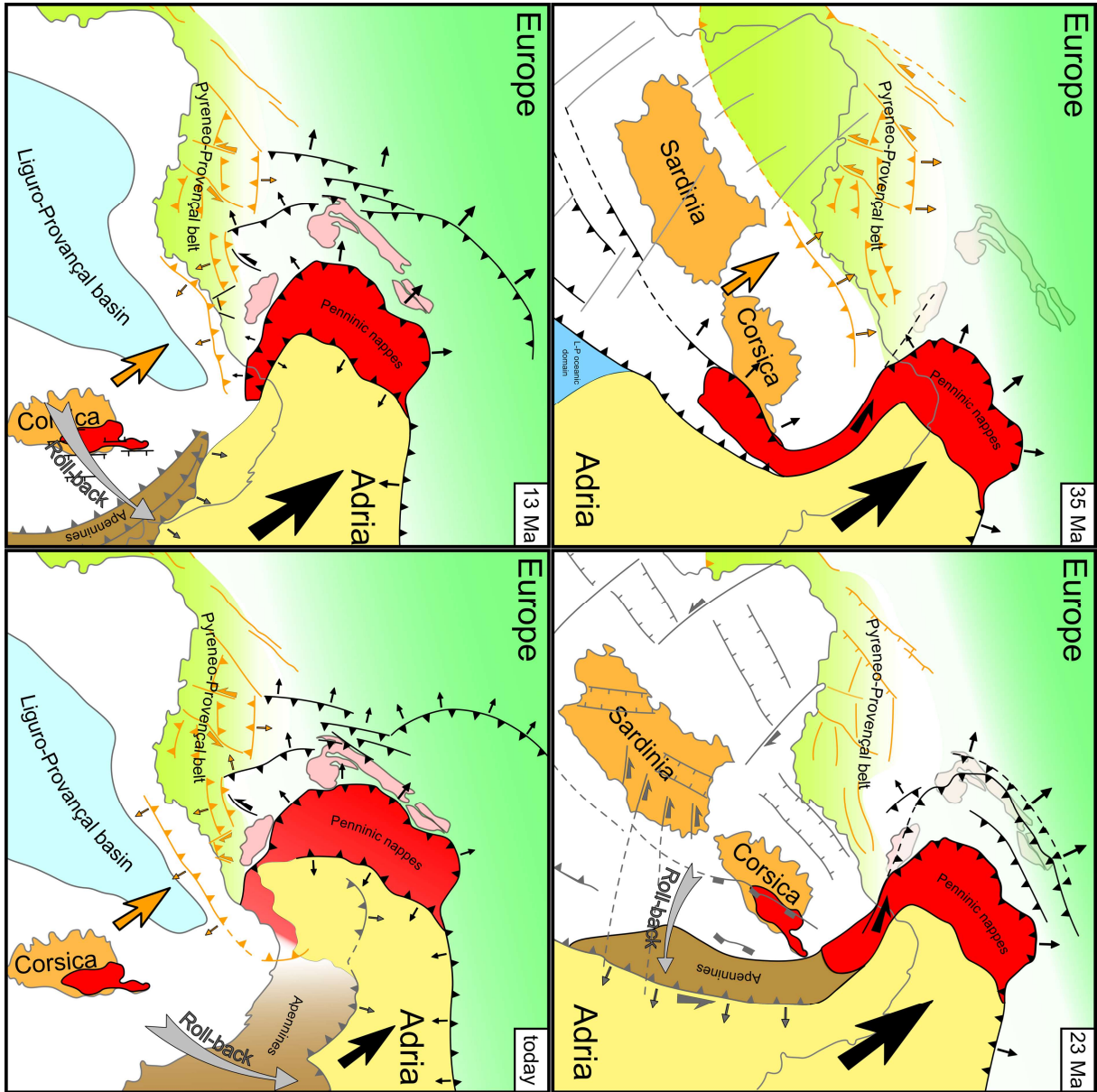


Figure 20 : Tectonic model of the Alpine collision (modified from the reconstruction of Romagny et al., 2020).

II.IV.3 - Building the southern, E-W-striking arc segment in the Internal Zone

The E-W striking Ligurian Alps underwent a counter-clockwise rotation of 50° between lower- and mid-Miocene (23 Ma; Speranza *et al.*, 2002) as indicated by numerous paleomagnetic data in the Tertiary Piedmont Basin (**Fig. 12a**) (Maffione *et al.*, 2008). This rotation (Maffione *et al.*, 2008) is contemporaneous with an anti-clockwise rotation of the northern Apennines is linked to an oroclinal flexure of this orogen (Speranza *et al.*, 1997). Therefore, the E-W orientation of the Ligurian Alps likely results from the Apennine flexure rather than from Alpine collision.

Indeed, the Ligurian Alps are in the hangingwall of the Apenninic Frontal Ramp (**Figs. 11, 12a**). Thus N-S shortening recorded in this northernmost part of the Apennines likely affects the Ligurian Alps and can explain its E-W orientation. This implies that at present and during collision, the Ligurian Alps belong to the upper plate of the Apenninic subduction system and not to the lower plate of the Alpine orogen.

In addition, the interaction between the southern and northern terminations of the Alpine and Apenninic slabs, respectively, each of them migrating away from the other, can result into the lateral bending that would also rotate them towards an E-W orientation (Király *et al.*, 2016; 2018). All these processes may explain the E-W orientation of the southern segment of the Alpine arc, even in the Internal Zone, i.e. east of the Pyrenean-Provençal belt.

II.IV.4 - New kinematic model

In summary, we propose a new kinematic model for the formation of the Alpine arc, that we describe in the following.

During Eocene times (i.e., before 35 Ma, **Fig. 20a**), the Internal Zone is already arcuate as a consequence of subduction processes, as indicated by retro-deformation of collisional shortening, (**Fig. 20**, Bellahsen *et al.* 2014). This structure is probably associated with slab retreat, as described by Royden (1993) and Wortel & Spakman (2000) for the development of all peri-Mediterranean orogenic arcs (Aegean, Alboran, Carpathian, Apenninic-Calabrian). Hence, against the vast majority of the literature (Tapponnier *et al.*, 1977; Laubscher, 1990; Schmid *et al.*, 2004; Handy *et al.*, 2010; Dumont *et al.*, 2011; 2012) we suggest that shortening linked to Adriatic indentation only amplifies an already existing arc structure.

Meanwhile, the Pyrenean-Provençal belt produces E-W structures reaching as far as the Alpine foreland, giving rise to the present-day E-W arc-segments in the External Zone (e.g., Castellane arc). At 35 Ma (**Fig. 20b**), Alpine collision leads to the amplification of the 90° arc in the External

Zone, from the Aar- to the Argentera Massifs, as a result of NW indentation of the Adriatic Plate into the European margin. The southern termination of this arc corresponds to the Pyrenean-Provençal belt in the West (External Zone) and to the Ligurian Alps in the East (Internal Zone). Several process can explain the E-W orientation of the Internal Zone: (1) between 23 and 13 Ma (Maffione *et al.*, 2008; **Fig. 20c**), oroclinal bending of the Northern Apennines causes 50° of counter-clockwise rotation also affecting the Ligurian Alps, as suggested by paleomagnetic data from the Tertiary Piedmont Basin (Maffione *et al.*, 2008), which overlies with a discordant sedimentary contact the Internal Zone.. Such rotations may be linked to N-S shortening along the Apenninic frontal ramps exposed north of the Ligurian Alps (**Fig. 12a**). Alternatively, and/or in addition to the latter process, counterclockwise rotation of the Ligurian Alps may follow a deep-seated bending of slab terminations (Alpine and Apenninic) dipping in opposite directions (Király *et al.*, 2016).

Further West, the E-W striking part of the Alpine arc in the External Zone records small amounts of Miocene N-S shortening, which can be dated to post-Tortonian time (**Fig. 20d**) in several areas. The exact origin of this event, reactivating the Pyrenean structures remains debatable, and it may result from one or more of the following processes: (1) Gravitational collapse of the chain since the Pliocene and its compressive repercussion in the foreland basement activating basement thrusts (Le Pichon *et al.*, 2010) and uplift of the Argentera (Bigot-Cormier *et al.*, 2006); (2) gravity sliding linked to thin-skin tectonics, sometimes associated with salt tectonics in the foreland, which decouple the basement from its entire sedimentary cover along decollement levels in Triassic evaporites (Rangin *et al.*, 2010); (3) convergence between Corsica-Sardinia and the Liguro-Provençal margin, associated with the inversion of this margin since 15 Ma, and particularly since the Pliocene (Ritz, 1992; Chaumillon *et al.*, 1994; Larroque *et al.*, 2009; Larroque *et al.*, 2011; Larroque *et al.*, 2012; Bauve *et al.*, 2014; Morelli *et al.*, 2022); (4) NW-SE Alpine shortening with oblique reactivation of E-W Pyrenean structures ; (5) Based on the arguments presented in section III.6 we suggest that convergence between the Corsica-Sardinia block and the European margin is the most plausible cause, despite the negligible amounts of present-day convergence rates between these two domains as recorded by GPS analyses.

II.V. CONCLUSION

Rigid indentation of the Adriatic indenter, generally thought to generate the arcuate shape of the Western Alps cannot explain by itself the formation of the entire arc, because it cannot create a radial pattern of displacement, encompassing 180°. Given the generally accepted NW-convergence direction during collision, the fundamental question concerns the origin of N-S oriented shortening in the southern part of the arc. The hypothesis of changing convergence direction through time,

from NW- to W, in order to better explain N-S striking structures and even NW-SE striking ones is not compatible with the increase in Cenozoic arc-perpendicular shortening from the Western to the Central Alps, with the existence of significant Miocene and Pliocene N-S shortening in Central Alps, and even less with Miocene tectonics of the Eastern Alps.

Our kinematic model solves this problem by considering that in spite of its topographic continuity, and its structural continuity in the Internal Zone, the arc results from distinct geodynamic processes acting at different times and in different areas. Following the formation of an arc during subduction, as manifest in the Internal Zone, NW-directed Adriatic indentation amplifies this arc in its northern and western parts. In contrast, its southern E-W striking segment is shaped first (Paleogene) by the eastern termination of the Pyrenean orogen, and later by post-Tortonian shortening on the European margin. Also, during the Miocene, the eastern continuation of this southern segment, namely the Ligurian Alps, are affected by an Apennines-related counterclockwise rotation. Hence none of these processes is caused by the Indentation of Adria and should not be considered as Alpine collision.

III. VERTICAL-AXIS ROTATIONS DURING ALPINE COLLISION INFERRED BY PALEOMAGNETIC DATA.

III.I. INTRODUCTION : TECTONIC INTERPRETATION OF PALEOMAGNETIC DATA

The magnetic properties of rocks provide valuable information about the tectonic history on several scales. The measurement of the natural remanent magnetization (NRM) of a rock, in particular, allows the deviation of the measured magnetization direction from the magnetization direction it theoretically recorded at the time of its deposition to be calculated.

In order to provide tectonic interpretations of paleomagnetic directions one must take into consideration the age of magnetization and the geographical coordinates of the site studied. Indeed, the direction of paleomagnetic directions depends essentially on the latitude and longitude of the sampled site at the time the rock forms.

By analysing large numbers of paleomagnetic data collected from stratigraphic series covering large time intervals within tectonically relatively stable areas (not having undergone block rotation), the spatial evolution of the apparent magnetic pole position over time can be reconstructed. As the Earth's magnetic pole is stable over time, this apparent drift (Apparent Polar Wander Path - APWP; Torsvik et al., 2012) corresponds to the drift of tectonic plates (Fig. 21a). Statistical analysis of large-scale paleomagnetic data is therefore a powerful tool for paleogeographic reconstructions (Torsvik et al., 2012).

These APWPs, now available for most regions, and in particular for regions adjacent to the Alpine domain (Torsvik et al., 2012), can also be used as a reference to study more local tectonic events. Indeed, by comparing the paleomagnetic direction of a given paleomagnetic site with the reference direction calculated from its corresponding APWP, the rotations suffered by this primary NRM direction can be determined and interpreted from a tectonic point of view.

The use of paleomagnetic rotations in continental deformation zones seems to be relevant in particular in the study of the following tectonic processes :

Oroclinal bending, which corresponds to the development of an arcuate orogen or a belt of arcuate folds and thrusts. Vertical axis rotations are highlighted by the deflection of paleomagnetic directions around arcuate structures. If the rotations are symmetrically distributed on both sides of the arc (Fig. 5), the latter is inferred to develop from a more or less straight structure at the origin. This process, called oroclinal bending, can be either integral, or partial. In order to study the oroclinal bending in an arcuate structure, the oroclinal test, i.e. the rotation vs. main fold axes diagram (Fig. 5), allows to determine the correlation between rotations, calculated from

paleomagnetic data, and the directions of structures. In the first case the arc is considered an orocline according to the classification of Yonkee & Weil (2010), and it evolves from a perfectly rectilinear structure, through vertical axis rotations that perfectly match the rotation undergone by the orogen structure, i.e. the slope of the best fit line in oroclinal test diagrams (Fig. 5) equals 1. Partial oroclines result from the amplification of an already existing arcuate structure, inherited from a

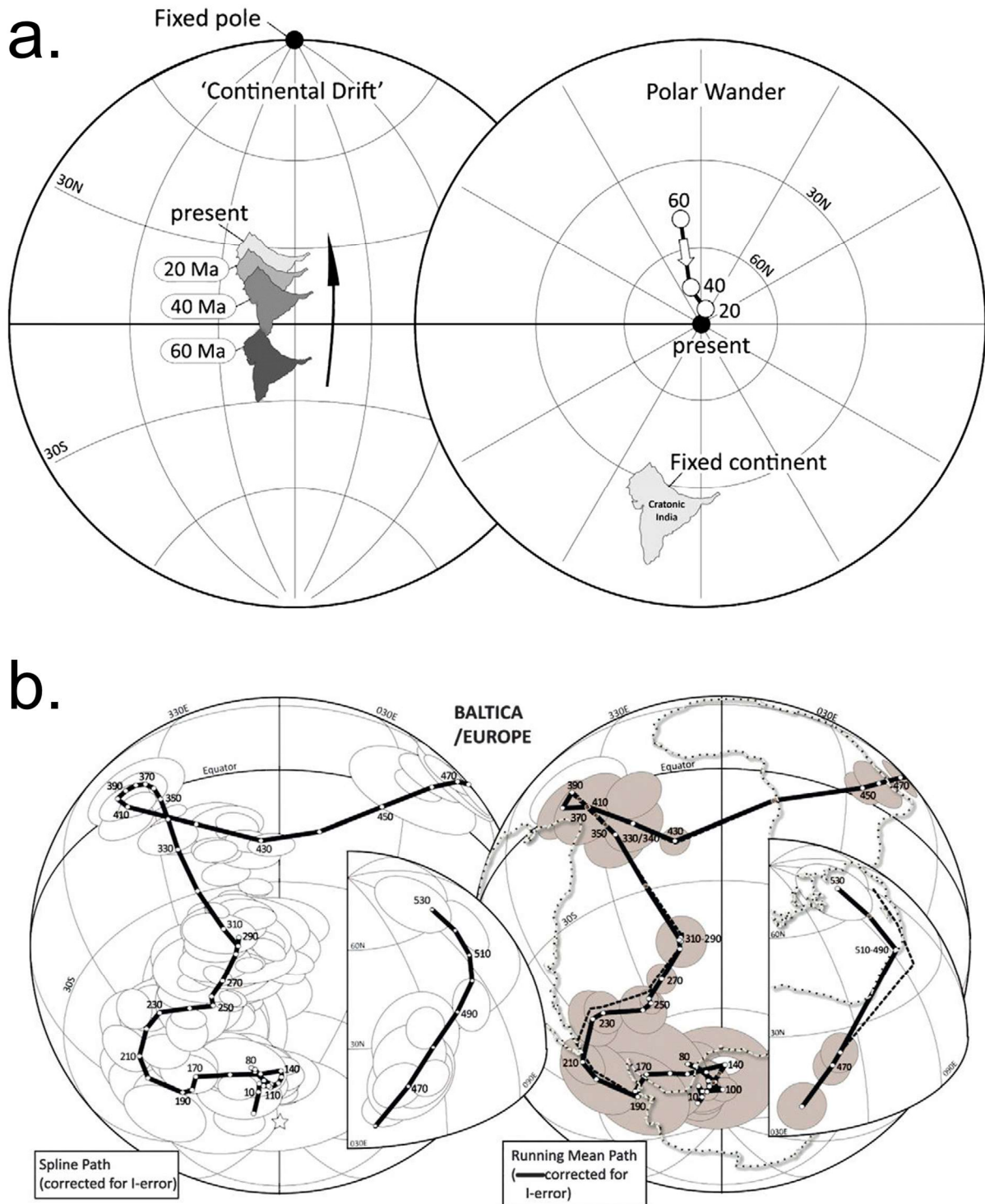


Figure 21 : a) Inferred evolution of apparent magnetic pole Torsvik et al. (2012) as indicator of continent drifts. b) APWP of Europe (Baltica). After Torsvik et al. (2012).

period preceding the time at which the paleomagnetic signal is recorded by the rock units. Such arcs are also called progressive arcs (Fig. 5). Vertical axis rotations constrained by paleomagnetic directions are only partially proportional to the amount of rotations that affects the direction of the orogen structures (slope 0 and 1 in oroclinal test diagrams, Fig. 5). Therefore, if vertical axis rotations interpreted by the deviation of the paleomagnetic declination, are not at all correlated with the evolution of the direction of the structures of an orogen, such arcs are entirely inherited from a period preceding the NRM recorded in the rock samples. Such arcs are termed primary arcs (Yonkee & Weil, 2010). The direction of the structures for which the rotation is null correspond, theoretically to the initial average direction of the structures before the onset of the oroclinal bending.

One classical model explaining these rotations is the "domino" or bookshelf model in which blocks are rotated between two parallel strike-slip faults having the same shear sense (Ron et al., 1984, McKenzie & Jackson, 1986; Nur et al., 1986). Between these strike-slip faults, oblique ones of opposite shear sense with respect to the former, parallel faults develop, in order to accommodate bloc rotations (Fig. 22). This model is proposed to explain vertical axis rotations in different areas of the Alps and its neighboring regions, namely in the sub-alpine ranges (Aubourg and Chabert-Pelline 1999) in the Eastern Alps (Marton et al., 2000). However, this model is rarely completely consistent with structures documented in the field, hence it is often questionable whether it can soundly explain regional vertical axis rotations.

The effect of strike-slip faults or shear zones depends in part on the behaviour of the crust. The possible behaviours of the crust under the effect of such a deformation can be described with 3 different models, according to Hernandez-Moreno *et al.*, 2014; 2016). The first model, corresponding to the "dominos" model is the discontinuous model (Fig. 23a). In Figure 23, which presents a more complex model than the ideal case in Figure 22, a set of conjugate faults develop

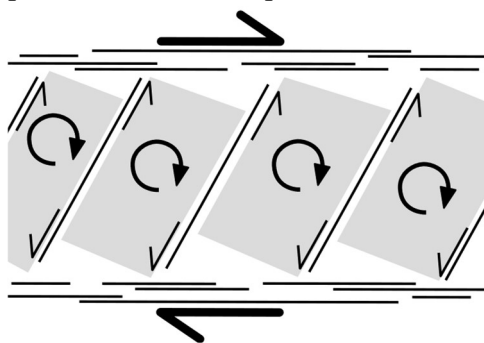


Figure 22 : Domino model showing the synthetic rotation of rigid blocks within a strike slip-zone, accommodated by antithetic strike-slip along the boundaries of each block (Ron et al., 1984; Nur et al., 1986; Aubourg and Chabert-Pelline, 1999).

in the shear zone resulting in both counter-clockwise and clockwise rotations depending on the kinematics of the boundary faults Ron et al., 1984; Garfunkel and Ron, 1985; McKenzie and Jackson, 1986). In this model the secondary fault, in opposition to the major strike-slip faults which line the shear zone, rotate with the blocks (McKenzie and Jackson, 1986; Nur et al., 1986). The rotation can continue until the blocks and their boundary faults are parallel to the major faults, i.e. up to a maximum rotation of 90°.

The second model is the quasi-continuous model (Fig. 23b) in which corresponds to a fracturing of the crust into a multitude of small rigid blocks whose size depends on the distance from the fault (Piper et al., 1997; Randall et al., 2011). The rotations are in the sens of strike-slip fault, i.e. clockwise for dextral strike-slip and counterclockwise for sinistral strike-slip fault, and their amounts increases toward the faults depending of its offset and can exceed 90° (Piper et al., 1997).

The last model is the continuous model (Fig. 23c), which considers that the upper crust can be assimilated to a continuous medium if the active faults accommodating the regional deformation are characterised by a length at least one order of magnitude shorter than the observed dimension (McKenzie and Jackson, 1986). The continuous model assumes that the upper crust, which is considered to be uniform across the deformed zone, is plastically deformed, producing rotations whose direction is equivalent to that of the rifting and whose amount increases towards the fault, up to 90°.

Rotations of paleomagnetic directions can also correspond to rotations of individual crustal blocks, in which case a characteristic amount and sense of rotation affects a whole region, i.e. all magnetic declinations of that region show the same deviation with respect to their originally recorded declination, provided it was recorded at the same time. It is the same process as for continental drift but on a smaller scale. This type of rotations can generally be dated if sufficient data are available from formations of different ages. This is, for example, the explanation proposed for the Adriatic plate Collombet et al (2002), but also for the Corsica-Sardinia block (Speranza et al., 2002). In the case of the Corsica-Sardinia block rotation is associated with the opening of the Liguro-Provençal basin to the northeast and the retreat of the Adriatic subduction to the east (Speranza et al., 2002; Molli and Malavielle, 2011). This rotation thus finds a tectonic explanation

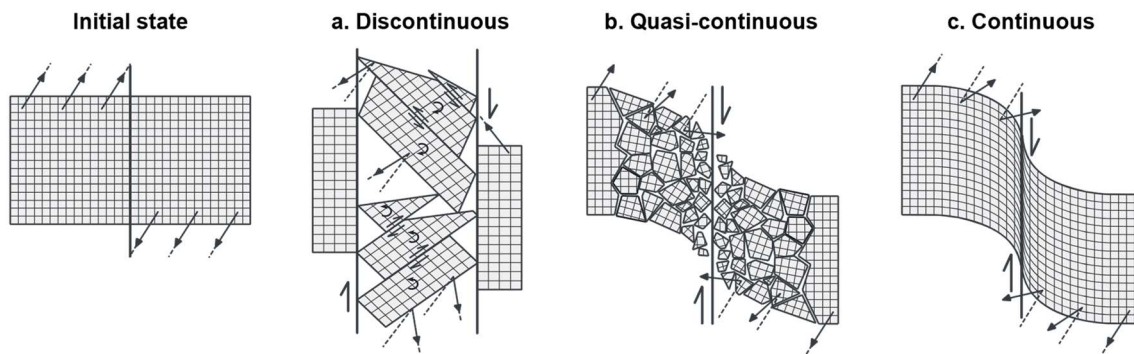


Figure 23 : Main kinematic models from the literature of block rotation pattern related to strike-slip fault systems. Rectilinear arrows represent an original magnetization direction, subsequently rotated by tectonics (the unrotated magnetization direction is shown by dashed lines).

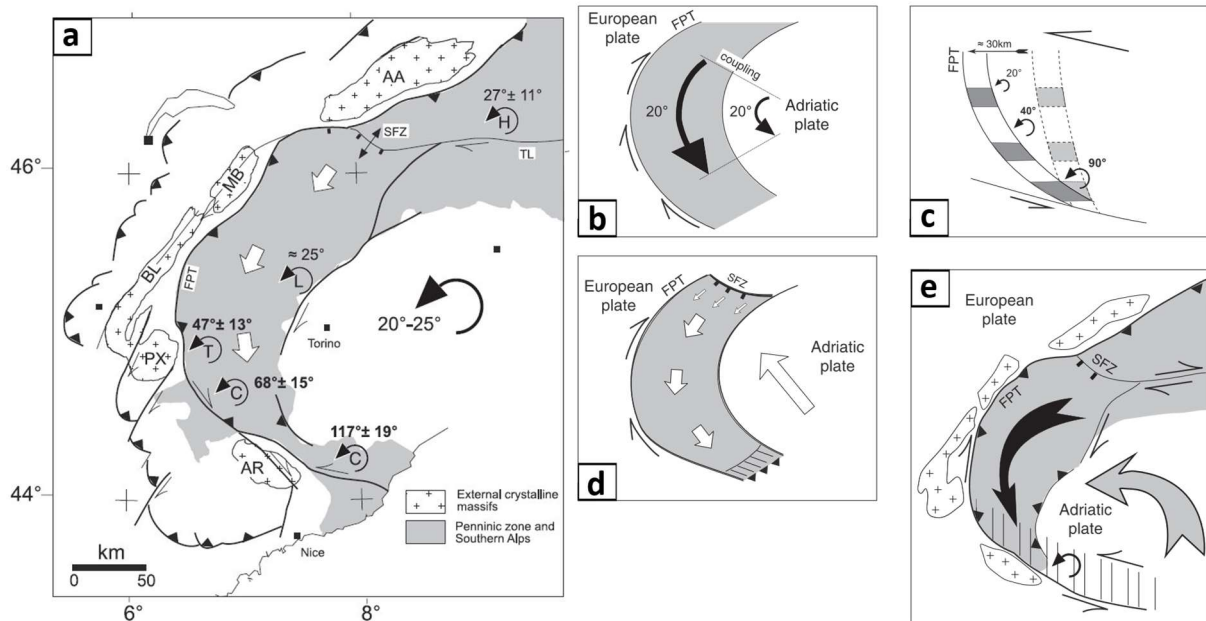


Figure 24 : a) Simplified tectonic map of the western Alps outlying the Neogene kinematics and inferred vertical-axis rotations based on paleomagnetic data by Collombet et al. (2002). White arrows indicate the inferred southward displacement of the internal Alps. AA: Aar; AR: Argentera; BL: Belledonne; MB: Mont Blanc; PX: Pelvoux; FPT: Frontal Penninic Thrust; SFZ: Simplon fault zone; TL: Tonale Line. b, c, d and e) Various mechanisms inferred to explain rotations in the western Alps after Collombet et al. (2002). b) Coupled rotation of Adriatic plate, Ivrea body and internal Alps. Right-lateral arc-parallel faults are expected along the margin of the arc; gray: internal Alps. c) Left-lateral shear, broadly distributed in the southern part of the Alpine arc accommodates the relative displacement between the Adriatic and European plates. Associated rotations increase to the south toward the velocity boundary. d) Southward extrusion of the internal Alps south of the Simplon fault zone (SFZ) in response to indentation of the Adriatic plate. Extrusion along curved FPT induces counterclockwise rotations. Amount of rotation depends upon the quantity of horizontal displacement and arc curvature. e) Composite rotation model. The gray domain suffers anticlockwise rotation related to rotation of the Adriatic plate and to southward extrusion south of SFZ. To the south (hatched pattern) the western Alps suffer anticlockwise rotation related to left-lateral shear accommodating relative motion between Adria and Europe. Crosses: external crystalline massifs (Collombet et al., 2002).

and the mechanisms that accommodate this displacement are quite convincing from a tectonic point of view, which is not the case for the Adriatic indenter.

The present study has three main objectives. First to assess whether the Western Alpine arc as a whole is it the result of oroclinal bending, or whether it is partially or completely inherited from tectonic events preceding Alpine collision. Second, to determine if specific sectors of the SW Alps, whose present orientation is difficult to reconcile with NW-directed convergence and indentation (Rosenberg et al., 2021), attain such orientation as a consequence of significant vertical axis rotations, and if so, characterize their amplitude and timing. Finally, to use paleomagnetic data to highlight whether or not an Oligo-miocene rotation of Adria really exists, as claimed by many kinematic models (Fig. 24), e.g., in spite of data sets that are rather incomplete (Collombet (2001); Collombet et al., (2002).

III.II. PREVIOUS INTERPRETATIONS OF PALEOMAGNETIC DATA IN THE EXTERNAL ZONE OF THE ALPINE CHAIN

The importance and consequences of vertical axis rotations for the formation of the Alps is first proposed by Gidon (1974). He raises the question of a "vortex origin of the Alpine arc" by comparing the shape of the orogen with that of vortices observed in the atmosphere (Gidon, 1974). The movement of the air masses would find an analogy in the movements of the different domains of the Alps, corresponding to a generalized counterclockwise rotation allowed by dextral displacements along the Periadriatic Fault and the Pennine Front (Gidon, 1974). Furthermore, GPS studies in the Alpine region indicate a current counterclockwise rotation of the entire Adriatic plate (Caporali & Martin, 2000; Calais et al., 2002; Vigny et al., 2002; Nocquet, 2012), around a rotation pole located near Milan (Calais et al., 2002; Nocquet, 2012).

Since then, several models of rigid-body rotation of the Adriatic plate around a vertical axis are proposed to explain the formation of the Western Alpine arc, notably some of them based on paleomagnetic data.

Based on paleomagnetic data, Collombet et al. (2002) propose a 20-25° counterclockwise rotation of the Adriatic plate, whose rotation pole is not specified, and a 25° counterclockwise rotation of the Internal Zone that increases towards the south of the arc, where it reaches 117±19° east of the Argentera Massif. These rotations would begin at the end of the Oligocene (Collombet et al., 2002), i.e., at the onset of Alpine collision. On the basis of these paleomagnetic interpretations, they propose four kinematic models of rotation affecting the Western Alps during collision (Collombet et al., 2002).

The first one (Fig. 24b) corresponds to an anti-clockwise rotation of the Adriatic plate coupled to the Internal Zone, which implies the existence of a primary (pre-collisional) arc, thus precluding that its formation is due to Adriatic rotation. This first model does not explain the observed increase in southward rotation.

The second one (Fig. 24c) corresponds to sinistral simple shear south of the arc, which explains the increase of counterclockwise rotation south of the arc, which is poorly described in the field-based literature (Ricou, 1980; 1981; 1984; Lefevre, 1984; Ricou & Siddans, 1986; Piana et al, 2009; D'atri et al., 2016; Piana et al., 2019), but often used in tectonic models of the Western Alps and associated with a westward indentation of the Adriatic plate (Laubscher, 1991; Ford et al., 2006; Schmid et al., 2017; chapter III of this thesis). Collombet (2001) further proposes that this sinistral shear accommodates a displacement of 25 to 37 km.

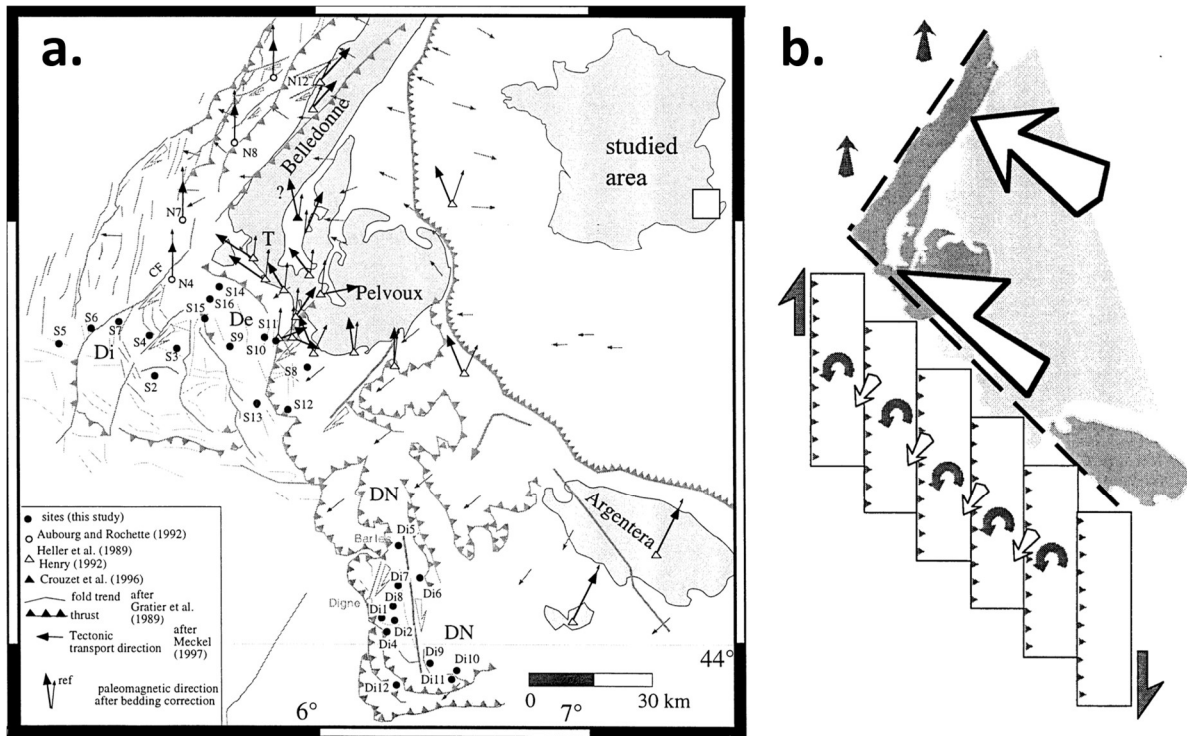


Figure 25 : a) Structural map of the western Alps showing tectonic transport directions and paleomagnetic data acquired and compiled by Aubourg & Chabert-Pelline (1999). T = Taillefer; Tr = Trièves; De = Dévoluy; Di = Diois; Dn = Digne Nappe. Thick arrows: declination of the paleomagnetic direction. Thin arrows: expected declination of the paleomagnetic of reference (Aubourg & Chabert Pelline and references therein). b) Model of anticlockwise block rotations according to "domino" model (Ron et al., 1984; McKenzie & Jackson, 1986; Nur et al., 1986) by Aubourg & Chabert-Pelline (1999).

The third model (Fig. 24d) proposes a lateral extrusion of the internal units under the effect of a NW-indentation of the Adriatic plate (Collombet et al., 2002) but does not involve any rotation of the Adriatic plate and does not explain in the inferred rotations of the Internal Zone.

The last one (Fig. 24e) is a hybrid model involving rotation and indentation of the Adriatic plate leading to a transition from a northward to a westward indentation, in addition to the southward lateral extrusion of the internal units and a sinistral shear south of the arc (Collombet et al., 2002). This complex model implies several unproven mechanisms, i.e. significant dextral strike-slip displacement along the PFT and significant sinistral displacement south of the arc (Collombet et al., 2002).

Recent tectonic models involving westward indentation tend to link the shift from northward to westward or WNW indentation to these inferred rotations of Adria (Dumont et al., 2011; 2012; Schmid et al., 2017). However, this change in indentation direction, the timing of which is inferred to vary between the Oligocene and Miocene (Dumont *et al.*, 2011; 2012), generally involves rotations much larger than the 20° proposed by Collombet et al. (2002), or Vialon et al., (1989) on the base of paleomagnetic data. Moreover, it has been shown that the Europe-Adria convergence most likely remained NW-SE oriented throughout the collisional period (Rosenberg et al., 2021).

A major constrain on the amount and timing of rotations is provided by a paleomagnetic study focused on the TPB (Tertiary Piedmont Basin; Maffione et al., 2008). It indicates that it does not rotate by more than 10° since at least the Middle Miocene, suggesting that this maximum amount and age of rotation affects the rest of Adria as well (Maffione et al., 2008). This means that if larger rotation of the Adriatic plate occurs during collision it needs to take place between 35 and 13 Ma.

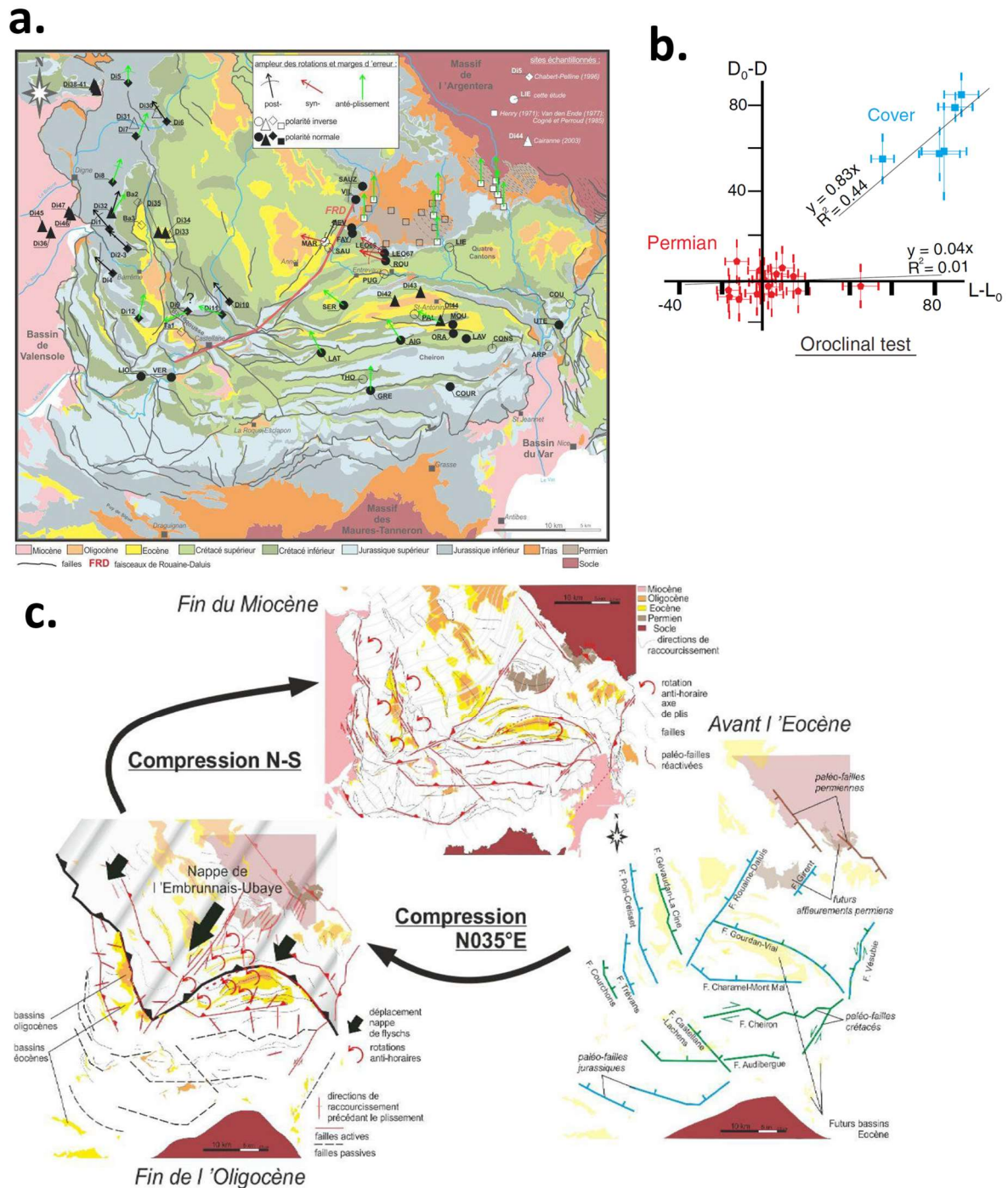


Figure 26 : a) Paleomagnetic data and their inferred magnetisation age acquired and compiled by Sonnette (2012). b) Oroclinal test performed with these data by Sonnette et al. (2014). c) Conceptual model of curvature development of the Castellane arc after Sonnette (2012).

Additional constraints on rotations of the Alpine and its neighbouring regions are provided by paleomagnetic studies of the Corsica-Sardinia block, which is characterized by a 50° counterclockwise rotation between 23 and 16 Ma (Speranza et al., 2012). This rotation is related to the opening of the Liguro-Provençal basin (Molli & Malavieille, 2011; Speranza et al., 2002; Rosenbaum & Lister 2004a; 2004b) and it must occur around a pole located at the NE end of the Liguro-Provençal basin. Some authors propose that this rotation is associated with the one observed in the TPB and in Liguria (Maffione et al., 2008; Schmid et al., 2017). However, if this is the case, it could not affect the southern part of the Western Alps arc since this region is north of the Liguro-Provençal basin and therefore does not undergo these rotations.

In the Western Alpine External Zone, several studies focus on vertical axis rotations and their consequences on Alpine kinematics (Gratier et al., 1984; Aubourg & Chabert-Pelline, 1999; Sonette et al., 2014). The paleomagnetic dataset (Fig. 25a) suggests counterclockwise rotations, of highly variable intensity in the External Zone, SW of the arc (Westphal, 1973; Menard & Rochette, 1992; Crouzet et al., 1996; Aubourg & Chabert-Pelline, 1999; Sonette et al., 2014), except in the Permian cover of the Argentera massif (Bogdanoff & Schott, 1977; Cogné & Perroud, 1985; Sonnette et al., 2014) and in the Mesozoic cover of the western Belledonne massif (Aubourg, 1991), where barely any rotation takes place throughout the Alpine history.

Aubourg & Chabert-Pelline (1999) propose a set of counterclockwise rotations of blocks in the External Zone, SW of the arc accommodated by thrusts, which also involve a dextral component of displacement, along to the basal thrust of the Digne nappe (Fig. 25b). Such kinematics are not documented by structural, field-based studies in the Southwestern External Zone and paleomagnetic data seem too heterogeneously distributed and variable to construct a sound, simple kinematic model. Sonnette et al. (2014) interpret the orientation of paleomagnetic and AMS (Anisotropy of Magnetic Susceptibility) data as due to slip of the Mesozoic cover over a detachment level in the Triassic evaporites, in order to reconcile the large counterclockwise rotations (~64°; Sonette et al., 2014) measured in the Castellane arc (Fig. 26a) and the absence of rotation measured in the Permian of the Barrôt dome, inferred to underly the rotated Mesozoic sequence.

Sonnette (2012) proposes a new tectonic interpretation of paleomagnetic data in the Castellane arc (Fig. 26c), E-W branch of the Alpine arc, and on the correction of rotation following remagnetisation. Indeed, a Neogene re-magnetization in this region is highlighted in previous studies (Chabert-Pelline, 1996; Katz et al., 1998; Aubourg and Chabert-Pelline, 1999). Sonnette (2012) interprets some of the data from his compilation in the N-S-striking branch of the Castellane arc (corresponding to the Digne Nappe; Fig. 26a), as evidence of a relatively small (~18°) clockwise rotation. According to him, these data correspond to sites where the primary (Late Jurassic, Aubourg

& Chabert-Pelonne, 1999) magnetization is preserved, in contrast to sites showing about 40 degrees of counterclockwise rotation that would have undergone Neogene re-magnetization. Logically, he subtracts the (pre-Neogene) re-magnetization clockwise rotations from the post-re-magnetization counterclockwise rotation values, which allows him to conclude that the N-S-striking branch of the Castellane arc undergoes a clockwise rotation of about 60° before the Neogene (Sonnette, 2012). This interpretation allows him to show that the inferred rotations are perfectly correlated with the direction of the structures (Fig. 26b), except for the Permian data that does not show any rotation in the dauphinois basement since the Permian time (Sonnette et al., 2014). Sonnette et al. (2012, 2014) proposes that the Castellane Arc is therefore produced by oroclinal bending in the cover decoupled from the basement through a decollement level in the Triassic evaporites.

However, the structural inheritance of the Pyrenean-Provençal phase is very important in this region (Fig. 16b; Lemoine, 1972; Siddans; 1979), as is that of the various Mesozoic extensive faults according to Sonnette (2012) himself (Fig. 26c). Finally, if a counterclockwise rotation of more than 40° affects the whole southwestern External Zone of the Alps since the Neogene, it is difficult to admit that it does not reorient all structures as the clockwise rotation of the N-S branch of the arc would do.

Paleomagnetic data from most parts of the Alpine region are being measured since 50 years, both in the Internal and External Zones, as well as in the units derived from the Adriatic Plate. Some studies integrate such data into large-scale Plate reconstructions of the Mediterranean region (e.g., Van Hinsbergen et al., 2020). Cardello *et al.* (2015) also seem to have compiled much of the palaeomagnetic data in the Alps, but without attempting to interpret it at the scale of the orogen. Indeed, the fundamental question underlying the presence of an arc, namely its possible formation by oroclinal bending is not discussed, except by Collombet et al. (2002), but without including and analyzing the coherence of all available paleomagnetic data, or for local structures, such as the Nice and Castellane arcs (Sonnette, 2012), without including any rotations of the Adriatic indenter.

III.III. METHOD OF SAMPLING AND PALEOMAGNETIC ANALYSIS

III.III.1 - The paleomagnetic signal

During their formation, rocks record a natural remanent magnetization (NRM) whose orientation parallels to the Earth's magnetic field at a specific moment and locality. As the Earth's magnetic field can be considered stable over time interval larger than that of the deposition process, the declination and inclination of paleomagnetic direction are essentially dependent respectively on the latitude and longitude at which the rock is formed. Only the polarity of the earth's magnetic field reverses over time, forming the basis of magneto-stratigraphy.

This paleomagnetic direction is recorded thanks to the ferromagnetic nature of some minerals, notably iron oxides and hydroxides and some sulfides. The magnetization of these minerals is very dependent on temperature, and each ferromagnetic mineral has a specific temperature, called Curie temperature, above which remanent magnetization is completely annulled.

The NRM of rocks can be the product of several processes including the primary remanent magnetization that is recorded during rock formation and secondary remanent magnetizations that are recorded over time, due to fluid-, metamorphic-, and tectonic events (McElhinny, 1973; Westphal, 1986; Dunlop and Özdemir, 1997; Tauxe, 1998). Two processes are distinguished for primary remanent magnetization : detrital remanent magnetization (DRM) for sedimentary rocks and thermo-remanent magnetization (TRM) for magmatic and metamorphic rocks (McElhinny, 1973; Westphal, 1986; Dunlop and Özdemir, 1997; Tauxe, 1998). As far as secondary remanent magnetizations are concerned, several mechanisms are known, including chemical remanent magnetization (CRM) induced by mineral transformations linked to the burial of rocks and fluid circulation, isothermal remanent magnetization (IRM) caused, for example, by magnetic fields produced by lightning, and viscous remanent magnetization (VRM) acquired under the effect of persistent Earth's magnetic fields over last polarity chron (780 ka) (McElhinny, 1973; Westphal, 1986; Dunlop and Özdemir, 1997; Tauxe, 1998). Geological phenomena such as metamorphism, fluid circulation, or any alteration process therefore superimpose new magnetizations on the records of the original signal (McElhinny, 1973; Westphal, 1986; Dunlop and Özdemir, 1997; Tauxe, 1998).

III.III.2 - Measurement of NRM in rocks

In order to measure the primary NRM, samples are demagnetized, either by applying alternating magnetic fields in three orthogonal directions, or by progressive heating. If by doing so the originally recorded natural magnetization is completely reset then the primary NRM is no longer accessible, whatever the method used, but some methods may allow to estimate the age of the re-magnetization. Indeed, the fold test, which consists in measuring the evolution of statistical clustering of paleomagnetic directions (α_{95}) from each sample from the same site during retro-deformation (back-tilting) of the stratigraphic sequence, can at least determine whether the paleomagnetic record is pre-, syn-, or post-fold (McFadden, 1990; Tauxe and Watson, 1994).

The characteristic remanent magnetization direction (ChRM) is determined for each sample using orthogonal Zijderveld diagrams (Zijderveld, 1967 ; Dunlop, 1979). These diagrams allow to project the evolution of the magnetization vector during demagnetization on 2 perpendicular planes, an horizontal plane and a vertical plane following an E-W or N-S direction. If the evolution of this vector is relatively stable, that is to say when the different demagnetization steps are aligned toward

the axes origin, we can interpret the direction of the ChRM. Then all the vectors corresponding to a given magnetic component from of each sample are projected in stereographic projections which allow to characterize a mean paleomagnetic direction for the whole site thanks to Fisher statistics.

The fold test (McFadden and Jones, 1981; Tauxe and Watson, 1994) is a method in which the statistical clustering of specimens directions, the Fisher's concentration parameter (K) (McElhinny, 1964), or the eigenvector approach of an orientation matrix (Tauxe and Watson 1994), is measured as a function of the percentage of stratigraphic -tilting. This fold test allows us to relatively date the paleomagnetic direction with respect to known tectonic events. If the clustering of individual directions is maximal for total unfolding then the paleomagnetic direction corresponds to a pre-folding magnetization. If the the clustering is maximal for a partially untilting, then the ChRM is acquired during the folding, and finally if the clustering decreases during untilting, then the ChRM is post-folding.

If the samples of a site yield directions of different polarities, the reversal test can be used to assess whether or not, secondary magnetizations are recorded, by comparing the directions carried by the normal and reverse polarity magnetizations (Tauxe et al., 1991). If both ChRMs are identical a unique component is recorded, otherwise it is biased overprinted by secondary magnetizations.

Understanding the magnetic behavior of rocks requires to determine which mineral carries the magnetic signal and what are its characteristics, such as the remanent coercive field (H_{cr}), which is the minimum field strength to be applied to demagnetise the measured rock sample, or the saturation remanent magnetization (M_{rs}), which allows us to understand the magnetic behavior during demagnetization, and eventually or possibly understand the magnetic mineral nature.

Each mineral is characterised by a specific Curie temperature value, at which ferromagnetic minerals lose their magnetisation. Assising the magnetic mineralogy allows us to determine this temperature which is necessary to constrain the evolution of magnetisation during thermal demagnetisation. It also allows us to envisage re-magnetisation stages forrocks samples affected by metamorphism, whose temperature is higher than the Curie temperature of minerals carrying the magnetic signal.

Mineral transformations such as the formation of hematite from a clay matrix above 420°C may occur during thermal demagnetization. These mineral transformations, which results in increase in magnetic susceptibility during thermal demagnetization, can yield a CRM which may bias the paleomagnetic direction measured after these transformations.

A magnetic "grain", depending on its size, may consist of several magnetic domains called Weiss domains. Each of them can be characterized by a different direction of magnetization, it is therefore

necessary that the rocks analyzed are made of grains similar to monodomain crystals. To assess whether this is the case, in the case of the magnetite, the ratio of the saturation remanent magnetization (M_{rs}) to the saturation magnetization (M_s) is compared with the ratio of the remanent coercive field (H_{cr}) to the coercive field (H_c) in a Day plot (Day plot, Day et al., 1977; Dunlop et al., 2002). By doing this one can determine the size of the magnetic grains and whether they are single-domain (SD), pseudo-single-domain (PSD), or multidomain (MD). Grain size partly controls the magnetic behavior of rocks from paleomagnetic direction recording to demagnetization in the laboratory. To interpret paleomagnetic data it is necessary to ensure that the analysed grains are SD-like.

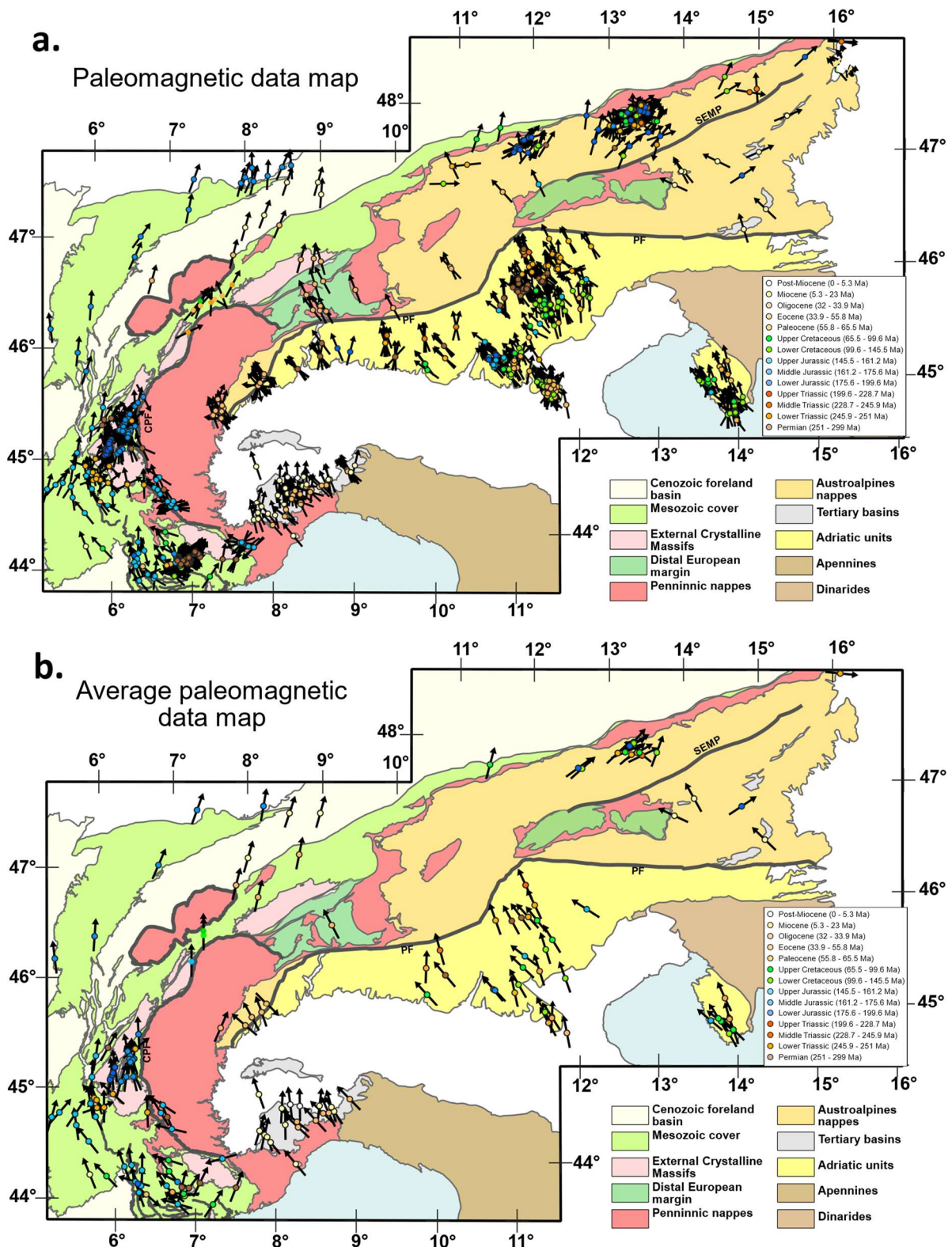


Figure 27 : Compiled NRM declinations throughout the Alpine Chain, plotted on a simplified tectonic map (Bousquet et al., 2012) including main paleogeographic domains. A) All data provided by previous literature in addition to own new data that are presented below. B) Averaged data from larger areas, based on the data of Fig. 27a, in order to visually assess declination directions more easily.

III.III.3 - Compilation of paleomagnetic data from the entire Alpine Chain

No global study of paleomagnetism at the scale of the Alps exists, but numerous paleomagnetic data exist. Van Hinsbergen et al. (2020) present a compilation of such data, in order to provide better constraints for their G-Plates paleo-geographic reconstruction, but remains non-exhaustive, partly selective or averaging some data from various publications. In order to assess the amounts and timing of vertical axis rotations of the Adriatic plate and of the Alpine orogenic prism with respect to stable Europe, a new and complete compilation of paleomagnetic data of the Alpine realm is compiled (Fig. 27a) in this manuscript in addition to a set of new data that are analysed on samples collected in the External Zone of the Western Alps. In total 797 site mean directions (+ 11 new ones from this study) are compiled (Fig. 27a).

Out of all available data of the literature and the newly analysed samples, only those characterized by α_{95} values smaller than 25° , a statistical concentration parameter (k) greater than 10, and an inclination close to the reference inclination (which is explained below), are selected and included in our compilation. These data are divided into 3 main geographical areas: (1) the Adriatic Plate and its nappes, except the Austro-Alpine ones, (2) the Western Alpine Internal Zone including the Austroalpine nappes of the Eastern Alps and (3) the External Zone. The rationale behind this subdivision is to analyse separately the three domains corresponding to the lower plate (External Zone), the orogenic wedge, and the upper plate (Adria). Indeed the Austro-Alpine nappes, which are part of the Alpine upper plate during subduction, are accreted to the subduction wedge and are not part of the upper plate during collision (Rosenberg et al., 2015).

The Penninic nappes and the Austroalpine nappes, in addition to the Nice and Castellane arcs in the External Zone and the Jura Mountains are also studied individually.

In addition to the three data quality criteria mentioned above, we exclude data derived from samples that are located along strike-slip faults. This is a necessary condition, to interpret the data in terms of large-scale regional rotations and not of local rotations due to strike-slip displacements of individual faults (Fig. 23). It is difficult to determine a minimum distance of the area inferred to rotate as a consequence of strike-slip displacement on the main fault. We arbitrarily apply a threshold at a distance of 2500 m from the major faults mapped in the Eastern Alps (Linzer et al. 2002) and on the BRGM 1:50000 geological maps, and remove from the dataset, all samples closer than the latter value to the fault planes, in order to reduce local noise in the data set.

The present comprehensive dataset is shown in Fig. 27a, in addition to a simplified version in Fig. 27b, only showing average paleomagnetic directions from numerous individual data from the same area. The data are grouped by location, characterized by the homogeneity of structure

orientation, by admitting $<10^\circ$ difference in structural direction, and by their stratigraphic age, by admitting <5 Ma difference (average direction of magnetization, calculated with Fisher's statistics on Stereonet®). This selection implies that the data groups are limited in space, but no distance limit is set. In addition, averaging of declinations allows to eliminate sites with too much variability in the ChRM directions of the dataset, hence with an unclear signal. For the purpose of preparing the map of Fig. 27b, the α_{95} limit is set at 30° (instead of 25°) because the entire dataset shows a

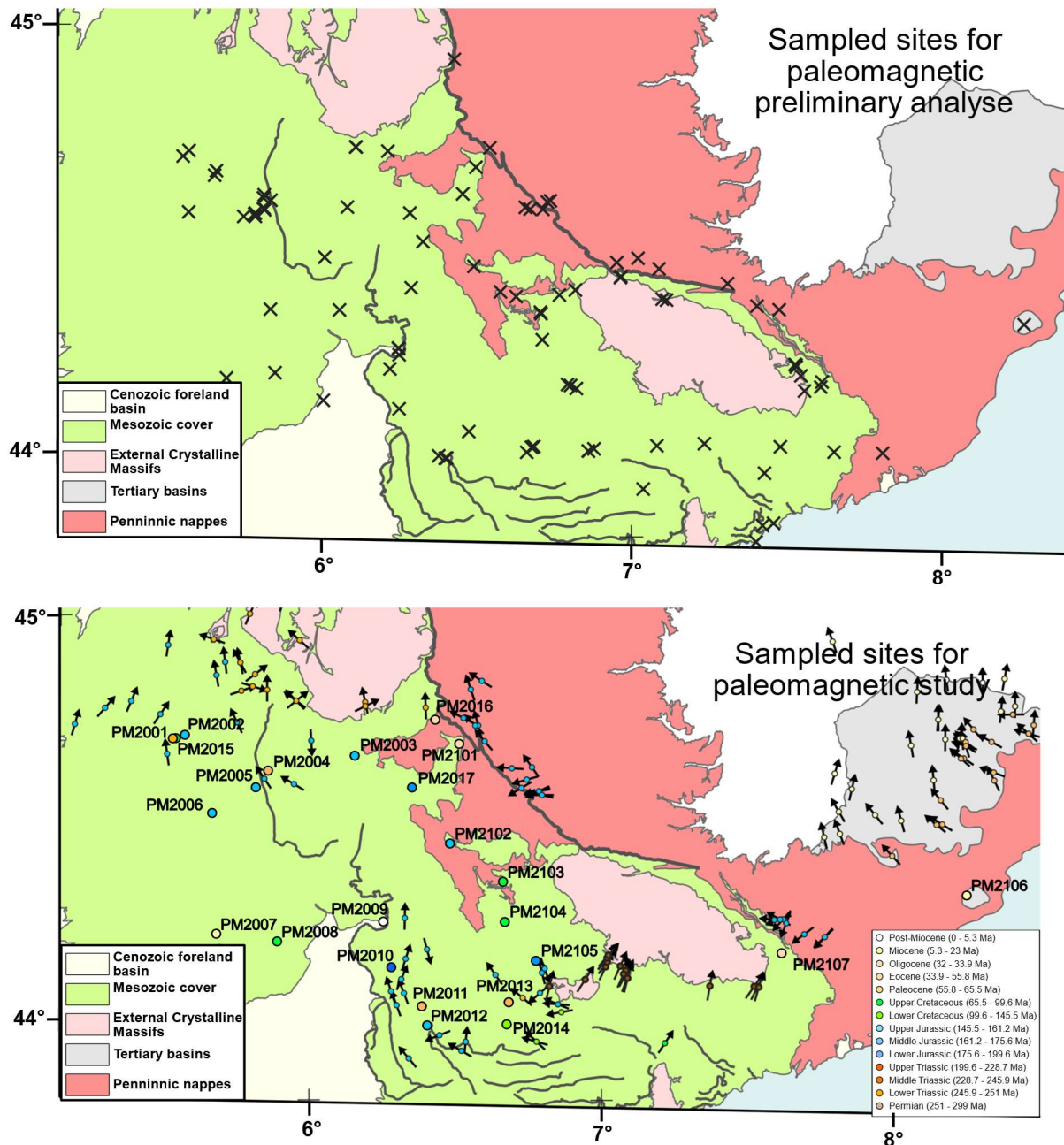


Figure 28 : Maps of the Western Alps showing sites sampled for new paleomagnetic analyses of the present study. A) location of sites sampled for preliminary analyses, completed in order to identify stratigraphic units and areas that may provide NRM declination and inclination during demagnetization. B) location of sites of core-drilled samples (dots) analysed and discussed below in section IV, and paleomagnetic direction compiled in this region (arrows).

marked jump in reliability between a large number of data with α_{95} below 30° and the remaining data with α_{95} averaging above 50° .

III.III.4 - New data acquisition

The acquisition of new paleomagnetic data originally targets two main areas shown in Figure 28a. The first corresponds to the Internal Zone south of the Ubaye valley where the data of Collombet et al. (2002) indicate strong increases in rotation, which are however supported by only two clusters of data, one around the Ubaye valley and one east of the Argentera. It therefore seemed interesting to try to highlight the southward rotation gradient interpreted by Collombet et al (2002). The second corresponds to the SW part of the External Zone, where existing paleomagnetic data are heterogeneously distributed and where their complex interpretations are sometimes unsatisfactory, since they rely on unmapped structures that are not yet described in the literature (Aubourg & Chabert-Pellin, 1999). The main target is therefore to measure the orientation of paleomagnetic direction in rocks of different ages throughout this sector of the External Zone in order to clarify the timing of rotations and to assess whether these rotations vary in space and are linked with the orientation of the main Alpine structures.

After a selection of areas and lithologies based on the existing maps and paleomagnetic data, a manual (i.e. with hammer, but no boring machine) pre-sampling campaign is carried out in order to determine which sedimentary facies are appropriate for NRM measurements. A total of 111 samples are collected from Mesozoic and Cenozoic rocks of all ages in the Dauphinois cover of the SWestern part of the Alpine arc, and in the Briançonnais of the Internal Zone (Fig. 28a).

Their NRM is then measured on an AGICO® JR6 dual speed spinner magnetometer at the Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). The samples characterized by an NRM higher than $0.05 \text{ A}\cdot\text{m}^{-1}$ (under a field of 30 mT) are considered as potential candidates that may provide clear paleomagnetic signals. Out of these 111 samples, 23 fulfill such criteria. The corresponding stratigraphic units in the areas of the “pre-samples” are then resampled with a boring machine, in

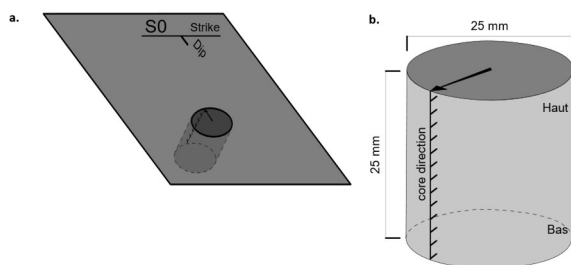


Figure 29 : Sampling method. A) Position of the core and its orientation with respect to stratigraphy. B) Extracted core-drilled sample with its direction sketched on it.

numerous sites (typically around 10) at distances of 10's of m to very few km. Every group of such 10 samples forms one of the new sites that we describe in detail below.

Alltogether, 210 oriented cores (25 mm diameter) (Fig. 29), distributed over 23 sites, were drilled in the field (Fig. 28b and Table 1) and demagnetized in the laboratory (IPG). Alternating field demagnetization tests show the inability of

this method to effectively demagnetize the collected rocks, as previously observed in the Jurassic black shales of this area by Aubourg & Chabert Pellin (1999). Therefore, thermal demagnetization up to 700°C in 13 steps is tested and taken as the efficient method for demagnetization. For each step the NRM is measured with a DC-SQUID cryogenic magnetometer (2G Enterprises, USA) at the Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). The results are processed on Remasoft software (AGICO®), as well as on the paleomagnetism.org 2.0 platform (<https://www.paleomagnetism.org/>); Koymans et al., 2016), which allow on the one hand to calculate the reference magnetization directions for each site from the Adria and Europe APWPs (Torsvik et al., 2012), as well as to perform the fold test.

At the same time, a representative sample from each site is powdered and analyzed to characterize its magnetic mineralogy and magnetization characteristics. These powders are used to

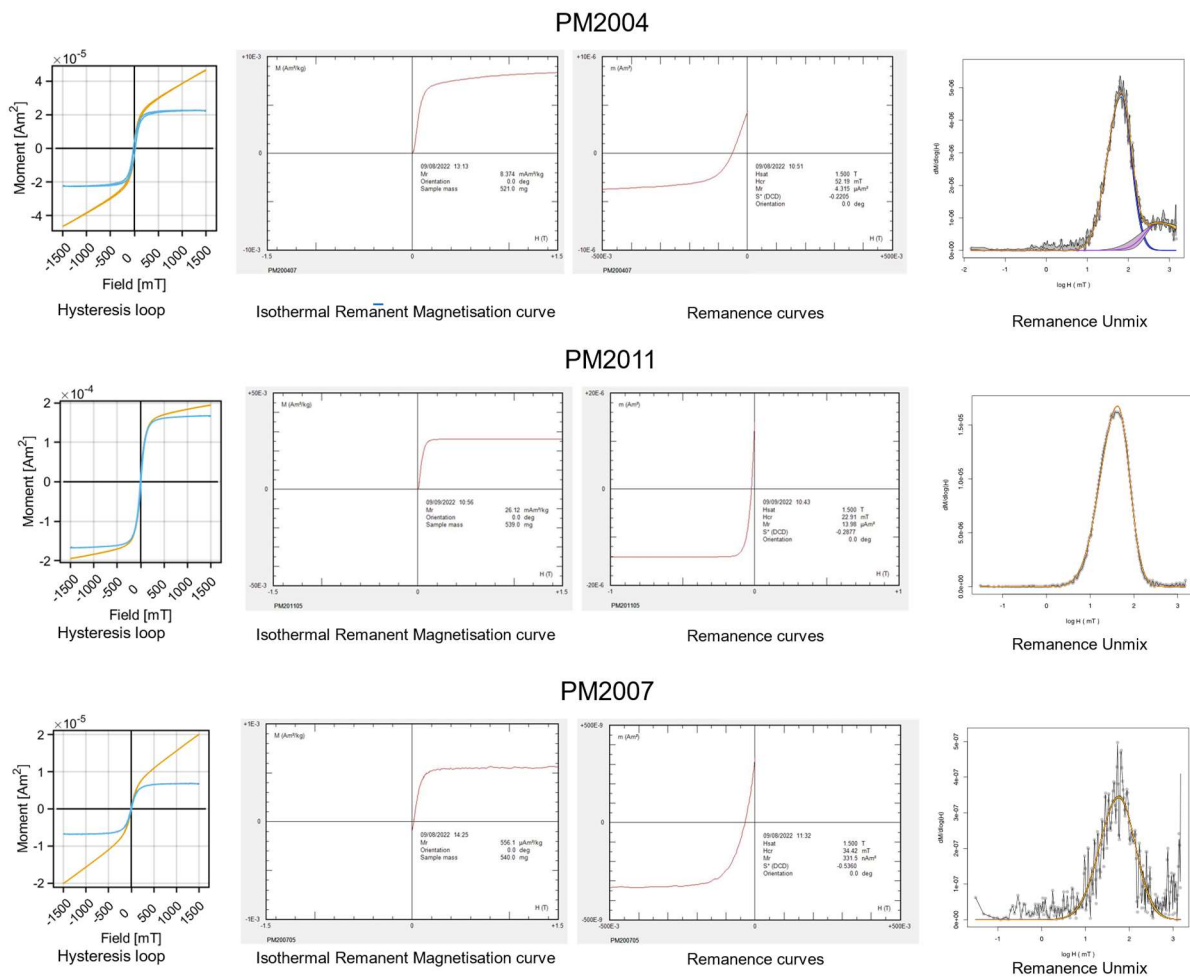


Figure 30 : hysteresis loop, IRM curves, remanence curves, and remanence unmix for 3 representative samples. Curves illustrate the evolution of restored magnetic moment as a function of applied magnetic field according to the method used, in particular to measure the remanent coercive field (H_{cr}), the coercive field (H_c), the Saturation Remanent Magnetization (M_{RS}) and the Saturation Magnetization (M_S). A complete description of the results is provided in the text. The remanence unmix is a deconvolution of the IRM curve that allows to highlight the coexistence of several different ferro- or para-magnetic phases or to simply determine the carrier phase of the signal as a function of its remanent coercive field (H_{cr}).

produce hysteresis curves, to characterize the coercivity of the remanence (HCr) and IRM (Isothermal Remanent Magnetization) curves up to 1.5 T with a "Micromag Vibrating Sample Magnetometer" (Lakeshore). Susceptibility curves are recorded during demagnetization up to 700°C with a MFK1 kappabridge, coupled to a CS3 furnace (AGICO®) at the Centre de Recherches Petrographiques et Géochimiques (CRPG, Nancy, France). The IRM curves are processed with MAX UnMix (<http://shinyapps.its.carleton.edu/max-unmix/>, Kruiver et al., 2001; Heslop et al., 2003; Egli, 2004), in order to determine the mineral phases carrying the magnetic signal from their coercivity (Kruiver et al., 2001; Heslop et al., 2002; Egli, 2004).

Table 1 : Geographic coordinates and stratigraphic age of studied sample sites.

Name	Latitude	Longitude	Stratigraphic level	Age
PM2004	44.60	5.90	Oligocene supérieur	25.7 (2.7)
PM2006	44.50	5.70	Callovo-Oxfordian	160 (4.6)
PM2007	44.20	5.70	Aquitainian-Burdigalian	19.5 (3.5)
PM2008	44.18	5.91	Aptian-Albian	112.3 (12.7)
PM2010	44.10	6.30	Pliensbachian	186.3 (3.3)
PM2011	44.00	6.40	Oligocene supérieur	25.7 (2.7)
PM2013	44.00	6.70	Priabonian	35.6 (1.7)
PM2103	44.30	6.70	Berriasian-Santonian	114.5 (31)
PM2104	44.20	6.70	Hauterivian-Barremian	129.5 (4.5)
PM2105	44.10	6.80	Hettangian-Bathonian	182.2 (17.5)
PM2106	44.20	8.30	Aquitainian-Burdigalian	19.5 (3.5)

Every sites are sampled in the Dauphinois cover of the Southwestern part of the Alpine arc except the site PM2106 which has been sampled in Miocene formation resting on the Briançonnais in the Ligurian Alps (Fig. 28b). Thus, the PM2106 site will be interpreted independently of the others.

III.IV. RESULTS OF PALEOMAGNETIC ANALYSES

III.IV.1 - Magnetic mineralogy

Paleomagnetic analyses are performed on sedimentary rocks covering a wide variety of facies and ages. the magnetic properties of these rocks are consequently quite varied and they are analysed for each sampled site.

Hysteresis loops (Fig. 30) allow the proportion of para- and ferromagnetic minerals to be determined, and give an idea of the mineralogy of the minerals carrying the magnetic signal. This signal for all sites indicates a predominantly ferromagnetic behavior with a low coercivity characterized by a perfect saturation for rather weak magnetic fields less than 100 mT (e.g. PM2011 and PM2007 in Fig. 30). Paramagnetic minerals tend to produce loops that hardly reach the

saturation. Only the site PM2004 is characterized by a partial saturation probably indicating a participation of paramagnetic minerals in the signal (Fig. 30).

The coercivity of the remanence (H_{Cr} on the remanence curves, Fig. 30) is mainly around 50 mT (PM2004; PM2008; PM2010; PM2013; PM2103; PM2104). The coercivity of the remanence of the sites PM2011 (22 mT); PM2007 (34 mT) and PM2006 (14 mT) is remarkably low and the one of the site PM2105 (76 mT) higher than the other sites. All sites therefore appear to be characterised by low coercivity ferromagnetic minerals consistent with what is known about magnetite.

Deconvolution of the IRM curves (Fig. 30) using the MaxUnmix code (Kruiver et al., 2001; Heslop et al., 2003; Egli, 2004) allows us to determine the number and nature of the mineral phases carrying the magnetic signal. All facies are characterized by a single magnetic phase corresponding to detrital magnetite ($\log B \approx 1.47$), except for the samples from site PM2004, in which magnetite coexists with hematite ($\log B \approx 2.30$), which is present in smaller quantities.

On the Dayplot diagram we observe that the magnetic signal of all analyzed sites is characterized by PSD grains (Fig. 31), whose behavior can be considered as close to that of single-domain crystals.

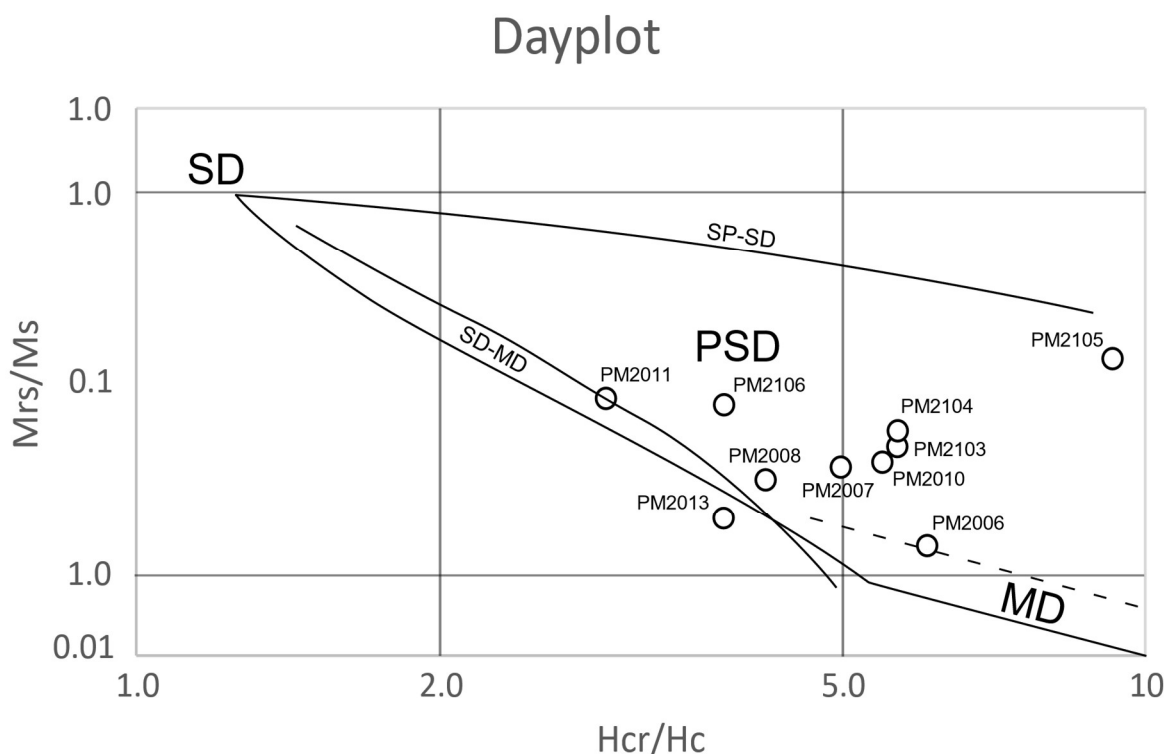
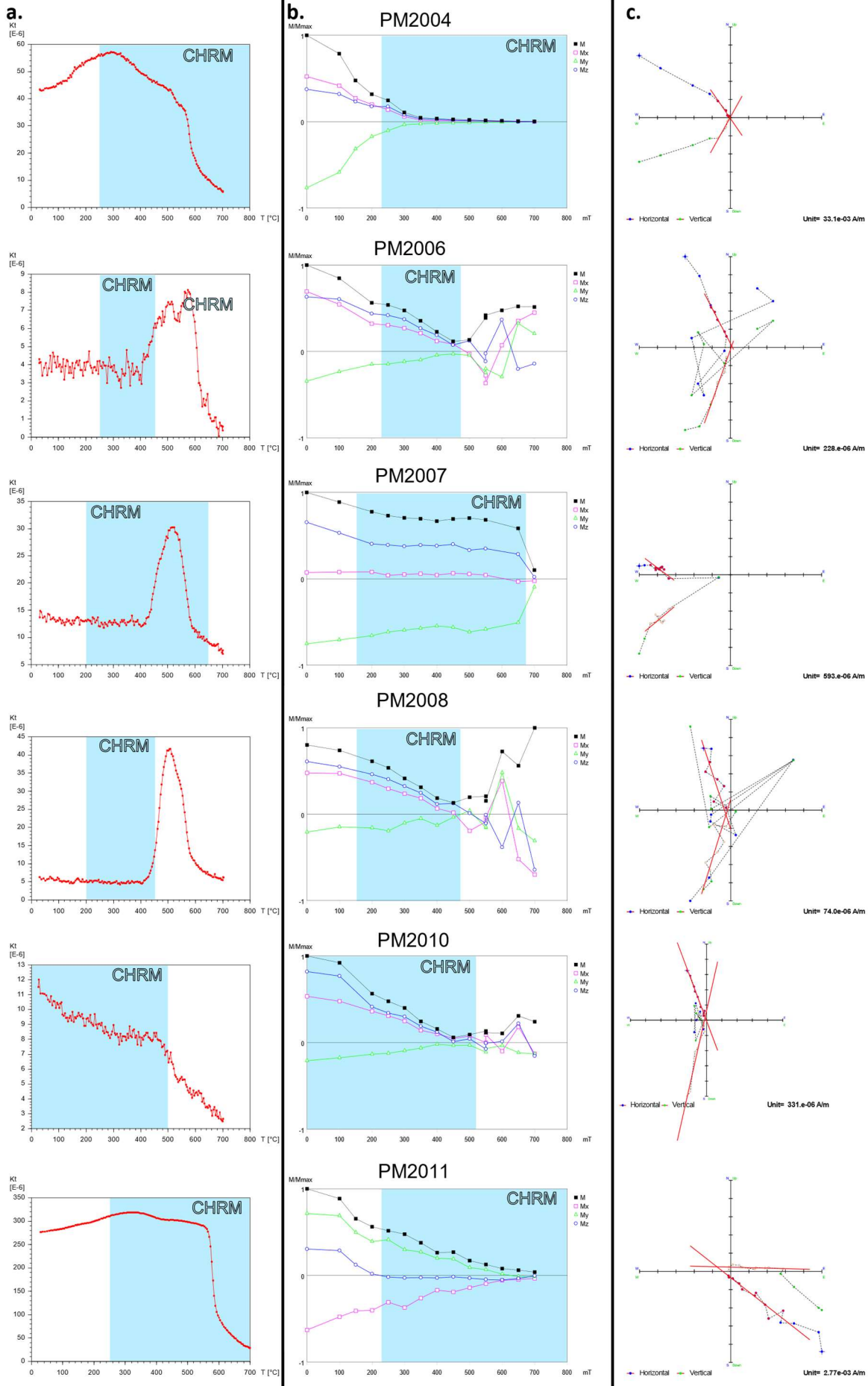


Figure 31 : Day plot (Day et al., 1977; Dunlop et al., 2002), allowing the size of ferromagnetic minerals to be determined through the relationship between the ratio of remanent coercive field to coercive field (H_{cr}/H_c) and the ratio of remanent saturation magnetisation to the saturation magnetisation (M_{rs}/M_r). A good magnetic signal carrier must behave as a single domain crystal (SD) and therefore belong to the SD or PSD (pseudo-single domain) and not MD (Multi-Domain).

VERTICAL-AXIS ROTATIONS DURING ALPINE COLLISION INFERRED BY PALEOMAGNETIC DATA.



VERTICAL-AXIS ROTATIONS DURING ALPINE COLLISION INFERRED BY PALEOMAGNETIC DATA.

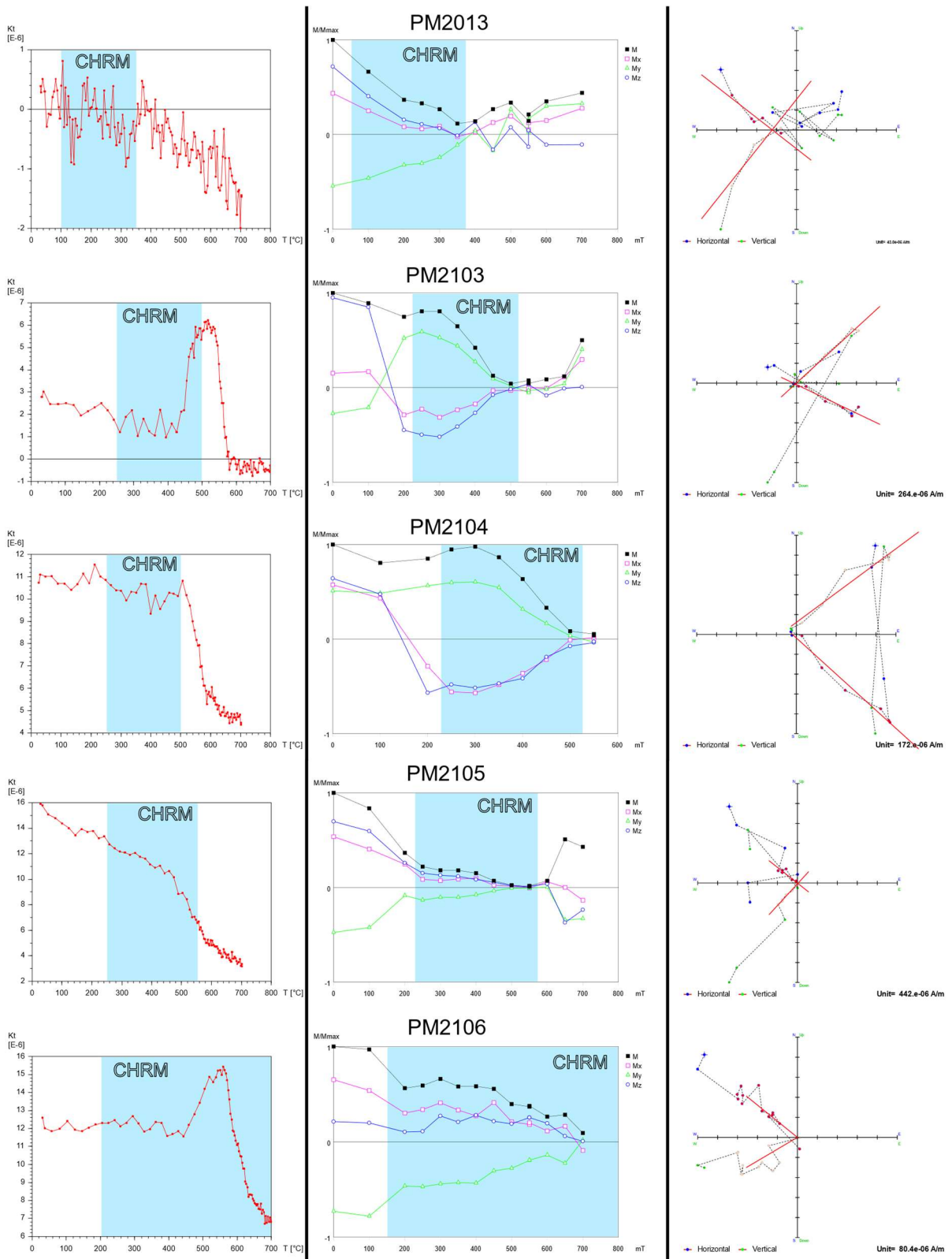


Figure 32 : Results of NRM analysis by thermal demagnetization of our newly analysed samples. A) evolution of magnetic susceptibility, allowing to detect whether mineral transformations take place during heating as indicated by increases in susceptibility (typically secondary magnetite grows at the expense of the para-magnetic matrix, starting from 420°C). B) evolution of magnetic moment (on 3 axes, x in red, y in green, z in blue and mean magnetic moment in black) allowing to follow how samples demagnetize. C) Zijderveld diagrams allowing to determine the characteristic magnetization direction (ChRM). Blue areas on susceptibility diagrams show the demagnetization steps used to determine the ChRM. These steps are shown by the red colour of dots used to trace the straight lines of the Zijderveld diagrams.

III.IV.2 - Magnetic behavior during demagnetization and identification of ChRM

Thermal demagnetization used to “clean” the magnetic signal from viscous magnetizations and secondary magnetizations has the disadvantage of being able to produce mineralogical transformations, like the neoformation of hematite or other iron oxydes from clay matrix of the rocks past 420°C, affecting the NRM.

An increase in magnetic susceptibility between 420°C and 500°C depending on the site, associated with an increase in magnetic moment, is observed on several samples, which seems to correspond to the growth of magnetite at the expense of the paramagnetic minerals of the matrix (Fig. 33). This phenomenon is observed for sites PM2006, PM2007, PM2008, PM2103 and PM2106. Often this production is accompanied by a strong perturbation of the magnetic signal, implying that the ChRM is reliably determined only by the lower temperature demagnetization steps. This is the case for PM2006, PM2008, and PM2103, but for PM2007 and PM2106, NRM measured after the onset of secondary magnetite growth are also used to determine the ChRM (Fig. 33).

All the sites thus seem to be characterized by 3 magnetic components, a first one of low temperature isolated until 200°C maximum (except for 3 samples out of 8 from site PM210, including the one presented on figure 32), the ChRM, and often an unstable component of high temperature above 420-500°C (Fig. 32) linked either to the growth of magnetite during heating, or to the loss of all magnetization.

III.IV.2 - 1) Low temperature component

Directions characteristic of the early demagnetization phases NRM (<200°C) are usually due to VRM and show the average direction of the Earth's magnetic field over the last 780 ka. This is clearly seen for sites PM2004, PM2007, PM2011, and PM2013, which show average directions parallel to the current magnetic field with a northward declination and an inclination close to 60° in the geographical reference frame, i.e., post-fold (Fig. 33). There is only the site PM2106 that shows a NW paleomagnetic direction of for the low-temperature component (Fig. 33), but the history of

this location is quite different than the other sites as it will be discussed below. All the sites, except PM2106, give a mean direction of low-temperature component of N357° with an inclination of 62.4° in geographic coordinates (Fig. 34) which is really close to the actual magnetic field ($I = 63^\circ$).

This information can be used for comparison with the ChRM directions. We see for example that the magnetization direction of site PM2013 is equivalent between the ChRM (Fig. 35) and the low temperature component (Fig. 33). Moreover, this is a site where the ChRM is determined using the directions of the NRM of the lowest demagnetization phases (between 100°C and 350°C). It is therefore either a viscous, recent re-magnetization, or a surprising coincidence between the orientations of the ChRM and the current magnetic field in the geographical reference frame. The fold test that we discuss below allows us to discriminate the origin of this magnetization.

Table 2 : Results of paleomagnetic analyses. n : number of samples used to calculate ChRM; N : number of analysed samples; D: declination ; I : Inclination ; k : statistical clustering parameter ; a95 : confidence angle.

Name	n/N	Dg	Ig	Rg	kg	a95g	Dt	It	Rt	kt	a95t
PM2004	9/9	27.01	57.9	8.32	11.69	15.7	28.74	59.7	8.65	23	11
PM2006	9/9	328.8	72.8	7	4	29.7	321.6	46.6	8.4	13.2	14.7
PM2007	5/5	164.7	5.6	4.7	12.4	22.6	338	30.2	4.7	12.2	22.8
PM2008	6/6	320.4	39.2	5.6	11.4	20.7	316.3	42.6	5.6	11.5	20.6
PM2010	9/10	339.1	57.6	8.7	27.9	9.9	337.4	59.3	8.8	44.7	7.8
PM2011	9/11	104.7	77.5	8.2	10.7	16.5	131.3	24.7	8.3	11.4	15.9
PM2013	5/6	341.9	70.2	4.9	34.4	13.2	310.7	50.2	4.9	33.6	13.4
PM2103	8/11	132.1	-33.2	7.3	9.6	18.9	107.6	-33.8	7.4	11.5	17
PM2104	7/10	110.1	-62.2	6.3	9	21.3	142	-47.3	6.4	10.2	19.9
PM2105	5/9	322.5	83.4	4.6	10.4	24.9	297.1	70.5	4.6	10.8	24.4
PM2106	5/9	319.2	25.5	4.3	5.7	35.2	320.1	33.5	4.7	12.5	22.6

III.IV.3 - NRM characteristic of the newly analyzed sites

III.IV.3 - 1) Fold test

All sites show a fold test which does not allow us to date the magnetization, i.e. the measured orientations of all samples of one site do not become closer (more parallel) to each other after back tilting of the stratigraphy, as exemplified by site PM2008 which shows no improvement of the statistical concentration of the ChRM (Fig. 36), or site PM2006, which seems to show an insignificant improvement of the statistical concentration during the back-tilting (Fig. 36). Only site PM2004 shows a fold test allowing to date the age of magnetization. The fold test of site PM2004, of late Oligocene age (25.7 ± 2.7 Ma), indeed reveals that the statistical concentration of the data is maximized for a back-tilting between 11 and 42% (Fig. 36). This implies that the measured magnetization is a syn-tectonic re-magnetization. The projection of the data in the tectonic reference frame (Fig. 35) corresponds to a back-tilting of the measured data of 26.5% (mean value). This syn-tectonic remagnetization occurs probably during the tectonic burial due to the Alpine collision, as proposed as by other authors who have carried out paleomagnetic studies in neighbouring regions (Aubourg & Chabert-Pelline, 1999; Sonnette *et al.*, 2014).

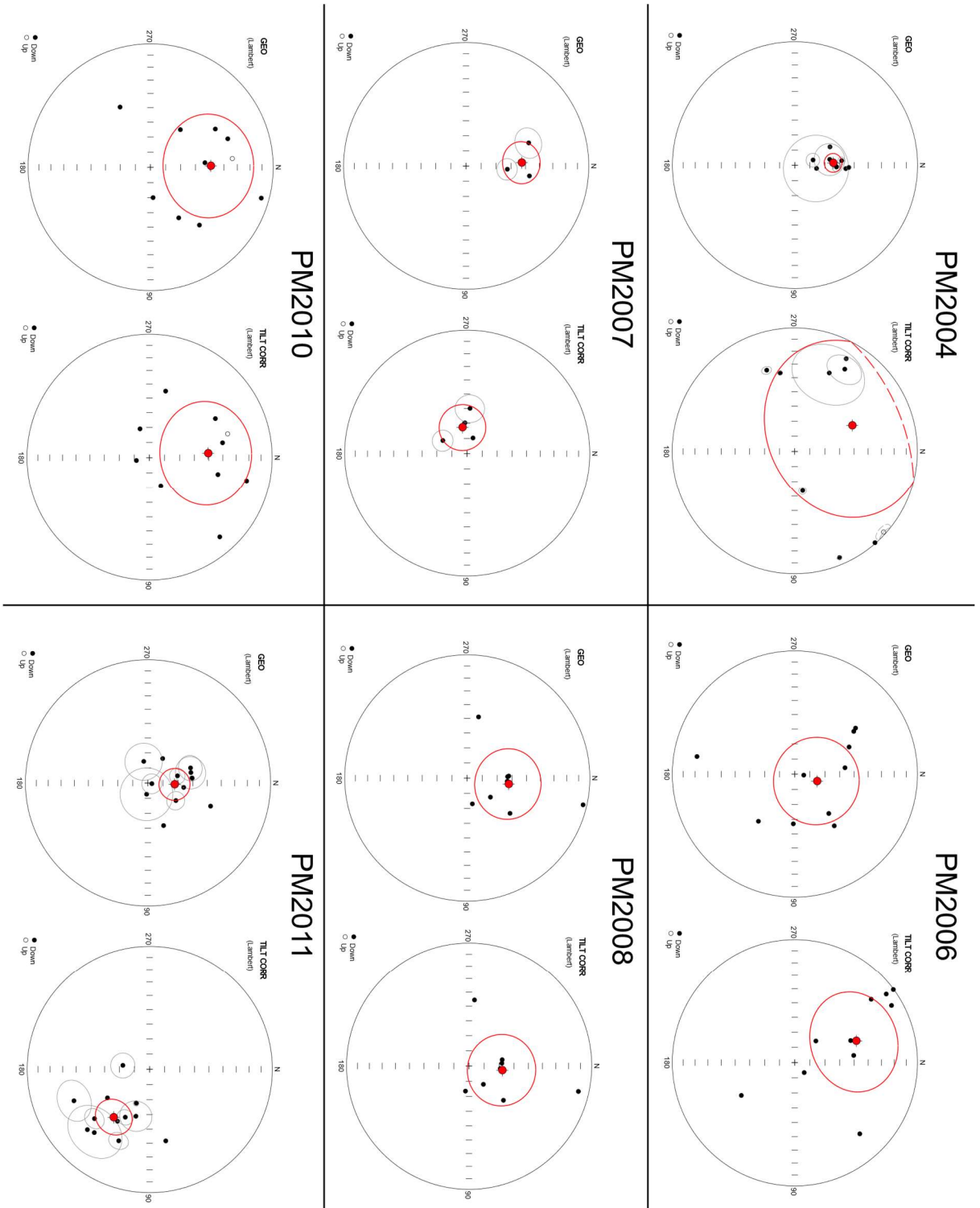
Note, however, that the results of the paleomagnetism analysis show a significant improvement in the k parameter (Table 2) for the PM2006 ($k_g = 4$ to $k_t = 13.2$), PM2010 ($k_g = 27.9$ to $k_t = 44.7$) and PM2106 sites ($k_g = 5.7$ to $k_t = 12.5$). This means that magnetizations are not post-folding but syn- to pre-folding.

The fold test performed for the mean directions of all sites give a insignificant fold test that shows an improvement in the statistical clustering of the average data 30% of unstacking. This test seems to indicate that the magnetisation is syn to post-tectonic. Our only data do not allow us to conclude on the age of the magnetization, but it will be discussed in the next part of this manuscript, which includes the different paleomagnetic studies of the region.

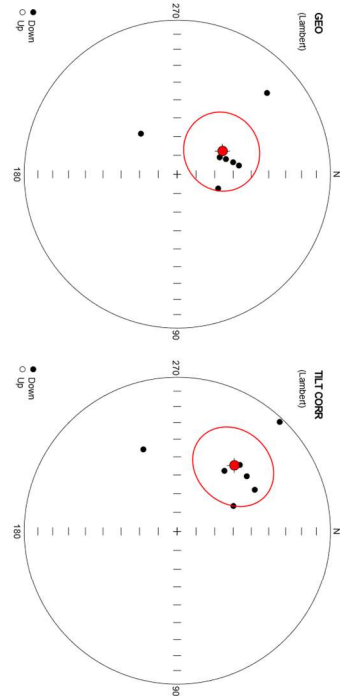
III.IV.3 - 2) Reversal test

The reversal test (Tauxe *et al.*, 1991) allows us to evaluate the reliability of the data and their possible disturbance by secondary or viscous magnetizations. It is performed by comparing the results obtained with normal polarities to those obtained with reverse polarities. The sites PM2103 and PM2104, of lower Cretaceous ages (Table 1), show reversal polarities in contrast to the other sites (fig. 37). The mean paleomagnetic directions of normal polarity are plot except for PM2106 which is not a Southwestern External Zone site, and the site PM2011 which shows an extremely different paleomagnetic direction (Fig. 35).

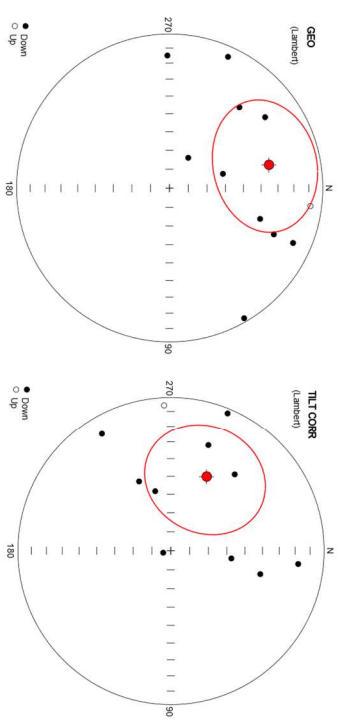
Figure 33 : Stereographic projections of our newly analysed samples showing low-T components of NRM and their average direction in geographic and tectonic (after tilt-correction) coordinates.



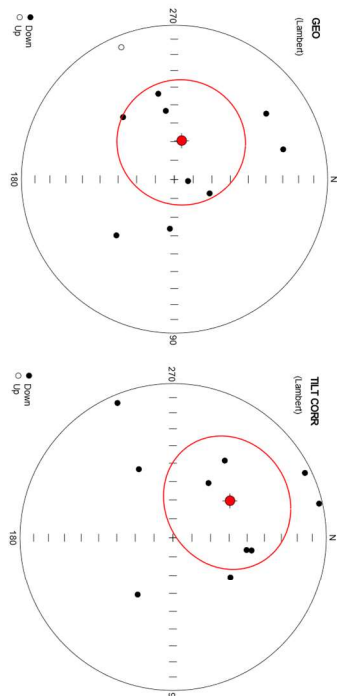
PM2013



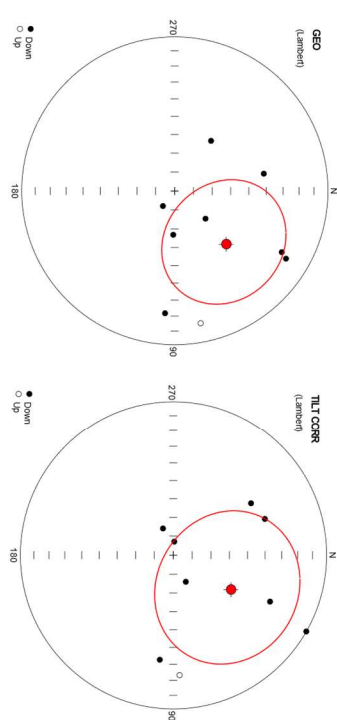
PM2103



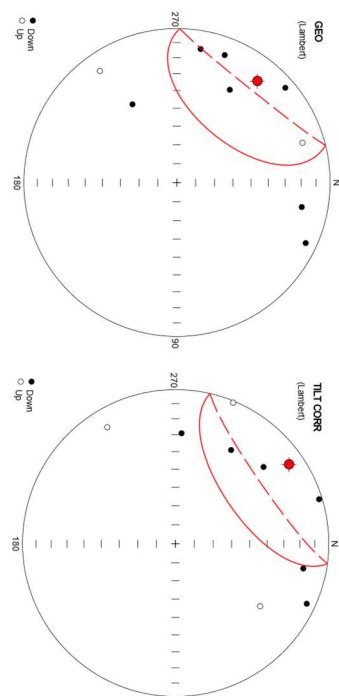
PM2104



PM2105



PM2106



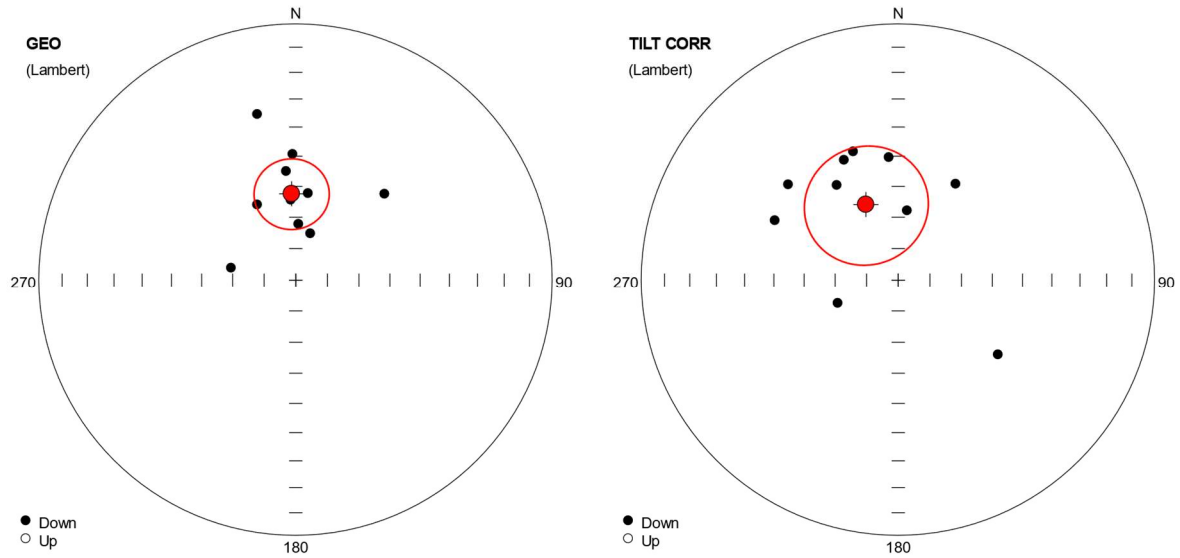
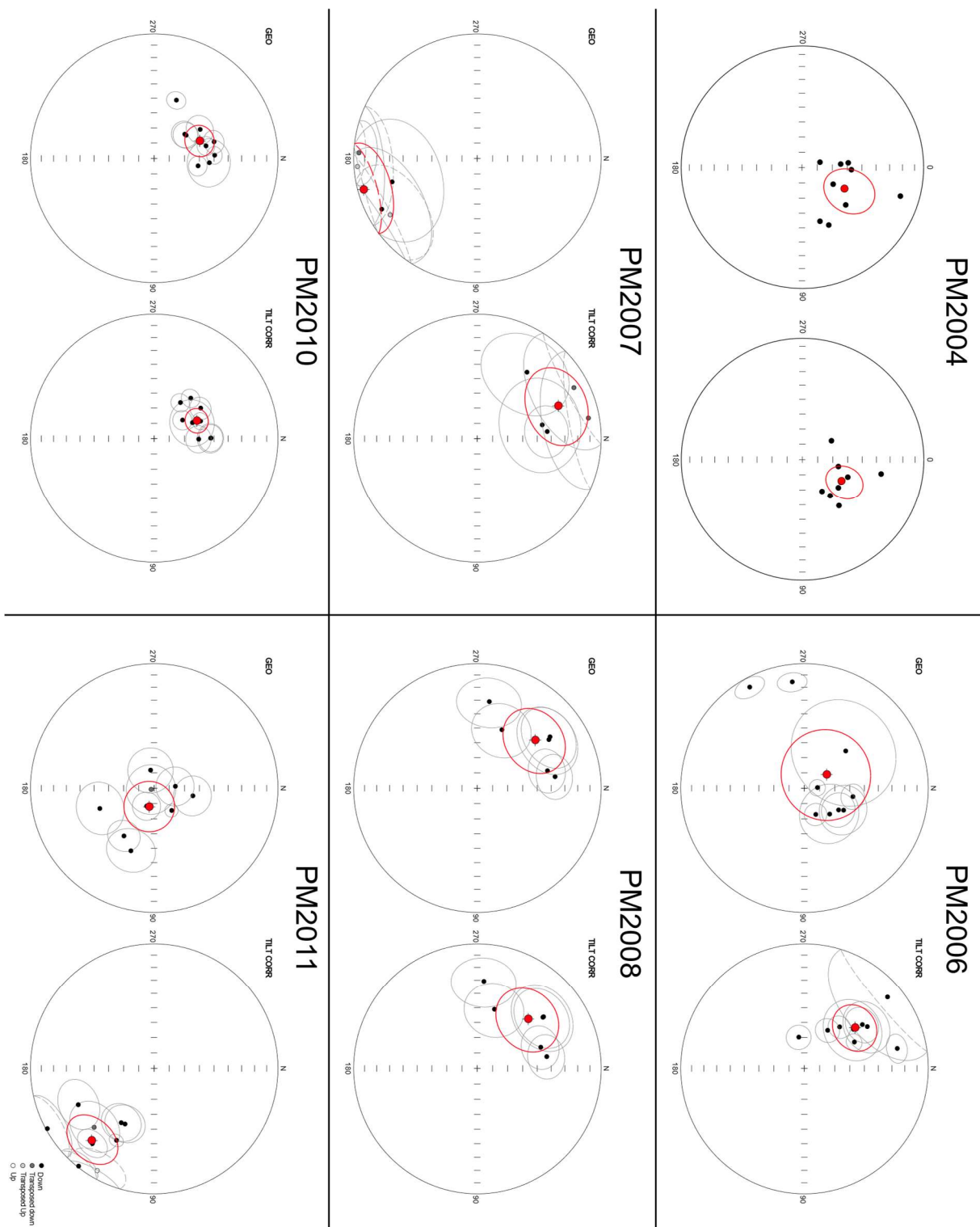
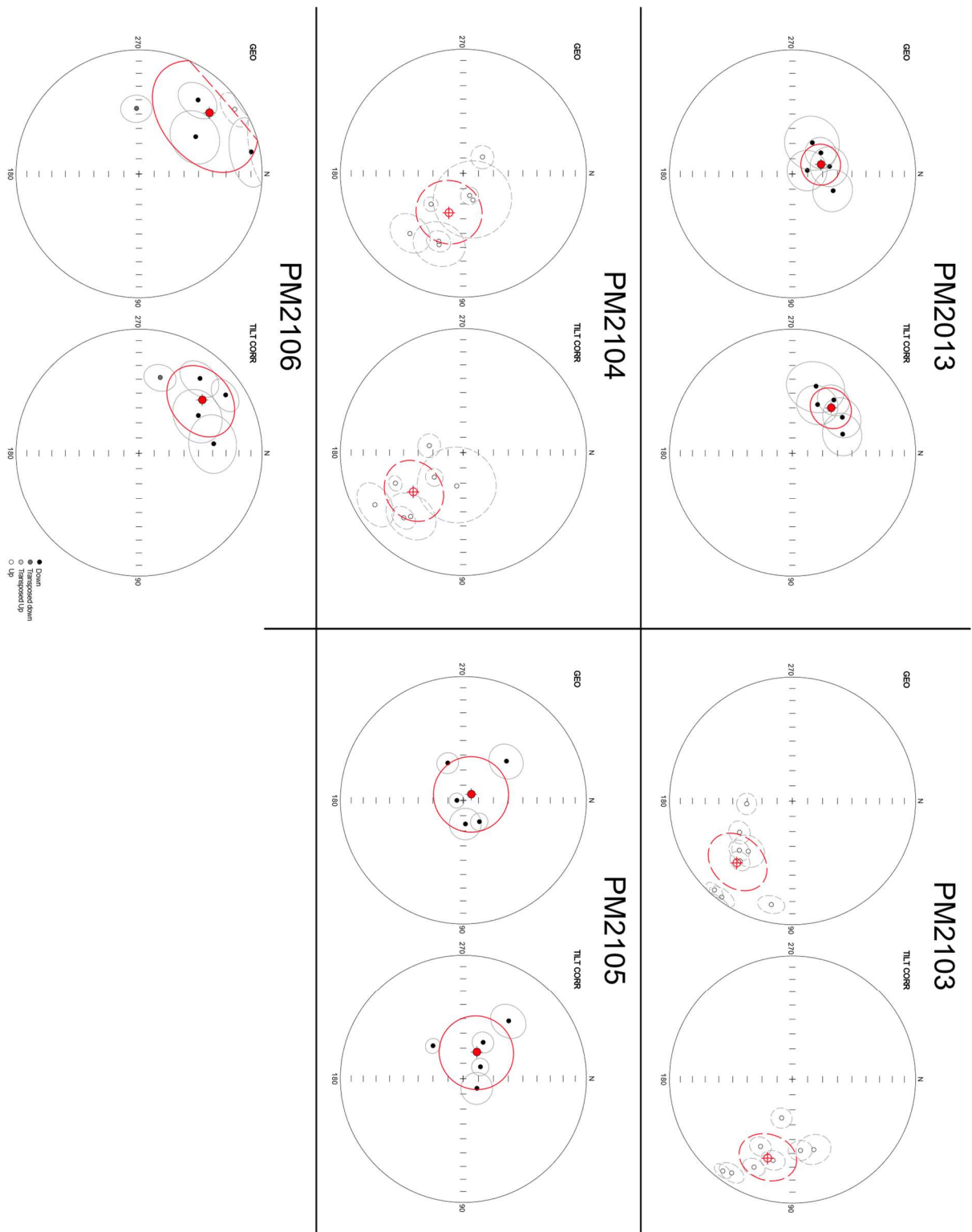


Figure 34 : Stereographic projections, showing low-T components of NRM with their 95% confidence ellipses in geographic and tectonic coordinates (after tilt correction) and their regional average direction (red dot) for all newly analysed sites.

The mean paleomagnetic direction of the normal polarity sites corresponds to a declination of N322° and an inclination of 52° while the mean direction of the reversal sites corresponds to a declination of N123° and an inclination of -42° (fig. 37). There is a difference of 19° in declination and of 10° in inclination between the mean normal polarity paleomagnetic direction and the mean reversal polarity paleomagnetic direction. This reversal test is rather negative, but the important α_{95} of the reversal polarity doesn't allow us to conclude on the effect of a possible remagnetization. Furthermore, the site PM2104 is characterized by a declination of N322° and an inclination of 47° (fig. 37, Table 2), which is very close to the mean normal polarity paleomagnetic direction. Thus, it's rather the site PM2105 which has a paleomagnetic direction (D = N297° I = 71°; Fig. 35, Table 2) quite different from that of the other sites.

Figure 35 : stereographic projection of ChRM and their average direction (red dot), with their 95% confidence ellipses, in geographic and tectonic (after tilt correction) coordinates for each analysed site.





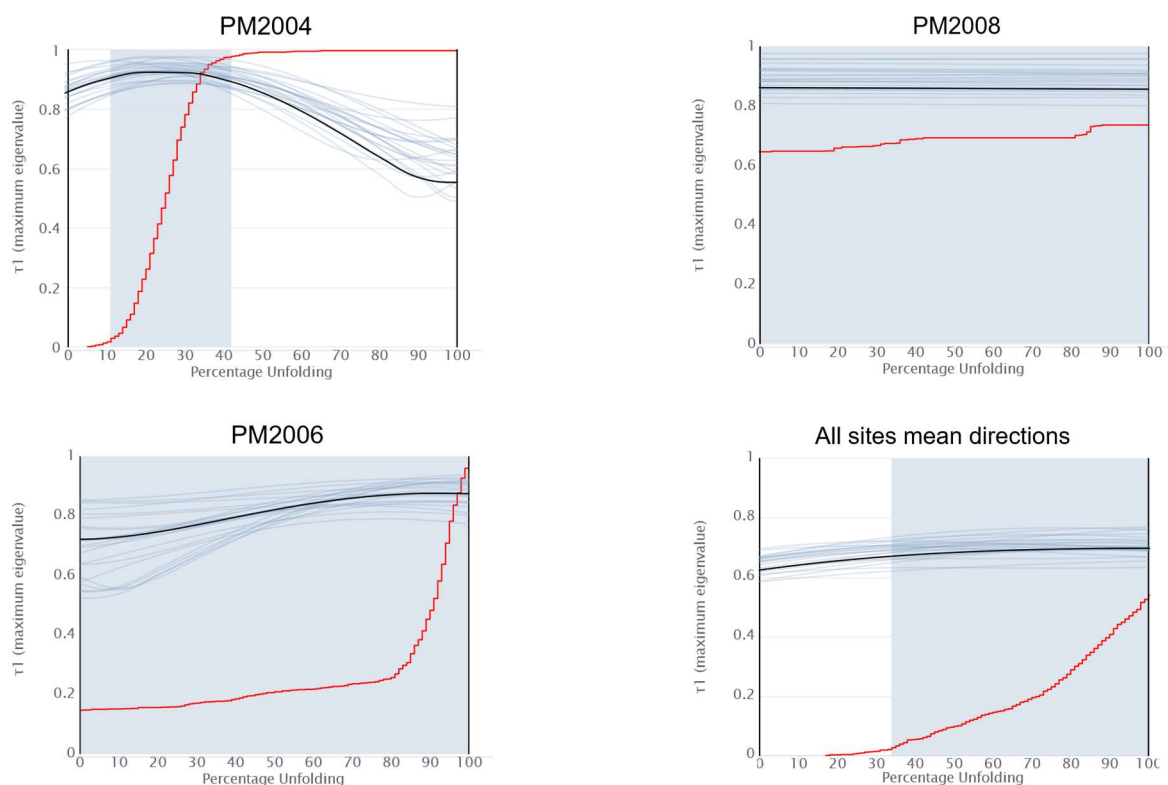


Figure 36 : Illustration of folding test for three representative sites and for all the sites. The grey area represents the 95% confidence interval in which the statistical concentration of sample directions (τ_1) is maximum. Sample PM2004 shows a syn-folding re-magnetization, indicated by a maximum statistical concentration of specimen directions (τ_1) for 26.5% of unfolding. This implies a syn-tectonic re-magnetisation and a back-tilting of 26.5%, necessary to interpret it in terms of vertical-axis rotations since the folding time. The remaining two tests, as the for all the sites, are not conclusive and do not allow to constrain the age of magnetization.

III.IV.3 - 3) Paleomagnetic Directions

The NRM analysis shows that all sites are characterized by NW declinations (Fig. 38; 39) between N288° (PM2103) and N338° (PM2007). Only site PM2004 has a NNE magnetic declination (N29°). The paleomagnetic direction of site PM2011 has the particularity of being oriented N131° 25', which implies that either this site has undergone a clockwise rotation close to 120°, or the nature of the magnetization is not properly understood, or tectonic back-tilting is not performed correctly. Note that this site is located at the western end of the Castellane arc, at the transition with the Digne nappe. Indeed, its declination is oriented at 180° from the average declination of the other sites, which suggests that the error lies in the inclination value of this magnetization and thus in the amount of back-tilting applied to this sample, in order to correct the measured data.

If we project all the data from the External Zone, i.e. the mean directions of each site, except for the PM2106 site corresponding to a Tertiary basin in the Internal Zone (Fig. 38), into the same stereonet (Fig. 39), the statistically representative mean direction of the whole Dauphinois of the SW Western Alps can be visualise and measured: N322° 52' ($k=14.5$, $\alpha_{95}=14^\circ$) (Fig. 39).

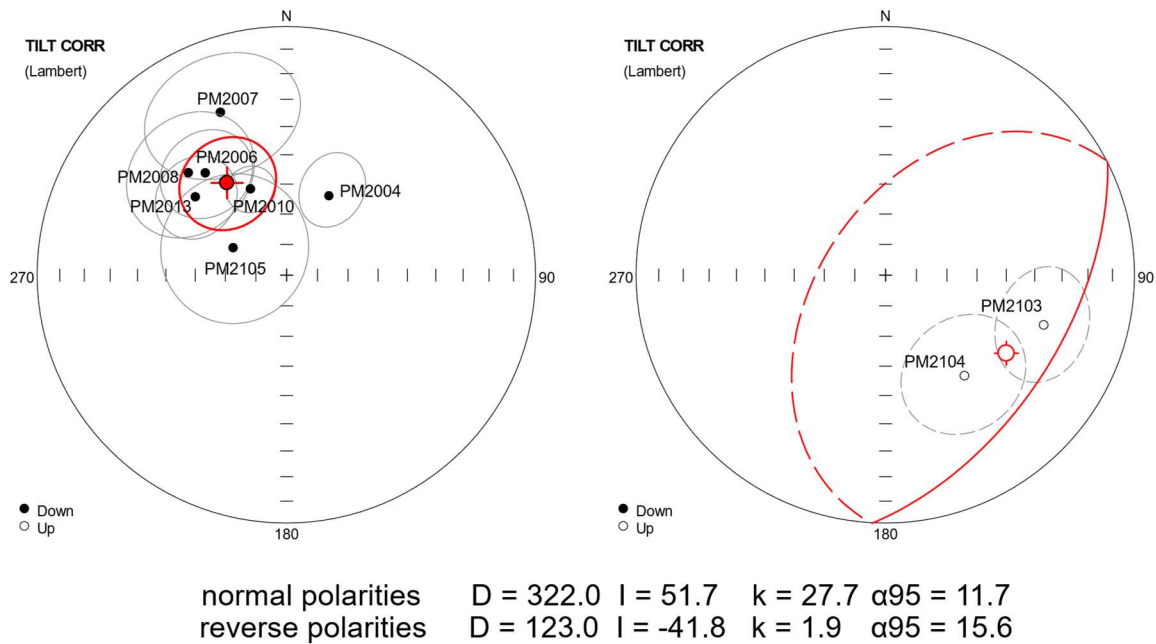


Figure 37 : Stereographic projection showing separately the average direction in tectonic (after tilt correction) coordinates for the normal polarity specimens and the reverse polarity specimens in order to compare them.

III.V. RE-PROCESSING OF COMPILED PALEOMAGNETIC DATA OF THE ALPS

The following discussion and interpretation are concerned both with our new data set and with all the compiled paleomagnetic data of the entire Alpine Chain. Re-processing of compiled data is performed using the same criteria and approach applied to our new data, and it is described below.

III.V.1 - Calculation and tectonic interpretation of rotations

III.V.1 - 1) Calculation of reference directions

In order to determine vertical axis rotations for each site, from our own data as well as from our literature compilation, the difference between the reference declination for the stratigraphic age of the sampled formation and the measured declination must be calculated. The first step is to calculate the reference declination from the APWPs based on the geographic coordinates of the study area.

For the present study the reference coordinates of all samples are taken to be: latitude 46°N and longitude 11°E, which correspond to a point near the city of Trento (Italy), located in the central area of the maps with all compiled data (Fig. 27). Initially the calculation of the reference magnetization directions is done for three distinct sectors of the Alps: the Western Alps, the Po Plain, and the Eastern Alps, but the difference between these three references is less than 2° and complicates considerably the data, thus only the average reference to the previously indicated coordinates has been retained.

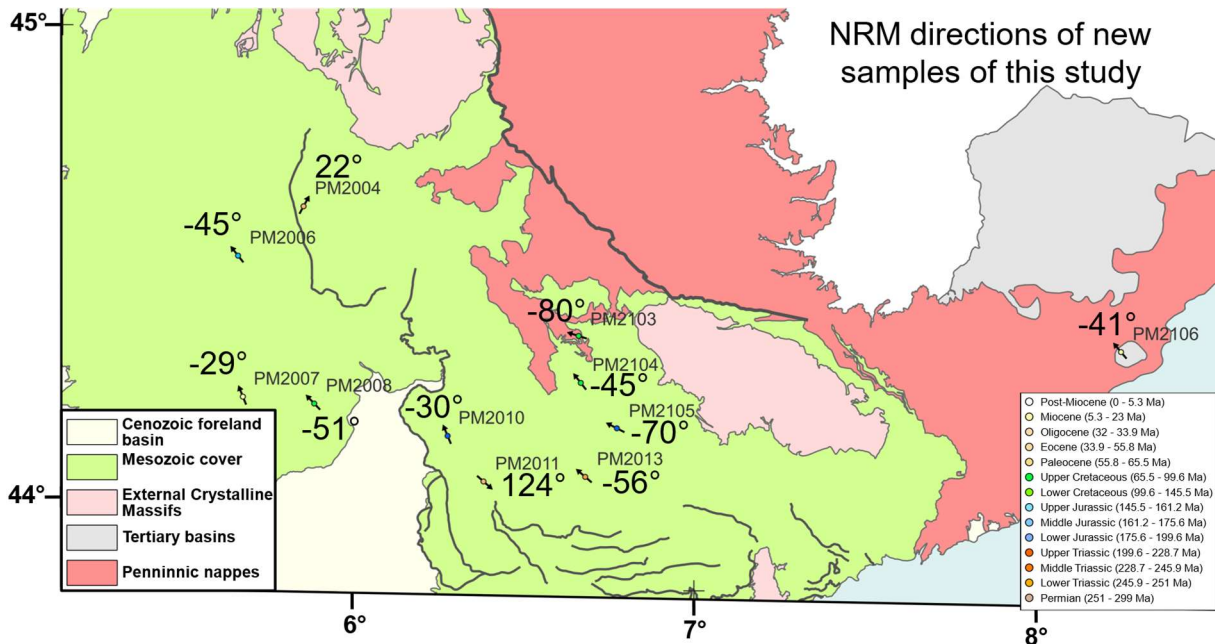


Figure 38 : Map showing the results of paleomagnetic analyses of our new samples. Black arrows show NRM declination and numbers show the calculated vertical-axis rotation. Positive values correspond to clockwise rotations negative values to anticlockwise rotations.

On the other hand, reference paleomagnetic directions are calculated with the APWPs of Europe and Adria (Fig. 40) proposed by Torsvik et al. (2012) to analyze the rotations of the External Zone, thus the European margin, with respect to stable Europe, and the rotations of the Adriatic plate with respect to African APWP. Thus, we study only the rotations independent of the drift of the different domains. The rotations of the Austroalpine nappes are also calculated with respect to African APWP, and the rotations of the Pennine nappes with respect to stable Europe.

In order to build a robust data set for tectonic interpretations of measured paleomagnetic direction need to be processed, to provide the amounts of vertical axis rotations of each site, and the age of such rotations. If these values are known and if the data covers the entire arc structure a test can be performed to assess whether the arc is an orocline or not. Before discussing the Alpine data we

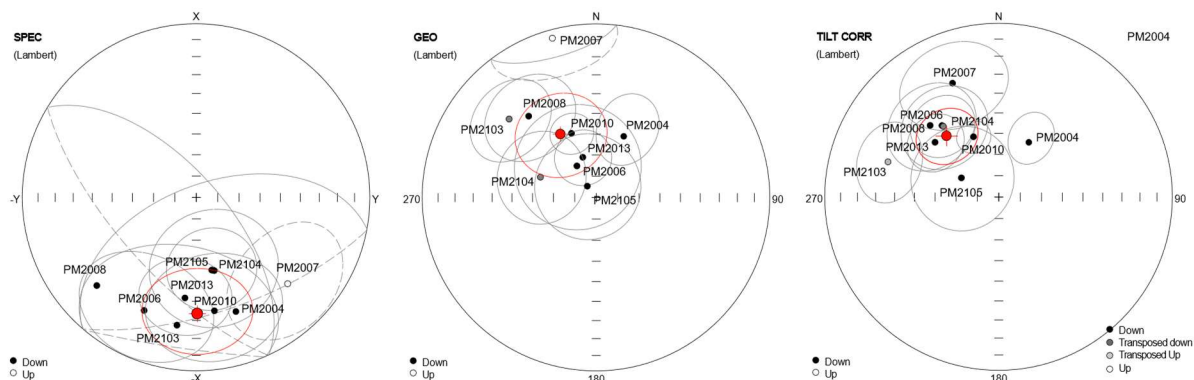


Figure 39 : Stereographic projections showing the ChRM with their 95% confidence ellipses in specimen, geographic and tectonic coordinates (after tilt correction) for all sites and the regionally averaged direction (red dot).

explain below the general principles used to determine the ages of rotations, the amount of vertical axis rotations, and the oroclinal test.

III.V.1 - 2) Rotation calculations

Vertical axis rotations are the difference between the measured magnetic declination in the tectonic reference frame and the reference magnetic declination (Fig. 40): $R(^{\circ}) = D_t - D_{ref}$. The confidence angle of this rotation corresponds to the square root of the sum of the squares of the confidence angle of the measured and reference paleomagnetic direction:

$$\alpha_{95} = (\alpha_{95}^2 t + \alpha_{95}^2 r)^{1/2}.$$

III.V.1 - 3) Inferring the timing of rotations

To analyze the timing of rotations, diagrams of rotations as a function of the inferred age of magnetization (or stratigraphic age when the age of magnetization is not known) for each studied sector is realized. These diagrams allow one to graphically visualize if the amount of rotation (whether clockwise or counterclockwise) varies through time, and if it is the case to determine rate and age of these rotations thanks to linear regressions.

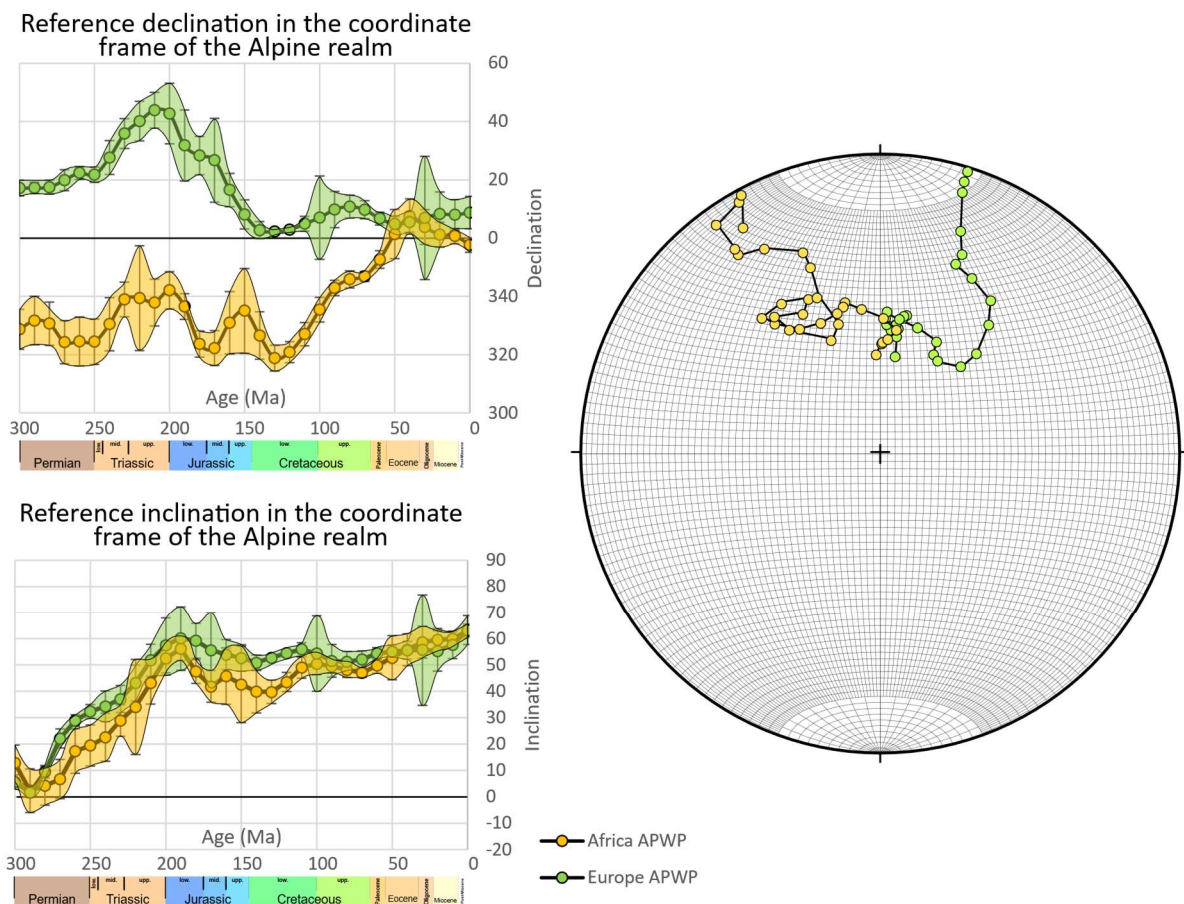


Figure 40 : Reference declinations and inclinations as a function of age, calculated from APWP of Europe (Baltica) and of Africa, after Torsvik et al., (2012).

If rotations are observed in a specific sector but no timing is characterized despite a rather continuous distribution of the data through time, then either these rotations are recent or they correspond to a recent re-magnetization.

III.V.1 - 4) Oroclinal tests

Oroclinal tests (Fig. 5) simply consist in plotting the inferred amounts of rotations vs the orientation of the corresponding structures (Schwartz and Van der Voo, 1983; Eldredge *et al.*, 1985). If rotations control the development of the arc, their amount is correlated with the orientation of the main structures.

The use of this classic test involves determining a direction of reference to the structures that forces the curve representing the data to pass through the origin, in rotations vs structures direction plots (Fig. 5). This direction of reference corresponds to the inferred initial direction of the structures preceding oroclinal bending. The graphs in the present study are not represented in this way in order to determine, the structure direction for which the rotation is null and thus estimate the original strike of the structures, and the median axis of the Western Alpine arc, on either side of which one should observe an increase in rotations in opposite directions.

The pre-collisional direction of the arc is not constrained by previous studies. Determining the amount of oroclinal bending can provide an estimate of this initial direction by back-rotation of the

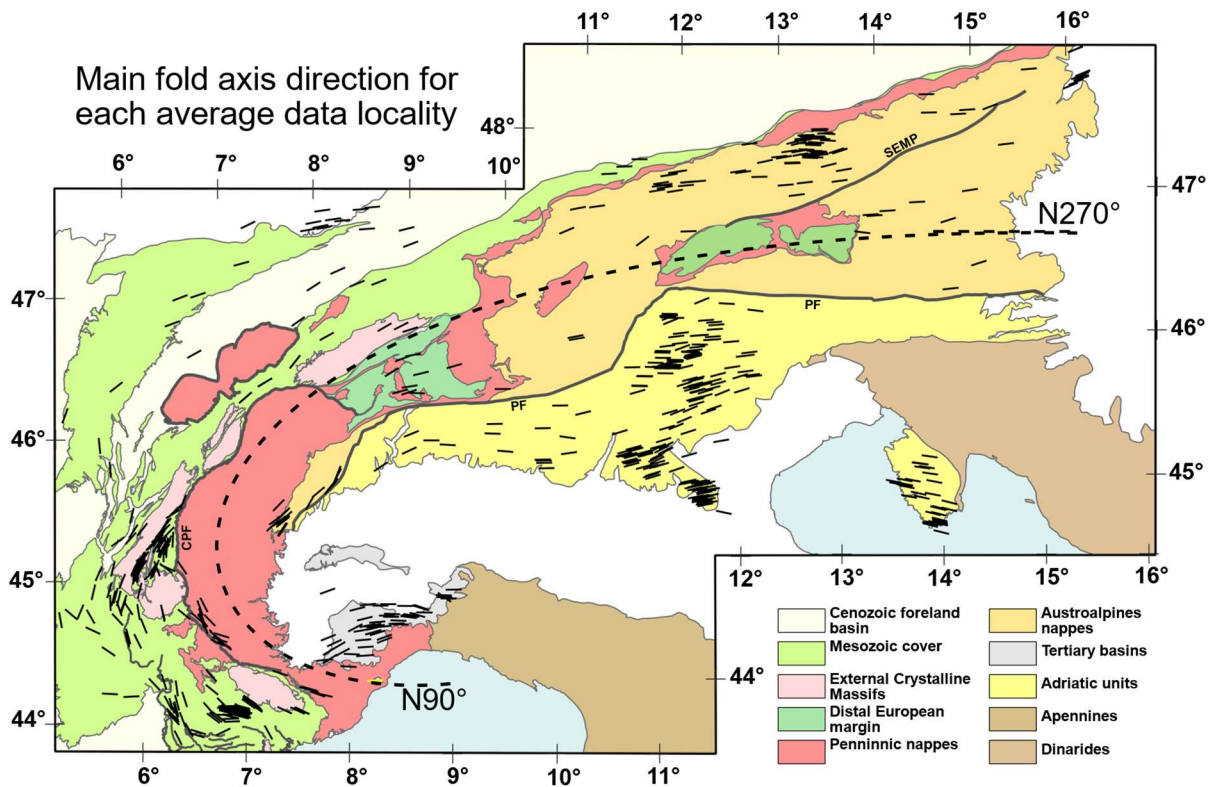


Figure 41 : Simplified tectonic map of the Alps, indicating the direction of axial planes of 1st order folds used to perform oroclinal tests in the present study.

arc limbs. If the arc only results from oroclinal bending, the initial direction of the Chain (Do) corresponds to a line that is perpendicular to the median axis of the arc. The latter may parallel the indentation direction.

For the purpose of performing oroclinal tests, the directions of the main fold axes is shown for each site of the compilation including our new data, on the map of Figure 41.

III.V.2 - Interpretation of our newly analysed data

III.V.2 - 1) Age of magnetization

The fold test shows that only one site is affected by syn-tectonic re-magnetization, it is site PM2004 (Fig. 36). In addition, the fact that all other tests do not allow one to infer a pre-folding magnetization (Fig. 36) and that all the results yield characteristic directions that are very close to each other (Fig. 39) seems to indicate that the whole region undergoes the same re-magnetization. This re-magnetization corresponds to the Alpine re-magnetization highlighted by Chabert-Pelline (1996), Aubourg and Chabert-Pelline (1999) and Cairanne (2003), linked to emplacement of the internal nappes on the Dauphinois Units. This re-magnetization is roughly dated to the Neogene (Aubourg & Chabert-Pelline, 1999), and the direction of magnetization at each site

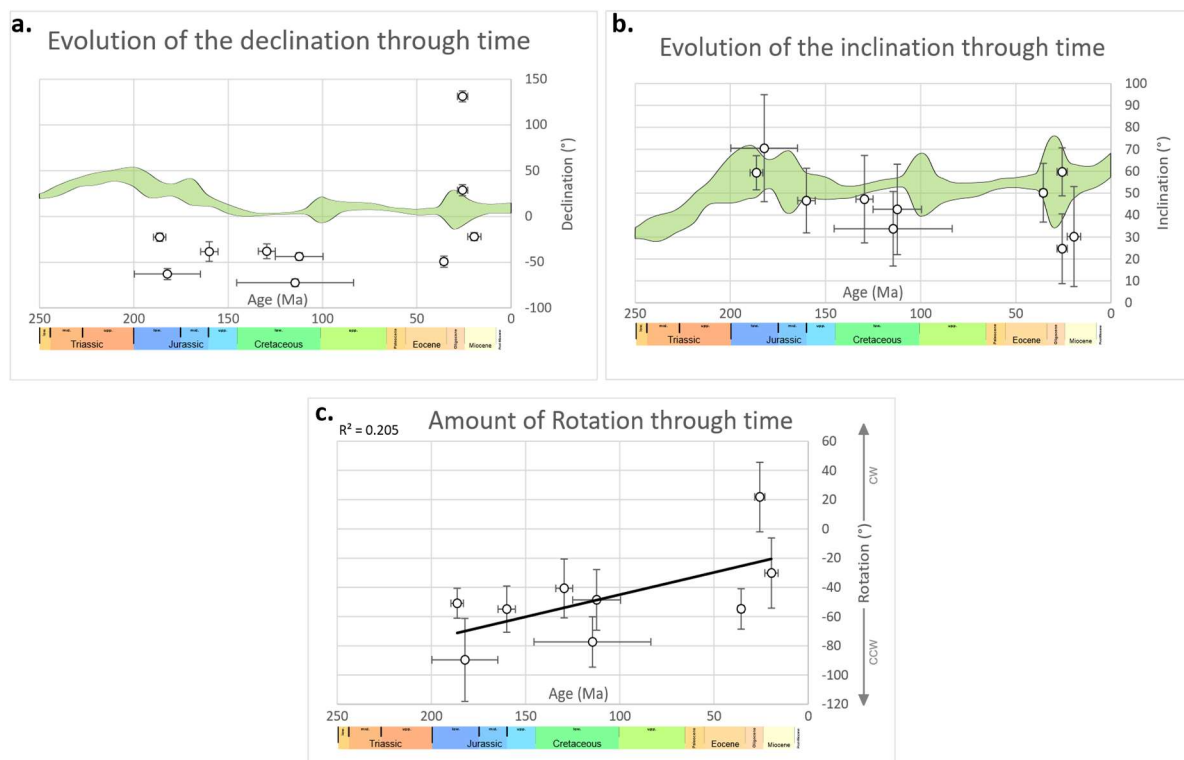


Figure 42 : a) Magnetic declination vs lithostratigraphic age plot, showing the difference between European APWP declination 95% confidence area in green (calculated from Torsvik et al., 2012) and magnetic declination measured for each site. b) Magnetic inclination vs stratigraphic age plot showing the difference between the European APWP inclination 95% confidence area in green (calculated from Torsvik et al., 2012) and the magnetic inclination measured for each site. c) Calculated rotation vs lithostratigraphic age.

(Fig. 38) is compared to the reference direction for an age of 25 Ma (Fig. 40) in order to interpret a vertical axis rotation.

Note that the evolution of vertical-axis rotations over time (Fig. 42c) seems to indicate that our new data are affected by counterclockwise rotation, which progresses since the Triassic, although the linear regression is statistically unreliable ($R^2=0.2$) and its slope is forced by the only clockwise rotation of PM2004, thus not really statistically significant for a chronological evolution. Furthermore, the clockwise rotation indicated by the PM2004 site is synchronous with counterclockwise rotations (Fig. 42c, PM2007 and PM2013) comparable to those affecting all the other sites, sampled within older stratigraphic units.

It seems therefore that no clear age can be attributed to these rotations and that they are rather interpretable as post-dating Neogene re-magnetization (post-25 Ma), as already proposed in previous studies (Chabert-Pelline, 1996; Aubourg and Chabert-Pelline, 1999; Cairanne, 2003; Sonnette, 2012).

III.V.2 - 2) The PM2106 site

Site PM2106 is located within Aquitanian-Burdigalian age (lower Miocene) sandstones, lying discordantly above Mesozoic cover units of the Briançonnais Domain (Internal Zone). This site provides information from the youngest stratigraphic unit of our study area. The bedding of this site is almost horizontal, which does not allow the fold test to be performed, and the lack of reversal polarity NRM (Fig. 37) doesn't allow us, either, to conclude on the validity of this data.

This paleomagnetic data indicates a counterclockwise rotation of 41° with respect to the Africa APWP (Fig. 40) of the Miocene sediments above the Internal Briançonnais units. The position of these sediments on the Briançonnais and their age are close to the characteristics of those of the TPB, also affected by anti-clockwise rotations post-23 Ma.

The study of this site seems to indicate that the Ligurian Alps, South of the Western arc, are also affected by the large counterclockwise rotation recorded in the TPB between Aquitanian and Serravallian time (Maffione et al., 2008). The TPB undergoes about 50° of counterclockwise rotation between Aquitanian and Serravallian (23 to 13 Ma), and our site PM2106 suggests that the Ligurian Alps undergo more than 30° of post-Aquitanian counterclockwise rotation. Maffione et al (2008) demonstrate that the rotation of the TPB is contemporaneous with the rotation of the Corsica-Sardinia block and the roll-back of the slab beneath the Apennines. The rotation of the TPB is therefore linked to the Apenninic dynamics, rather than the Alpine ones.

The 30° counter-clockwise rotation recorded in the Aquitanian-Burdigalian sediments of our site PM2106 could therefore be associated with the same process and not with the Alpine collision. If

this is the case, of the 117° of post-Oligocene counterclockwise rotation of the Ligurian Alps, only about 67° is attributable to the Alpine collision, the remainder corresponding to the 50° of rotation associated with the opening of the Liguro-Provençal basin and the Apennine rollback.

III.V.3 - Inferred syn-collisional vertical-axis rotations based on the interpretation of paleomagnetic data

In the following sections, our new paleomagnetic data integrated with those compiled from the literature are used to assess the amounts of vertical-axis rotation of the different Alpine domains and to detect whether they can be explained by oroclinal bending. As shown in section IX, the overwhelming majority of these data are inferred to correspond to late Eocene-Early Oligocene remagnetization. Hence, vertical-axis rotations constrained by these data are interpreted below in the frame of Alpine collision.

III.V.3 - 1) Ages of magnetization of Alpine units inferred by paleomagnetic studies

The age of magnetization is a very important element to interpret paleomagnetic data on vertical-axis rotations. Indeed, the reference magnetization direction varies as a function of the inferred age of magnetization. If this age is poorly constrained, the error on the amount of rotation can reach several tens of degrees, the APWP of Europe and Africa evolving respectively between N45° and N0° and between N320° and N0° since 300 Ma (Fig. 40), which in some cases can call into question even the direction of rotation.

Each palaeomagnetic study therefore pays attention to the existence or absence of remagnetisations, which can be identified by negative fold tests, and to their age. In spite of some uncertainties, for any given area of the Alpine Chain, the interpreted ages of magnetization are

Table 3 : Summary of the magnetization ages according to the areas of the Alps based on the synthesis of previous studies of paleomagnetism throughout the Alps.

Domain	Age of the magnetization	References
Adriatic plate	Depending on the stratigraphic age. Mainly primary magnetization.	Van Hilten & Zijdeveld, 1966; Zijdeveld, 1970; Soffel, 1972; Channell & Tarling, 1975; Heiniger, 1979; Lowrie et al., 1980; VandenBerg & Wonders, 1980; Marton & Veljovic, 1983; Channell, 1986; Channell et al., 1990b; Channell, 1992; Channell et al., 1992; Channell & Doglioni, 1994; Muttoni & Kent, 1994; Muttoni et al., 1996; Scholger et al., 2000; Marton et al., 2003; Agnini et al., 2006; Marton et al., 2010a; Marton, 2011b; Dallonave et al., 2012; Marton et al., 2017
Internal Zone	Penninic nappes	Eo-Oligocene (~34 Ma) remagnetization.
	Lepontine dome	Post-Oligocene - Miocene (23 Ma ?) remagnetization.
	Sesia Zone	Oligocene (30 Ma) primary magnetization.
Austroalpin nappes	2 steps of remagnetization : first Cretaceous-Eocene (~66 Ma); second Oligo-Miocene (~34 Ma). Depending on the site and the corresponding fold test result, the magnetization is inferred to be primary magnetization of remagnetization.	Channell <i>et al.</i> , 1992; Haubold <i>et al.</i> , 1999; Marton <i>et al.</i> , 2000; Thöny <i>et al.</i> , 2006; Pueyo <i>et al.</i> , 2007
External Zone	Southwestern Alps	~25 Ma for the mesozoic cover and ~275 Ma for the Permian rocks
	Belledonne area	Between 25 and 17 Ma remagnetization (Menard & Rochette, 1992), or 26.5 Ma or 23 Ma remagnetization (Crouzet <i>et al.</i> , 1996). Depending on the fold test results, and probably caused by a different magnetic mineralogy than the most of the other sites, some locations give primary magnetizations.
	foreland basin Molasses (Swiss)	Depending on the stratigraphic age. Primary magnetization.
	Jura	Depending on the stratigraphic age. Mainly primary magnetization.
		Henry, 1971; Bogdanoff & Schott, 1977; Cogné & Perroud, 1985; Aubourg & Chabert-Pelline, 1999; Somette <i>et al.</i> , 2014
		Westphal, 1973; Henry, 1992; Menard & Rochette, 1992; Crouzet <i>et al.</i> , 1996
		Kempf <i>et al.</i> , 1998
		Gehring <i>et al.</i> , 1991

consistent from one study to the other, and these ages are compiled in Table 3. Based on this compiled data set, the ages of magnetization of the different Alpine areas can be summarized as follows:

1) In the Adriatic plate numerous studies (Table 3) show that mainly primary magnetisations are preserved. This allows one to study the rotation of Adria with respect to stable Africa over time, and to calculate average rotation amounts for each stratigraphic interval.

2) In the Penninic nappes (in fact in the Briançonnais domain, where all the data are located) re-magnetisation is inferred to take place during metamorphism, related to continental subduction, providing an age of magnetisation of approximately 34 Ma (Thomas et al., 1999). Any inferred rotations of these re-magnetized directions are therefore correctly interpreted as result of Alpine collisional tectonics.

3) In the Lepontine Dome, palaeomagnetic data are also interpreted as being the result of Oligo-Miocene re-magnetisation related to barrovian, early-collisional metamorphism (Heller, 1980).

4) In the Sesia Zone, paleomagnetic data stem from Oligocene andesites and lamprophyric dykes (Lanza, 1977; Lanza, 1979). They are considered to be primary magnetizations acquired during cooling of the dykes in Oligocene times.

5) In the Jura Chain and Molasse Basin the data are interpreted as primary magnetisations (Gehring et al., 1991; Kempf et al., 1998). The age of these magnetizations thus depends on the age of the sediments.

Two areas are inferred to record more complex magnetic histories:

1) The Austroalpine nappes in the Eastern Alps, show at least two stages of re-magnetization (Pueyo et al., 2007). The first one occurring at the Cretaceous-Eocene boundary, and the second at the Oligo-Miocene boundary (Pueyo et al., 2007). However, several studies infer the presence of primary magnetisations, whose age depends on the age of the rock (Channel et al., 1992; Haubold et al., 1999; Marton et al., 2000; Thöny et al., 2006; Pueyo et al., 2007).

2) The Dauphinois cover is characterised by large-scale Neogene re-magnetisation at around 25 Ma (Table III; Henry, 1971; Aubourg & Chabert-Pelline, 1999; Sonnette et al., 2014; Henry, 1992; Menard & Rochette, 1992; Crouzet et al., 1996). Different processes are suggested to explain this re-magnetization, including diagenesis during sedimentary-induced burial, leading to chemical magnetizations (Katz *et al.*, 1998; Aubourg *et al.*, 2012) Alternatively, burial may be linked to Oligo-Miocene thrusting of the Internal nappes (Menard & Rochette, 1992; Crouzet *et al.*, 1996, Aubourg & Chabert Pelline, 1999; Cairanne, 2003, Sonnette *et al.*, 2014). Finally, chemical re-magnetization may result from fluid circulation (Kechra *et al.*, 2000). However, since the entire

Dauphinois between Ligurian Alps and Molasse Basin to the north is affected by this re-magnetization (Table III) it is more likely to envisage a sedimentary or tectonic, process.

In contrast, the Permian cover of the Argentera shows a primary magnetization (Table III). The absence of re-magnetization is never really addressed, but it may result from high-coercivity magnetite, which carries the magnetic signal in these rocks (Bogdanoff & Schott, 1977; Cogné & Perroud, 1985), which is more resistant to re-magnetization compared to low-coercivity magnetite or pyrrhotite, which characterize the Mesozoic cover (Menard & Rochette, 1992; Crouzet *et al.*, 1996, Aubourg & Chabert Peline, 1999; Cairanne, 2003, Sonnette *et al.*, 2014).

III.V.3 - 2) Inferred rotations of the Adriatic plate

308 paleomagnetic data are compiled for the Adriatic plate (Fig. 27a). They cover an area from the Sesia Zone in the west to the Alps/Dinarides boundary in the east, with stratigraphic ages ranging from Permian to Miocene (Fig. 43). All these data are divided into groups based on their close location and stratigraphic ages, thus simplifying the large dataset into 36 sites, each of which shows an average orientation (Fig. 27b).

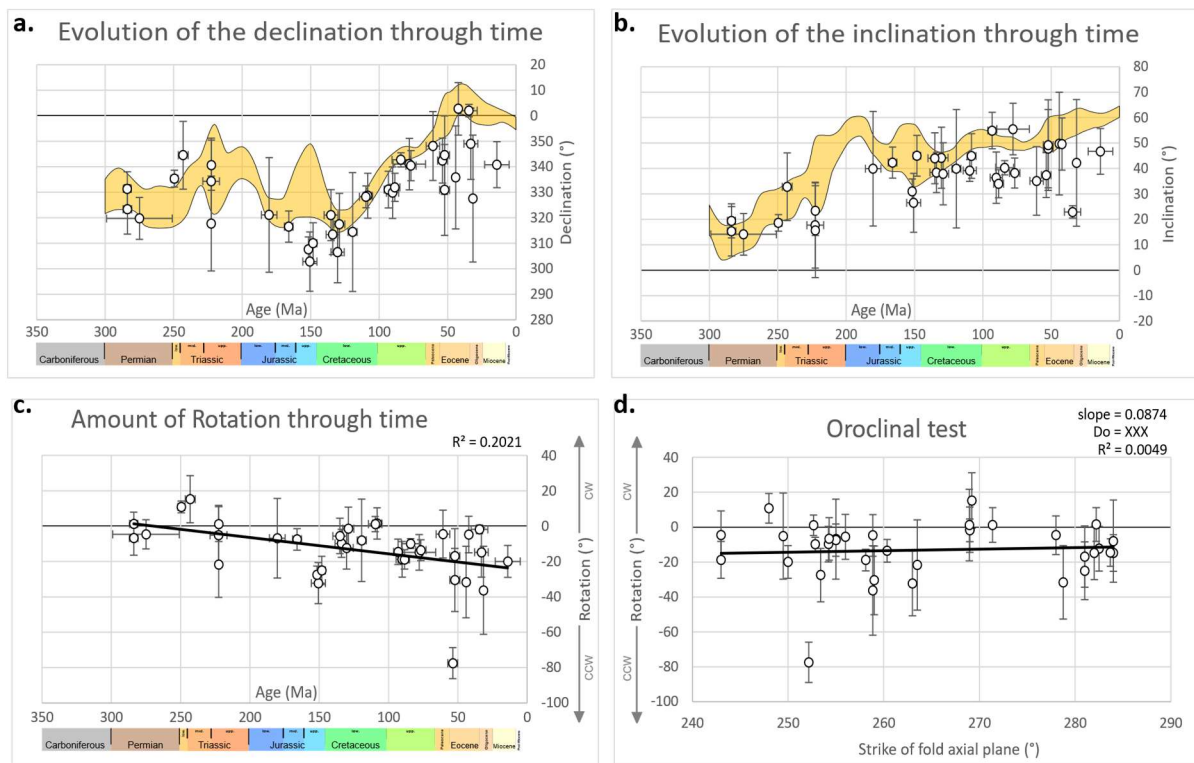


Figure 43 : a) Magnetic declination vs lithostratigraphic age plot, showing the difference between African APWP declination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik *et al.*, 2012) and average magnetic declination calculated from the compiled data in the Adria domain. b) Magnetic inclination vs stratigraphic age plot, showing the difference between African APWP inclination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik *et al.*, 2012) and the averaged magnetic inclination, calculated from the compiled data in the Adria domain. c) Calculated rotation vs lithostratigraphic age. d) Oroclinal test: calculated rotation vs strike of fold axial-plane, determined in map view.

The Adriatic plate is often considered to be a rigid indenter during Alpine collision (Tapponnier, 1977; Dumont et al., 2012; Schmid et al., 2017), yet it is known to deform as indicated by the amount of shortening recorded in the Southern Alps (e.g. Rosenberg et al., 2021, for review). It is therefore necessary, as part of a global paleomagnetic study of the Alps, to explore the possibility of bending of the Adriatic plate edge in relation to the Alpine collision with an oroclinal test as for the other domains. This oroclinal test shows no correlation between amount of inferred rotation and orientation of tectonic structures (Fig. 43d). Therefore, explanations of vertical-axis rotations within the Adriatic plate, if any, need to be sought as a function of other tectonic processes.

Magnetic declination directions are close to their reference declination in every analysed site, and this relationship is slightly stronger in the west (Fig. 43a). The declination values show that each site records an NRM close to the reference one. One group of data, however, appears to be different in both declination and inclination to their reference NRM. These data are located at the southern tip of the Dolomites (south-eastern Alps) and correspond to ages between 100 Ma and 31.5 Ma, and in the “Turin mountains” (Monferrato) (Thöny et al., 2006 after Bornioli and Lanza, 1995). It is on this single site from the Turin mountains that Collombet et al. (2002) base their interpretation of 20 to 25° counterclockwise rotation of the Adriatic plate. These values are close to the 30° counterclockwise rotation of Adria suggested by Márton et al. (2003a).

If the rotations of all data sampled on Adria are averaged arithmetically, we obtain a rotation angle of $13^{\circ} \pm 16^{\circ}$ counterclockwise rotation. However, the inferred timing of these rotations shows an inconsistent evolution, namely lesser counter-clockwise rotation in the older stratigraphic units compared to the younger ones (Fig. 43c). The linear regression of these data is statistically unrepresentative ($R^2=0.2$, Fig. 43c). All data vary around an angle value of 13° of counterclockwise rotation, except for the oldest data, which are pre-Lower Triassic.

It is conventionally considered that vertical-axis rotations can only be identified using paleomagnetic tools if they exceed approximately ten degrees (Maffione et al., 2008). Having this in mind it can be concluded that oldest stratigraphic units of the present study (Permian and Triassic) may not be affected by vertical-axis rotation and the rest of the data is rotated by no more than approximately fifteen degrees (Fig. 43). The lack of rotation in the oldest and structurally deepest cover units can be interpreted in different ways: 1) since the Permian the area undergoes both clockwise and counterclockwise rotation, the sum of which results in 0° rotation; 2) these rocks are affected by recent re-magnetization and their vertical-axis rotation is not calculated with the correct reference magnetization direction for this recent re-magnetization; 3) no rotation affects the southern Alps, nor the Adriatic indenter, since the Permian.

The hypothesis of re-magnetization of these Permian rocks is refuted because the positive fold test for this paleomagnetic direction (Zijderveld et al., 1970). These data should therefore be interpreted in terms of post-Permian rotations. So, either no rotation affects the Adriatic indenter, in comparison with the African APWP (Fig. 43), or it undergoes a clockwise rotation of about 15° before the counterclockwise rotation of $13^\circ \pm 16^\circ$.

If we consider that the second assumption is the right one, the rotation would be post- Langhian (Middle Miocene ~ 14 Ma), since the amount and counterclockwise sense of rotation do not vary through time between 225 and 14 Ma, with angles of $13^\circ \pm 16^\circ$. There is no direct evidence for a pre-14 Ma clockwise rotation (Fig. 43c). In an attempt to characterise the APWP of the Adriatic plate, considered to have an independent movement from Africa, Marton et al. (2017) propose that palaeomagnetic data indicate a clockwise rotation of the Adriatic plate, relative to the African plate, until the Cretaceous and then a 25° counterclockwise rotation, still relative to Africa since the Eocene. It seems therefore that the large error on the mean counterclockwise rotation of the Adriatic plate ($13^\circ \pm 16^\circ$), and the absence of rotation in the Permian units make the existence of a Cenozoic rigid counterclockwise rotation of the Adriatic plate highly hypothetical.

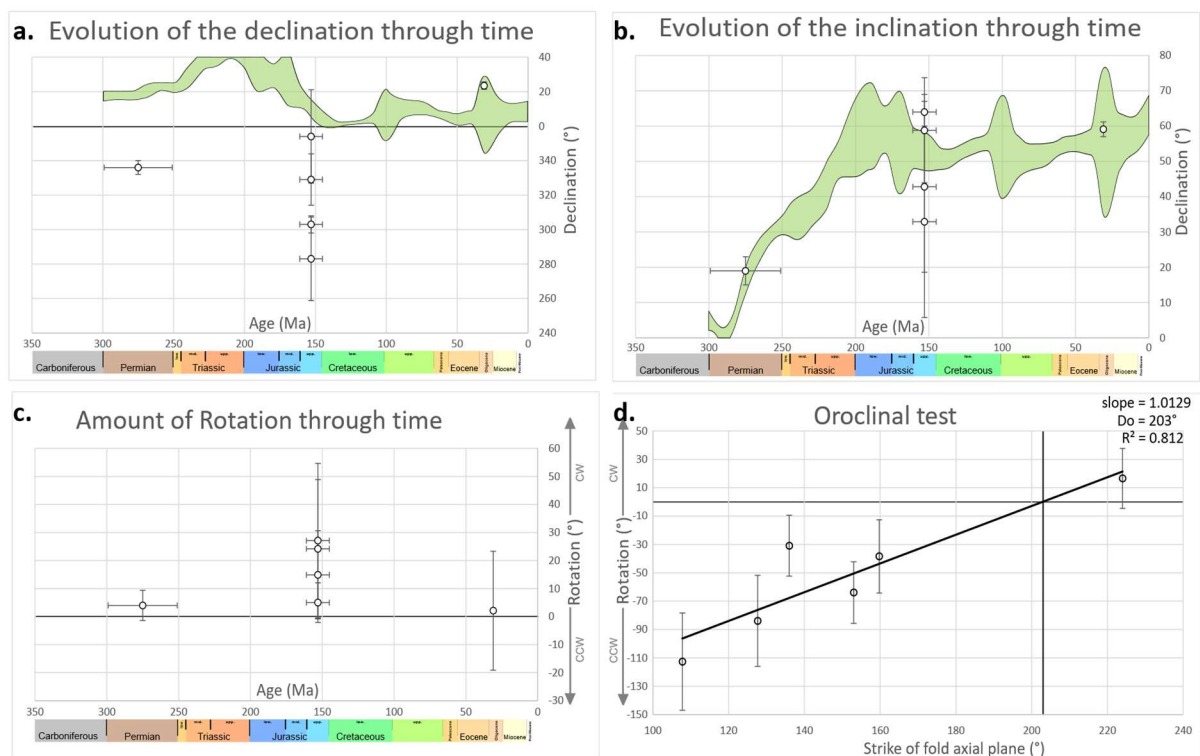


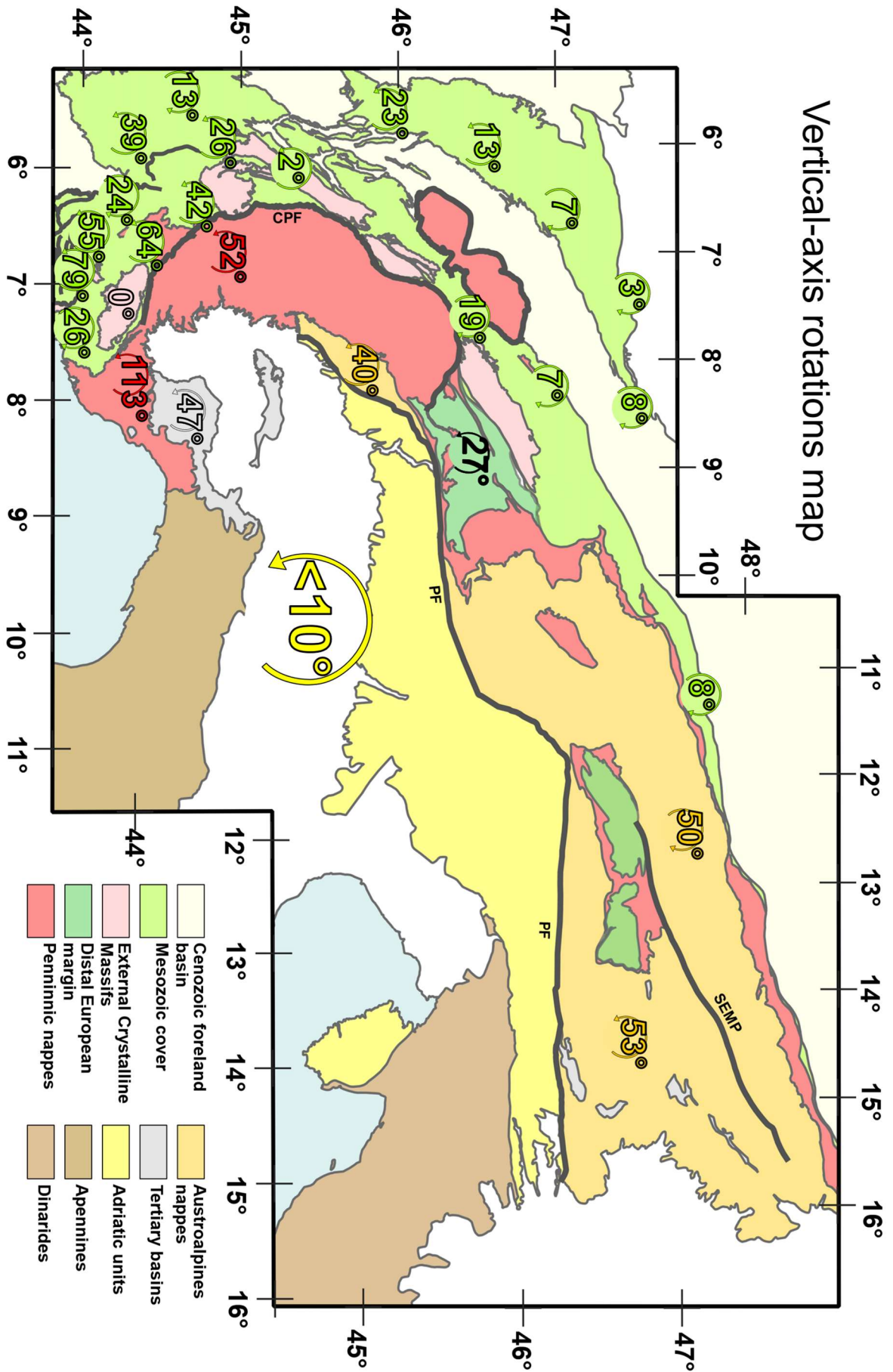
Figure 44 : a) Magnetic declination vs lithostratigraphic age plot, showing the difference between European APWP declination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik et al., 2012) and average magnetic declination calculated from the compiled data in the Penninic nappes. b) Magnetic inclination vs stratigraphic age plot, showing the difference between European APWP inclination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik et al., 2012) and average magnetic inclination calculated from compiled data in the Penninic nappes. c) Calculated rotation vs lithostratigraphic age. d) Oroclinal test: calculated rotation vs strike of fold axial-plane, determined in map view.

Paleo-rotations of the Adriatic plate are often compared to the current rotation of this region as evidenced by GPS studies (Noquet and Calais, 1994; Noquet et al. 2012; d'Agostino, 2006). However, Maffione et al. (2008) indicate that the Adriatic plate probably does not rotate since the Middle Miocene, or at least it does not attain an angle that is sufficient to be soundly detected and soundly constrained by paleomagnetic analyses. Maffione et al. (2008) propose that GPS and seismic observations (Westaway, 1990; Ward, 1994; Noquet and Calais, 1994; Collombet et al., 2002; Bauve et al., 2014), which point to the counterclockwise rotation of Adria rather reflect recent Mediterranean geodynamics whose rates cannot be extrapolated backwards in time to the Neogene.

Furthermore, tectonic reconstructions based on field data (Rosenberg et al., 2021) and numerical models (Le Breton et al. 2017) indicate that shortening gradients in the Alps are not consistent with more than 5° of rotation. Van Hinsbergen et al. (2014a) calculate a $9.8^\circ \pm 9.5^\circ$ counterclockwise rotation angle of the Adriatic plate, post-dating 20 ± 10 Ma but they highlight the kinematic problems that such a large rotation implies. These problems can only be solved in the case that Neogene shortening in the western Alps is severely underestimated, or that extension into the Ionian Basin is underestimated, or that a huge sinistral fault, striking through the middle of Italy decouples northern and southern Adria (Van Hinsbergen et al., 2014a).

The large errors linked to the calculations of Neogene counterclockwise rotation of Adria, suggest that the latter is poorly constrained, but lies within the range of 0 to 29° . Irrespective of paleomagnetic data, paleogeographic reconstructions suggest that any rotation larger than 5° poses severe tectonic problems regarding shortening in the adjacent Ionian Basin and Western Alps (Le Breton et al. 2017, Van Hinsbergen et al., 2014a), and also in the Eastern Alps (Rosenberg et al., 2021). Therefore, it is likely that the Adriatic plate does not undergo significant rotation during Alpine collision (Maffione et al., 2008) or in any case less than 10° . This conclusion is consistent with the 5° proposed by Le Breton et al. (2017).

Figure 45 : Summary of vertical-axis rotations calculated with data compiled throughout the Alpine Chain. CCW rotation north of the Periadriatic line in the Eastern Alps results from indentation coupled with lateral extrusion that is more efficient southward.



III.V.3 - 3) Inferred rotations in the Internal Zone

For the Internal Zone, 211 data are compiled (40 for the Penninic nappes in the Western Alps, and 171 for the Austroalpine nappes of the Sesia zone and the Northern Calcareous Alps). Following the same approach discussed above for the Adriatic Domain, these 211 data are reduced to 44 sites, each of them providing the orientation of paleomagnetic declination and inclination averaged over an area sharing the same tectonic structures and stratigraphic age.

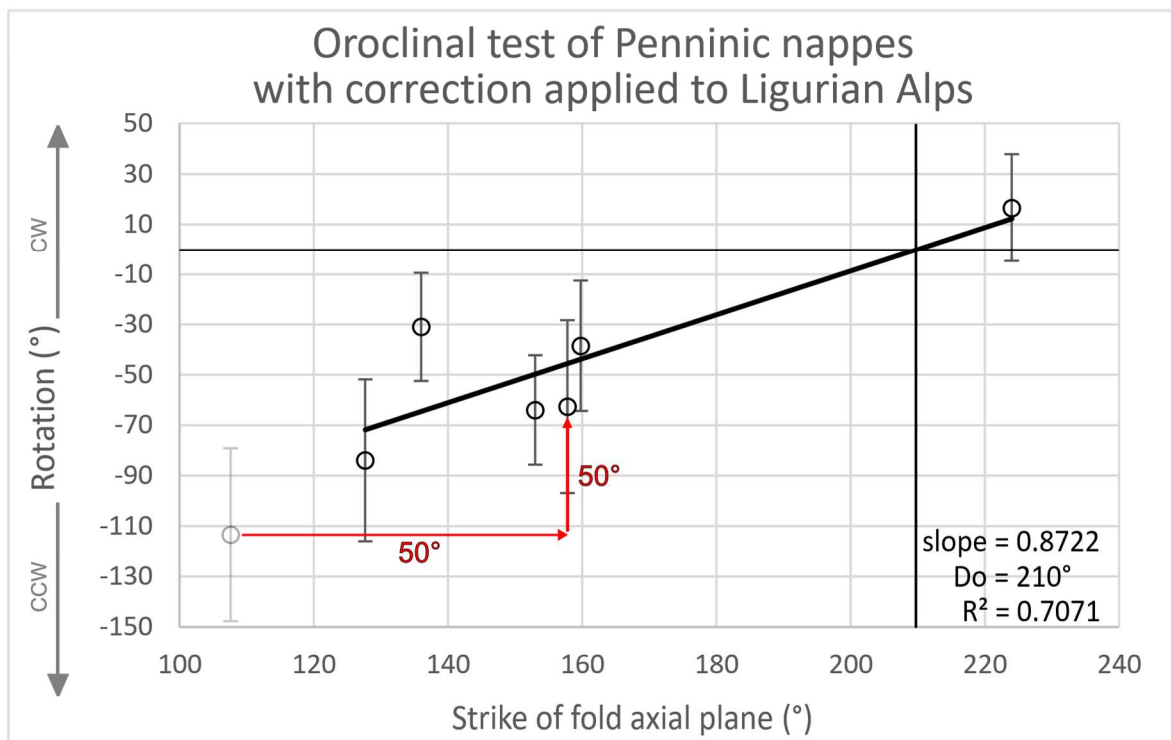


Figure 46 : Oroclinal test performed using averaged vertical axis rotation from the Penninic nappes, applying a correction of 50° counterclockwise rotation to the averaged data of the Ligurian Alps, as shown by red arrows and discussed in the text.

(a) *Penninic nappes*

The diagram showing the evolution of rotations as a function of the age of the stratigraphic formations shows no trend for the Penninic nappes (Fig. 44). This area underwent extensive burial reaching eclogitic to blueschist-facies metamorphism until the end of continental subduction in the upper Eocene (e.g., Manzotti et al., 2018), immediately preceding the onset of collision. Previous studies all interpret the age of measured magnetizations as Eocene-Oligocene re-magnetizations (Thomas et al., 1999; Collombet et al., 2002). It is therefore necessary to take the 30 Ma reference declination of stable Europe in order to calculate rotations, like Thomas et al. (1999) and Collombet et al. (2002), on the base of the measured paleomagnetic data in the Internal Zone.

As detailed above, several interpretations are proposed to explain vertical axis rotations in the latter zone (Thomas et al., 1999; Collombet et al., 2002). However, none of them consider a "simple" oroclinal bending. The oroclinal test (Fig. 44) shows a clear and robust relationship between rotations and orientation of the structures (slope coefficient of 1), with significant reliability ($R^2=0.812$). The Internal Zone data thus clearly indicates that the Western Alpine arc forms as an orocline.

Furthermore, we observe that the amount of rotation attains a value of zero for structures oriented N203° (Do; Fig. 44), separating structures affected by counterclockwise rotations to the SW and clockwise rotations to the NE. The median axis of the Western Alpine arc could follow a N293° direction and passing somewhere south of the Grand Paradiso massif and north of the Dora Maira massif (Fig. 2). This result may indicate that the average indentation direction of the Adriatic plate, which varies according to different kinematic models (Laubscher, 1991; Ford et al., 2006; Dumont et al., 2012; Schmid et al., 2017), is perpendicular to the N203° direction, thus oriented N293°.

We have previously seen that the E-W segment forming the southern part of the arc, the Ligurian Alps, probably undergoes a vertical-axis rotation linked with the Apennine tectonics (see chapter II). Based on paleomagnetic data in the Tertiary Piedmont Basin, resting on the Apenninic frontal thrusts, Maffione et al (2008) propose 50° of counterclockwise rotation between 23 and 11 Ma synchronous with the rotation of the Corsica-Sardinia block and the rollback of the Apenninic slab. Our new palaeomagnetic data for the PM2106 site, which is located in Miocene beds resting discordantly on the Briançonnais of the Ligurian Alps (Fig. 28), indicate a counter clockwise vertical-axis rotation of 41° + 23° post-23 Ma (Tab. 1, Fig. 38). Therefore, it is likely that the whole Ligurian Alps undergo the inferred 50° post-23 Ma rotation (Maffione et al., 2008) together with the Tertiary Piedmont Basin. It seems therefore that the inferred anticlockwise rotations attaining 113° + 34° in the Ligurian Alps (Fig. 45; Collombet et al., 2002) result from the sum of 50° associated with Apenninic tectonics and only 63° + 34 linked to Alpine collision. Similarly, the average strike of axial planes of folds attributed to this rotation for the oroclinal test of the Alpine arc must be corrected by these 50° of rotation attributed to Apenninic processes, thus changing from N107° to N157° (fig. 46).

This correction changes the result of the oroclinal test (Fig. 46), whose modified version indicates a linear regression slope of 0.87 ($R^2=0.71$), meaning that the arcuate shape of the Western Alps is partially due to oroclinal bending. The Do direction is close to N210° meaning a median axis close to the one estimated by the non-corrected oroclinal test, suggesting that indentation could follow a N300° direction.

(b) Austroalpine nappes

The Austroalpine nappes are the structurally highest units in the nappe stack forming the orogenic prism. Paleogeographically speaking, the Austroalpine nappes belong to Adria and form its distal margin. However, at present they are entirely detached from the Adriatic mantle and included in the orogenic prism where they overly the Penninic nappes. Because these units do not record the same type and age of metamorphism as the underlying Penninic nappes and do not have the same structural setting as the Adriatic units, we treat the paleomagnetic data from these nappes separately. Pueyo *et al.* (2007) propose several stages of re-magnetization for the Austro-Alpine nappes, the first (J2) between Cretaceous and Oligocene and the second (J3) between Oligocene and Miocene, after nappe emplacement, but before any significant rotation. Thus, depending on the fold test results of each site, according to the authors (Channel *et al.*, 1992; Haubold *et al.*, 1999; Marton *et al.*, 2000; Thöny *et al.*, 2006; Pueyo *et al.*, 2007) it is necessary to calculate the rotation with the NRM direction of reference corresponding to the stratigraphic age or to the remagnetization age.

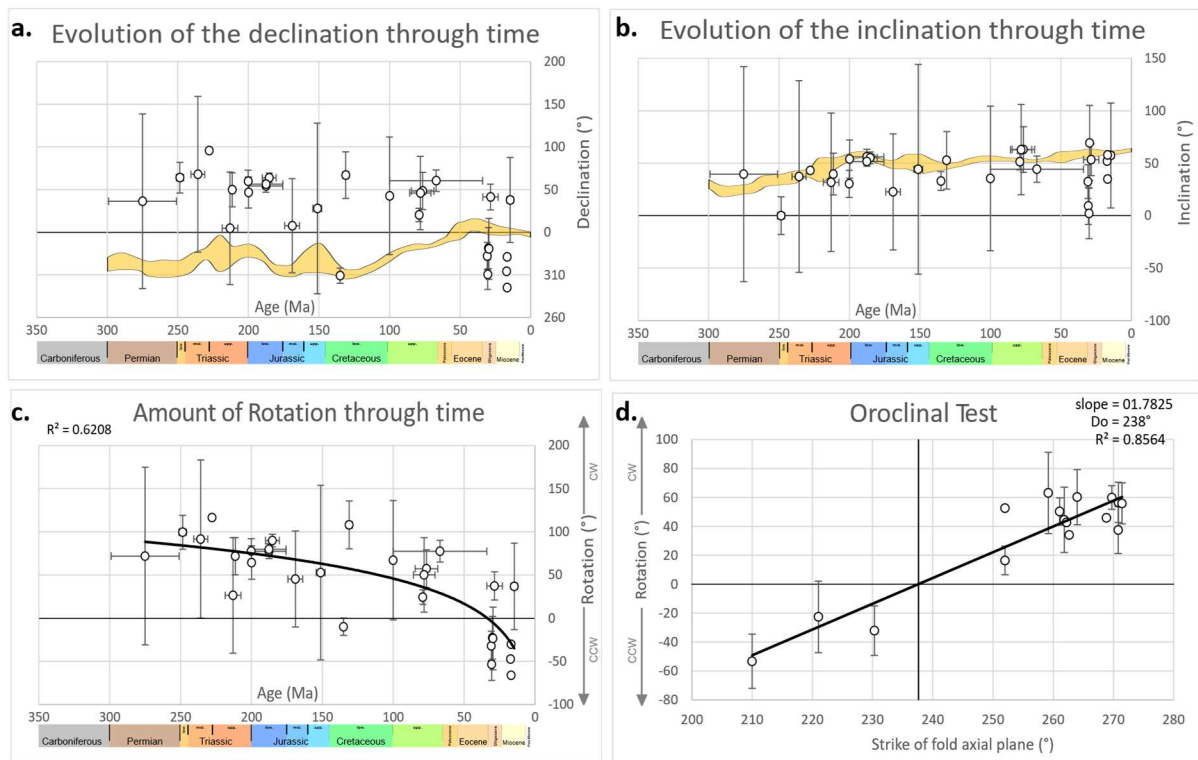


Figure 47 : a) Magnetic declination vs lithostratigraphic age plot, showing the difference between African APWP declination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik *et al.*, 2012) and average magnetic declination calculated from the compiled data in the Austroalpine nappes. b) Magnetic inclination vs stratigraphic age plot, showing the difference between African APWP inclination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik *et al.*, 2012) and average magnetic inclination calculated from the compiled data in the Austroalpine nappes. c) Calculated rotation vs lithostratigraphic age. D) Oroclinal test: calculated vertical-axis rotation vs strike of fold axial-planes, determined in map.

Vertical axis rotations seem to be clockwise since about 150 Ma, and counterclockwise since 30 Ma (Fig. 47). Interestingly, the few data showing counterclockwise rotations are from the Sesia Zone (Fig. 45; Lanza, 1977; Lanza, 1979; Thöny et al., 2006), unlike the rest of the data that are from the North Calcareous Alps (NCA), i.e. the northeasternmost part of the Chain. The apparent evolution of rotations through time (Fig. 47) may therefore be controlled by the orientation of tectonic structures and not to the chronological evolution of rotation in this area.

In order to limit our study to syn-collisional, vertical-axis rotations, rotations calculated on the base of primary magnetization, or pre-Oligocene remagnetization (e.g. J2, Pueyo *et al.*, 2007), should be corrected for pre-collisional rotations. No timing of rotation can be constrained by the rotation versus time plot (Fig. 47), so it is difficult to determine the amount of pre-collisional rotation, if any. Pueyo et al. (2007) interpret the paleomagnetic data in the Eastern Alps as resulting from clockwise rotation of at least 22° during the Eocene, related to NCA overthrusting on flysch, followed by clockwise rotation of 60° related to Alpine collision, amplified by clockwise rotation of rigid blocks during strike-slip displacements, locally attaining up to 30°. It is difficult to apply this complex interpretation to each sampled site, in order to back-rotate the blocks, hence correct their orientation due to local tectonics and to pre-collisional tectonics before performing the oroclinal test. The analysis of the data in the Austro-Alpine nappes does not consider, in the first place, the possible involvement of precollisional rotation. Then corrections considering these different phases of rigid block rotations (Pueyo et al., 2007), independent of the oroclinal bending process, will be applied to discuss the result of the oroclinal test.

The paleomagnetic data derived from the Austroalpine nappes between Periadriatic- and Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg (SEMP) faults (Fig. 27) indicate a counterclockwise rotation of approximately 50° (Marton et al., 2000), probably related to the combined effect of indentation by the Dolomites Indenter and lateral extrusion of the Eastern Alps (Rosenberg et al., 2004). Marton et al. (2000) interpret their paleomagnetic data in this area as the result of several phenomena also related to lateral extrusion of the Eastern Alps. They propose a syn-sedimentary counter-clockwise rotation (evidenced by a decrease in the amount of rotation in the youngest stratigraphic units), amplified by a 30° post-Sarmatian (5.3 Ma) counter-clockwise rotation.

Thus, it appears that this area, between the Periadriatic- and the SEMP faults (Fig. 27), undergoes significant counterclockwise rotation since 5.3 Ma (Marton et al., 2000) that does not affect the Austroalpine Domain in the rest of the Alps.. This area is often termed “extrusion wedge”. Its peculiar counterclockwise rotation partly results from larger dextral displacements accommodated along the Periadriatic Fault compared to the sinistral one along the SEMP Fault (Rosenberg et al. 2004) (Fig. 27). As a consequence, because our study is focused on the large-scale interpretation of

vertical axis rotations, due to processes that affect the entire Alpine Chain, the data from this region are discarded from the compiled dataset.

The oroclinal test shows a clear and reliable relationship ($R^2=0.86$) between structure orientation and inferred vertical-axis rotations (Fig. 47d). However, the slope of the linear regression greatly exceeds the maximum value of 1 (1.78). Haubold et al. (1999) note the complexity of interpreting data from this region due to individual rigid body rotations of smaller blocks, limited by strike-slip faults, in particular in the NCA (Linzer et al., 2002), which also contribute to lateral extrusion in Miocene time. These local tectonic rotations may cause the abnormal value of the oroclinal test (Fig. 47d). Indeed, the NCA are crossed by major NE-SW sinistral strike-slip faults, minor WNW-ESE dextral strike-slip fault, all terminating in the sinistral SEMP fault at their southern edge (Linzer et al., 2002). These faults can produce both clockwise and counterclockwise rotations. Based on the model described in Fig. 23, the amounts of such potential rotations vary with the distance to the fault. Data within 2500 m of these faults are excluded from the data set, but we cannot be sure that they don't produce any rotation even at larger distance. Additionally, "domino model" displacements can add few degrees of clockwise rotation in such conjugate fault systems (Fig. 22 & 23). Pueyo et al. (2007) propose that rotation of rigid blocks can add 30° of clockwise rotation during Alpine collision.

The amount of average, apparent clockwise rotation in the Austro-alpine nappes is $48^\circ \pm 13^\circ$ (value rounded to 50° in Fig. 45). The slope of the linear regression of the oroclinal test falls below 1.00 if a rotation angle of 39° is removed from the total amount of $48^\circ \pm 13^\circ$ clockwise rotation of

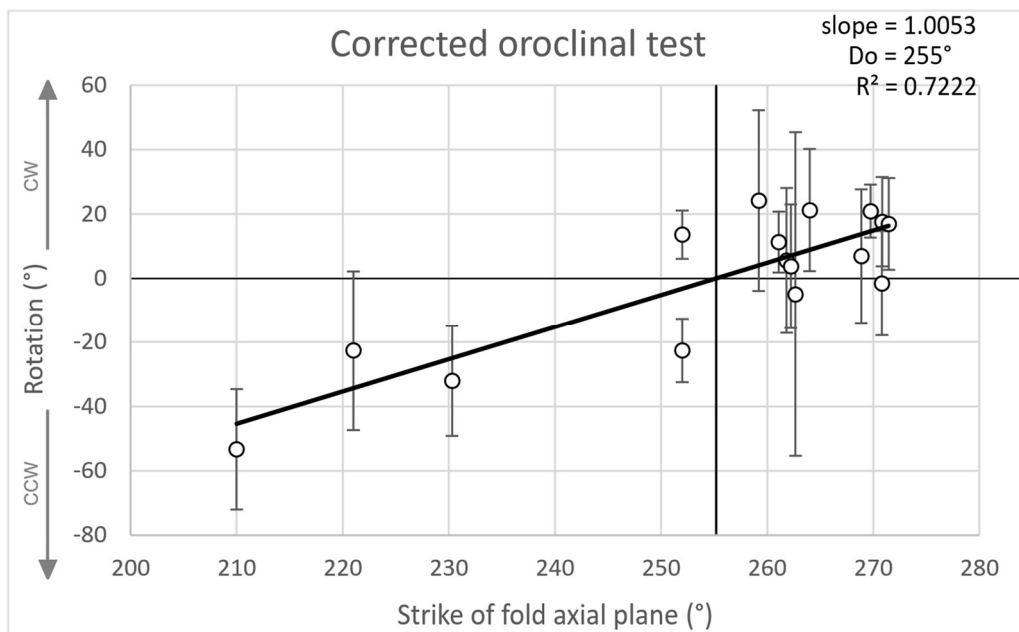


Figure 48 : Oroclinal test performed using averaged vertical-axis rotation from the Austroalpinic nappes.

the NCA (Fig. 48). One could thus speculate that only 11° of clockwise rotation are related to a syn-collisional oroclinal bending mechanism, whereas at least 39° of clockwise rotation are not. However, this estimate is very speculative .

These palaeomagnetic data in the Eastern Alps are of interest to us in the study of the Alpine arc, as they may allow us to determine the existence or absence of a collisional reorientation of this entire eastern branch of the Alps as seems to be the case in the Western Alps. Keeping in mind that this is a very speculative interpretation, I propose a clockwise rotation of 11° linked to this mechanism, which implies that the structures oriented around $N265^\circ$ today in the NCA followed a $\sim N256^\circ$ direction before the collision. Such a pre-collisional orientation of the Eastern Alps would be consistent with the pre-collisional orientation of the Austroalpine nappes inferred in paleogeographic reconstructions (Schmid et al., 2017; Van Hinsbergen et al., 2020; Le Breton et al., 2021). Furthermore, the linear regression in the corrected oroclinal test indicates no rotation for an orientation of the structure of $N255^\circ$ (Do, Fig. 48) in contrast to the linear regression in the uncorrected oroclinal test indicating that the main structures initially strike $N238^\circ$ (Do, Fig. 47).

(c) Lepontine Dome

The Lepontine Dome is located in the Central Alps and it consists of units derived from the European distal margin accreted below the Penninic Nappes (Schmid et al., 2004). Paleomagnetic data from this area, show orientations that are rather distinct from those of the Penninic nappes and the External Zone, thus they are interpreted separately.

The bulk of the Lepontine data are interpreted as showing an average $27 \pm 13^\circ$ counterclockwise rotation since Miocene time (Heller, 1980). According to him, this rotation corresponds to a syn-collisional counterclockwise rotation in a rigid block fashion, between two major dextral strike-slip faults: the Periadriatic Fault, and the "Rhone-Simplon fault" (Fig. 12).

While dextral slip along the Rhone-Simplon fault is both structurally and seismically documented west of the Lepontine Dome, no field-related study documents yet any dextral strike-slip along the northern margin of the Lepontine Dome. Alternatively, Rosenberg and Heller (1997) interpret the average declination and inclination of the Lepontine Dome as a result of a horizontal axis rotation along the Simplon normal fault, which bounds the western margin of the Lepontine. However, this model implies a rigid-block behavior of the entire dome, which would be differentially tilted westward. Given the high-T metamorphism still affecting the presently exposed level of the Lepontine in the Miocene, the latter model is also highly unrealistic.

In summary, the apparent 27° counterclockwise rotation of the Lepontine Dome does not find a tectonic explanation in the frame of the large-scale structures bounding this area. These data are all integrated in the analysis presented below on rotation of the whole accretionary prism. This analysis

tests whether larger, orogen-scale rotations can provide a better interpretation of the paleomagnetic data set.

III.V.3 - 4) Vertical axis rotations in the External Zone

(a) Testing oroclinal bending of the whole External Zone

For the External Zone 278 data are compiled and grouped into 71 sites, each of them providing an average paleomagnetic orientation (declination and inclination), which is shown in Fig. 27.

In the sub-alpine chains, southwest of the Western Alpine arc, nearly all stratigraphic units are affected by Neogene re-magnetization related to the emplacement of internal nappes over the Dauphinois (Chabert-Pelline, 1996; Aubourg and Chabert-Pelline, 1999; Cairanne, 2004; Sonnette, 2012). The same is also inferred for parts of the arc located further north as far as the Pelvoux massif (Crouzet *et al.*, 1996). Thus, we calculate vertical-axis rotations in the subalpine chains by taking a reference direction corresponding to the direction of magnetization for stable Europe at 25 Ma, according to the previous interpretation of the magnetization age and the apparent re-magnetization of all the analyzed sites in the External Zone (Table 3), as also observed in the paleomagnetic analyses of this PhD work (see section VI).

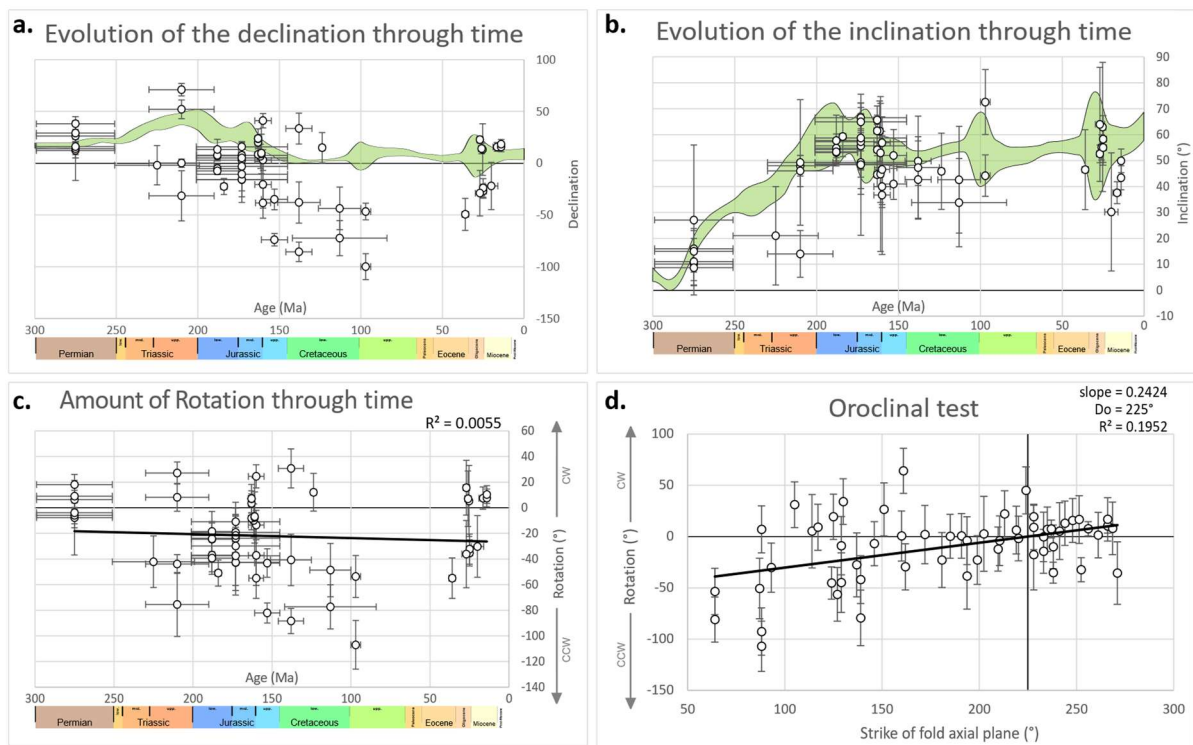


Figure 49 : a) Magnetic declination vs lithostratigraphic age plot, showing the difference between European APWP declination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik *et al.*, 2012) and average magnetic declination calculated from compiled data in the whole External Zone. b) Magnetic inclination vs stratigraphic age plot showing the difference between European APWP inclination 95% confidence area in yellow (calculated from Torsvik *et al.*, 2012) and the average magnetic inclination calculated from compiled data in the whole External Zone. c) Calculated rotation vs lithostratigraphic age. d) Oroclinal test, i.e., calculated vertical-axis rotations vs strike of fold axial-plane, determined in map.

Plotting the amount of rotation against stratigraphic age of the measured samples of the compiled data does not show any specific trend (Fig. 49). Even if the data are restricted to confined regions, i.e. the Jura Mts., the SW Alps, or the rest of the External Zone without these two sectors, rotation vs stratigraphic age diagrams do not show any trend. This probably means that the entire External Zone is re-magnetized.

Moreover, it is likely that emplacement of the internal nappes over the Dauphinois affects the magnetic properties of the latter units in similar ways everywhere around the arc. Therefore, we calculate vertical-axis rotations in the External Zone by taking a reference direction corresponding to the direction of magnetization for stable Europe at 25 Ma as for the data of the subalpine chains of the SW arc. This hypothesis is also supported by various studies, not only those cited for the SW arc (Chabert-Pelline, 1996; Aubourg and Chabert-Pelline, 1999; Cairanne, 2004; Sonette, 2012), but also for areas further north such as north of the Pelvoux (Crouzet et al., 1996).

It is interesting to note that paleomagnetic data in the Permian cover units of the External Zone (in the Barrot Dome and the Argentera massif, Fig. 50) indicate the absence of vertical-axis rotations (Bogdanoff and Schott, 1977). This implies that rotations observed in the Mesozoic and Cenozoic cover do not affect the basement. The cover could be decoupled from the basement via one or more levels of detachment in the Triassic evaporites and/or Liassic shales, as already proposed by Sonnette (2012), and Sonnette et al. (2014). This conclusion is also compatible with some structural and seismic studies concluding on the existence of such thin-skin tectonics in several sectors of the External Zone (e.g., Philippe et al., 1998; Affolter et al., 2008; Deville and Chauvière, 2000;

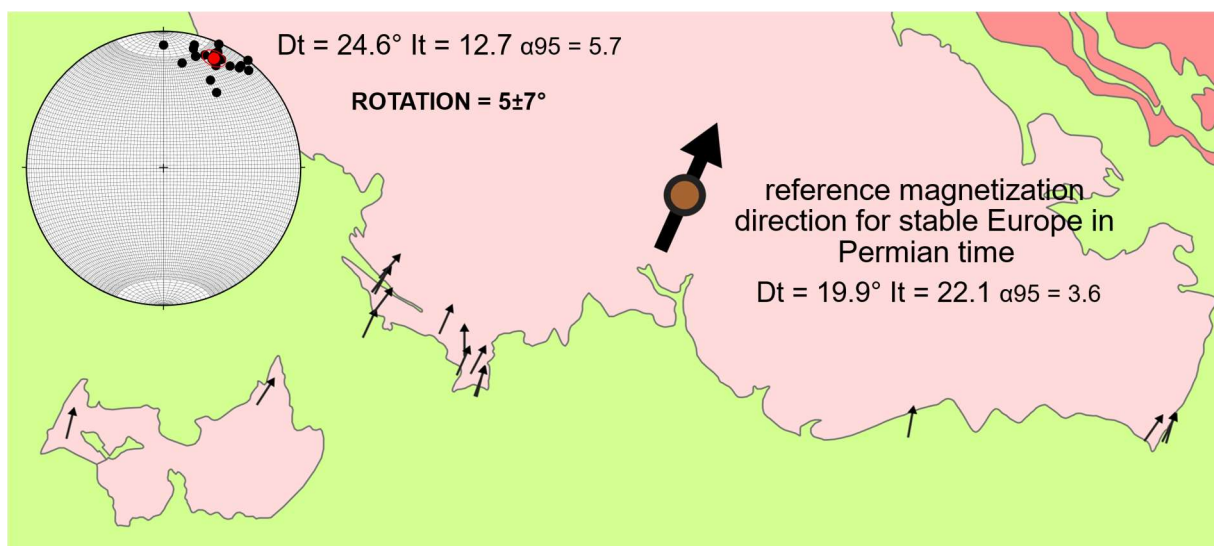


Figure 50 : Simplified map of the Southern part of the Argentera massif and of the Barrot Dome (both in pink), with averaged paleomagnetic orientation data of Permian age, calculated from compiled data (Bogdanov & Schott, 1977; Cogné & Perroud, 1985). Large arrow represents Permian-age magnetic declination of reference for stable Europe (calculated from Torsvik et al., 2012). Stereographic projection shows the paleomagnetic direction of data plotted as arrows in the map, and their average direction (red dot). This stereographic projection indicates that the averaged paleomagnetic direction is very close to the one of reference.

Bellahsen et al., 2014; Jourdon et al., 2014). On the basis of these observations, all interpretations concerning paleomagnetic data acquired in the Mesozoic and Cenozoic cover of the External Zone, only refer to thin skin tectonic processes. This hypothesis may not be correct for the whole of the arc, but the absence of paleomagnetic data in the Permian cover of the other External Massifs does not allow us to discuss the coupling between the basement and the cover elsewhere than in the south of the arc. Only two data in the western Belledonne cover correspond respectively to a clockwise rotation of 43° and 9°, 6 km apart from each other (Westphal, 1973), which does not allow us to conclude on the rotation of the Belledonne massif basement. Those in the Mesozoic cover to the west of the Belledonne Massif do not seem to indicate rotation (Aubourg and Chabert-Pelline, 1999), and those in the Mesozoic cover to the east, in the Bourg d'Oisans area, between the Belledonne and Grandes Rousses Massifs (Fig. 2), would not indicate rotation either (Crouzet et al., 1996). Re-processing of all the data in the Belledonne coverage indicates a rotation close to 2° + 16° counterclockwise, thus indicating the absence of a clear and dignificative rotation at the scale of the massif.

According to the paleomagnetic study of Westphal (1973), the Triassic cover of the Pelvoux massif, indicates a counterclockwise rotation of approximately 30°. This rotation and the change in direction near 90° of the main structures from N35° to N125° between the Belledonne massif and the Pelvoux massif allows to assume an Alpine amplification of a curvature, already existing at the beginning of the Permian, and termed "paleo-arc" (Westphal, 1973). However, the lack of data in the Permian cover of the Pelvoux massif, and the lack of paleo-magnetically-inferred rotation of the

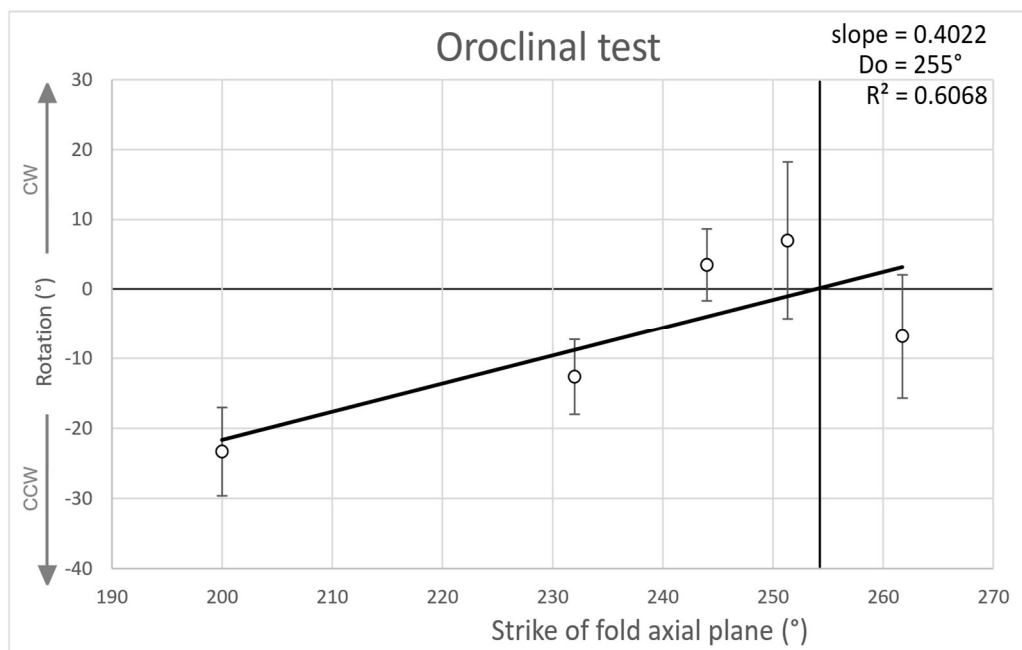


Figure 51 : Oroclinal test performed using averaged vertical-axis rotation data from the Jura Chain.

Belledonne and Grandes Rousses massifs, does not seem to be compatible with a vertical-axis rotation of the Pelvoux.

(b) Testing oroclinal bending within smaller-scale domains of the External Zone

Oroclinal tests in the External Zone may be performed on the scale of the entire arc, but also for smaller selected areas too, since different smaller-scale arcs are known to exist in this area. The first area corresponds to the Jura Chain, whose oroclinal test indicates that the arcuate shape is only partially associated with vertical-axis rotations (linear regression slope = 0.4; Fig. 51). This result seems to indicate that the arcuate shape is only partially produced by oroclinal bending. The linear regression is rather statistically significant ($R^2=0.61$) and the Do value equivalent to N255° suggests that the median axis of this arc has a direction oriented N345°.

We note that the rotation pattern in the Jura Chain is characterized by an increase in counterclockwise rotation towards its SW termination (Fig. 52). Indeed, clockwise rotations are small ($<10^\circ$), and limited to the NE termination of the Chain. Moreover, the median axis of the Jura

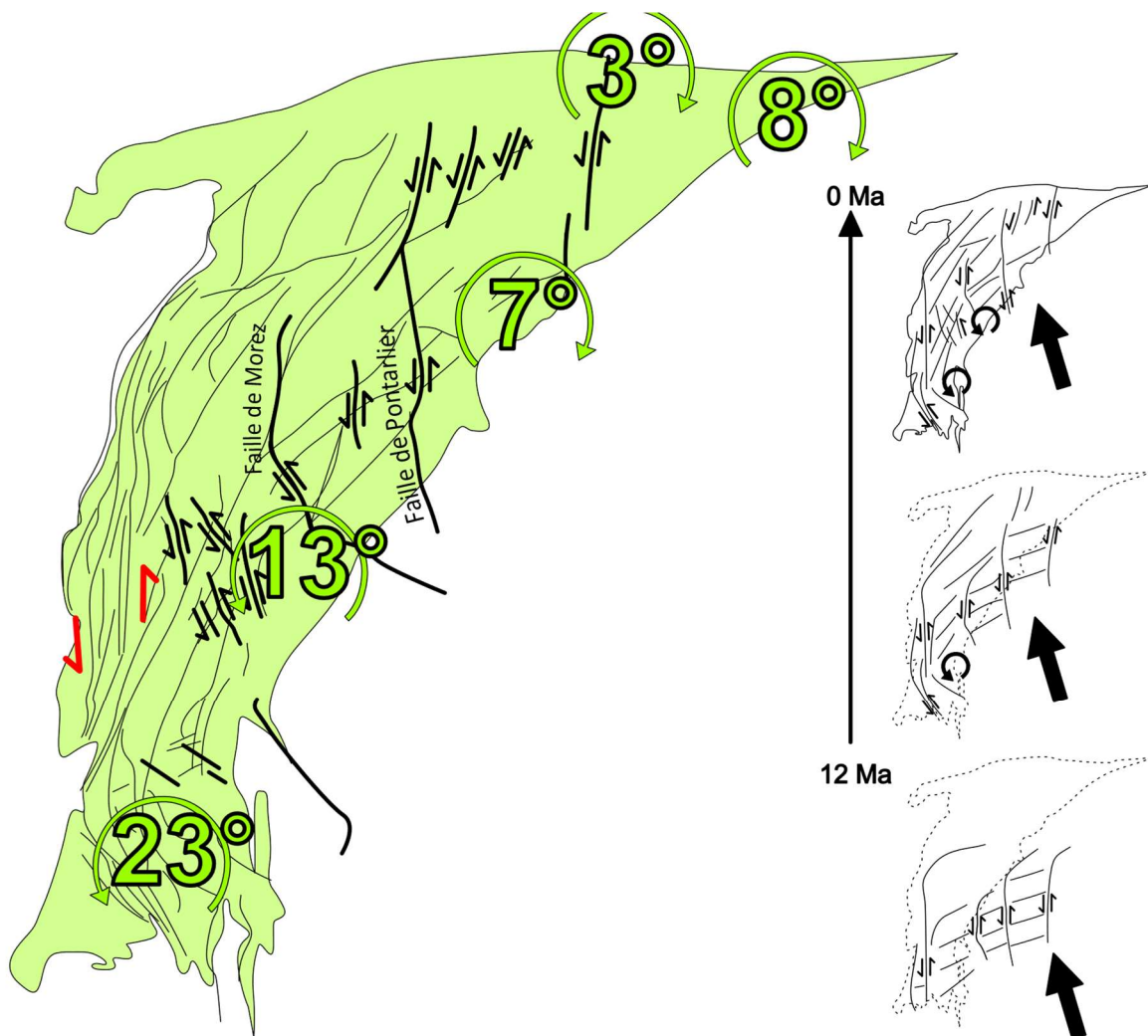


Figure 52 : left-hand side : simplified structural map of the Jura Chain. Right-hand side: conceptual kinematic model of the Jura arc, associated with a westward, anticlockwise rotation gradient.

Chain is oriented N345°, close to the direction of the structures striking along its SW termination (Fig. 52). This relationship between direction of the main structures and inferred vertical-axis rotations could be controlled by simple shearing along sinistral faults in the western part of the Jura Chain, under the effect of its NNW-directed propagation (Fig. 52). A similar process is proposed by Hindle and Burkhard (1999) for the Jura arc, and by Collombet (2001) for the southern part of the Alpine arc. The Jura front, up to its N-S striking, SW termination, is characterized by thrusts with transport direction normal to the chain axis (e.g. Homberg et al., 2002). However, several major sinistral, N-S striking thrusts also cross-cut the Jura Chain, such as the Pontarlier fault and the Morez fault (Fig. 52), which could possibly accommodate such a simple shearing (Fig. 52). A pre-collisional structural inheritance, particularly with respect to strike-slip faults, consistent with oroclinal tests, is by structural studies (Homberg et al., 2002). Hence the Jura arc may develop during migration of its NE termination to the North, accommodated by NNW-SSE sinistral strike-slip faults leading to counterclockwise rotational gradients to the West.

The sub-alpine chains of the SW part of the arc are also tested separately with respect to oroclinal bending (Fig. 53). This test indicates partial oroclinal bending on the base of a relatively reliable oroclinal test (Fig. 53). Indeed, the linear regression slope is limited to a value of 0.77 (Fig. 53). The arcuate structure at the SW tip of the Western Alpine External Zone would thus be partly inherited, probably largely from the Pyrenean-Provençal phase in the Castellane arc, which control

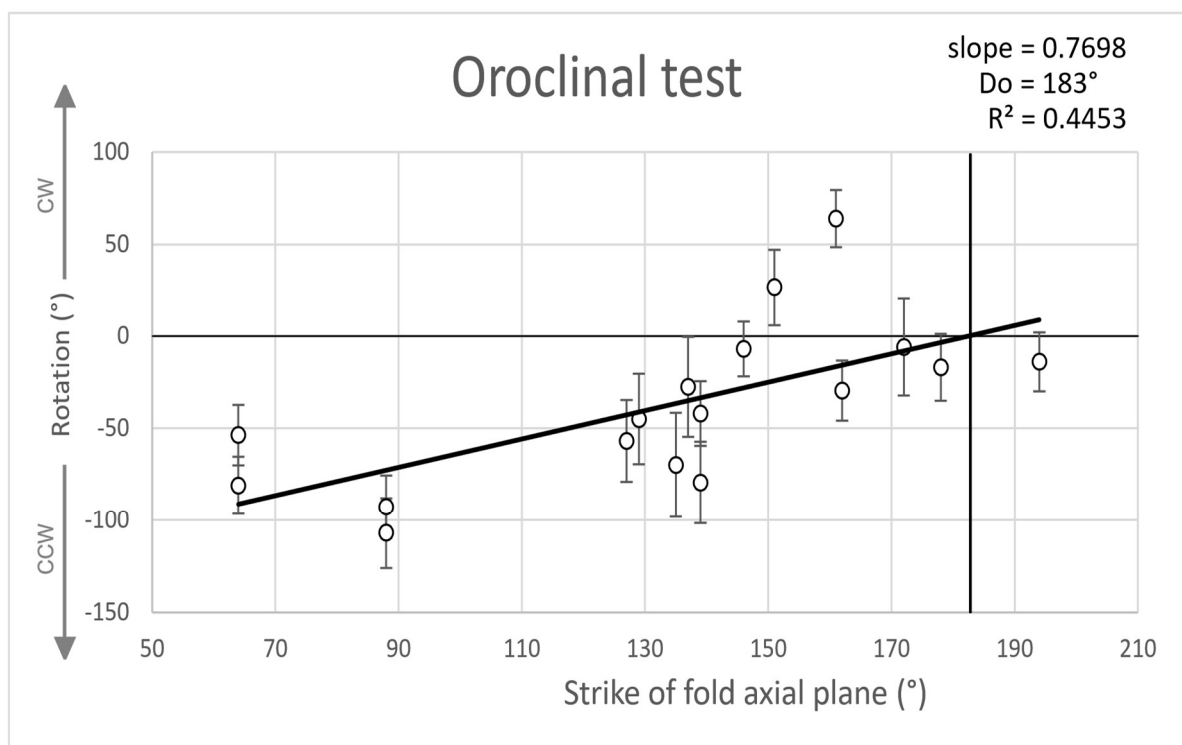


Figure 53 : Oroclinal test performed using averaged vertical-axis rotation from the southwestern Sub-alpines chains (Digne nappe, Castellanne arc, Nice arc).

the E-W direction of the structures in this segment (Fig. 16, Lemoine, 1972; Siddans, 1979), and partly developed during collision.

In this regional example (Fig. 53) no vertical-axis rotations affect structures oriented N183° (Do, Fig. 53). The arc would therefore develop mainly by westward displacement, which is compatible with our new interpretation proposed for the Digne nappe (Chapter I and Brunsmann et al., in review). However, the linear regression in Fig. 53 is not very reliable ($R^2=0.45$), hence it is delicate to draw such a conclusion on the rotations inferred in Fig. 53.

Other geodynamic processes may play a major role in the formation of this arc. As discussed in Chapter I, N-S shortening in the Castellane arc could be related to the inversion of the Liguro-Provençal basin after the Tortonian. This N-S shortening stage, at the origin of the inversion of the Liguro-Provençal basin margin, has been independently demonstrated by methods as varied as seismic and thermochronology (Ritz, 1992; Chaumillon et al., 1994; Bigot-Cormier et al., 2004; Larroque et al., 2009; Larroque et al., 2011; Larroque et al., 2012; Brunsmann et al., in review). This shortening could possibly lead to a reorientation of the structures causing their counterclockwise rotation excess of the Castellane arc relative to the rest of the region (Fig. 54). If this is the case, bending of the structures as shown in the diagram of Fig. 53 would not be due to the development of an arc by propagation of the Alpine collision into its foreland, but rather to regional north-south shortening propagating from the southern European continental margin. However, in order to cause a rotation, displacement should be more important in the eastern part of the Castellane than in the west.

If we consider that the average amount of counterclockwise rotation of the Dauphinois cover to the south of the arc is approximately 50° (Fig. 45), as proposed by Aubourg and Chabert-Pelline (1999), then 29° of additional counterclockwise rotation, around a pole located near the western termination of the Castellane arc, need to be associated with this late, lateral gradient of displacement (Fig. 54). I propose a rotation history that relies on a direction of propagation of the subalpine chains with a rotational component, as in the progressive arc model (Fig. 5). This model implies 50° counter-clockwise rotation after 26.5 Ma followed by counter-clockwise rotation of the Castellane Arc since the Tortonian (Fig. 54).

However, the large-scale interpretation of these rotations does not seem to be compatible with a model of formation of the Castellane arc controlled by E-W oriented Pyrenean-Provençal structures prior to Alpine collision (Fig. 16, Lemoine, 1972; Siddans, 1979; Brunsmann *et al.*, in review). This incompatibility suggests that paleomagnetic-derived vertical axis rotations in this area may indicate local vertical-axis rotations rather than large-scale rotations.

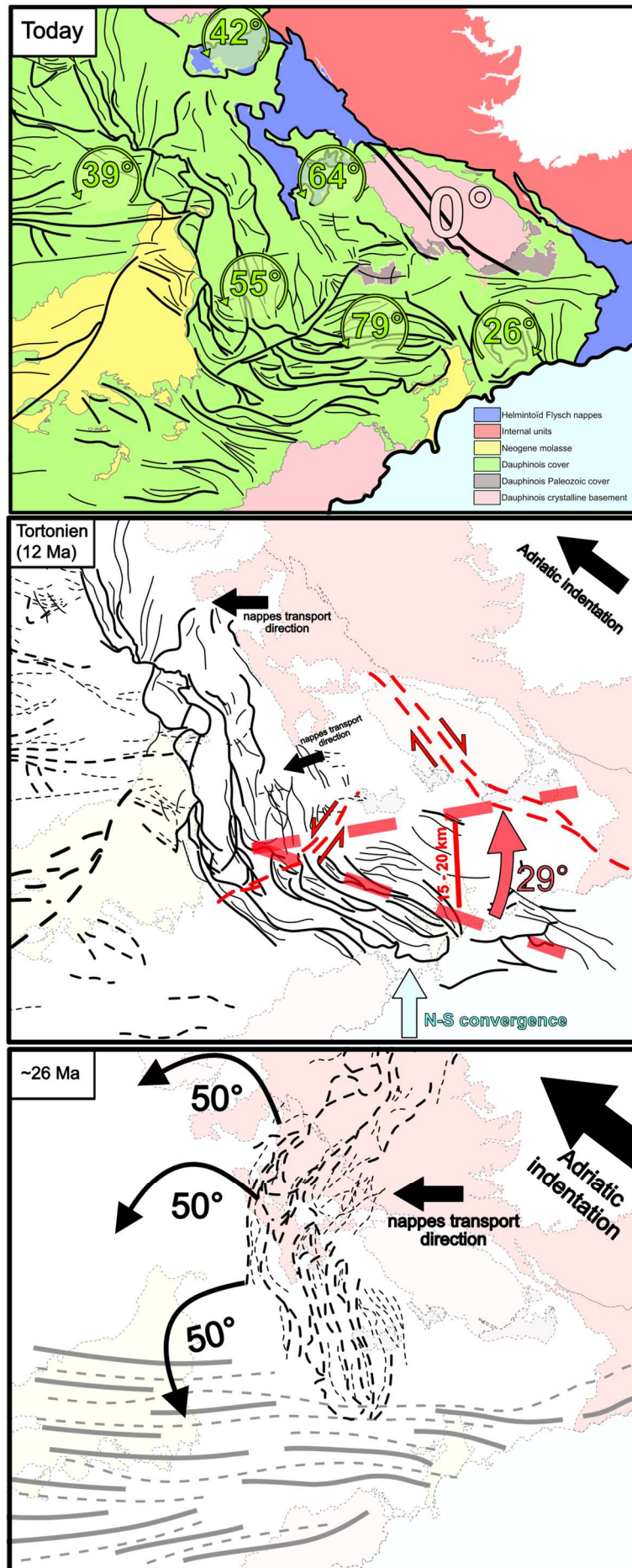


Figure 54 : Map summarizing syn-collisional rotations in the Alpine Chain. The inherited bend of the European margin is partly amplified by oroclinal bending of the Internal Zone and Penninic nappes due to an inferred N300°E-oriented indentation of Adria. The Jura Chain is affected by anticlockwise rotations, whose amount progressively increases westward. The Castellane arc results from rotations in opposite sense of the detached Mesozoic cover. The latter is triggered by shortening linked to the inversion of the Liguro-Provençal margin and dextral transpressive kinematics affecting the southern part of the arc since Tortonian times (Ritz, 1992; Chaumillon et al., 1994; Bigot-Cormier et al., 2004; Larroque et al., 2009; Larroque et al., 2011; Larroque et al., 2012). No general rotation pattern in the External Zone on the scale of the entire arc is shown, because our interpretation suggests no oroclinal bending on this scale.

III.VI. DISCUSSION

III.VI.1 - Oroclinal bending of the whole Internal Zone and Lepontine Dome ?

An oroclinal test including the inferred rotations of Penninic and Austroalpine nappes, provides a positive result (Fig. 55a) with a linear regression of slope equal to 0.89 that is statistically robust ($R^2=0.79$). The intersection of the regression line with the absciss axis of Figure 55a indicates zero vertical-axis rotation for structures striking N220°. Following the same reasoning as for the interpretation of the data of the Pennine nappes, the latter result may testify an indentation in a direction N310°. This analysis thus is consistent with oroclinal bending of the whole orogenic wedge, likely under the effect of indentation by the Adriatic plate along a direction close to N310°.

Performing the oroclinal test for the whole Internal Zone after the correction of 39° of clockwise rotation applied to the Austroalpine nappes in the Eastern Alps, despite the questionable robustness of this value, and of 50° of counterclockwise rotation in the Ligurian Alps, related to Apenninic tectonics, yields a linear regression slope equal to 0.55 ($R^2=0.7$) (Fig. 49b). This indicates that the arcuate shape of the Alps would only partly result from oroclinal bending. The strike of fold axial planes and thrusts corresponding to a null rotation is N253° (Do, Fig. 49b), corresponding to a median axis of the arc direction close to N343°, passing in the western half of the Lepontine Dôme (where the structures strike is close to N253°). This median axis direction of N343° is very close to the N335° inferred convergence direction estimated in previous work (N338°, van Hinsbergen et al., 2020; N335°, Le Breton et al., 2021; N330°, Rosenberg et al., 2021).

III.VI.2 - Oroclinal bending of the whole External Zone ?

The oroclinal test applied to the entire External Zone does not provide a statistically reliable linear regression ($R^2=0.19$; Fig. 49). However, the average amount of vertical-axis rotation in the External Zone suggests that the sites located in the northern part of the arc (where structures strike NE-SW) are rather affected by clockwise rotations, whereas to the south, where the main structures strike between N60° and N180°, rotations are mainly counterclockwise (Fig. 45). If this qualitative interpretation is correct, it suggests that some oroclinal bending does affect the European margin in spite of the absence of a statistically reliable, linear link between orientation of tectonic structures

and amount of rotation (Fig. 49). Being aware of these limitations, Fig. 49 shows that no vertical-axis rotations affect the External Zone where its main structures strike N227° (Do, Fig. 49). Therefore, an indentation direction oriented N317°, which is close to those interpreted based on data from the Penninic nappes (N293°) and the entire Internal Zone (N307°), possibly affects the External Zone.

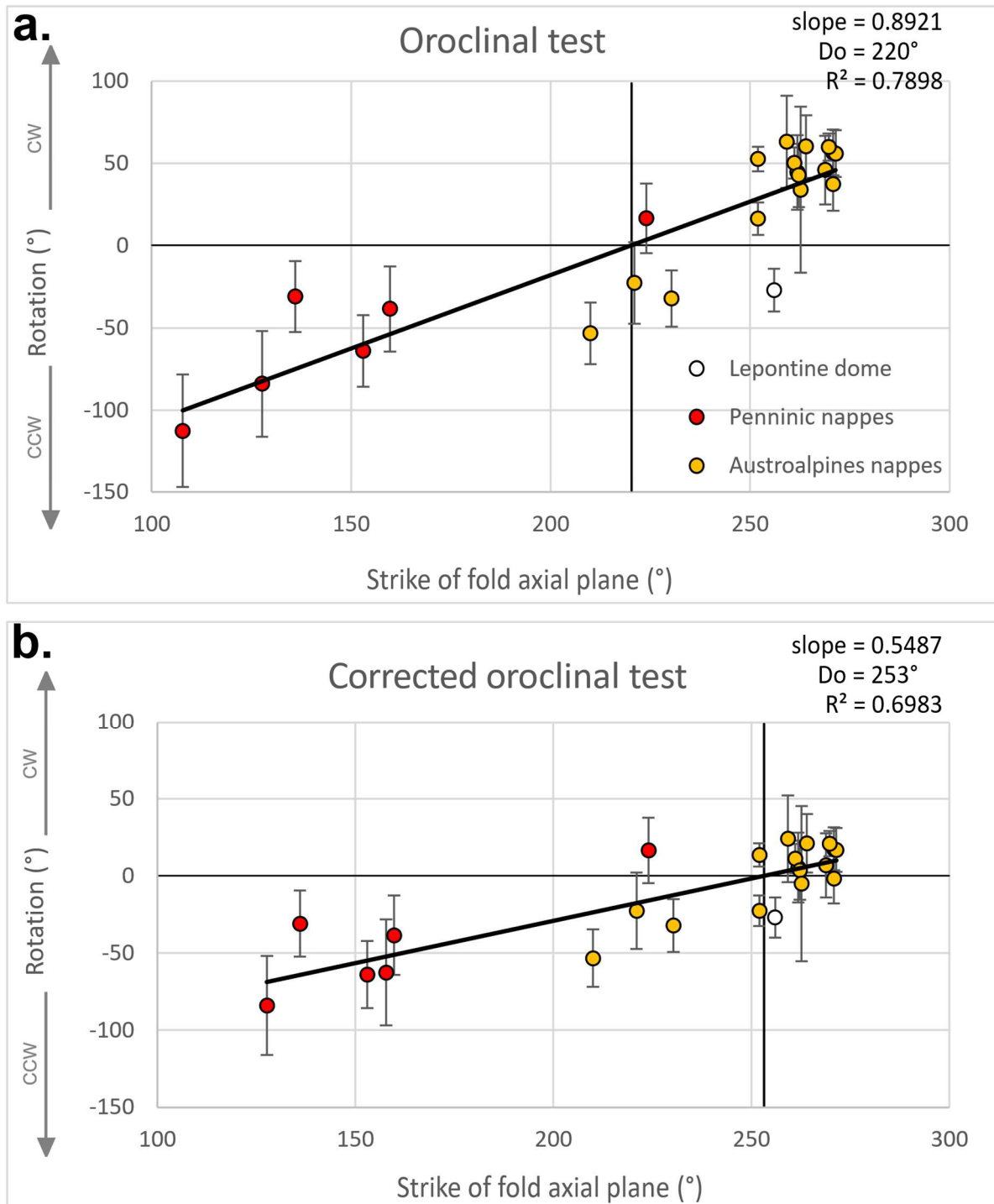


Figure 55 : a) Oroclinal test performed using averaged vertical-axis rotation from the whole Internal Zone of the Alps. b) Oroclinal test performed using averaged data from the whole Internal Zone of the Alps, to which corrections, as discussed above in the main text, are applied.

Because the arc in the External Zone includes the afore-mentioned smaller-scale arcs, it may be reasonable to perform the oroclinal test excluding the data from these smaller-scale arcuate structures (Fig. 56). There is only two sites showing clockwise rotations in the southwestern part of the arc (Diois, Fig. 45) which were excluded from the test. These data are probably related to very localised rigid rotations without any link to large-scale tectonics. As they did not change the trend of the oroclinal test but only its statistical robustness (R^2), their exclusion seems reasonable.

The result of this test is a robust best fit linear regression ($R^2=0.59$, Fig. 56), suggesting a pre-collisional inheritance of the arcuate shape of the European margin, because the linear regression slope has a value of 0.25 (Fig. 56). The Do value is equal to $N233^\circ$ (Fig. 56), so we can estimate that the pre-collisional average strike of the main structures is equal to $N233^\circ$, corresponding to a median axis oriented close to $N323^\circ$. This result is not far from the one obtained on the base of the complete data set of the External Zone (317° ; Fig. 56), but excluding the data from the southwestern sub-alpine chains (Digne nappe, Castellanne arc, Nice arc, Fig. 2) and the Jura allows to improve the robustness of the interpretation of the oroclinal test for the European margin at the scale of the Western Alps arc. In other words, oroclinal bending would affect the External Zone too, albeit to a much lesser degree than the Internal Zone, but the paleomagnetic expression of this bending, in terms of opposite vertical-axis rotations, is strongly masked by several bendings of the smaller scale arcs within the External Zone.

III.VI.3 - Structural inheritance vs oroclinal bending of the External Zone

Analysis of paleomagnetic data in the External Zone show that inferred vertical-axis rotation angles correlate only in part with the strike of the main structures, suggesting that oroclinal bending is only partially involved in the formation of the arc. Thus, this process is likely to amplify an already existing arcuate structure, largely inherited from pre-collisional time, or developed by other processes, as described in chapter I (Brunsmann et al., in review). This idea is proposed by recent paleo-geographic reconstructions based on retro-deformation of collisional shortening, which are entirely independent of paleo-magnetic data (Bellahsen et al., 2014; Romagny et al., 2020).

The lack of vertical-axis rotation in the Permian cover of the Argentera External Massif and Barrot Dome indicates that counterclockwise rotations affecting the Mesozoic and Cenozoic cover do not reach into the basement. Sonnette et al. (2012) propose that these rotations in the Dauphinois, to the SW of the arc, affect the cover that is decoupled from the basement via detachment levels in the Triassic evaporites.

The lack of rotation of the Dauphinois basement in the area of the Argentera massif is in contrast with the fact that the greatest counterclockwise rotations within the Internal Zone (~110°) are located adjacent to the latter Massif. This suggests that this segment of the Dauphinois arc is completely inherited from the European margin, against which the Penninic nappes conform by rotating.

No other paleomagnetic data exist yet in the Permian cover of the External Crystalline Massifs that would allow us to determine if this absence of basement rotation is found everywhere along the arc. In the present state of knowledge, two hypotheses can be made: 1) The absence of rotation in the basement is specific to the Argentera massif and the southern termination of the arc. The other ECM have undergone rotation equivalent to that measured in their adjacent cover and the European continental margin is partly bent during collision. 2) The shape of the arc is entirely inherited from the European margin, and vertical-axis rotations only concern the cover around the arc. These rotations are therefore driven by the propagation of deformation in the foreland cover. The Dauphinois basement only underwent a shortening during the collision without any reorientation of the structures (ECMs in particular).

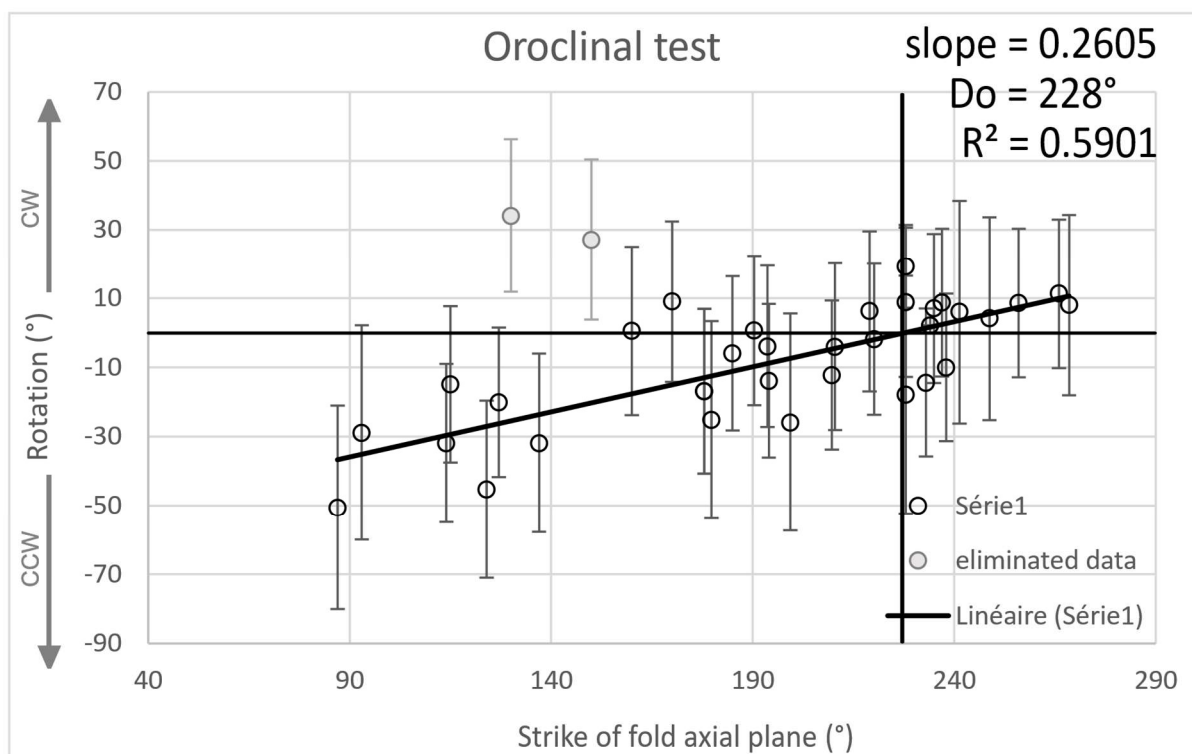


Figure 56 : Oroclinal test performed using averaged vertical-axis rotation from the External Zone except the data from the two oroclines described above and without two eliminated incongruous data.

III.VI.4 - Oroclinal bending on the scale of the Alpine Chain

Each analysed sector of the Chain excepted the Adriatic indenter (Fig. 43) systematically shows a positive oroclinal test (Fig. 44; 46; 47; 48; 49; 55; 56), indicating that oroclinal bending is a mechanism that participates to different degrees to the acquisition of the arcuate shape of the Western Alps during collision. Despite the different corrections applied to the palaeomagnetic data of the Eastern Alps, and in the Ligurian Alps, the oroclinal tests are systematically characteristic of an orocline (Fig. 44; 46; 47; 48; 49; 55; 56).

However, the correlation between rotation angles and orientation of tectonic structures, providing the specific slope of the linear regression in oroclinal tests, varies significantly according to the area studied and the corrections applied. It varies between a maximum value of 89% and a minimum of 55% (Fig. 55) for the Internal Zone and a value of 25% for the External Zone (Fig. 56). This means that the amount of oroclinal bending is significant in the Internal Zone, but modest in the External Zone.

The latter conclusion is consistent with the absence of rotation assessed in the Argentera basement (Fig. 50), and probably in the rest of the Dauphinois basement. This implies that the arcuate shape of the External Zone, hence of the European margin is largely due to structural inheritance amplified by radial transport directions in the absence of vertical-axis rotations in the basement, which need to be accommodated by arc-parallel extension (Fig. 5; Yonkee & Weil, 2010). Such an arc-parallel extension is however not described, neither in the External Massifs nor in the Dauphinois cover.

The Mesozoic cover of the Dauphinois, in which the oroclinal test (Fig. 56) indicates a partial correlation (25%) between direction of structures and vertical-axis rotations, may undergo partial, syn-collisional bending (Fig. 5; Yonkee & Weil, 2010), permitted by a decollement level in the Triassic evaporites or in Liasic level, as proposed in previous studies (Sonnette et al., 2014).

Concerning the inferred orientation of structures before oroclinal bending, the oroclinal tests indicate D_0 directions that vary between $N203^\circ$, for the uncorrected test of the Penninic nappes (Fig. 44), to $N255^\circ$, for the corrected test of the Austroalpine nappes (Fig. 48). It is interesting to observe that the tests on the External Zone (Fig. 49; 56) and Internal Zone (Fig. 55) define similar D_0 directions respectively of $N225^\circ$ (Fig. 49) $N220^\circ$ (Fig. 55a). If the test is corrected as described above this difference increases, yielding $N253^\circ$ for the Internal Zone (Fig. 55b) against $N228^\circ$ for the External Zone (Fig. 56)

An oroclinal test using the corrected (as described above) data set of the Internal and External Zone shows a remarkable compatibility of all these data (Fig. 57). A correlation of 31% is obtained between the rotations and the orientation of the structures, with an average initial orientation of the

structures of N241°. This result seems to strongly support the participation of an oroclinal flexure in the development of the arc from an already arched structure, notably at the European margin, but whose mean direction was close to N241°.

The asymmetry between large counterclockwise rotations in the SW of the arc (up to 60°) and the limited clockwise rotations in the Eastern Alps (~10°), linked to the oroclinal bending, corresponds rather to the secondary oroclinal model associated with a superimposed wrenching (Fig. 5), which would imply the existence in our case of a WNW-ESE sinistral strike-slip kinematics in the South of the Arc (Fig. 58).

III.VII. CONCLUSIONS

A reconstruction of the pre-collisional configuration of the Alpine region based on inferred syn-collisional shortening amounts compiled in Rosenberg *et al.* (2021) (Annexes) combined with the interpretation of vertical-axis rotations described above, and the palinspastic reconstruction of Bellahsen *et al.* (2014) to define the position of the ECM and the Molasse Basin, are used to suggest a kinematic model of Alpine collision and the formation of the western Alpine arc (Fig. 58). Although vertical-axis rotations cannot be quantified for each stage of this model, because of the inferred synchronicity of remagnetizations in most part of the Alpine arc. However, some interpretations of the relative chronology of rotations associated with the dating of Alpine (e.g. Bigot-Cormier *et al.*, 2006; Bellahsen *et al.*, 2014; Schmid *et al.*, 2017) and Apennine (Speranza *et*

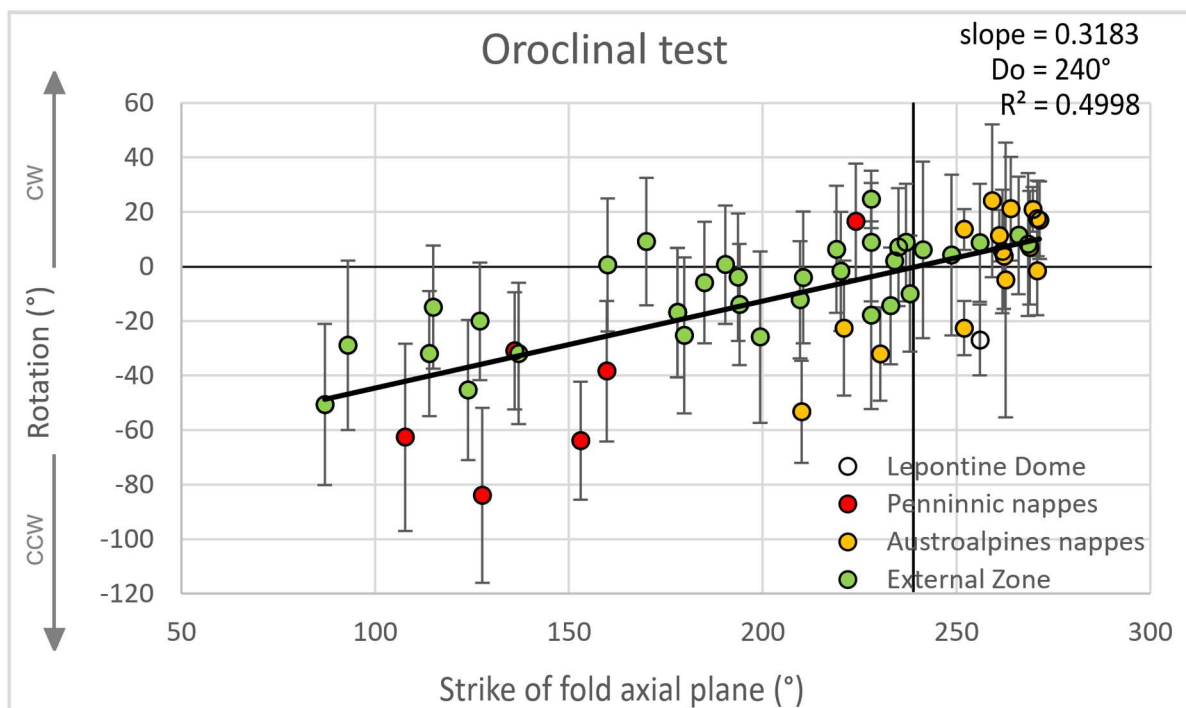


Figure 57 : Oroclinal test performed using average vertical-axis rotation from the Internal Zone and from the External Zone, excluding the Jura chain and the Southwestern subalpinic chains.

al., 2002; Maffione *et al.*, 2008) tectonic events allow them to be placed in a kinematic model of the formation of the Alpine arc.

The Internal Zone, undergoes 50° of counterclockwise rotation, kinematically linked with-, and contemporaneous with rotation of the TPB and Corsica-Sardinia block, between 23 and 16 Ma (Maffione *et al.*, 2008). This rotation is associated with the rollback of that part of the Apenninic slab that lies north of the Ligurian Alps and the TPB today. In this area, Apenninic structures (Monferrato thrusts) strike E-W, like the Ligurian Alps. Indeed, the Ligurian Alps are in the hangingwall of these structures, and lie on top of this northwestern termination of the Apennine slab (Fig. 7). They are caught into the Apennine subduction dynamics, and form the upper plate of this system, rotating according to its dynamics. In terms of the amounts of rotation constrained by paleomagnetic data, as discussed above in detail, the Ligurian Alps must undergo 60° of counterclockwise rotation before 23 Ma linked to Alpine dynamics, including oroclinal bending, in addition to 50° of counterclockwise rotation linked to Apennine dynamics.

Trying to respect more or less a N-S counterclockwise rotation-gradient, consistent with oroclinal bending, the area north of the future Ligurian Alps, between Pelvoux and Argentera massifs (Fig. 58b), inferred to rotate counterclockwise by 52° (Fig. 45) is shown to undergo approximately 40° of counterclockwise rotation at 23 Ma (Fig. 58b), while the Sesia Zone undergoes about 30° of rotation at the same time (Fig. 58b). Finally, the area corresponding to the Lepontine Dome rotates anticlockwise by 25° (Fig. 58b) from 23 Ma (Heller, 1980). The amount of this post-23 Ma counterclockwise rotation is surprisingly large compared to what is found further south in the arc (Fig. 58c). Either the dating of this magnetisation is unprecise, or a delay in the rotation process affecting the Lepontine Dome compared to the rest of the arc may exist.

Concerning the External Zone, since 23 Ma the whole subalpine chains of this sector of the SW Alps propagate along an oblique trajectory, as in the progressive arc model (Fig. 5), producing 50° of counterclockwise rotation. In the northern part of the External Zone, weak clockwise rotations take place, probably in the first steps of collision, and in the Austroalpine nappes too.

In summary, this tectonic-paleomagnetically-based model suggests the following evolution, illustrated in Fig. 58 :

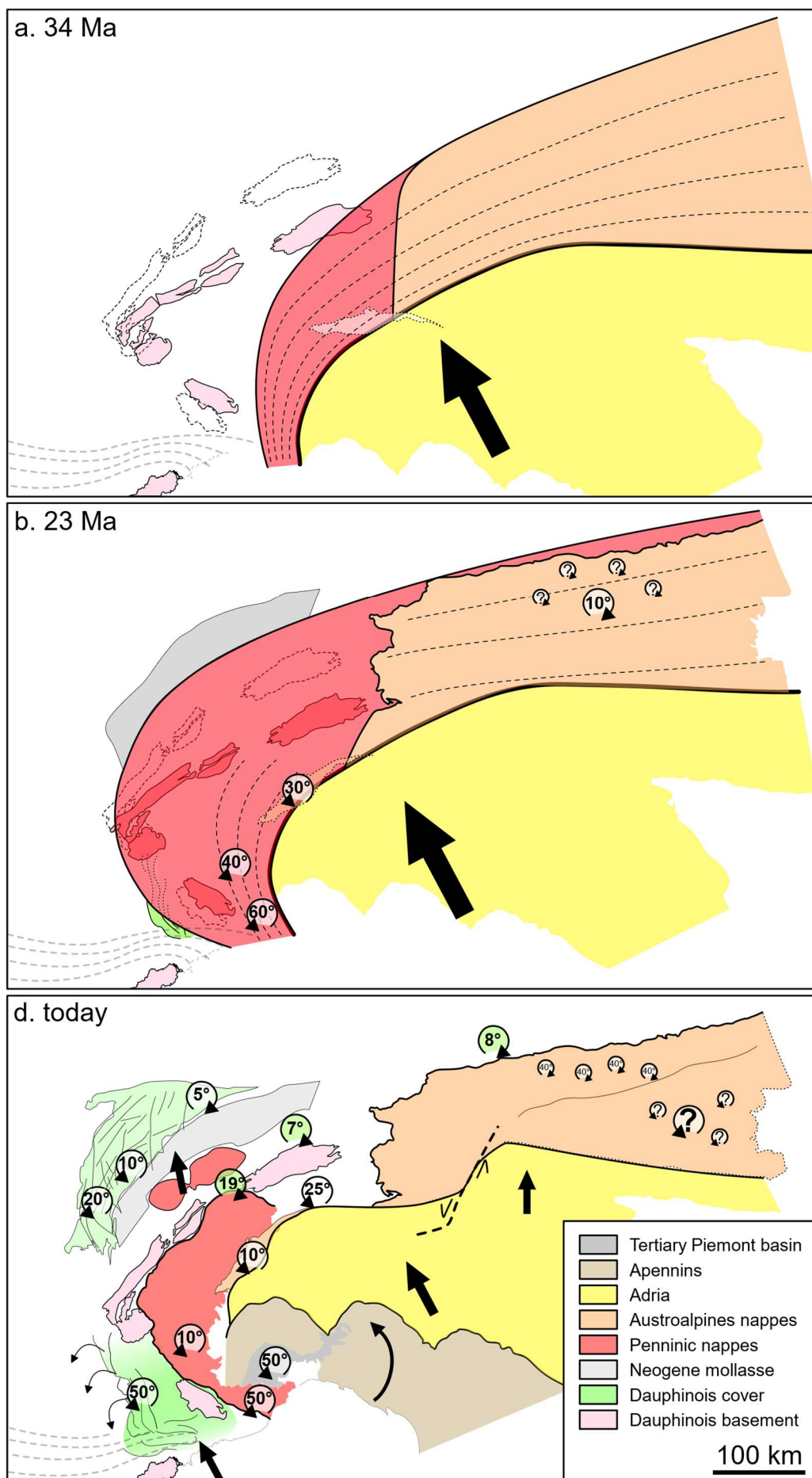
- At 34 Ma the position of the ECMs highlights an arcuate shape that needs to be largely inherited by the Mesozoic margin. This conclusion is consistent with the absence of rotation in the Argentera basement. Therefore, a pre-collisional proto-arc must exist, even in the European margin (Dauphinois and Helvetic domains). On the other side of the accretionary prism, the Adriatic indenter also has a slightly arcuate shape according to our restoration of shortening in the Southern

Alps (Annexe). Based on oroclinal tests, between these two areas the accretionary prism is also slightly arcuate, along a mean direction of N241° (Fig. 58a).

- Up to 23 Ma, Alpine collision produces most of the oroclinal bending in the Internal Zone with a clockwise rotation of 10° in the Eastern Alps and counterclockwise rotations in the Western Alps, attaining up to 60° in the Ligurian Alps (Fig. 58b). In the Eastern Alps, rotations of smaller-scale rigid blocks produce an amount of counter-clockwise rotation that is difficult to quantify and indicated with question marks in Fig. 58b). In the External Zone, the basement is shortened with a radial pattern of displacement, perpendicular to the arc and not involving vertical-axis rotations, as suggested by the absence of rotations in the pre-Triassic cover.

- Since 23 Ma, counterclockwise rotation of the Apennines linked to slab roll-back affects the TPB and the Ligurian Alps, resulting in approximately 50° of anticlockwise rotation (Fig. 58c). At the same time Alpine collision continues to propagate, possibly slightly amplifying the arc, although most of the oroclinal bending has already occurred (Fig. 58c). Indentation in the Eastern Alps, associated with the activation of the sinistral Giudicarie Fault, leads to lateral, eastward extrusion of the Austroalpine and underlying Penninic nappes, and a counterclockwise rotation of the sector between the Periadriatic and the SEMP faults (Fig. 58c). In the External Zone the cover, decoupled from the basement via a detachment level in the Triassic evaporites, is transported along oblique paths that produce rotations of 5-10° in the northern part of the arc and about 50° in the southern part of the arc (Fig. 58c). The Jura Chain begins to develop to the North according to the pattern described above (Fig. 58c).

Figure 58 : conceptual model of syn-collisional development of the Alpine orocline through time. A complete description is in the Conclusions section of the main text.



IV. DEFORMATION COLLISIONNELLE ET ACCOMMODATION DE L'INDENTATION ADRIATIQUE AU SUD DE L'ARC

IV.I. INTRODUCTION

Le secteur de l'arc des Alpes occidentales au Nord du massif de l'Argentera (Fig. 59) est une région où la géologie structurale et le métamorphisme sont relativement moins connus que dans les autres parties de l'arc. A ma connaissance seulement quelques articles traitent des structures et microstructures observables dans ce secteur de l'arc des Alpes occidentales (Sturani, 1963 ; Gidon 1972 ; Ricou, 1980 ; 1981 ; 1984 ; Lefevre, 1984 ; Ricou & Siddans, 1986 ; Piana et al., 2009 ; D'Atri et al., 2016). A ces études viennent s'ajouter l'ancienne littérature Italienne du début du XX^{ème} siècle difficile d'accès et n'apportant que peu d'informations à l'échelle de la terminaison Sud de l'arc, ainsi que les notices des cartes géologiques du BRGM, notamment celle de la feuille de Larche (carte géologique au 1 :50 000 Feuille 896 de Larche, BRGM) qui couvre le secteur NW de la Zone d'étude, c'est-à-dire la couverture Dauphinoise et le Briançonnais entre Vinadio et Argentera (Fig. 59).

Comme nous l'avons vu dans le chapitre introductif de ce manuscrit, la terminaison Sud de l'arc des Alpes occidentales est considérée comme étant affectée par un décrochement senestre avec un offset d'environ 50 km (Ceriani *et al.*, 2001 ; Molli *et al.*, 2010 ; Schmid et al., 2017 ; Rosenberg et al, 2021). Ce cisaillement senestre, sensé accommoder l'indentation NW (Ford et al., 2006) voir W selon certains auteurs (Dumont et al., 2012), n'est pas décrit de manière détaillée, au point où sa géométrie et sa position exacte ne sont pas présentées dans la littérature, ou bien de façon imprécise (Ricou, 1980 ; 1981 ; 1984 ; Lefevre, 1984 ; Ricou & Siddans, 1986 ; Piana et al., 2009 ; D'Atri et al., 2016).

Comparée à l'importance donnée à la cinématique senestre du Sud de l'arc des Alpes occidentales (Ricou & Siddans, 1986 ; Schmid et al., 1996 ; Schmid & Kissling, 2000) censé accommoder l'indentation vers l'Ouest ou le NW par la plaque Adriatique (e.g. Ford et al., 2006 ; Dumont et al., 2012), la connaissance de structures de cette région est pauvre. Sturani (1963) est le premier à proposer un schéma structural basé sur l'étude des séries sédimentaires de la couverture de l'Argentera de ce secteur. Son travail est limité à la partie dauphinoise de la bordure Nord de l'Argentera, et malgré l'utilité de son travail pour connaître la succession sédimentaire de ces unités, sa conclusion en matière de géométrie de la couverture de l'Argentera (Fig. 60) est fortement extrapolée depuis quelques observations locales (Sturani, 1963).

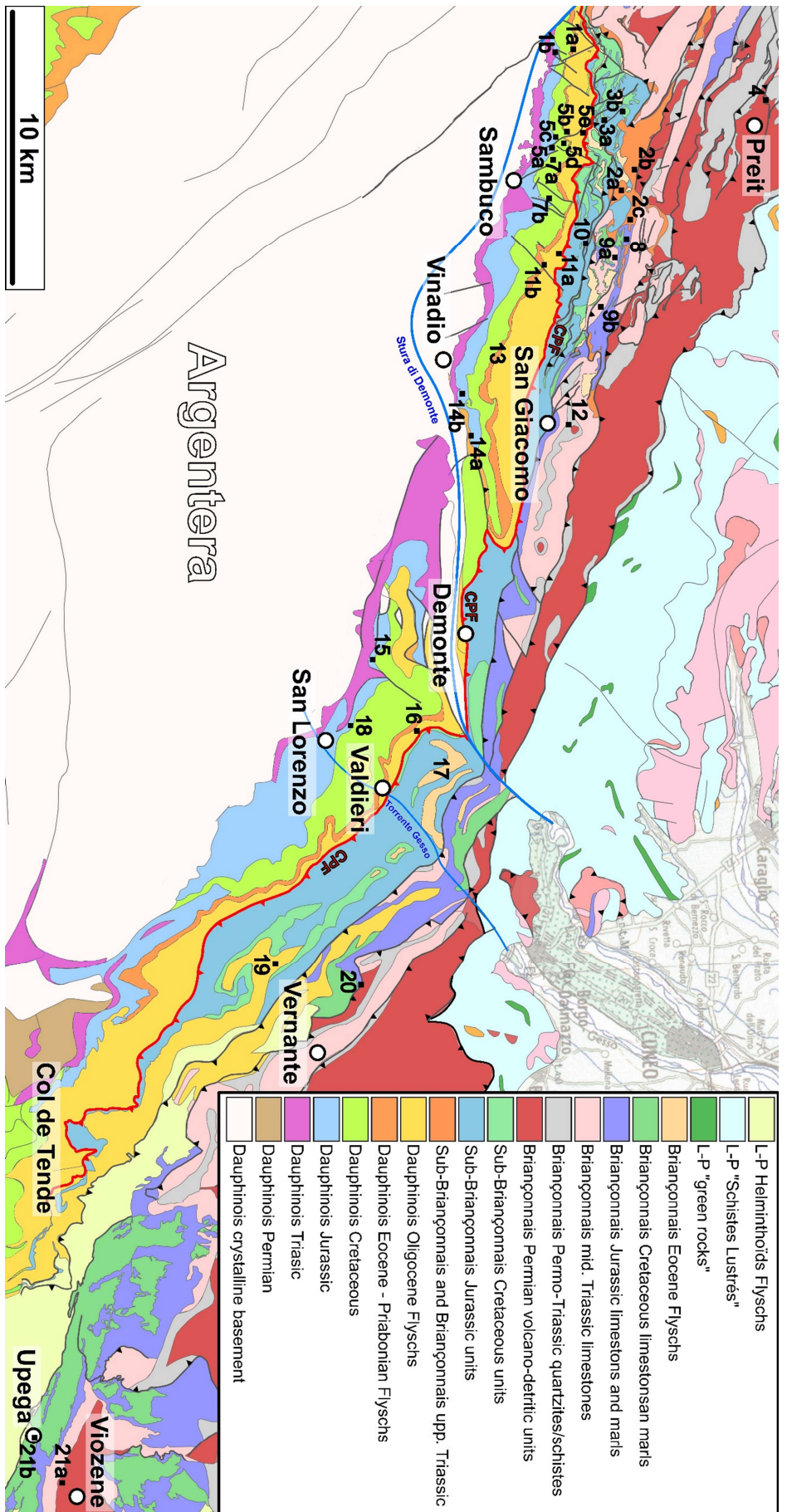


Figure 59 : Carte géologique simplifiée du secteur étudié présentant les différents secteurs étudiés. Les points numérotés en noir font référence aux affleurements décrits dans ce chapitre. Leurs localisations précises sont données en Annexe 3. CPF : Chevauchement Pennique Frontal ; 1 : Le Barricate ; 2 : Gypses du Vallone dell'Arma ; 3 : Mt. Boddira ; 4 : Preit ; 5 : Mt. Arpet ; 7 : Mt. Bersaio ; 8 : Cima di Test et Val Cavera ; 9 : Mt. Omo ; 10 : Mt. Sale ; 11 : Mt. Nebius ; 12 : San Giacomo ; 13 : Vinadio ; 14 : Aisone ; 15 : Carrière de Desertetto ; 16 : CPF de Valdieri ; 17 : Sub-Briangonnais de Valdieri ; 18 : Carrière de San Lorenzo ; 19 : Mt. Bussaio ; 20 : Vernante ; 21 : Viozene-Upega.

Gidon (1972) propose un ensemble de coupes séries (Fig. 61) au Nord de la vallée de la Stura di Demonte à travers le sub-Briançonnais et une partie du Briançonnais, appelée Briançonnais calcaire (Fig. 59). Ces coupes, associées à un log de la série sédimentaire du Briançonnais dans ce secteur (Fig. 61a), m'a été d'une grande utilité, pour cibler les structures ayant pu accommoder un cisaillement senestre localisé, comme les failles majeures et les surfaces de charriage qu'il interprète (F et φ , Fig. 61b). Ces coupes présentent aussi l'intérêt de proposer un empilement de nappes clairement identifi es par des noms (e.g. nappe de Sautron, nappe de Rocca Peroni, etc., Fig. 61), dans le prolongement de ce que Gidon avait déjà fait plus au Nord dans la partie NNW-SSE de l'arc des Alpes occidentales (Gidon, 1972), associé à un modèle de déformation séquencé complexe. Il est remarquable que Gidon (1972) note lui-même que, malgré le « biseautage en sifflet » du domaine Briançonnais aucune structure localis e d'orientation E-W n'indique une cinématique pouvant l'expliquer.

Dans le prolongement Sud-Est de la bordure de l'Argentera, quelques études structurales des interfaces entre le Briançonnais et le Dauphinois (Fig. 59) donnent des arguments indirects, comme des gradients de déformation du Briançonnais interne au Dauphinois, que certains auteurs interprètent comme une transpression senestre (Piana *et al.*, 2009 ; 2021 ; D'Atri *et al.*, 2016). Cette zone de transpression senestre localis e à la transition entre le Briançonnais Interne et le Briançonnais Externe et prolong e par les auteurs jusqu'à la terminaison NW du massif de l'Argentera, appelée la Gardetta-Viozene Zone (GVZ, Fig. 12b ; Piana *et al.*, 2021), serait l'expression structurale d'une zone de transfert senestre accommodant l'indentation Adriatique vers l'Ouest à l'Oligocène (SWAT : SW Alps transfer ; Piana *et al.*, 2021).

C'est dans le but de caractériser la cinématique collisionnelle du Sud de l'arc, de vérifier l'existence d'un décrochement senestre ou de proposer une nouvelle interprétation cinématique, qu'une étude structurale de terrain a été r alis e. Cette étude au Nord du massif de l'Argentera (Fig. 59) a été associ e à une analyse géostatistique des données structurales. L'orientation des fabriques acquises sur le terrain, a été replac e dans une compilation de données existantes dans la littérature et dans la banque de données d'*infoterre* (BRGM), afin d'étudier l'évolution spatiale de l'orientation des structures. De plus, une estimation des températures maximales d'enfouissement, jamais déterminées auparavant pour ce secteur des Alpes, a été r alis e afin de comprendre les conditions de T de cette déformation.

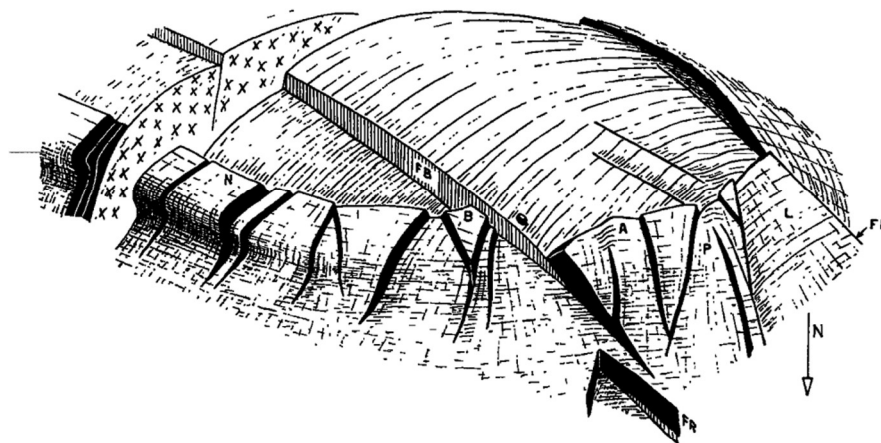


Fig. 8. — Tectonogramme simplifié et très schématique de l'ennoyage nord-occidental de l'Argentera, pour montrer le réseau des accidents cassants qui intéressent la série de couverture. Les nappes internes n'ont pas été représentées. Echelle approximative : 1/200 000°.

N, Monte Nebius; B, Barricate; A, Andelplan; P, Pourriac; L, Lauzanier; FB, faille de Barsezio; FR, faille de Roburent; FF, faille du Camp des Fourches.

Figure 61 : Bloc 3D simplifié de la terminaison nord-occidentale de l'Argentera (Sturani, 1963).

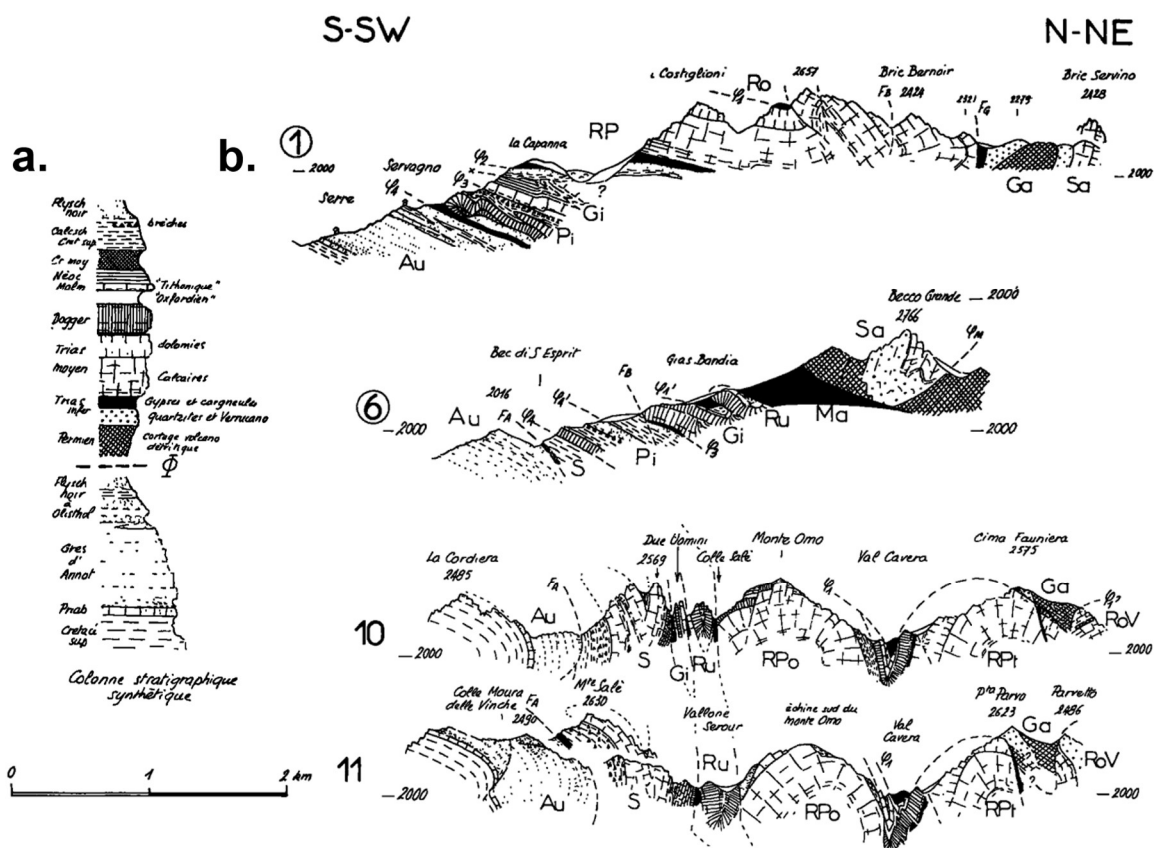


Figure 60 : a) Colonne stratigraphique synthétique du Briançonnais (Gidon, 1972). b) Exemple de coupes séries NNE-SSW au travers du Briançonnais au Nord de la vallée de la Stura di Demonte (Gidon, 1972).

IV.II. ANALYSE STRUCTURALE

IV.II.1 - Géométrie et signification tectonique de la région au Nord du Massif de l'Argentera

La carte structurale simplifiée du Sud de l'arc (Fig. 59) fait apparaître une géométrie qui pourrait s'apparenter à une demi-sigmoïde à grande échelle. En effet, si depuis les Alpes centrales la direction des structures passe progressivement d'une orientation ENE-WSW à NNW-SSE (Fig. 2), elles adoptent vers le sud une direction comprise entre N100° et N110° à partir de la pointe NW de l'Argentera (fig. 2). Les structures conservent cette direction sur les 40 km de la bordure Nord de l'Argentera avant de reprendre une direction NW-SE à l'Est de l'Argentera (Fig. 2).

Par ailleurs l'interface Liguro-Piémontais/Briançonnais de direction N110° et l'interface Briançonnais/Dauphinois de direction N100° forment un angle de 10° fermé vers l'Est (Fig. 2). A l'Est de ce segment c'est l'interface Liguro-Piémontais/Briançonnais qui prend une direction E-W tandis que l'interface Briançonnais/Dauphinois suit une direction NW-SE (Fig. 2).

Cet angle entre les deux interfaces qui correspondent aux limites du Briançonnais dessine un biseautage vers l'Est de ce domaine que l'on ne retrouve pas dans le domaine Liguro-Piémontais (Fig. 2). Cet amincissement vers l'Est pourrait impliquer une augmentation du raccourcissement dans la même direction.

Ceci étant, cette géométrie est compatible avec un décrochement senestre N100° localisé à proximité de l'interface Briançonnais/Dauphinois (Fig. 12b). Même si c'est rarement exprimé de la sorte (Ceriani et al., 2004), il est probable que ce soit cette observation en carte qui conduit de nombreux auteurs à proposer une telle structure pour accommoder l'indentation Adriatique (Fig. 12b ; Ricou, 1980 ; 1981 ; 1984 ; Ricou & Siddans, 1986 ; Dumont *et al.*, 2012 ; Schmid *et al.*, 2017).

Cependant une telle observation en carte ne constitue en rien une preuve de l'existence d'une telle cinématique, ni d'une telle quantité de déplacement. En effet pour prouver que cette demi-sigmoïde senestre au Sud de l'arc correspond en effet à un cisaillement senestre il faudrait montrer qu'il y a effectivement un changement de direction des structures associé à un gradient de déformation à l'approche du décrochement, et que l'amincissement du Briançonnais en carte correspond également à une augmentation du cisaillement. Idéalement le décrochement devrait être mis en évidence par des structures verticalisées associés à critères de cisaillement senestres.

IV.II.2 - Organisation d'ensemble des unités Briançonnaises

La carte géologique simplifiée (Fig. 59), réalisée à l'aide des cartes au 1/50000 (feuille 896-Larche ; 947-St Martin Vésubie le Loberon ; 948-Viève Tende) et au 1/250000 (feuille 35-Gap) du BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières - France) et avec les cartes au 1/25000 et au 1/50000 (feuilles 78-Argentera ; 79-Dronero ; 90-Demonte ; 91-Boves ; 102-S. Remo) de l'ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale – Italie), permet d'abord d'identifier 3 grands ensembles dans le Briançonnais au Nord de la vallée de la Stura di Demonte. Le plus interne rassemble le Permien volcano-détritique et le Permo-trias siliceux (Fig. 62 ; nomenclature inspirée de la carte au 1/50000 de Larche). Ce briançonnais dit « siliceux » (Gidon, 1972) est au contact des Schistes Lustrés du domaine Liguro-Piémontais au Nord. A l'ouest du secteur on trouve la terminaison de la zone d'Acceglio, aussi appelée zone pré-piémontaise (Schmid *et al.*, 2017), qui se confond peu à peu vers l'Est avec le reste du Briançonnais siliceux. Toutefois la « klippe » de la *Cima Reina* (Fig. 62) indique qu'au moins jusqu'à ce point la zone d'Acceglio est chevauchante sur la partie plus externe du Briançonnais siliceux.

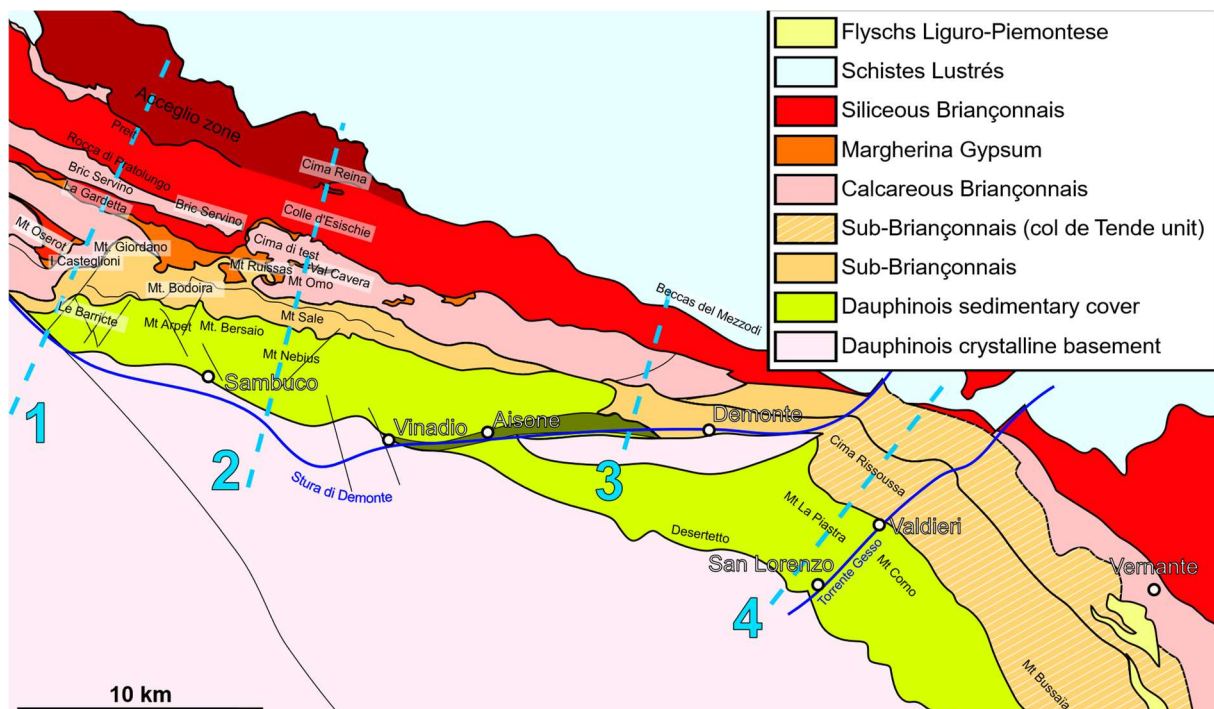


Figure 62 : Carte tectonique simplifiée montrant les principales nappes empilées au Sud de l'arc. Ligne discontinue bleue : traits de coupes et numéros correspondant à la Figur 110. La Zone sombre entre Vinadio et Aisone représente une zone de cataclasite caractérisée sur le terrain et décrite dans le texte.

Le second ensemble rassemble le Briançonnais dit « calcaire » constitué du Trias moyen et de la couverture Mésozoïque, surplombé localement par les flyschs éocènes. Cette zone présente à l'affleurement essentiellement le Trias moyen, composé de dolomites et de calcaires, au Nord de la vallée de la Stura di Demonte. Elle est recouverte par des gypses et des cargneules du Trias

supérieur, qui repose de façon anormale en de nombreux endroits (Fig. 59). Ces gypses et cargneules du Trias supérieur sont charriés sur le reste de la série du Briançonnais calcaire. La question de l'enracinement de ces gypses (Gidon, 1972) n'est toujours pas résolue. Il est possible que ce Trias supérieur soit une relique du passage des nappes de flyschs par-dessus le Briançonnais et les unités plus externes, mais elles pourraient être charriées par le chevauchement des nappes de Briançonnais elles-mêmes.

Le dernier ensemble correspond au Sub-Briançonnais (Fig. 62), qui est constitué de toute la couverture mésozoïque à partir du Trias supérieur avec les flyschs paléogènes. C'est lui qui chevauche directement la couverture mésozoïque Dauphinoise.

A l'Est du secteur étudié (Fig. 59), au sud de la vallée de la Stura di Demonte (fig. 62), le Briançonnais calcaire est principalement représenté par la série mésozoïque reposant parfois sur des quartzites du Permo-Trias, ou sur une série beaucoup plus réduite de dolomites triasiques (fig. 59). Cette bande de Briançonnais calcaire, chevauche le sub-Briançonnais au SW. Ces deux ensembles sont recouverts de flyschs nummulitique (Eocène) équivalent à celui du Dauphinois et disparaissent au Sud sous les flyschs à Helminthoïdes.

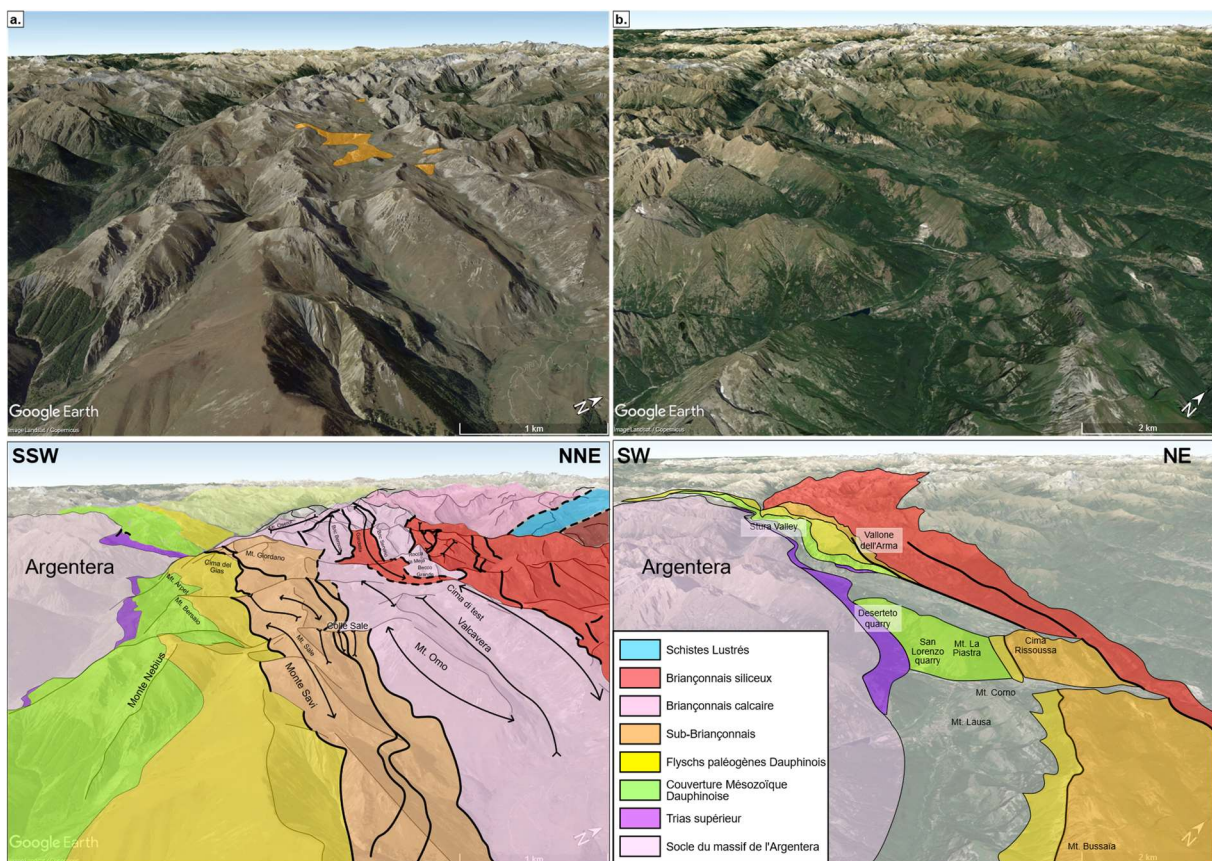


Figure 63 : Vues aériennes (Google Earth) interprétées. a) Vallée de la Stura di Demonte et Vallone dell'Arma. b) Terminaison Est du Vallone dell'Arma et de la vallée de la Stura di Demonte en arrière plan, et bordure Nord-Est de l'Argentera au premier plan.

A l'Est de Valdieri (fig. 59 et 62), on retrouve le Trias moyen du Briançonnais calcaire chevauchant cette série Briançonnaise réduite, lui-même chevauché par le Briançonnais siliceux (Fig. 59). Le chevauchement vers le SW du sub-Briançonnais observable au NE de Valdieri (Fig. 59 et 62) se perd au SE, dans la région de Tende, sous les flyschs Priabonien (Fig. 59). Cette zone composée de ce qui apparaît être du Sub-Briançonnais parfois et flyschs nummulitiques, appelée « unité du col de Tende » (Fig. 62), est interprétée classiquement comme étant de nature parautochtone, d'affinité intermédiaire entre Dauphinois et Briançonnais, depuis les travaux de Lanteaume (1962, 1968).

L'organisation du Briançonnais au Sud-Est et celle du Briançonnais au Nord de la vallée de la Stura di Demonte semblent donc bien différentes. La zone sub-Briançonnaise semble plus importante au SE de la vallée de la Stura di Demonte et la direction des structures en carte y est NW-SE alors qu'au Nord de la vallée de la Stura di Demonte elle est E-W (Fig. 59 et 62).

Cette différence pose la question de la continuité des grandes unités et des structures de part et d'autre de la vallée de la Stura di Demonte entre Demonte et Valdieri (Fig. 59) où on trouve par ailleurs une lentille de socle du massif de l'Argentera cartographiée sans qu'une description structurale détaillée n'en soit faite. Cette lacune s'explique par la pauvreté des affleurements qui ne permettent pas de comprendre directement les relations structurales entre cette lentille et la couverture Dauphinoise qui l'entoure.

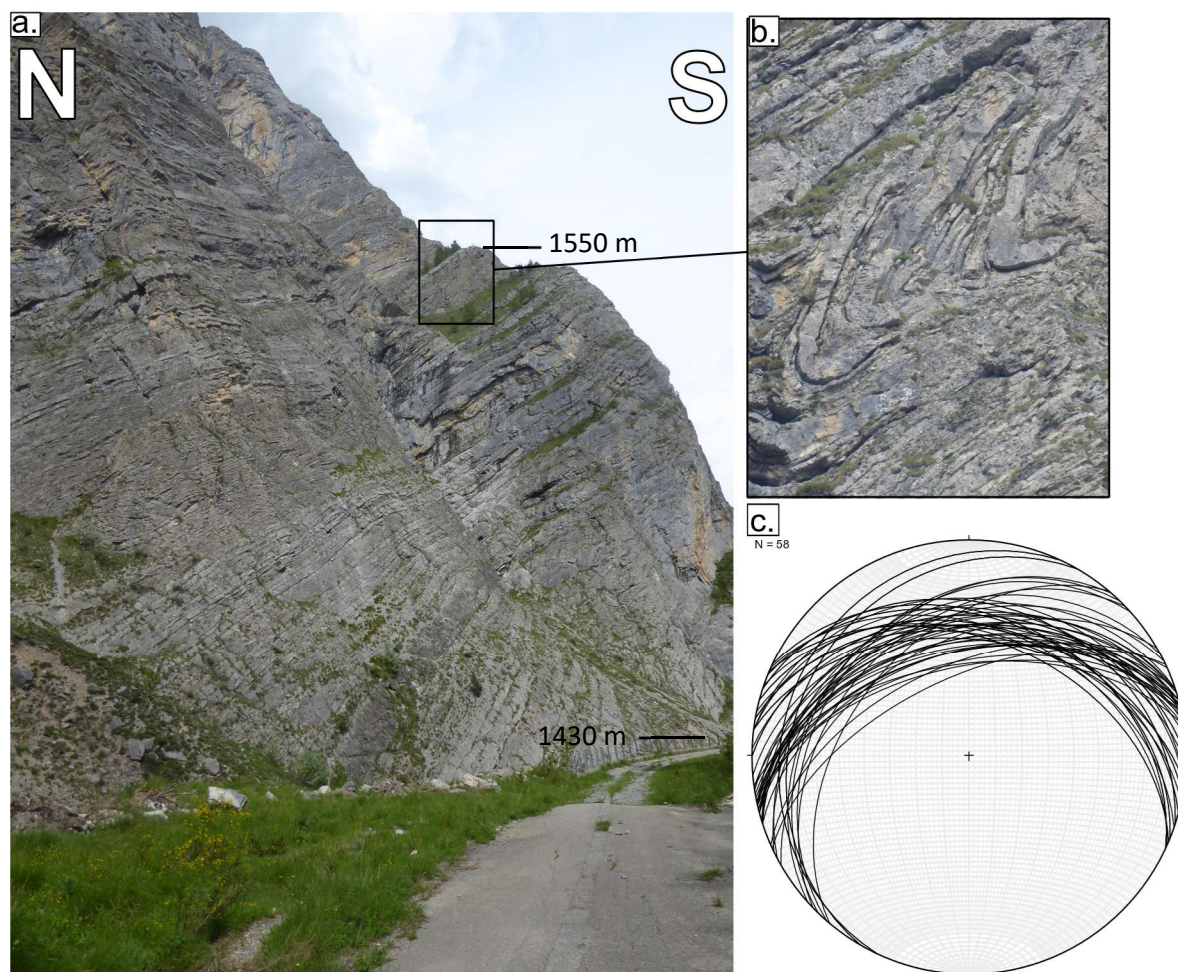


Figure 64 : a) Photo des calcaires du Crétacé supérieur à Le Barricate (site 1a Fig. 59). b) Photo d'un slump affectant les bancs calcaires de Le Barricate (site 1a Fig. 59). c) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés à Le Barricate (site 1a Fig. 59).

IV.II.3 - Les grandes structures du Dauphinois et Briançonnais

Dans les paragraphes qui suivent je vais présenter les grandes structures de la couverture Dauphinoise du massif de l'Argentera puis du Briançonnais (et du sub-Briançonnais), en m'appuyant sur la carte simplifiée (Fig. 62) et sur le panorama aérien (Fig. 63). Je tenterai ensuite d'en tirer des enseignements cinématiques concernant la collision Alpine et les mécanismes d'accommodation et les mécanismes de propagation de l'arc des Alpes occidentales.

IV.II.3 - 1)II. 3.1. Description des structures principales de la couverture au Nord du massif de l'Argentera :

Les paragraphes ci-dessous décrivent secteur par secteur les structures principales documentées. Une synthèse structurale sera faite dans la Discussion.

(a) Le Barricate

L'affleurement de Le Barricate (Fig. 59 ; 62) à la terminaison Ouest de la vallée de la Stura di Demonte, correspond à une falaise constituée par les bancs calcaires du Crétacé supérieur avec un faible pendage NNE (38° vers $N352^\circ$; Fig. 64). Cette falaise ne présente aucun pli visible si ce n'est ce qu'on peut interpréter comme un slump dans un renforcement à l'Est de l'affleurement (Fig. 64b).

Vers le Sud, les couches jurassiques présentent une schistosité pénétrative localement verticalisée (Fig. 65) avec un pendage moyen de 59° vers $N04^\circ$ (Fig. 65c) et une linéation d'étirement très marquée dirigée $N85^\circ$ (Fig. 65d). Aucun critère de cisaillement n'est observable sur le terrain, il n'est donc pas possible de caractériser la cinématique de la déformation apparemment importante à l'origine de cette schistosité pénétrative. L'analyse au microscope de ces schistes (Fig. 65b), selon une lame perpendiculaire à la schistosité et parallèle à la linéation, ne montre pas non plus de critères de cisaillement et ne permet donc pas de déterminer un sens de cisaillement.

Le passage des barres calcaires crétacées aux schistes jurassiques n'est pas observable, et la déformation dans le Jurassique semble uniforme. L'augmentation de la déformation entre les calcaires crétacés peu déformés et les schistes jurassiques pourrait être liée à une compétence inférieure des marnes et calcaires jurassiques en comparaison avec les calcaires crétacés ou bien à un cisaillement proche du contact entre la couverture mésozoïque et le socle cristallin du massif de l'Argentera à quelques dizaines de mètres au Sud.

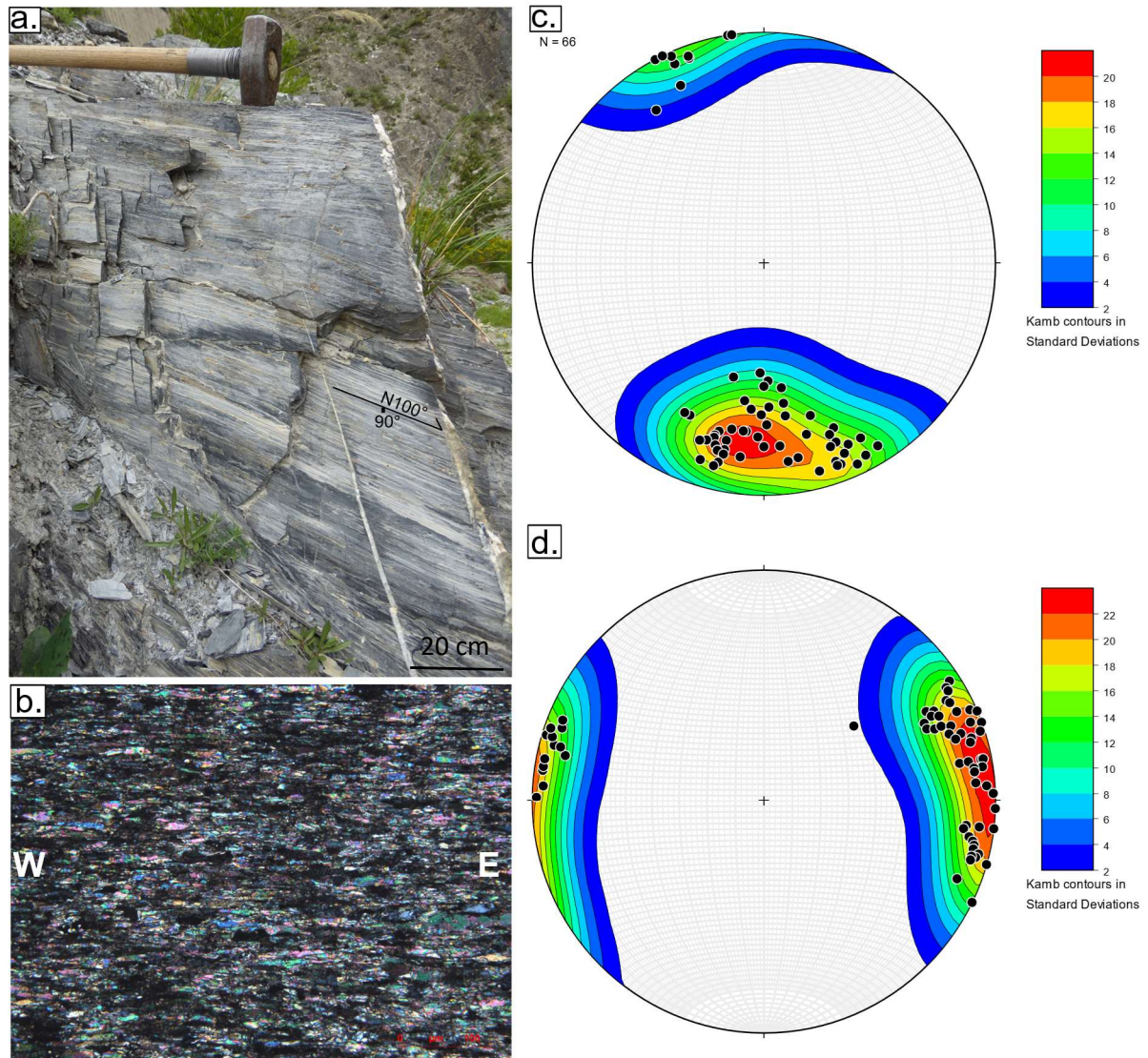


Figure 65 : a) Photo des mylonites du Jurassique présentant une schistosité N100° verticale et une linéation d'étirement horizontale. b) Photo au microscope de ces mylonites, montrant un agrégat de calcite recristallisé dynamiquement et des grains étirés parallèlement à la linéation d'étirement. c) projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans ces mylonites du site 1b (Fig. 59). d) projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées dans ces mylonites du site 1b (Fig. 59).

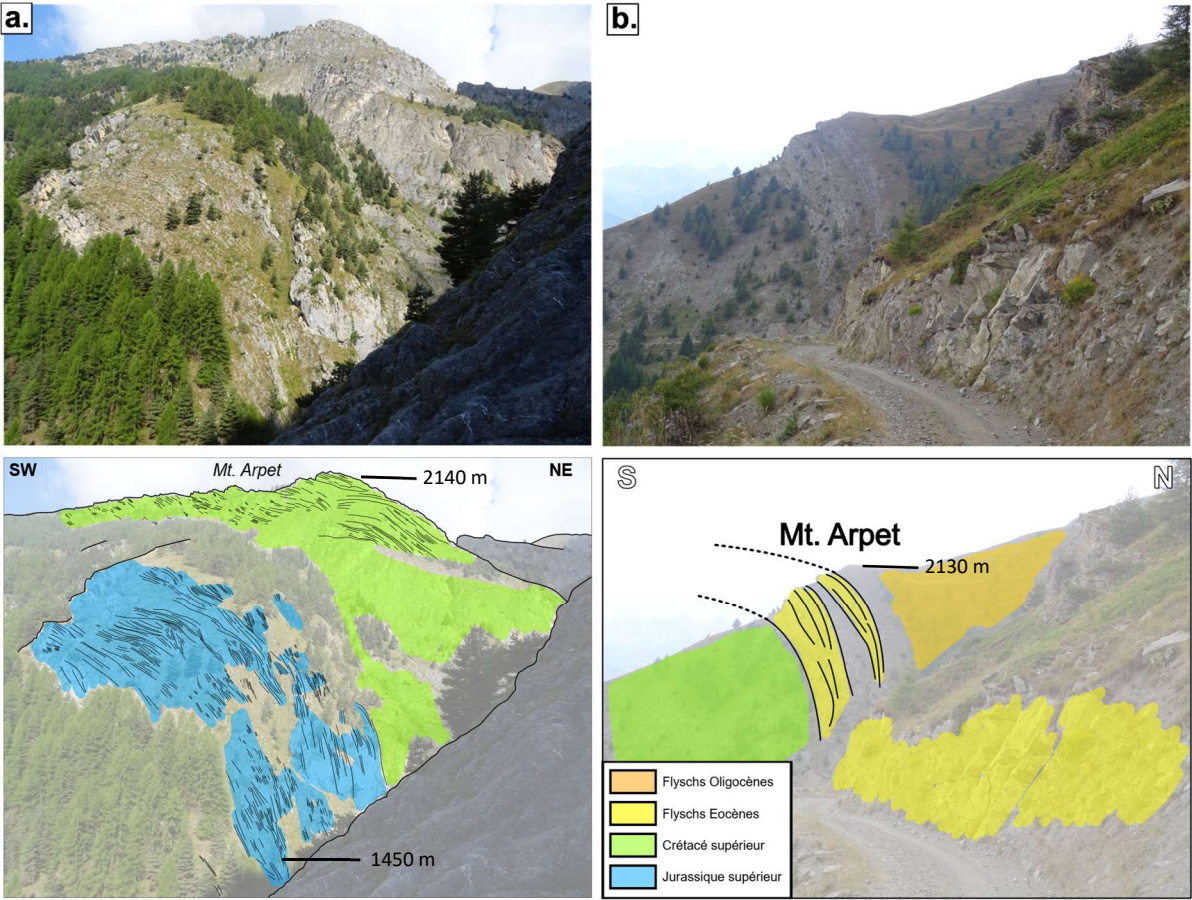


Figure 66 : a) Photo interprétée du versant Est du Mt. Arpet (affleurement 2a Fig. 59). b) Photo interprétée du Nord du Mt. Arpet (affleurement 2b Fig. 59).

(b) *Le Mt. Arpet*

Le Mt. Arpet (site 5 Fig. 59) est le prolongement vers l'Est de la couverture dauphinoise du massif de l'Argentera observée à Le Barricate (Fig. 62 et 63). Depuis le flanc Est du Monte Bersaio (Fig. 62) à l'Est, on peut observer les bancs marno-calcaires jurassiques passer d'une stratification sub-verticale de direction N100°-N110° dans le fond du ravin à une stratification à pendage modéré (~30°) vers le NE (Fig. 66a). Au-dessus on observe les calcaires du Crétacé supérieur, plus massifs que les unités jurassiques, affichant un pendage modéré vers le NE au sommet du mont Arpet (Fig. 66a). Derrière ces calcaires massifs du Crétacé supérieur, on peut observer les calcaires de l'Eocène supérieur caractérisés par un pendage important vers le NE de sa stratification qui semble s'horizontaliser vers le haut et vers le SW (Fig. 66b) comme observé dans le Jurassique (fig. 66a).

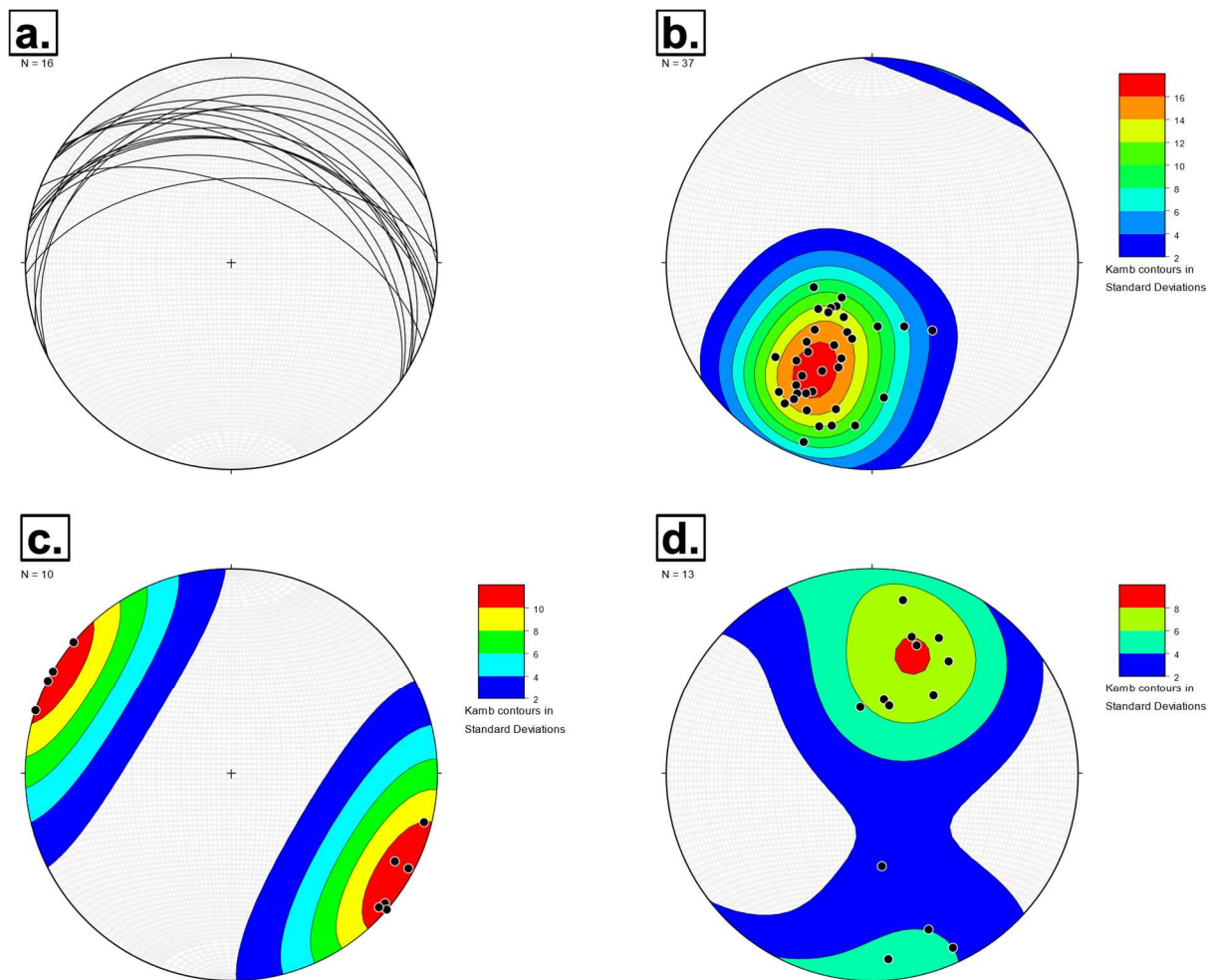


Figure 67 : Projection stéréographique illustrant l'orientation des fabriques mesurées dans le Mt. Arpet (site 5 Fig. 59). a) Plans de stratification. b) Pôles de la schistosité (S_1). c) Linéations d'étirement (L_1) mesurées sur les plans S_1 . d) Linéations principalement NNE-SSW mesurées dans les marnes noires du Crétacé moyen.

Les mesures de stratification effectuées en remontant du Sud vers le Nord, rares du fait que la stratification ne soit pas si simple à observer sur affleurement, sont caractérisées par des pendages N-E passant de $\sim 70^\circ$ à moins de 30° (Fig. 67a).

Les marnes noires du Crétacé moyen possèdent une schistosité importante caractérisée par un pendage de 45° vers le NNE associé à des plissements isoclinaux et une linéation de direction proche de $N20^\circ$ (Fig. 67d). Cette linéation « dip-slip » et la vergence des plis isoclinaux témoigne d'un possible cisaillement « top vers le SSW » (fig. 68a).

Les niveaux marneux compris entre les bancs de calcaires massifs du Crétacé supérieur sont affectés par une schistosité (S_1) à pendage moyen de 40° NNE parallèle à la stratification (Fig. 68b) et à une linéation subhorizontale de direction $N120^\circ$ en moyenne (Fig. 67c). Une seconde schistosité (S_2) caractérisée par un pendage de 25° vers le NE est oblique à la stratification dont le pendage est plus important (40° vers le NNE, Fig. 68b).

Au-dessus stratigraphiquement des calcaires de l'Eocène supérieur (Fig. 69), les affleurements dans les flyschs oligocènes sont rares. Seul un affleurement, à proximité du front du sub-Briançonnais au pied du Mt. Bodoira (Fig. 62), laisse apparaître une schistosité très fine sub-verticale et de direction $N90^\circ$ - $N100^\circ$ (Fig. 69a et 69c). Cette schistosité porte une linéation d'étirement avec un pitch de 10° , indiquant une direction $N110^\circ$ - $N120^\circ$ (Fig. 69d) compatible avec celles mesurées dans les niveaux marneux du Crétacé supérieur (Fig. 67c). Dans le plan perpendiculaire à la schistosité, une veine de quartz présente un pli isoclinal qui montre que la S_1 se développe dans le plan axial de ces plis (Fig. 69b).

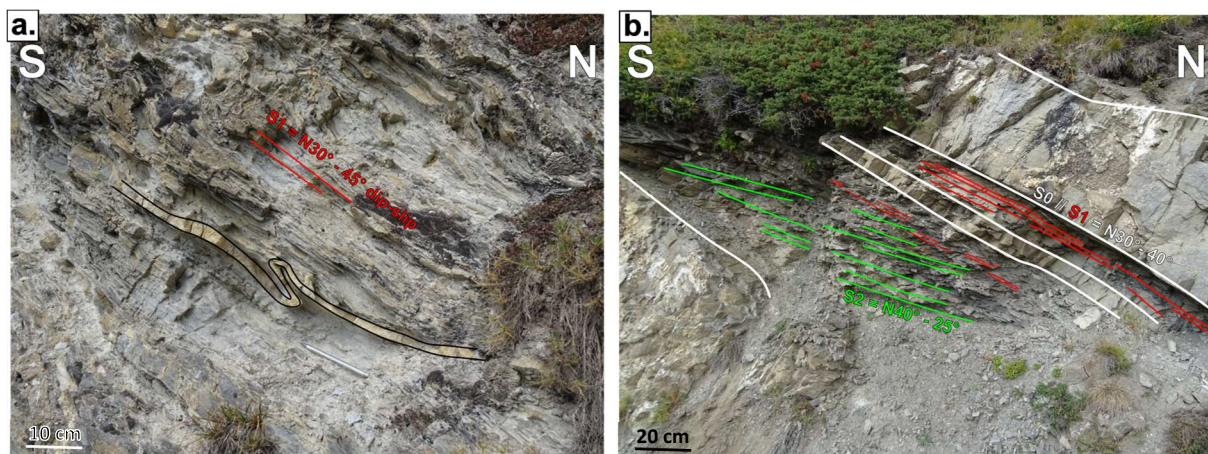


Figure 68 : a) photo interprétée des marnes noires du Crétacé moyen du Mt. Arpet (site 5c Fig. 59). La stratification est soulignée par une ligne noire mettant en évidence un pli isoclinal, la schistosité de plan axial (S_1) est soulignée localement par une ligne rouge. b) Photo interprétée d'un niveau marneux du Crétacé supérieur présentant une schistosité S_1 parallèle à la stratification et une schistosité S_2 dans le site 5d Fig. 59).

(c) *Le Mt. Bersaio*

Depuis le flanc Est du Monte Arpet (Fig. 62), on observe les calcaires du Crétacé supérieur caractérisé par 20°-30° vers le NNE (Fig. 70). On observe, plus bas dans la série, un pli décimétrique très ouvert affectant les calcaires marneux du Crétacé moyen caractérisé par un plan axial à fort pendage vers le Nord (Fig. 70). Des plis décimétriques (Fig. 71a) dont le plan axial pend de 80° vers le Nord sont probablement des plis parasites de celui observé à la plus grande échelle dans le paysage (Fig. 70).

Sur le flanc Est du monte Bersaio (site 7 Fig. 59), on observe un pli bien exposé à la grande échelle (Fig. 72), à plan axial faiblement penté vers le SSW (~20° vers le SSW, Fig. 72). Une schistosité frustrée (S2) mesurée dans des niveaux plus marneux, semble se développer conformément au plan axial de ce grand pli, avec un pendage de 25° vers N200° (Fig. 72b).

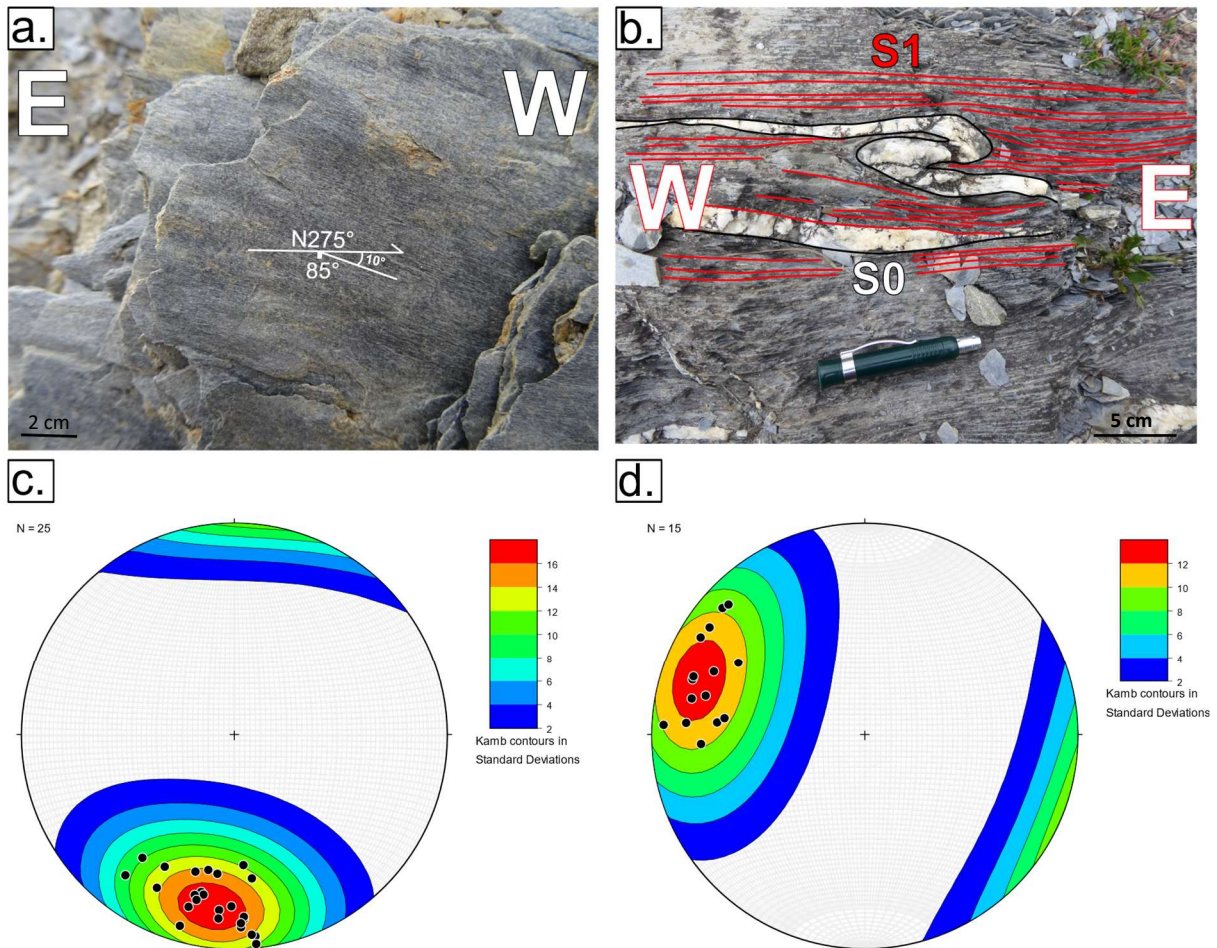


Figure 69 : a) photo d'un plan de schistosité dans les flyschs Oligocènes du Mt. Arpet (Site 5e Fig. 59). b) photo interprétée de cette même schistosité dans le plan qui lui est perpendiculaire. Le plissement isoclinal de la stratification est mis en évidence par un niveau de quartz délimité par des lignes noires. La S_1 qui est soulignée par des lignes rouges semble être une schistosité de plan axial de ces plis isoclinaux. c) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1). d) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées sur cette schistosité.

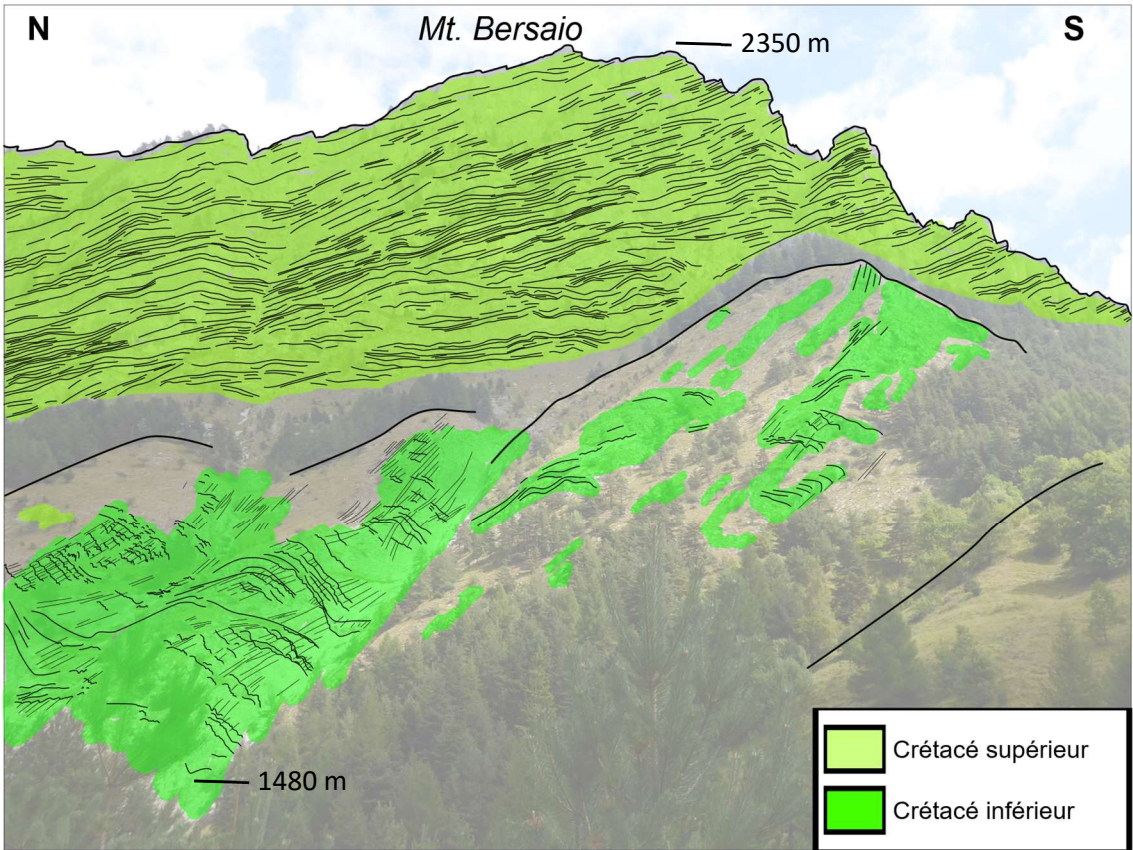
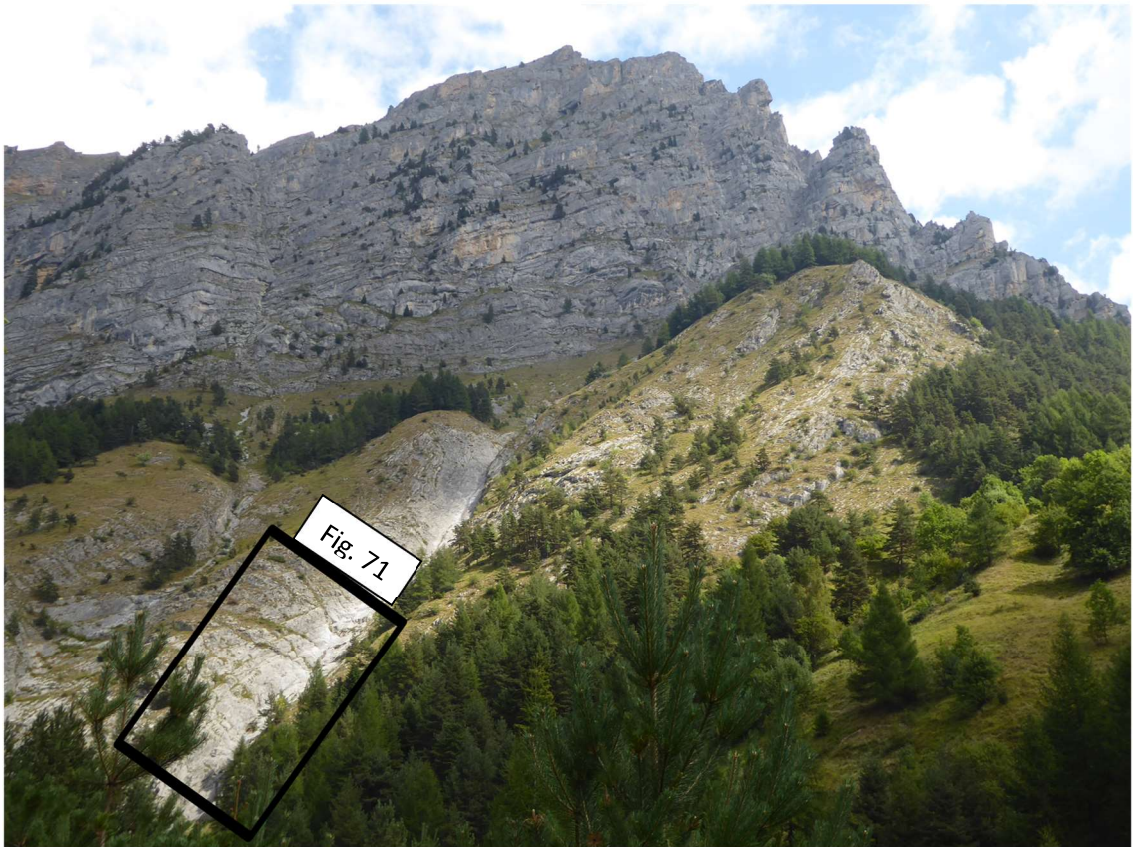


Figure 70 : Photo interprétée du versant Ouest du Mt. Bersaio (site 7 Fig. 59). Rectangle noir : secteur de la Fig. 71.

(d) *Le Mt. Nebius*

Le Mt. Nebius (site 11 Fig.59) se situe directement à l'Est dans le prolongement du Mt. Bersaio (Fig. 62 et 63). Les calcaires du Crétacé supérieur qui arment les reliefs sont caractérisés par une stratification avec un pendage de 30° vers le NNE au sommet puis de plus en plus raide vers le Nord et vers le bas des falaises (Fig. 73a). La stratification est caractérisée par un fort pendage SSW en bas du Mt. Nebius et par un pendage modéré (~30°) NNE en haut (Fig. 73b, 73c et 73e), formant ainsi un pli dont le plan axial caractérisé par un faible pendage vers le SSW. Depuis les environs du Mt. Ruissas (Fig. 62) au NW on observe le flanc Nord du Mt. Nebius avec les flyschs Eocène et le Crétacé qui suivent la même verticalisation vers le Nord (Fig. 73d).

Vers le Front Pennique au Nord, entre le Mt. Sale et le Mt. Nebius (Fig. 62 et 63), la schistosité dans les flyschs d'âge Oligocène, est caractérisée par un pendage qui passe de 60° vers le NNE au Sud à plus de 80° vers le NNE à proximité du Front Pennique (Fig. 74a, 74c et 74d), et même localement à un fort pendage (~80°) vers le SSW (Fig. 74b et 74d). Cette schistosité porte une linéation d'étirement subhorizontale (Fig. 74b) de direction moyenne N115° (Fig. 74e). Une bande de cisaillement top vers l'WNW associée à une schistosité inclinée de 60° vers le NNE a par ailleurs été observée (Fig. 74c). Il s'agit du seul critère de cisaillement observé dans ce secteur.

En comparaison avec les flyschs nummulitiques du Mt. Nebius, dont les nummulites ne sont ni étirées ni réorientées (Fig. 75), ces flyschs Oligocène à proximité du front Sub-Briançonnais semble beaucoup plus déformés (Fig. 74). Il semble donc y avoir un gradient de déformation vers le front Pennique, associé à une schistosité de 70°-80° vers le Nord portant linéation subhorizontale de direction N115° (Fig. 74b et 74e) et, même si sur la base d'une seule observation, à une cinématique plutôt senestre (Fig. 74c).

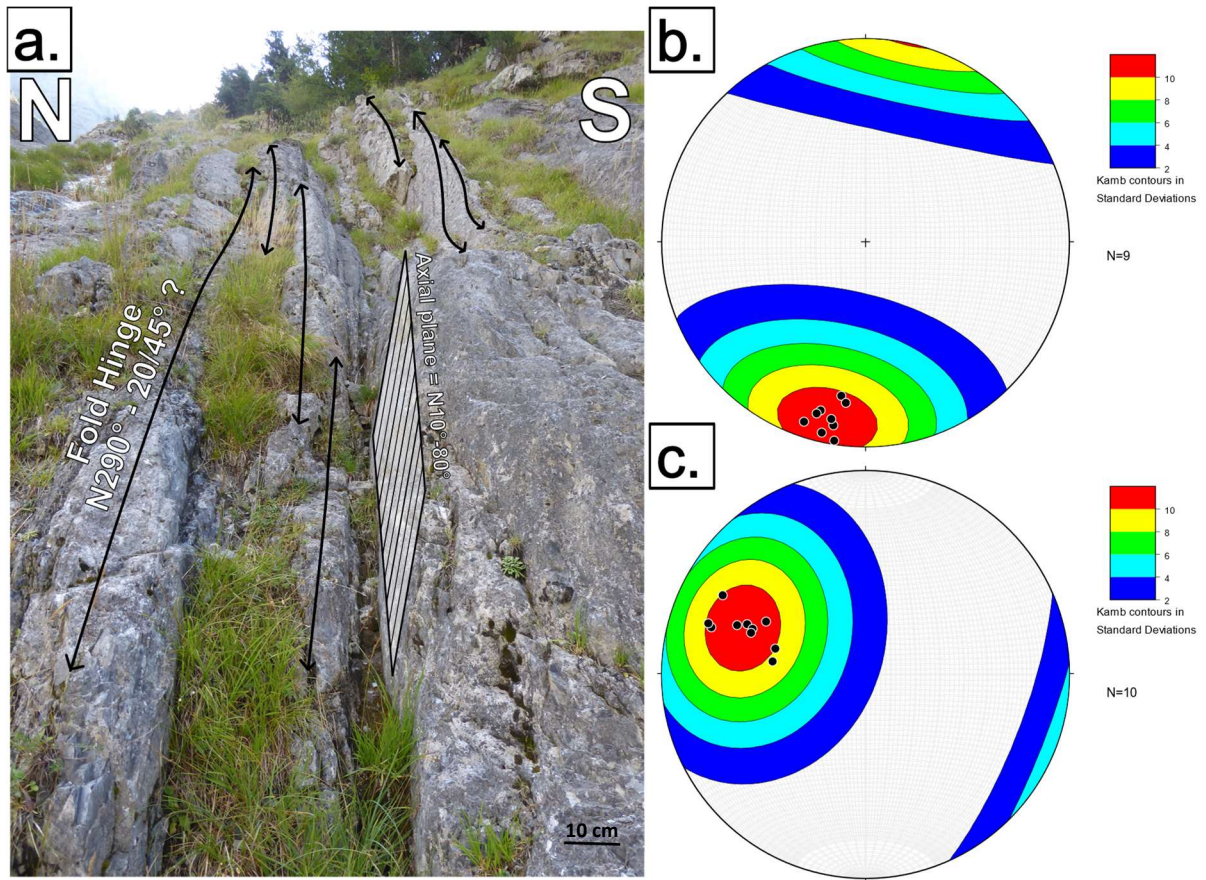


Figure 71 : Photo interprétée de plis à petite longueur d'onde (~20 cm) du Mt. Bersaio (site 7a Fig. 59) observés dans la zone encadrée en Fig. 70. B) Projection stéréographique des pôles des plans axiaux de ces plis. c) projection stéréographique des axes de ces plis.

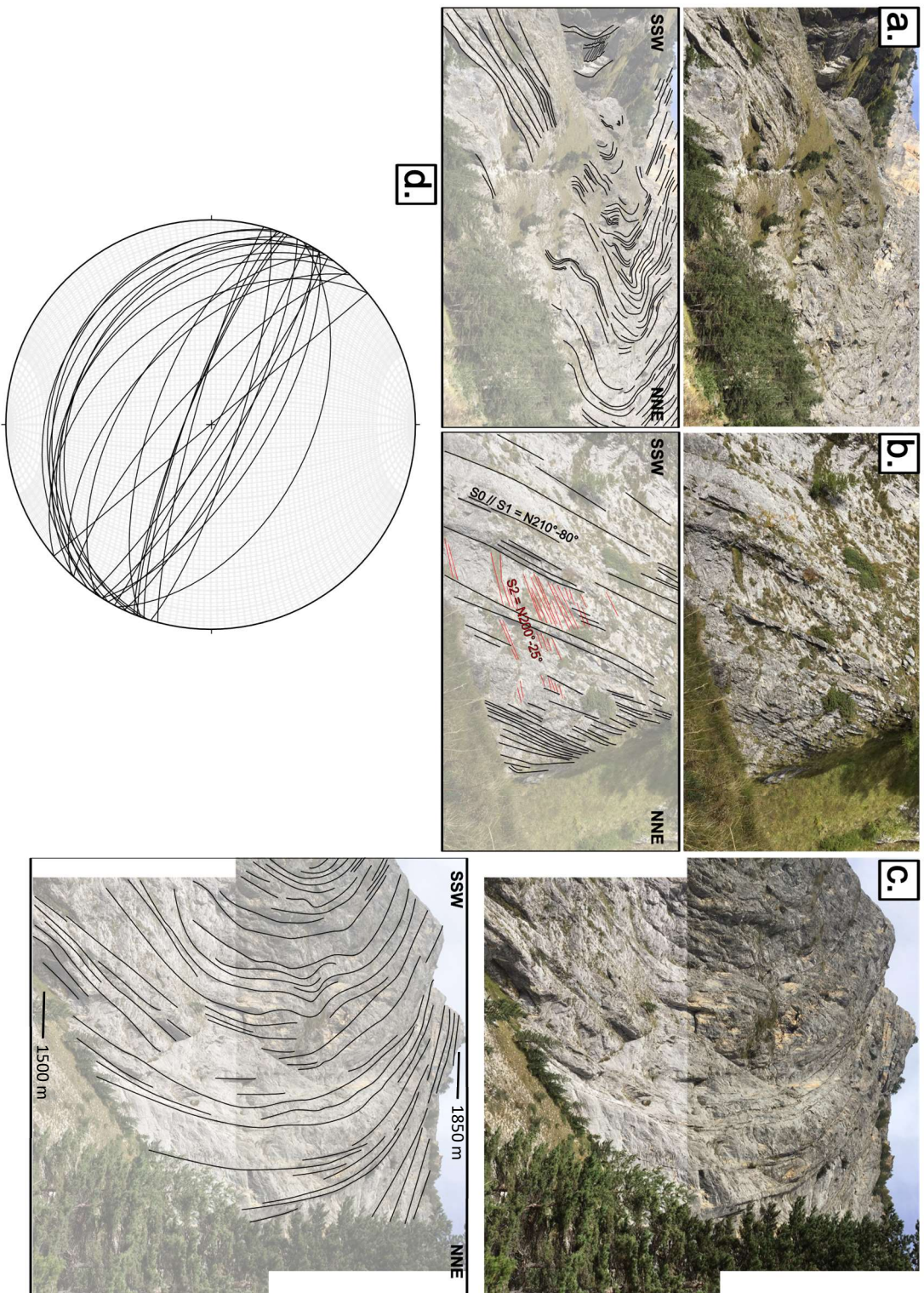


Figure 72 : a, b et c) Photos interprétées du versant Est du Mt. Bersaio (site 7b Fig. 59). d) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés au Mt. Bersaio (site 7b Fig. 59).

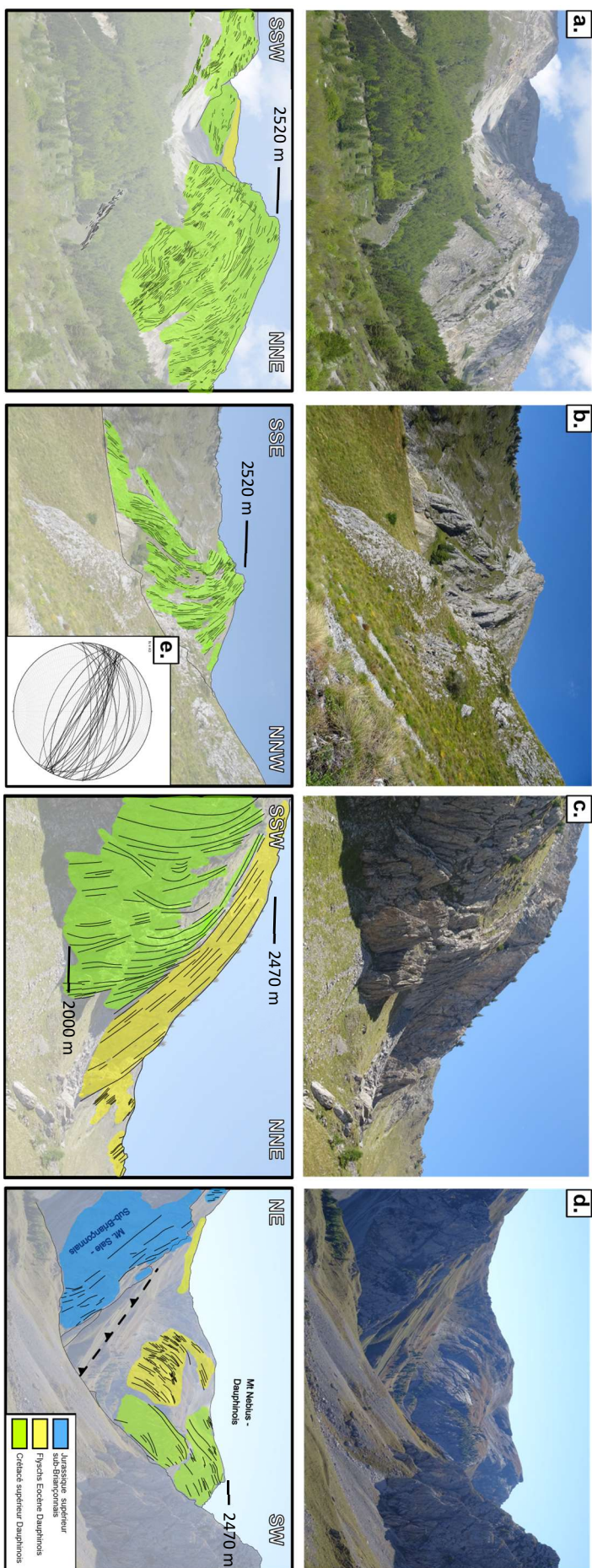


Figure 73 : a, b, c et d) Photos interprétées du Mt. Nebius (site 11 Fig. 59). e) Projection stéréographique des plan de stratification mesurés au Mt. Nebius (site 11 Fig. 59).

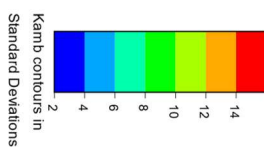
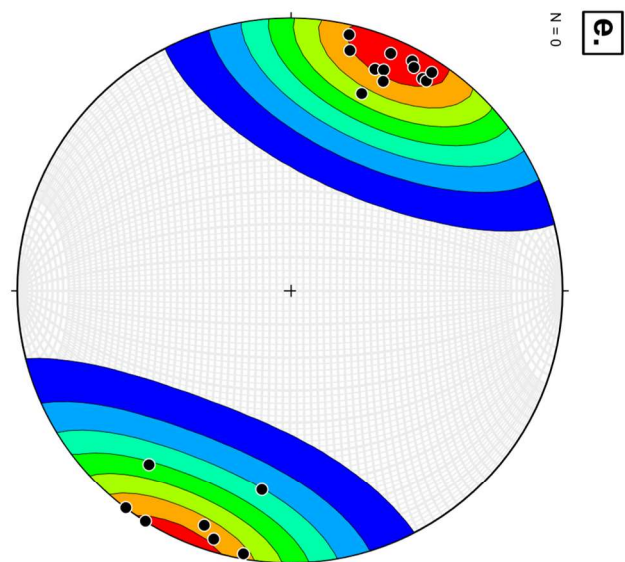
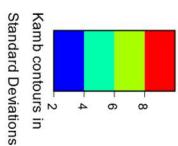
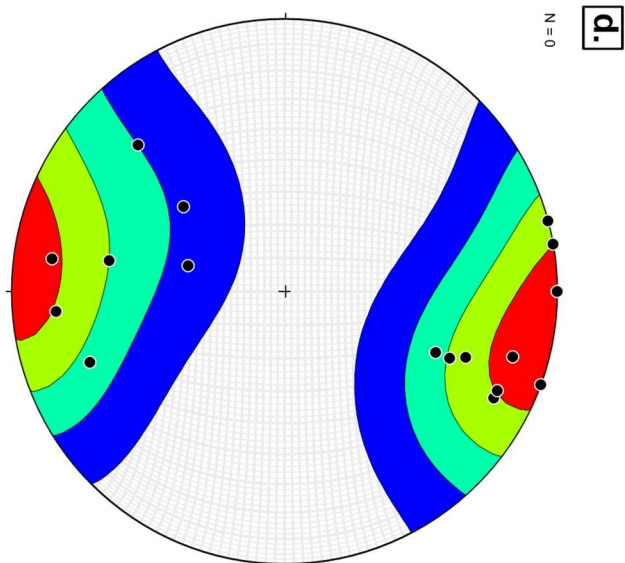
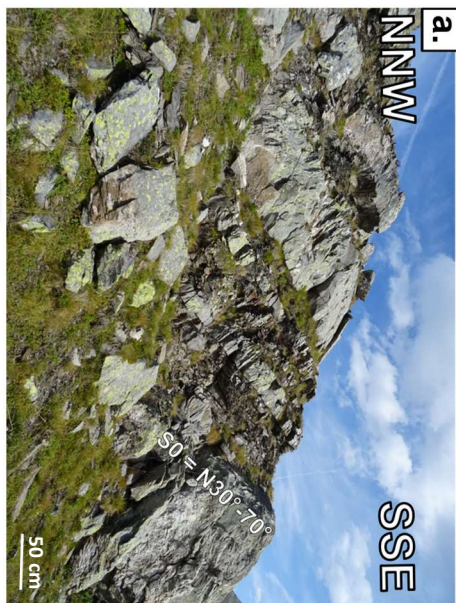


Figure 74 : a, b et c) Photos interprétées des affleurements de flyschs Oligocènes au Nord du Mt. Nebius (site 11a Fig. 59). d) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans ces flyschs du site 11a (Fig. 59). e) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées sur ces plans de schistosités dans le site 11a (Fig. 59).

(e) *Le Dauphinois à Demonte*

A Demonte le Vallone dell'Arma et la vallée de la Stura di Demonte se rejoignent dans une plaine de 2500 m de large sans affleurement (fig. 76). Cette région (Fig. 59 et 62), est pourtant critique pour la compréhension tectonique du Sud de l'arc car c'est à cet endroit que le Briançonnais atteint son extension géographique minimale (Fig. 59 et 62) et où certains auteurs font passer un décrochement senestre majeur (Ricou & Siddans, 1986 ; Schmid et al., 1996 ; Schmid & Kissling, 2000).

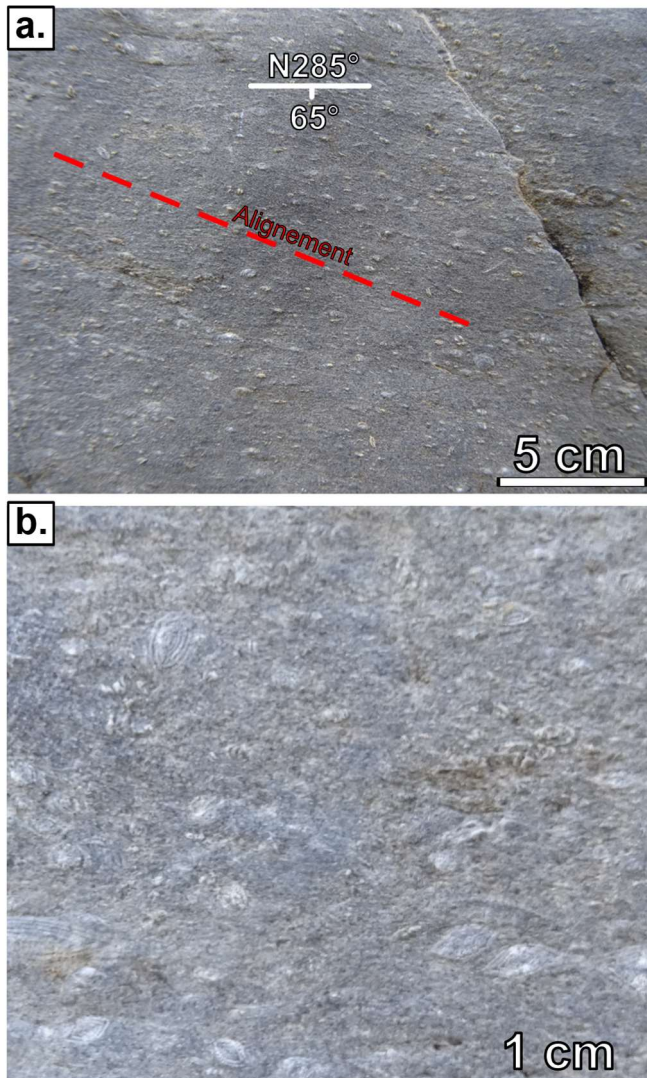


Figure 75 : a) Photo d'un plan de stratification des flyschs nummulitiques (Eocène) au Nord du Mt. Nebius (site 11b Fig. 59) montrant un alignement des nummulites. b) Photo des nummulites, sur un plan équivalent à celui de la photo (a), montrant qu'elles ne sont pas déformées.

Entre Vinadio et Aisone (Fig. 59 et 62), seuls quelques affleurements dans les unités Liasiques et le Jurassique permettent d'obtenir des informations d'ordre structural. D'abord, dans les unités Liasiques à l'Est d'Aisone une schistosité plissée est associée à une linéation d'étirement subhorizontale de direction N130° (Fig. 77c). Ces petits plis sont déversés vers le Sud et développe une S_2 de plan axial caractérisé par un pendage de $\sim 30^\circ$ vers le Nord (Fig. 77a).

Dans le Dogger à proximité de ces deux premiers affleurements on trouve une schistosité à fort pendage SSW associée à une linéation N120° (Fig. 78). On se trouve ici dans le flanc inverse d'un pli à plus grande échelle comme le montre le contact Lias sur Dogger visible sur la photo Fig. 78a. Il s'agit probablement du prolongement des structures observées depuis le Mt. Arpet à l'Ouest qui consiste en un plissement de la couverture

dauphinoise selon un plan axial à faible pendage vers le Sud, remarquablement visible au pied du Mt. Bersaio (Fig. 72).

A plusieurs endroits, le long de la Vallée de la Stura di Demonte, des affleurements de cataclasites sont présents entre Vinadio et Demonte (Fig. 76, 79 et 80). Ces cataclasites forment des couches dont les bordures ne sont pas définies de manière très nette, d'épaisseur variable, de métrique à décamétrique. Elles sont constituées de clastes de natures diverses, notamment de cargneules, de calcaires et de Gypses Triasiques (Fig. 79).

Au Nord d'Aisone on peut observer un grand pli en Kink dans les cataclasites avec un plan axial à pendage 45° NE souligné par une fracture (Fig. 80). L'asymétrie de ce pli semble indiquer un chevauchement vers le SW bien qu'il soit difficile de prendre des mesures précises de cette structure.

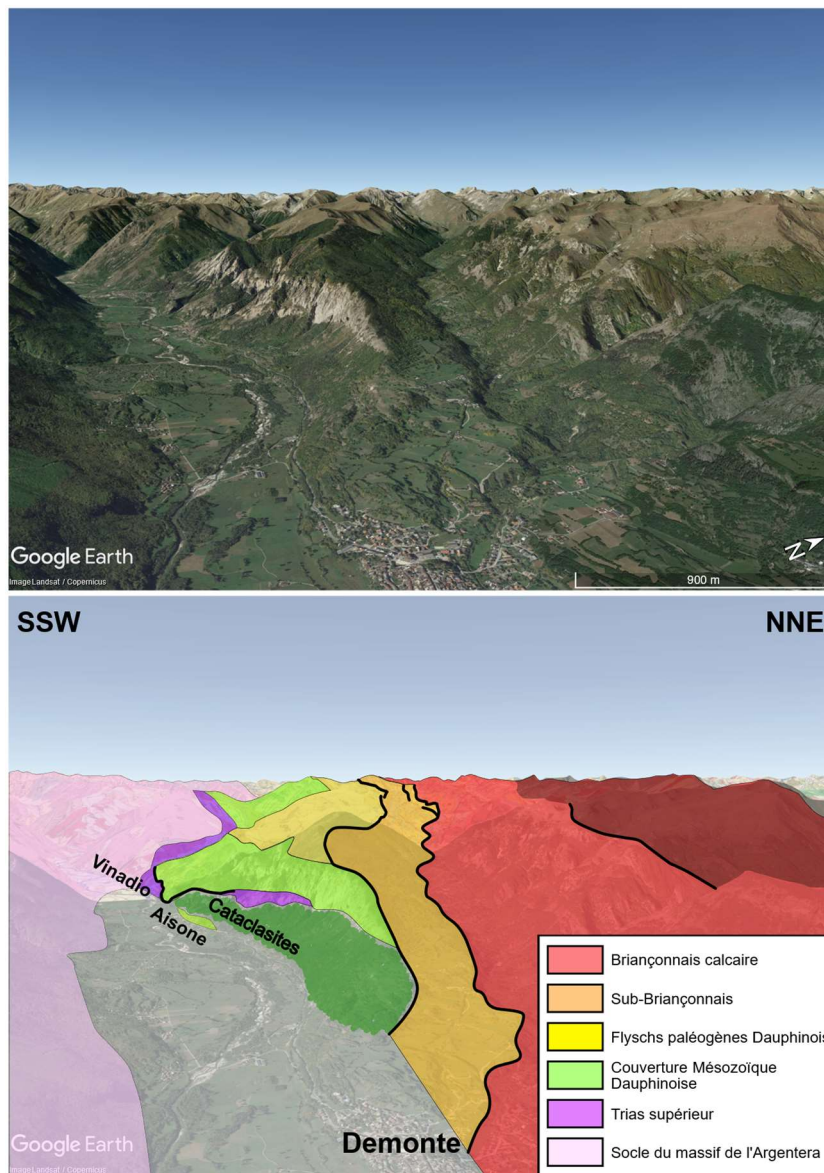


Figure 76 : Vue aérienne (Google Earth) de la terminaison Est de la vallée de la Stura di Demonte et du Valonne dell'Arma, interprétée.

(f) Synthèse des structures du Dauphinois de la vallée de la Stura di Demonte

La couverture Dauphinoise du massif de l'Argentera dans la vallée de la Stura di Demonte semble montrer une continuité latérale d'une structure plissée avec un plan axial à faible pendage vers le Sud (Fig. 81). Le pendage vers le SSW des unités les plus basses de la bordure Nord de l'Argentera implique soit un chevauchement du socle de l'Argentera sur sa couverture vers le NNE, soit une verticalisation des structures avant un passage à des pendages vers le NNE en profondeur ce qui est plus probable (Fig. 81) car aucun rétro-chevauchement de socle n'a jamais été mis en évidence par des études structurales dans l'Argentera ni dans les autres MCE (Massifs Cristallins Externes) des Alpes occidentales. Dans tous les cas ce rétro-déversement du Dauphinois est une structure propre à l'Argentera qui n'est pas observée dans les autres MCE.

Par ailleurs, on a vu que la déformation semblait plus importante dans le Jurassique proche du contact avec le massif de l'Argentera, et dans les flyschs oligocènes à proximité du contact avec le

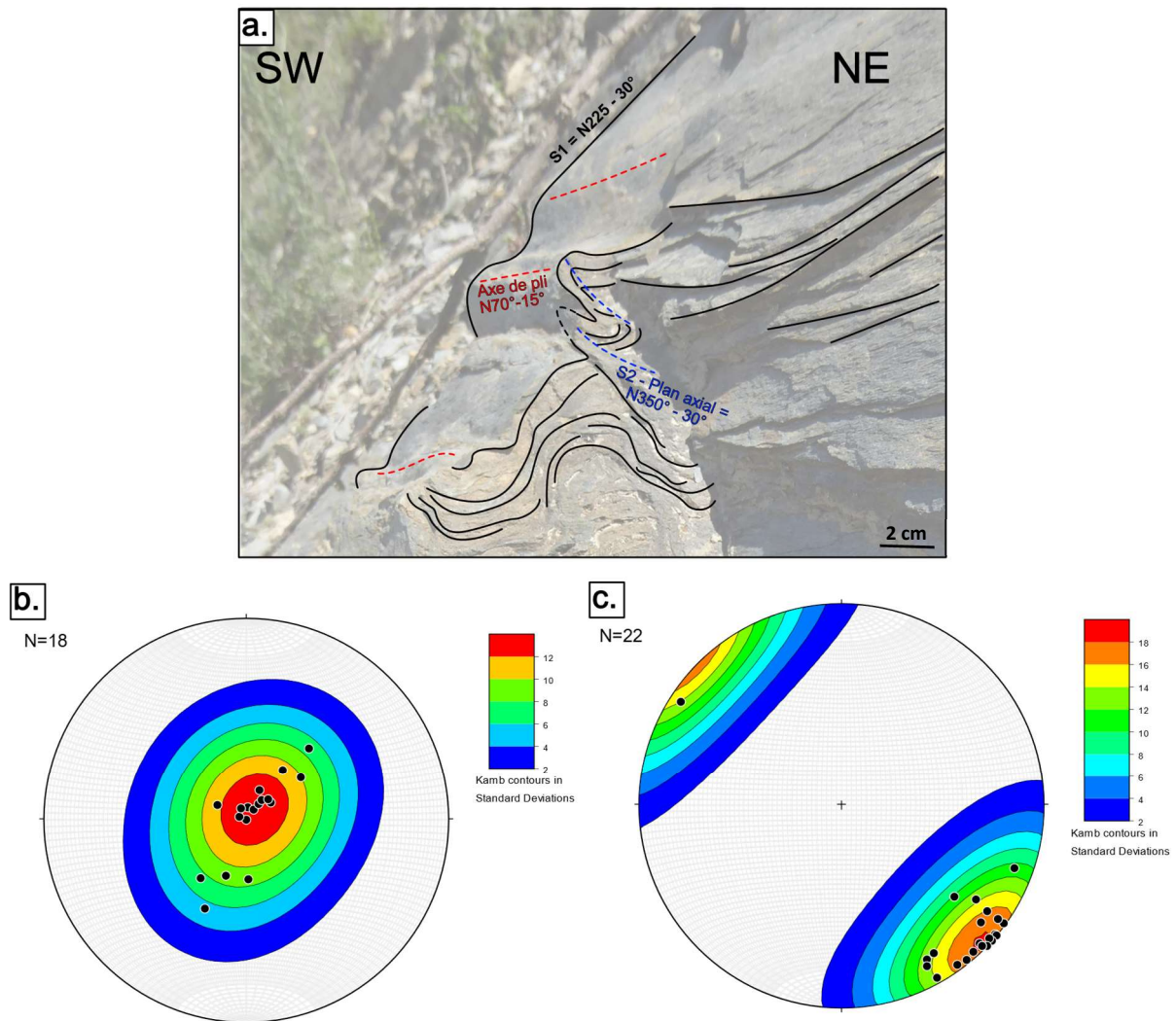


Figure 77 : a) Photo interprétée d'un affleurement dans les unités Liasiques à l'Est d'Aisone (site 14a Fig. 59 ; 62). b) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) de cet affleurement du site 14a (Fig. 59). c) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées sur cette schistosité dans le site 14a (Fig. 59).

sub-Briançonnais, ce qui dans les deux cas semble indiquer un fort cisaillement à ces deux interfaces (Fig. 81). Cette déformation est en tout point de la vallée associée à une schistosité caractérisé par une direction N90 à N110° et une linéation subhorizontale (Fig. 65, 67, 69, 71, 74, 77 et 78).

(g) Le Mt. la Piastra

De l'autre côté de la vallée de la Stura di Demonte, dans la petite vallée du Gesso (Fig. 59 et 62) on peut observer sur le flanc SE du Mt La Piastra (fig. 62) un pli kilométrique couché vers le NNE (Fig. 82a). Le plan axial déduit des plans de stratification posséderait un pendage de faible vers le SE à subhorizontal (Fig. 82b). Cette structure qui affecte les unités du Crétacé supérieur rappelle le pli observé au Mt Bersaio lui aussi caractérisé par un plan axial à faible pendage SE et affectant également les unités du Crétacé supérieur (Fig. 72).

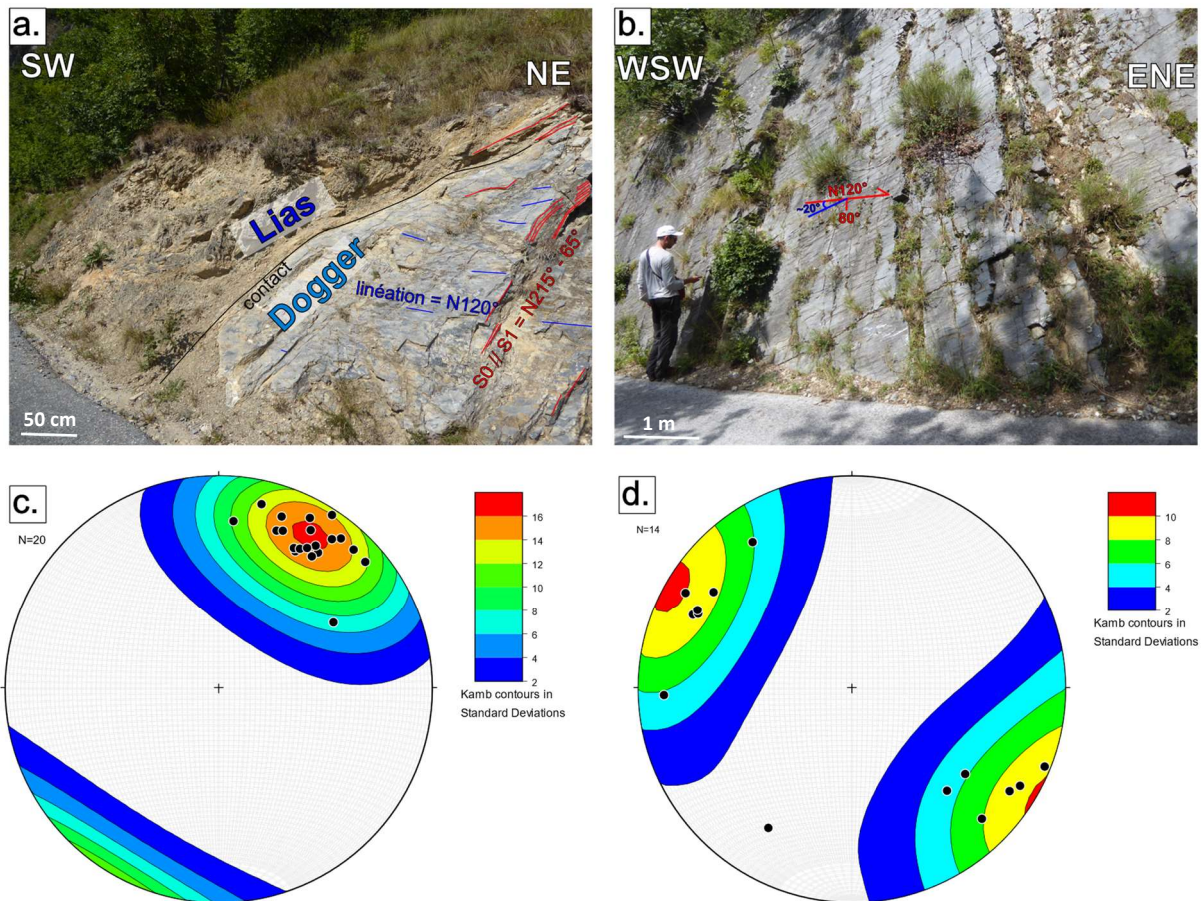


Figure 78 : a) photo interprétée d'un affleurement présentant un contact Lias sur Jurassique moyen en série inverse dans le site 14b (Fig. 59). b) Photo d'un affleurement de Jurassique moyen dans le site 14b (Fig. 59) avec des plans de schistosité à fort pendage SW et avec lineation d'étirement N300°. c) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée sur les affleurements des photos (a) et (b). d) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées sur la schistosité de ces affleurements dans le site 14b (Fig. 59).



Figure 79 : Cataclasites d'Aisone (site 14a Fig. 59).

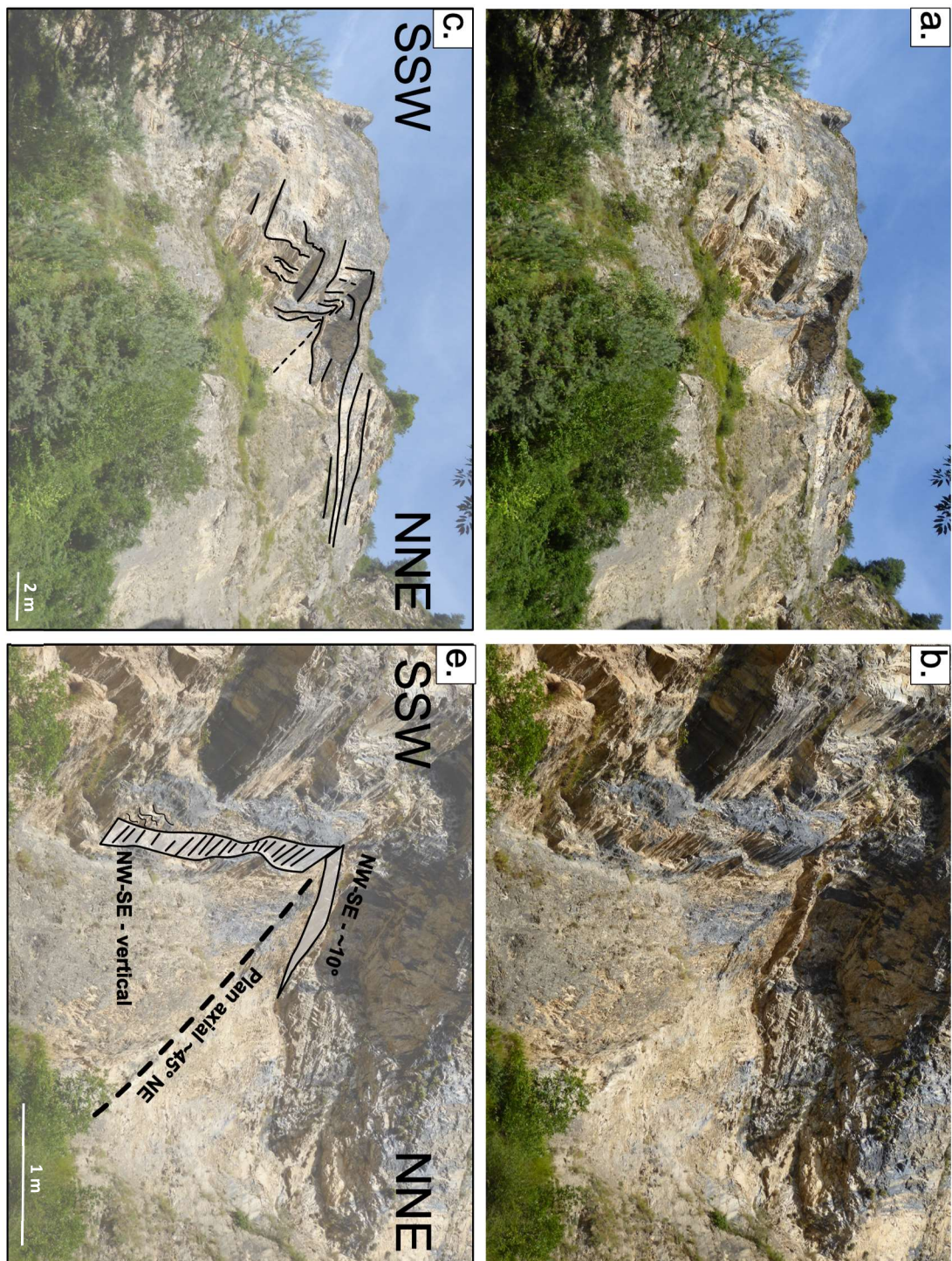


Figure 80 : Photos interprétées d'un pli en kink affectant les cataclasites d'Aisone (site 14a Fig. 59).

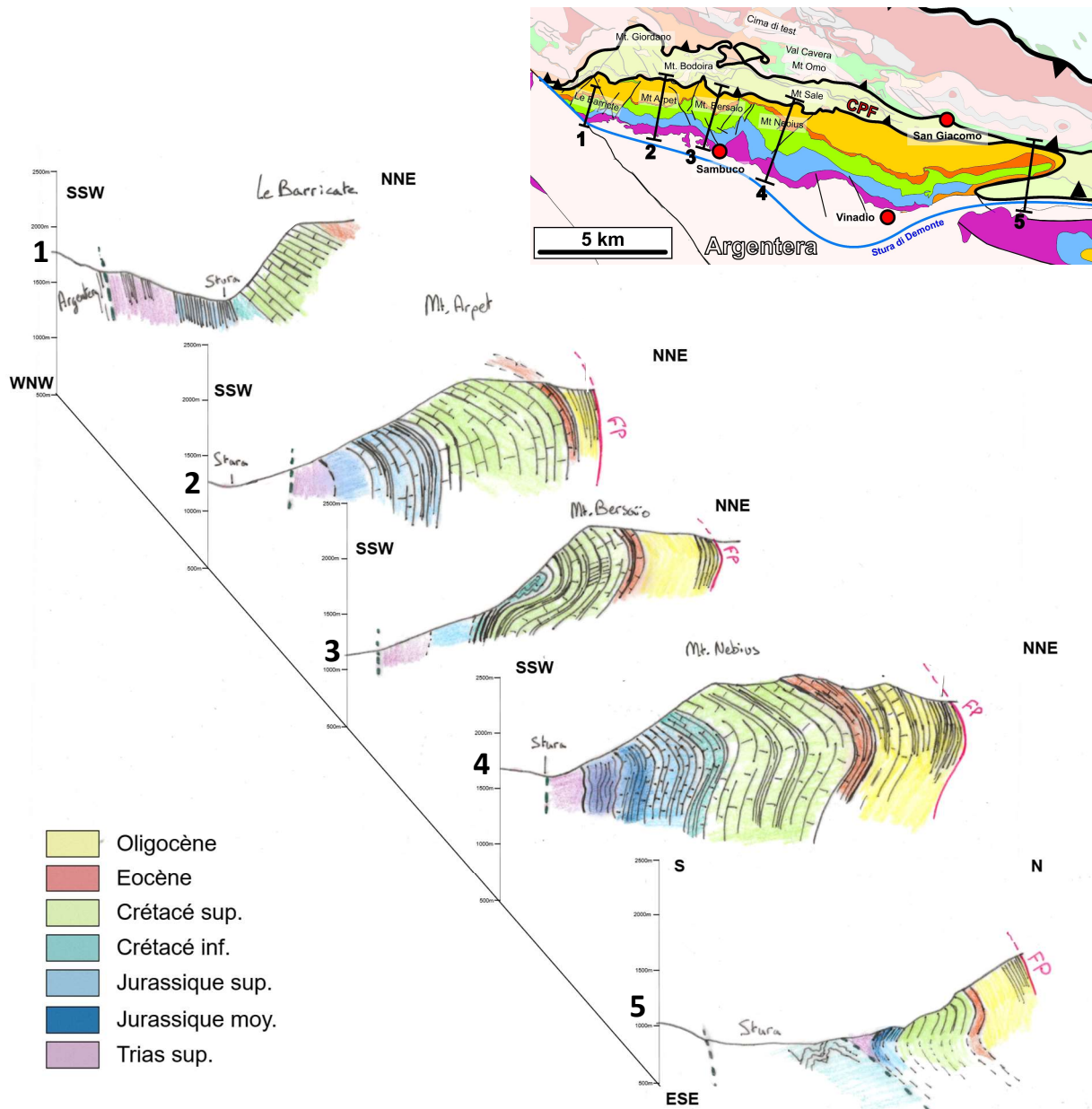


Figure 81 : coupes géologiques schématiques des structures observées dans le Dauphinois de la vallée de la Stura di Demonte.

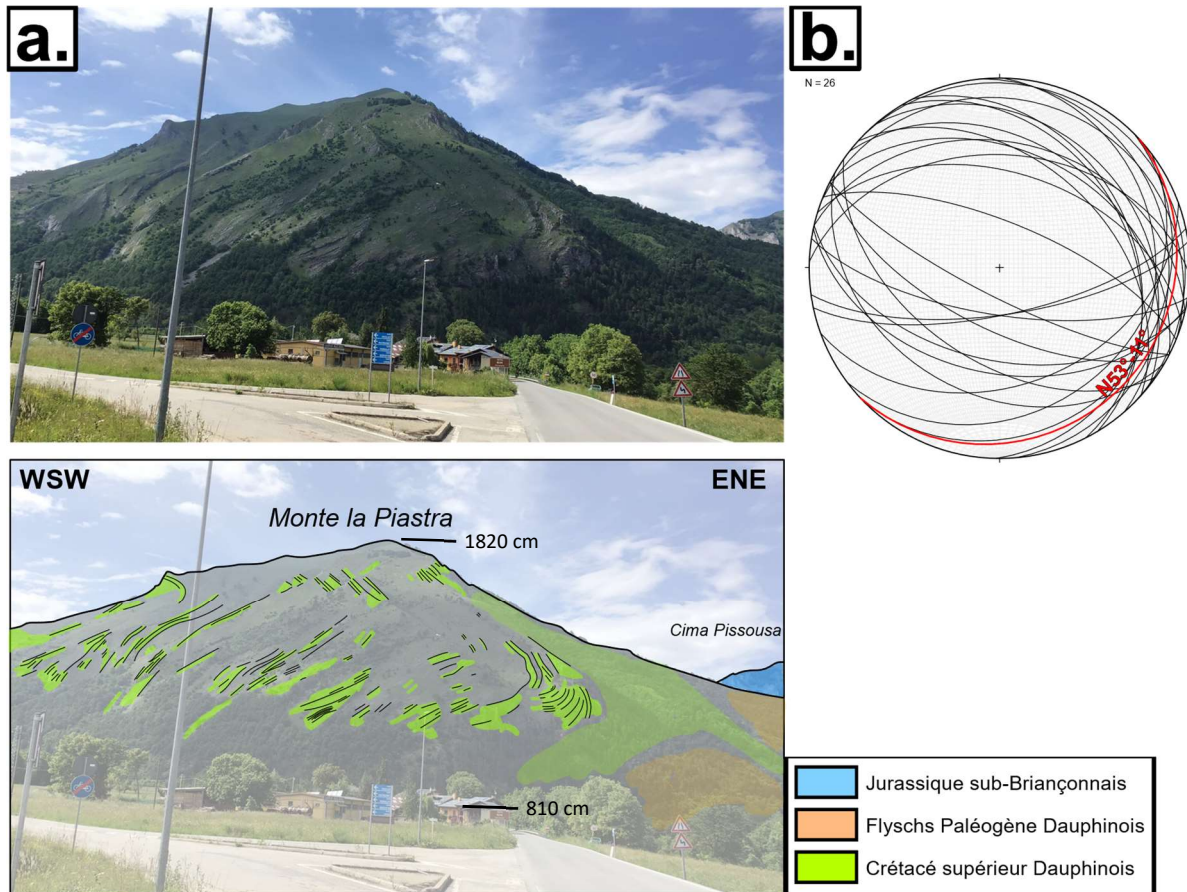


Figure 82 : a) Photo interprétée du versant SE du Mt. La Piastra (Fig. 62) permettant d'observer un pli à plan axial sub-horizontale. b) Projection stéréographique des plans de stratifications mesurés dans le Mt. La Piastra.

(h) Le Mt. Corno

De l'autre côté de la vallée, sur le flanc NW du Mt Corno (Fig. 62) se prolonge cette structure (Fig. 83), qui pourrait correspondre à deux plis de second ordre d'un grand pli couché vers le Nord comme observé sur le Mt La Piastra (Fig. 82). Ici les stratifications (digitalisées depuis la carte de Barale *et al.*, 2015) semblent indiquer également un plan axial à faible pendage, vers le NE cette fois.

Au pied du Mt. Corno on trouve des flyschs oligocènes (Fig. 83), rapportés d'ailleurs dans les différentes cartes géologiques (1 :250000 de Gap, BRGM ; 1 :25000 de Valdieri, ISPRA ; 1 :50000 de Demonte, ISPRA ; Barale *et al.*, 2015). Ces flyschs oligocènes se retrouveraient également sous le pli du Mt. La Piastra (flyschs oligocènes au SW de Valdieri, Fig. 59) et affleure tout au long du Front Pennique au NE (Fig. 59). On a donc du flyschs Oligocène au cœur d'un pli antiforme de Crétacé. Ces flyschs oligocènes pourraient vraisemblablement se trouver dans un pli replissé (Fig. 84). La vergence initiale de ce pli replié ne peut pas être déterminée catégoriquement mais ne peut en aucun cas être vers le SW puisque les flyschs oligocènes affleurent au NE et que les unités stratigraphiques sont de plus en plus anciennes vers le massif de l'Argentera au SW (Fig. 84). Cela implique soit une vergence vers le NE, opposée à l'orientation du Front Pennique, qui est lui-même

caractérisé par un pendage vers le NE (Fig. 84), soit une vergence dans une direction différente, voire orthogonale, de celle des structures actuelles, c'est-à-dire autour de NW-SE.

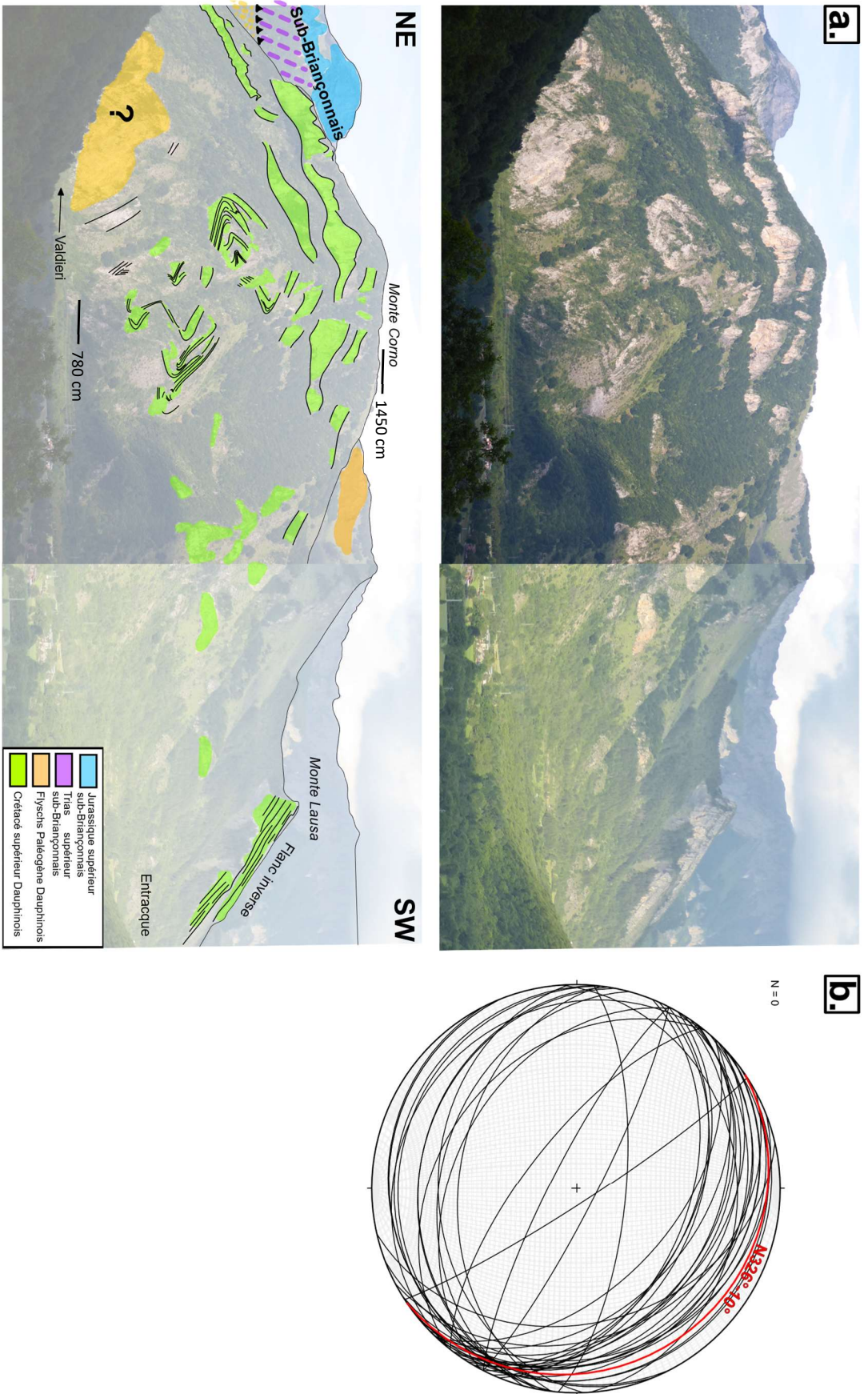


Figure 83 : a) Photo interprétée du versant Nord du Mt. Corno. b) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés dans le Mt. Corno.

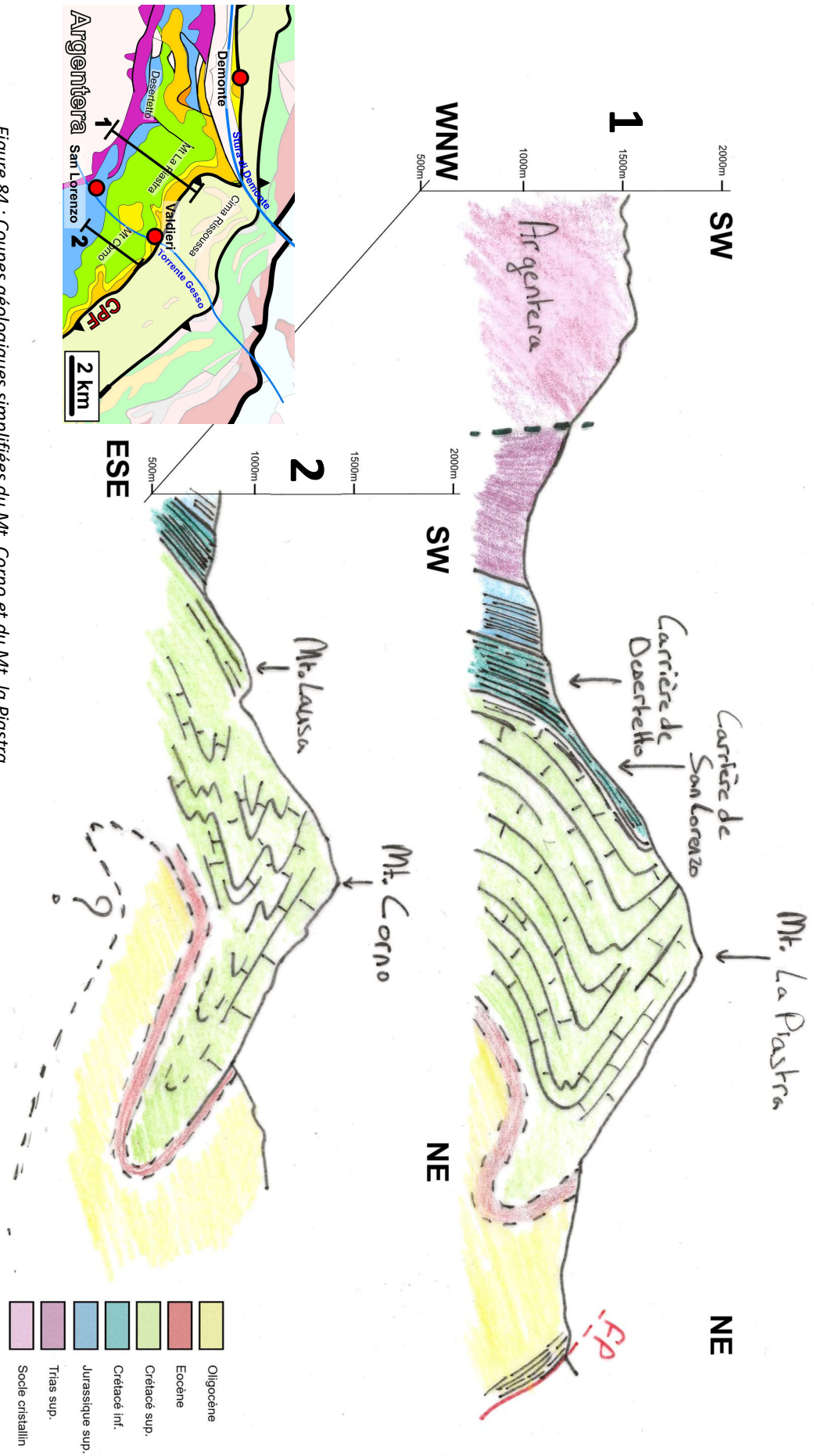


Figure 84 : Coupes géologiques simplifiées du Mt. Corno et du Mt. la Piastra.

(i) *Les Marbres de San Lorenzo*

Sur le flanc SW du Mt. La Piastra (Fig. 62), une carrière de marbre (site 18 Fig. 59) met à l'affleurement des calcaires du Crétacé inférieur mylonitiques (Fig. 85). Ces affleurements se trouvent sur le flanc inverse du pli observé sur le Mt. La Piastra (Fig. 82), et sont caractérisés par une schistosité mylonitique avec des pendages allant de 85° vers le NNE à $\sim 20^\circ$ vers le SSW (Fig. 85f), portant une linéation majoritairement subhorizontale, de direction N115° (Fig. 85g).

Aucun critère de cisaillement macroscopique ne permet de mettre en évidence la cinématique à l'origine de la mylonitisation de ces marbres. Au microscope on ne trouve pas non plus de critère de cisaillement, mais on observe que les cristaux de calcite sont très étirés (Fig. 85d et 85e). Par ailleurs, les joints de grains forment des lobes irréguliers, qui indiquent une recristallisation

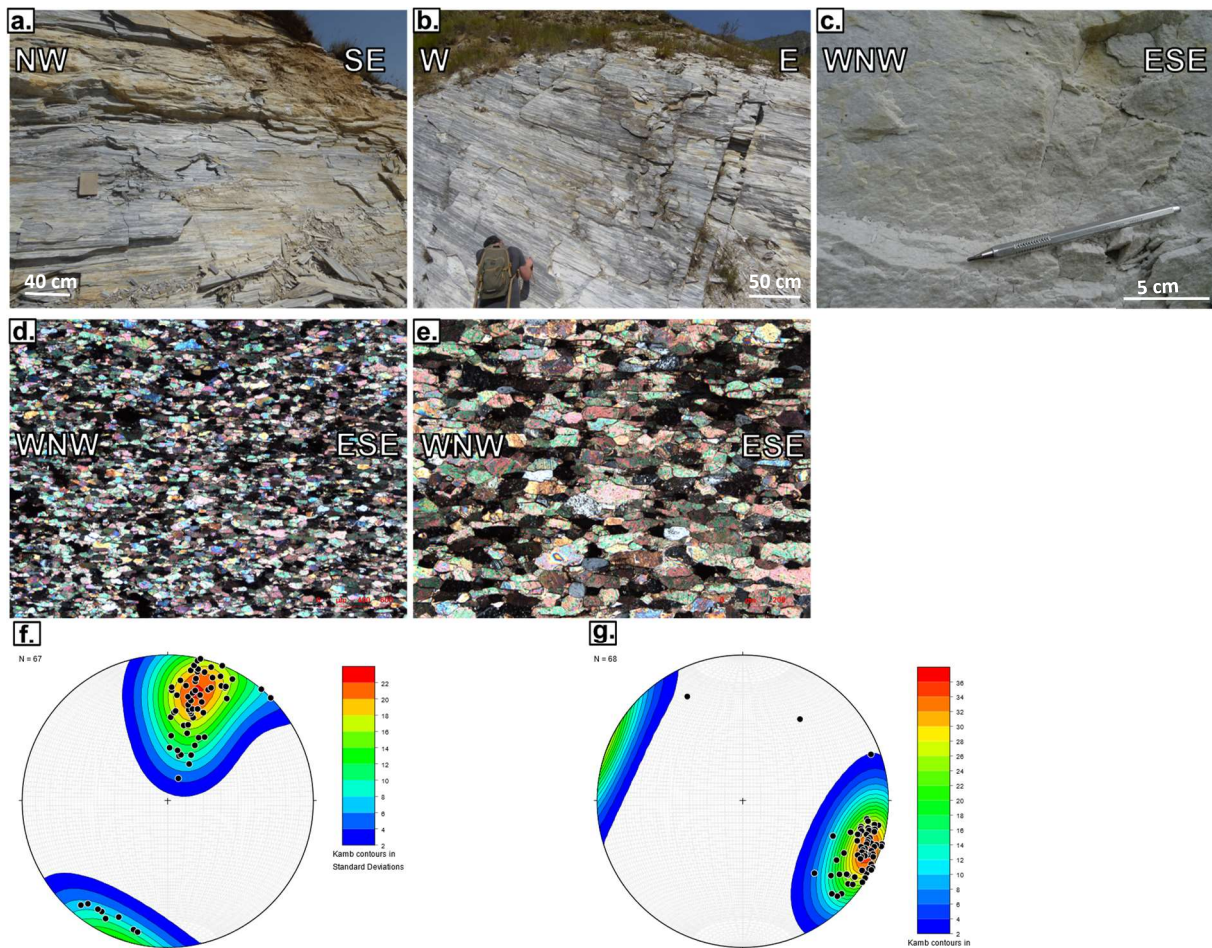


Figure 85 : a et b) Photos des marbres mylonitisés de la carrière de San Lorenzo (site 18 Fig. 59) sur les-quels on observe une linéation d'étirement sub-horizontale (a) ou avec un pendage de 10° vers l'Est (b). c) Photo d'un niveau très fin de ces marbres mylonitisés dans le site 18 (Fig. 59). d) et e) photos des marbres mylonitisés au microscope, avec polarisateur croisés. On peut y observer un étirement de grains de calcite ainsi que des joints de grains délimités par des lobes témoignant d'une recristallisation dynamique. f) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans les marbres mylonitisés de la carrière de San Lorenzo (site 18 Fig. 59). g) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées sur cette schistosité dans le site 18 (Fig. 59).

dynamique par migration de joints de grains, donc dans des conditions de températures $> 250^{\circ}\text{C}$ (Burckhardt, 1993).

(j) Les marbres de Desertetto

Dans la continuité NW de la direction des marbres de San Lorenzo (site 18 Fig. 59), on trouve l'ancienne carrière de Desertetto (site 15 Fig. 59) qui met à l'affleurement des brèches très étirées (Fig. 86). Ces brèches présentent une schistosité dont le pendage varie de 40° à 50° entre $\text{N}135^{\circ}$ et $\text{N}190^{\circ}$ (Fig. 86f) portant une linéation subhorizontale variant autour de $\text{N}100^{\circ}$ (Fig. 86g), marquée par l'étirement des clastes sur les plans de schistosité (Fig. 86c).

Cette carrière de Desertetto se trouve dans les mêmes unités du Crétacé inférieur que la carrière de San Lorenzo. La schistosité dans ce site est caractérisée par un pendage moyen de 45° vers le Sud (Fig. 86f) alors que dans la carrière de San Lorenzo la schistosité est caractérisée par des pendages allant de 20° vers $\text{N}200^{\circ}$ jusqu'à des plans verticaux de direction $\text{N}120^{\circ}$ (Fig. 85f). Cette différence dans la direction de la schistosité qui passe de $\text{N}120^{\circ}$ à San Lorenzo à E-W à Desertetto à l'WNW pourrait correspondre à une rotation progressive des structures, mais l'absence de données entre ces deux sites ne permet pas de décrire un tel phénomène. L'évolution spatiale de la direction de la schistosité sera étudiée par une analyse géostatistique plus tard dans ce manuscrit.

Ces unités se trouvent dans le flanc inverse du grand pli kilométrique observé au Mt. La Piastra (Fig. 82a) comme nous l'indique le pendage S de la schistosité (Fig. 86f) impliquée dans ce plissement. Localement on observe de petits plis en kink caractérisés par des plans axiaux à pendage inférieur à 10° vers le Sud (Fig. 86a) probablement parasites du grand pli vu au Mt. La Piastra (Fig. 82).

(k) Le Dauphinois de la vallée du Gesso

Dans la vallée du Gesso, au SE de la vallée de la Stura di Demonte, on observe un grand pli couché vers le NE (Fig. 84) comparable aux structures observées dans le Mt Nebius (Fig. 73) et le Mt Bersaio (Fig. 72). La fabrique mylonitique observée dans le jurassique au pied de Le Barricate (Fig. 65) semble équivalente à celle des marbres du Crétacé inférieur (Fig. 84) des carrières de Desertetto (Fig. 86) et de San Lorenzo (Fig. 85).

La schistosité passe d'une direction E-W (Fig. 86f) au NW dans la carrière de Desertetto (Fig. 62) à une direction $\text{N}120^{\circ}$ (Fig. 86f) au SE, dans la carrière de San Lorenzo (Fig. 62). La réorientation de cette schistosité, associée à une linéation d'étirement d'orientation EW, à l'approche de la vallée de la Stura di Demonte est compatible avec un décrochement senestre, mais l'absence de données structurales continues entre ces deux carrières ne permet pas de déterminer si cette évolution est progressive à l'échelle régionale Et correspond vraiment à une rotation des structures liée à un décrochement senestre localisé dans la vallée de la Stura di Demonte.

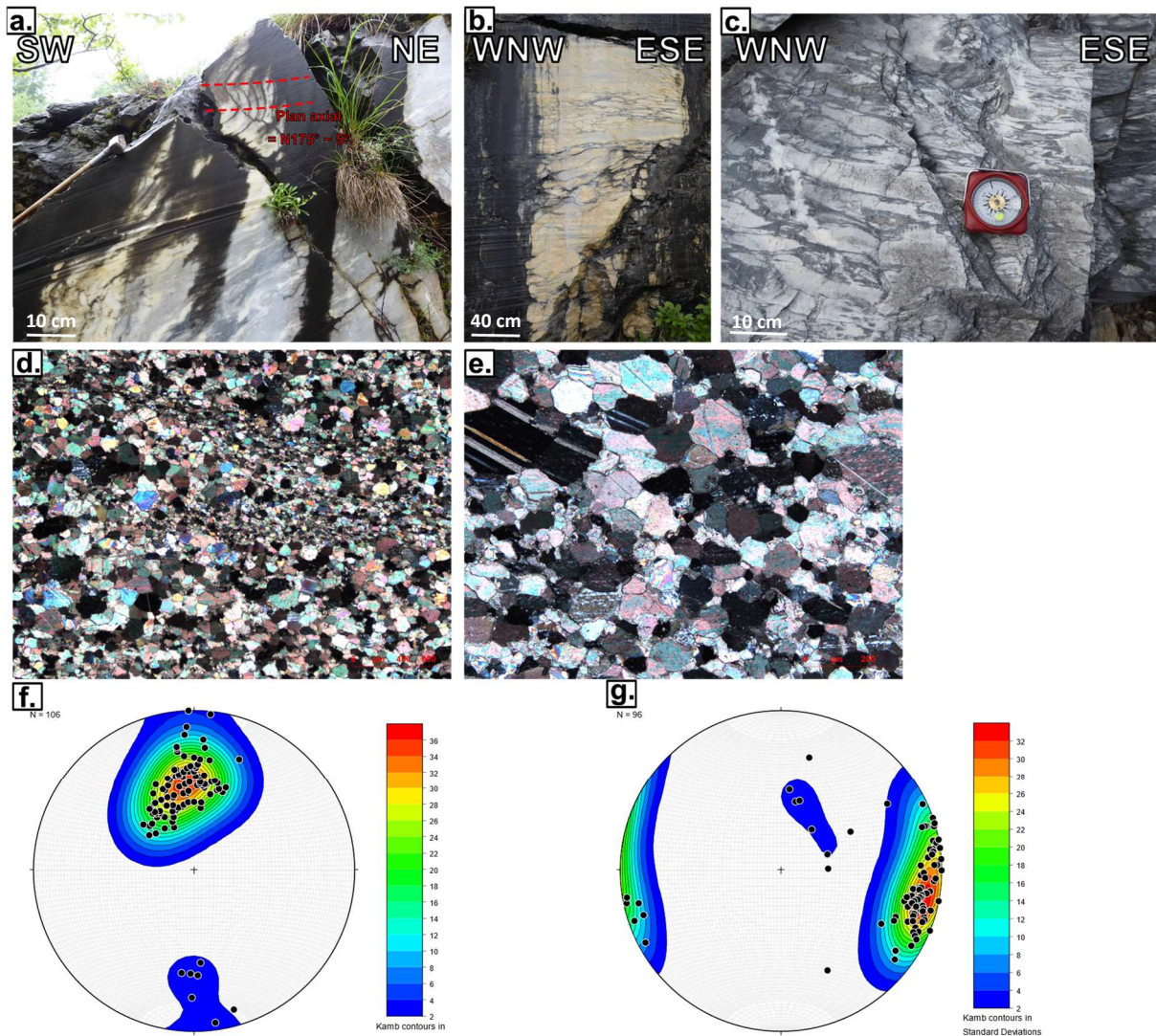


Figure 86 : a) Photo d'un pli parasite du pli du Mt. la Piastra (Fig. 82) dans les brèches mylonitisées de la carrière de Desertetto (site 15 Fig. 59). b et c) photos des brèches étirées de la carrières de Desertetto (site 15 Fig. 59), qui montrent un étirement N100° des clastes de ces brèches. d) et e) photos de ces mylonites au microscope, avec polarisiteurs croisés, présentant des joints de grains irréguliers entre les minéraux de calcite, indiquant une recristallisation dynamique. f) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans ces mylonites du site 15 (Fig. 59). g) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées dans ces mylonites du site 15 (Fig. 59).

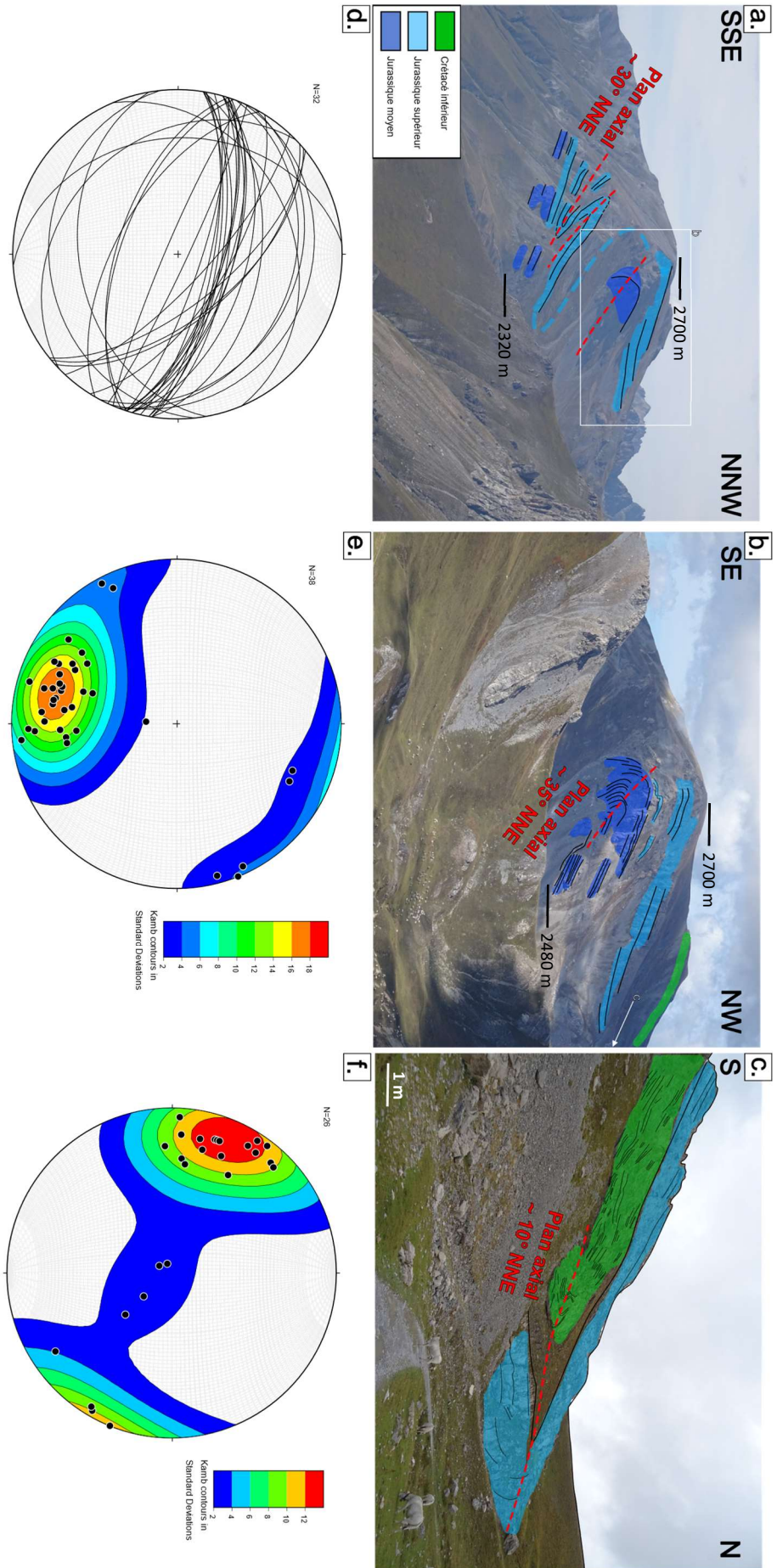


Figure 87 : a et b) Photos interprétées du versant Est et NE du Mt. Bodoira (site 3a Fig. 59). c) Photo interprétée d'un pli couché vers le Nord sur le versant Nord du Mt. Bodoira (site 3b Fig. 59). d) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés au Mt. Bodoira (site 3 Fig. 59). e) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans le Mt. Bodoira (site 3 Fig. 59). f) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées au Mt. Bodoira (site 3 Fig. 59).

IV.II.3 - 2) Le Briançonnais et le Sub-Briançonnais du Vallone dell'Arma

(a) *Monte Bodoira*

Le Mt. Bodoira (site 3 Fig. 59 ; Fig. 62) à l'Ouest de la vallée de la Stura di Demonte, une série de plis à vergence Sud implique le Jurassique moyen et le Jurassique supérieur du Sub-Briançonnais (Fig. 87a et 87b). Sur le flanc NNW du Mt. Bodoira on peut observer un pli couché à cœur de Crétacé inférieur (Fig. 87c)

La schistosité mesurée essentiellement sur le flanc Nord de ce relief est caractérisée par un fort pendage NE (Fig. 87e) et par une linéation d'étirement $\sim N120^\circ$ (Fig. 87f). Cette schistosité est parallèle à la stratification et doit donc être antérieure à la phase de plissement à l'origine des plis hectométriques du Mt. Bodoira (Fig. 87).

On trouve dans le Jurassique moyen des plis métriques (Fig. 88a) déversés vers le Sud, probablement parasites de ces grands plis (Fig. 87). Ces plis sont caractérisés par un plan axial avec un fort pendage vers le NNE ($\sim 75^\circ$ vers $N20^\circ$, Fig. 88c). La schistosité qui y est mesurée est souvent parallèle à la Stratification (S_0) et porte une linéation d'étirement $N100^\circ$ à $N120^\circ$ (Fig. 88b et 88e) bien que peu de plans permettent de la mesurer.

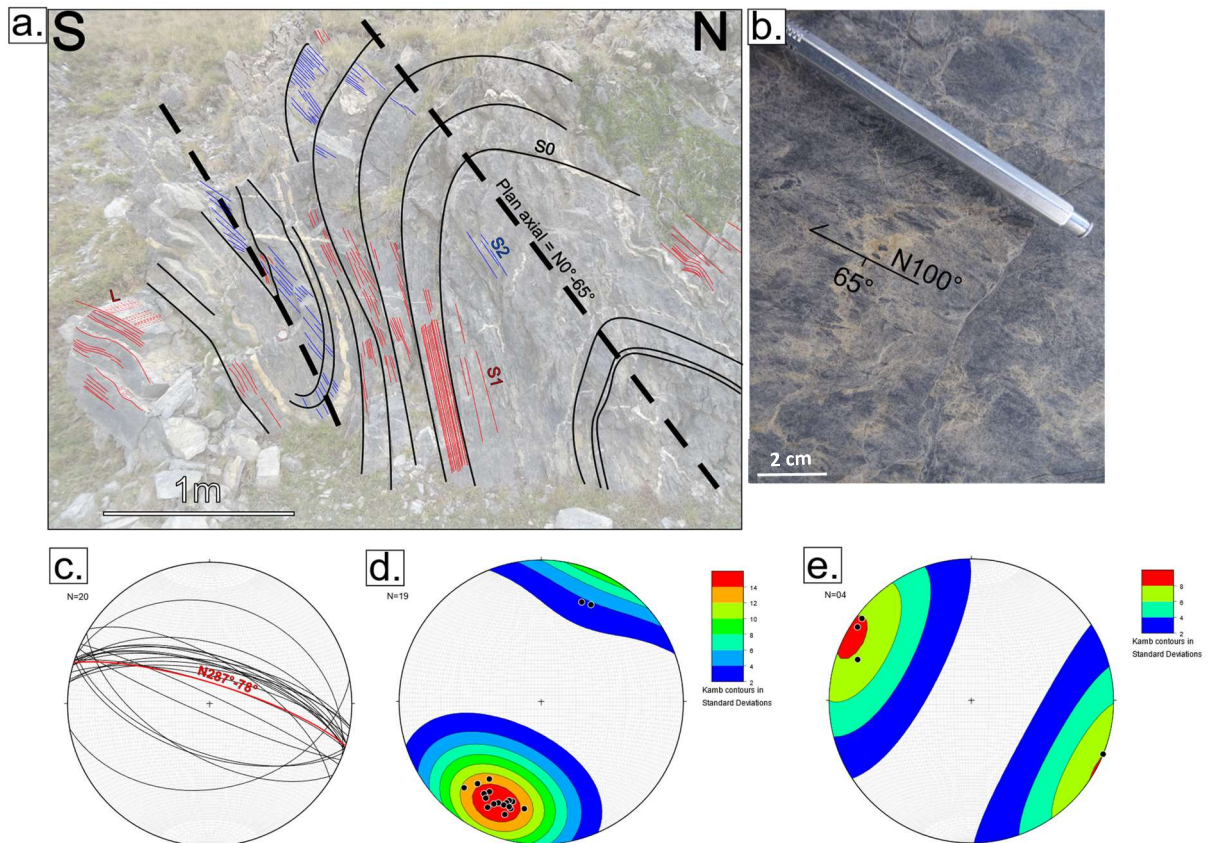


Figure 88 : a) Photo interprétée d'un pli métrique sur le versant Nord du Mt. Bodoira (site 3b Fig. 59). b) Photo d'un plan de schistosité (S_1) parallèle à la stratification dans ce pli. c) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés dans ce pli avec en rouge le plan axial de ces plis. d) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans ce pli. e) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées sur les plans de schistosité (b).

Cette schistosité S_1 est plissée (Fig. 88a), ce qui indique une déformation postérieure au développement de la S_1 . Par ailleurs, des plans de schistosité parallèles au plan axial semblent se développer, particulièrement au cœur du pli au Sud (Fig. 88a) et qui pourrait correspondre au développement d'une S_2 de plan axial associée à ces plis (Fig. 88a).

On a donc à l'échelle du sub-Briançonnais, de grands plis déversés vers de SSW (Fig. 87) associés à de petits plis parasites (Fig. 88), déformant la stratification et la S_1 , et entraînant la formation d'une S_2 de plan axial (Fig. 89).

(b) Monte Sale et Colle Sale

En contre bas de la crête sur laquelle se trouve le contact entre le Sub-Briançonnais et les flyschs oligocènes du Dauphinois (Fig. 74), on voit que les calcaires du Jurassique supérieur qui composent le Monte Sale (site 10 Fig. 59 ; Fig. 62) ont un pendage fort vers le Sud (Fig. 73d), compatible avec le pendage des calcaires du Crétacé supérieur observé en contre-bas du Mt. Nebius (Fig. 73b).

Depuis l'Est on voit que ces unités se redressent vers le Nord (Fig. 90b) dans une forme comparable, à celle du Mt. Nebius (Fig. 73). Par ailleurs, au sommet du Mt. Sale on trouve des couches du Crétacé inférieur dans un anticlinal serré (Fig. 90). Toute cette structure semble donc être un grand synclinal caractérisé par un plan axial sub-vertical de direction E-W ($N274^\circ-81^\circ$ -Fig. 90c).

Juste au Nord du Mt Sale (site 10 Fig. 59 ; Fig. 62), on trouve des bancs de calcaires du Jurassique moyen et supérieur verticalisés, ressortant de la ligne de crête, eux même suivis d'une seconde crête (Fig. 90). La carte (1:50 000, feuille de Larche, BRGM) indique que ces deux barres calcaires verticalisées sont séparées des deux sommets qui l'encadrent par du Trias supérieur. Au Nord on peut observer un synclinal à cœur de Jurassique moyen dont le plan axial est sub-vertical avec une direction $N100^\circ$ (Fig. 90). On a donc deux grands synclinaux, celui du Mt. Sale et celui

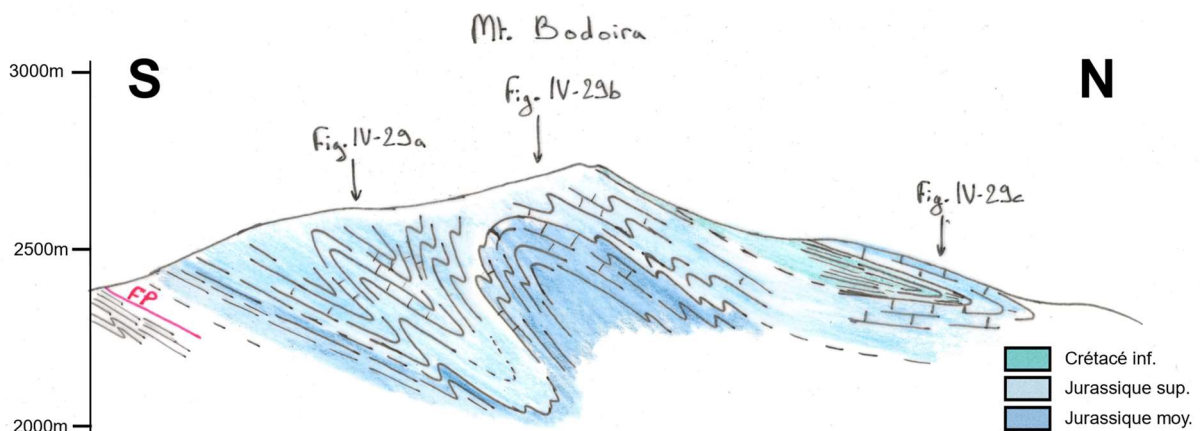


Figure 89 : Coupe géologique schématique du Mt. Bodoira (site 3 Fig. 59; Fig. 62).

du second sommet au Sud, caractérisés par des plan axiaux sub-verticaux de direction N100°, séparé par les deux barres calcaires verticalisées encadrées de Trias supérieur (Fig. 90).

La schistosité mesurée de part et d'autre de ces grandes structures est caractérisée par une direction E-W à N100° et un pendage sub-vertical (Fig. 90d). Cette schistosité porte parfois une linéation subhorizontale (N90° à N100°, Fig. 90e). Comme pour les plis du Mt. Bodoira, cette S₁

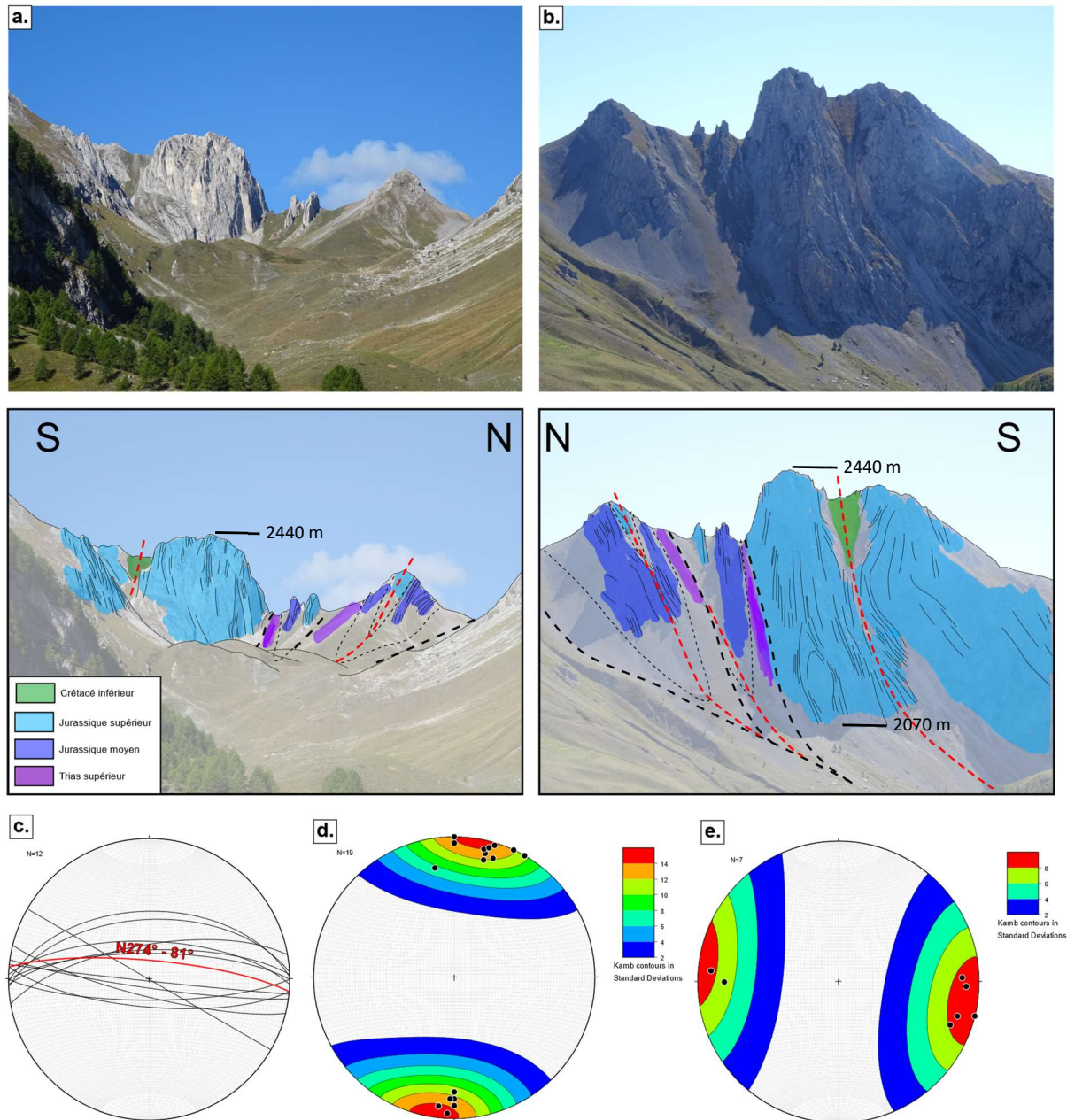


Figure 90 : a et b) Photos interprétées des deux versants du Mt. Sale (site 10 Fig. 59; Fig. 62). Traits noirs discontinus épais : Extrapolation des contacts tectoniques. Traits noirs discontinus fins : extrapolation des contacts sédimentaires. Traits rouges discontinus : Plan axial des plis. c) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés au Mt. Sale avec en rouge le plan axial des plis observés en (a) et (b) estimé comme le plan moyen des stratifications du site 10 (Fig. 59). d) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S₁) mesurée au Mt. Sale (site 10 Fig. 59). e) Projection stéréographique des linéations d'étirement mesurées sur ces schistosités dans le site 10 (Fig. 59).

est parallèle à la Stratification (S_0) (Fig. 91) et ne correspond pas au plan axial des plis observés (Fig. 90).

En contre-bas des deux bancs calcaires verticalisés on trouve des plans de clivage d'apparence plutôt de basse température d'après le caractère non-pervasif qui découpe la S_1 et la stratification (S_0) (Fig. 91a). Ces plans sont caractérisés par un pendage de 50° vers le Sud et semblent correspondre à une S_2 . Cette dernière ne peut pas être directement reliée au plan axial d'un pli et le plan axial des plis du Mt. Sale semble plutôt verticaux. Cette dernière si elle correspond à une S_2 de plan axial pourrait témoigner d'un passage d'un plan axial des plis du Mt. Sale depuis un pendage vertical à un pendage de 50° vers le Sud en profondeur.

Par ailleurs des plans de cisaillement avec un pendage de 30° vers le Nord et une cinématique top vers le Sud ont été observés en deux endroits en contrebas du synclinal au Nord du Mt. Sale (Fig. 91b, 91c et 91d). La cinématique de ces cisaillements est déduite du décalage des bancs compétents (Fig. 91b, 91c et 91d) ou des sigmoïdes formées par la S_1 (Fig. 91a) mais aucune linéation d'étirement n'est mesurable sur ces plans, et la linéation portée par la schistosité est subhorizontale. La détermination de la direction exacte du transport indiquée par les critères de cisaillement, n'est donc pas possible, mais le faible décalage qu'ils impliquent ($<1\text{cm}$, Fig. 91c et

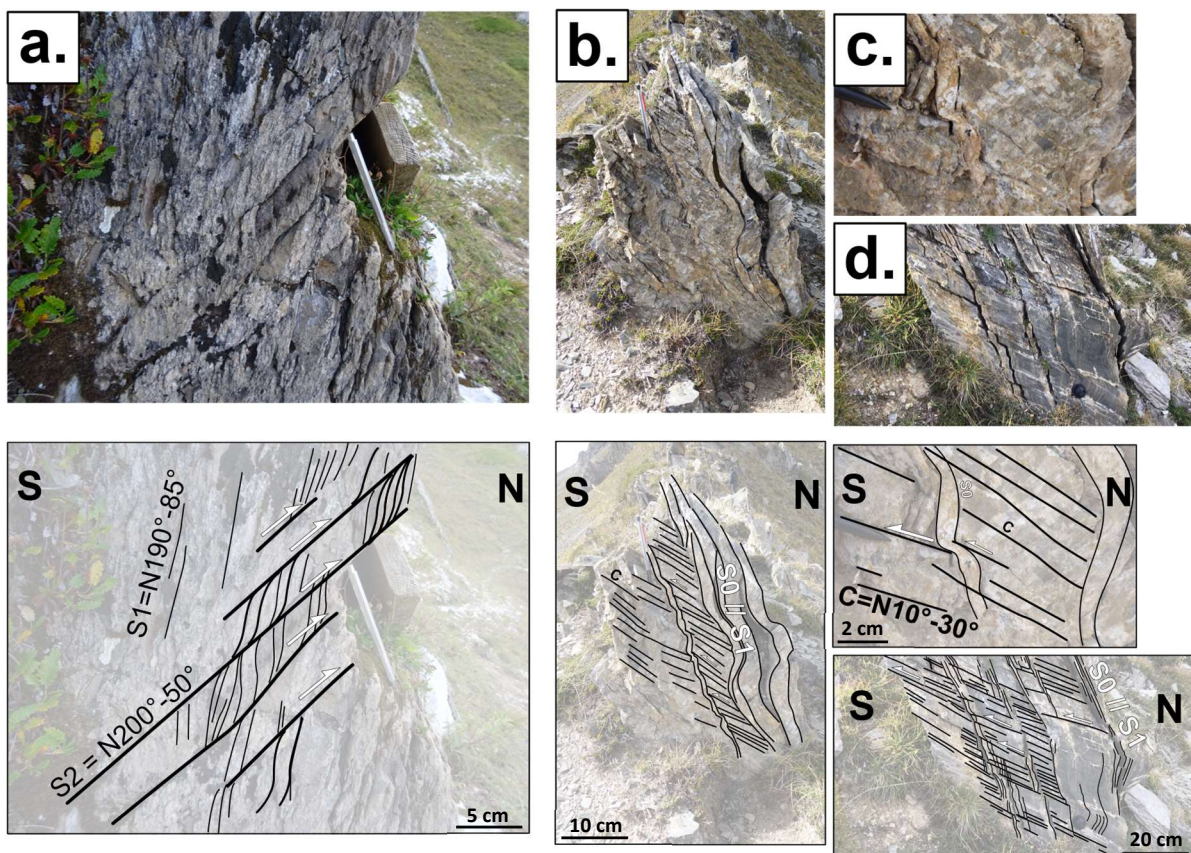


Figure 91 : a) photo d'un affleurement du flanc Nord du Mt. Sale (site 10 Fig. 59) présentant une intersection entre la S_1 et la S_2 . b, c et d) Photos d'affleurements du flanc Nord du synclinal au Nord du Mt. Sale présentant une série de bandes de cisaillement de la S_1 et de la stratification top vers le Sud.

91d) et leur aspect plutôt froid indiquent qu'il s'agit probablement d'évènement tardif dans des conditions de métamorphisme très faible.

(c) *Monte Omo*

Au Nord du Mt. Sale (Fig. 62), le Briançonnais forme un grand anticlinal de calcaires Triasiques (Fig. 92) dans le site 9 (Fig. 59), assez ouvert en comparaison des synclinaux très serrés observés plus au Nord, dans le sub-Briançonnais du Mt-Sale (Fig. 90). Ce grand anticlinal ne semble que partiellement cylindrique (Fig. 92c), et on plan axial est caractérisé par un pendage de 63° dans une direction $N10^\circ$ (Fig. 92c). Les plans de schistosité qu'on peut y mesurer (Fig. 92d) sont aussi relativement variables bien qu'ils semblent généralement correspondre à la stratification (Fig. 92c)

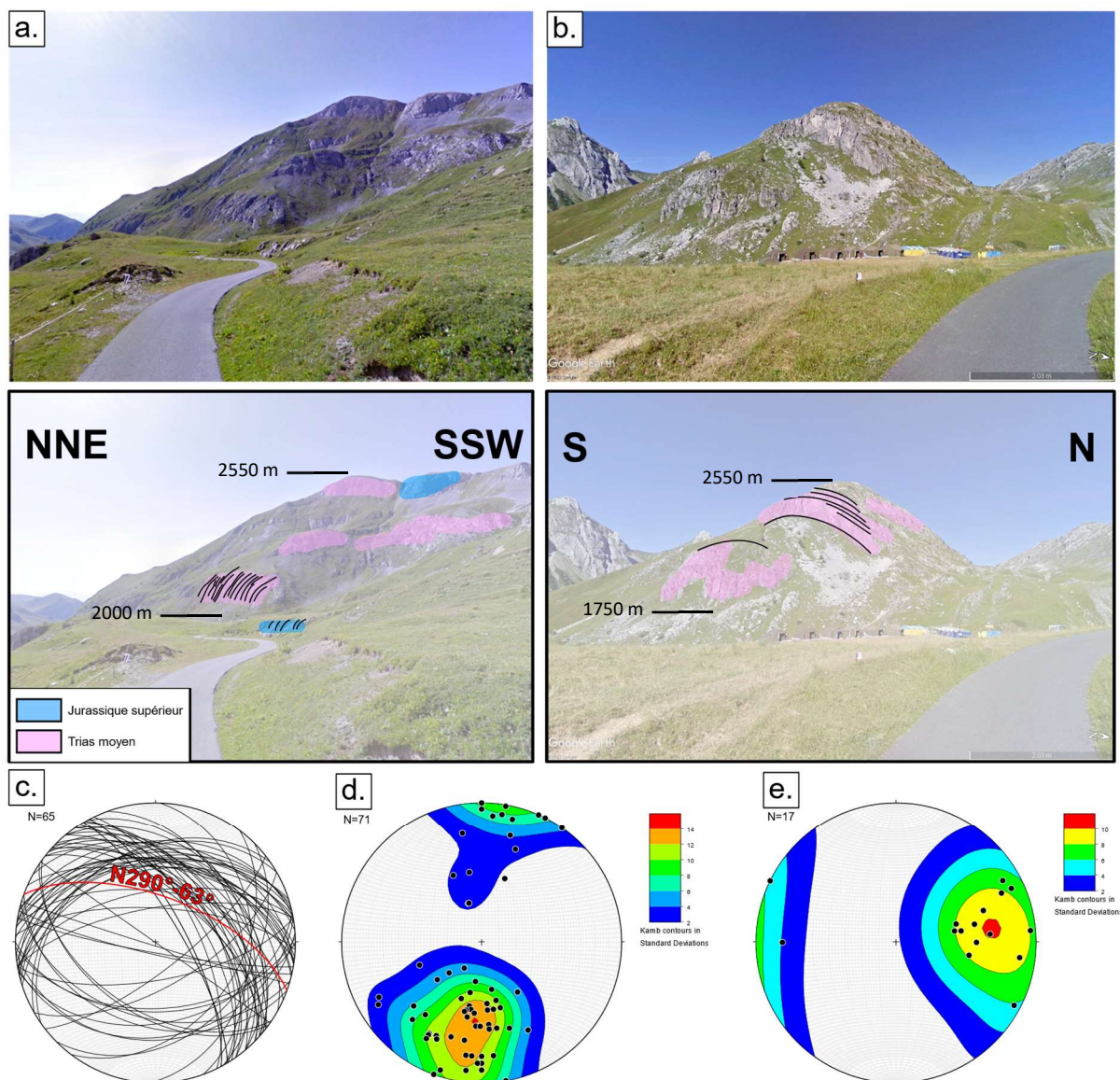


Figure 92 : a) Photo du flanc Nord du Mt. Omo (site 9a Fig. 59; Fig. 62). b) Photo du versant Est du Mt. Omo. c) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés au Mt. Omo (site 9b Fig. 59) avec en rouge le plan axial estimé comme étant le plan de stratification moyen. d) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée au Mt. Omo (site 9 Fig. 59). e) Projection stéréographique de la linéation d'étirement portée par cette schistosité du site 9 (Fig. 59).

et porter un linéation E-W (Fig. 92e). Comme pour les plis du sub-Briançonnais, la S_1 parallèle à la stratification est donc plissée avec cette dernière dans les plis à grande longueur d'onde. Elle est donc antérieure à cette phase de plissement.

(d) *Cima di Test*

Au Nord du Mt. Omo et du Val Cavera (Fig. 62) on peut observer un autre pli antiforme d'une dimension comparable et lui aussi formé de calcaires triasiques (Fig. 93), correspondant à la Cima di Test (site 8 Fig. 59 ; Fig. 62 et 63). Cette fois-ci le cylindrage du pli semble indiquer un plan axial caractérisé par un pendage de 66° dans une direction N204 (Fig. 93b) donc quasiment opposé à celui du Mt. Omo (63° vers N10°, Fig. 92c).

Les schistosités mesurées principalement dans le Val Cavera, sur le Flanc Sud de la Cima di Test sont majoritairement subverticales avec direction \sim N120° (Fig. 93c), comme la stratification (S_0) à cet endroit. Les linéations d'étirement sont proches de N100° (Fig. 93d).

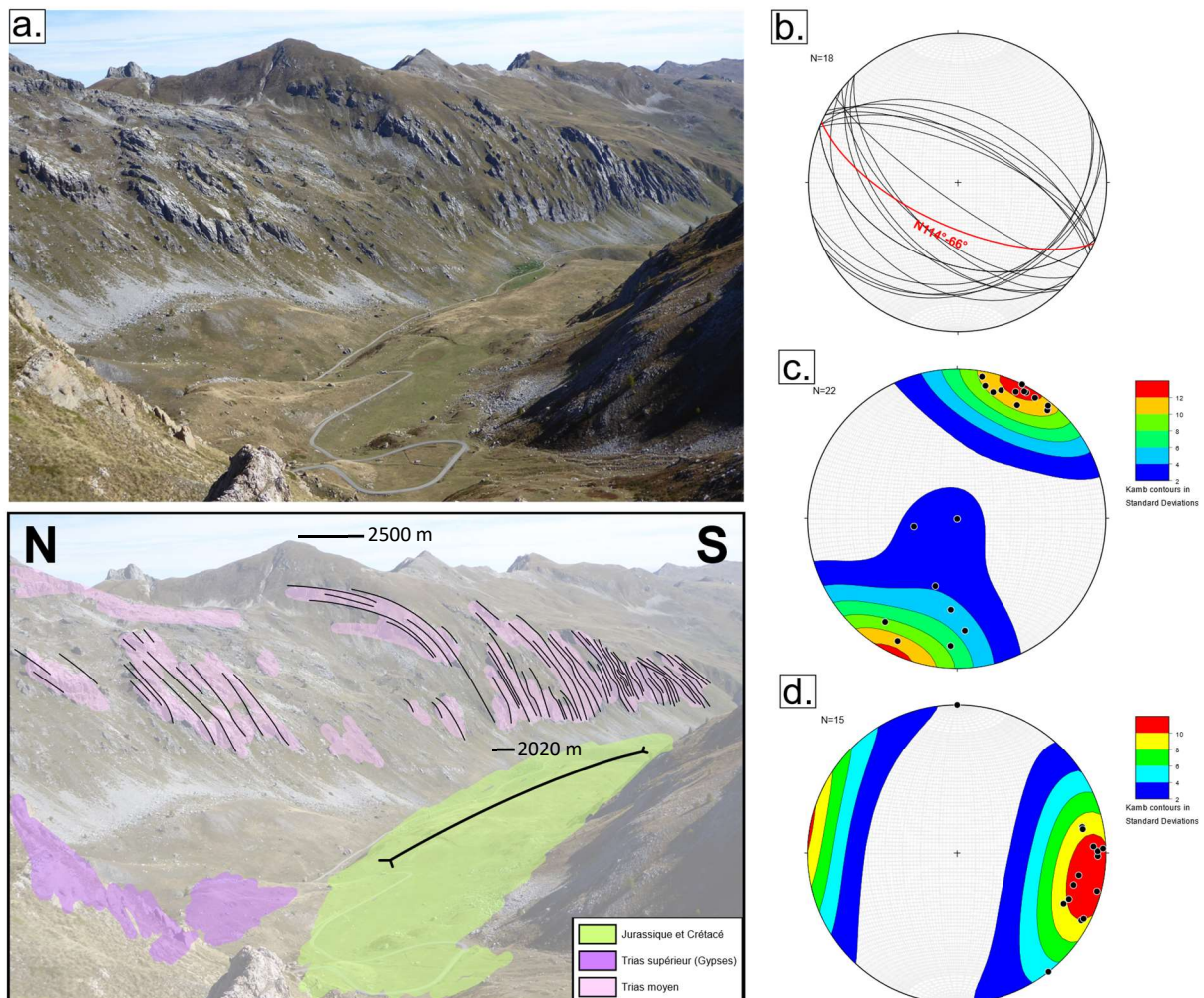


Figure 93 : a) Photo interprétée de la Cima di Test et du Val Cavera (Fig. 62). b) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés à la Cima di Test avec en rouge le plan axial estimé comme étant le plan de stratification moyen. c) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1). d) Projection stéréographique des linéations d'étirement portées par cette schistosité.

(e) *Val Cavera*

Entre ces deux antiformes larges d'environ 1 km, on trouve un petit vallon, appartenant au Vallone dell'Arma, localement appelé le Val Cavera (Fig. 62). Les affleurements sont rares et, d'après la carte, partiellement recouverts par les gypses Triasiques (Fig. 59). D'après la carte (1:50 000, Larche, BRGM) on peut en déduire que ce vallon est à l'aplomb d'une série de plis serrés caractérisés par un plan axial sub-vertical et une direction N100° à N120° comme celui du Mt. Omo et de la Cima di Test, affectant le Jurassique moyen et supérieur ainsi que de Crétacé inférieur.

Toutefois en contrebas du flanc Sud de la Cima di Test, des schistes du Jurassique moyen affleurent et montrent des zones de cisaillement senestres (Fig. 94). Ces petits cisaillements sont subverticaux, de direction EW et ne sont visibles qu'en deux endroits de l'affleurement (Fig. 94).

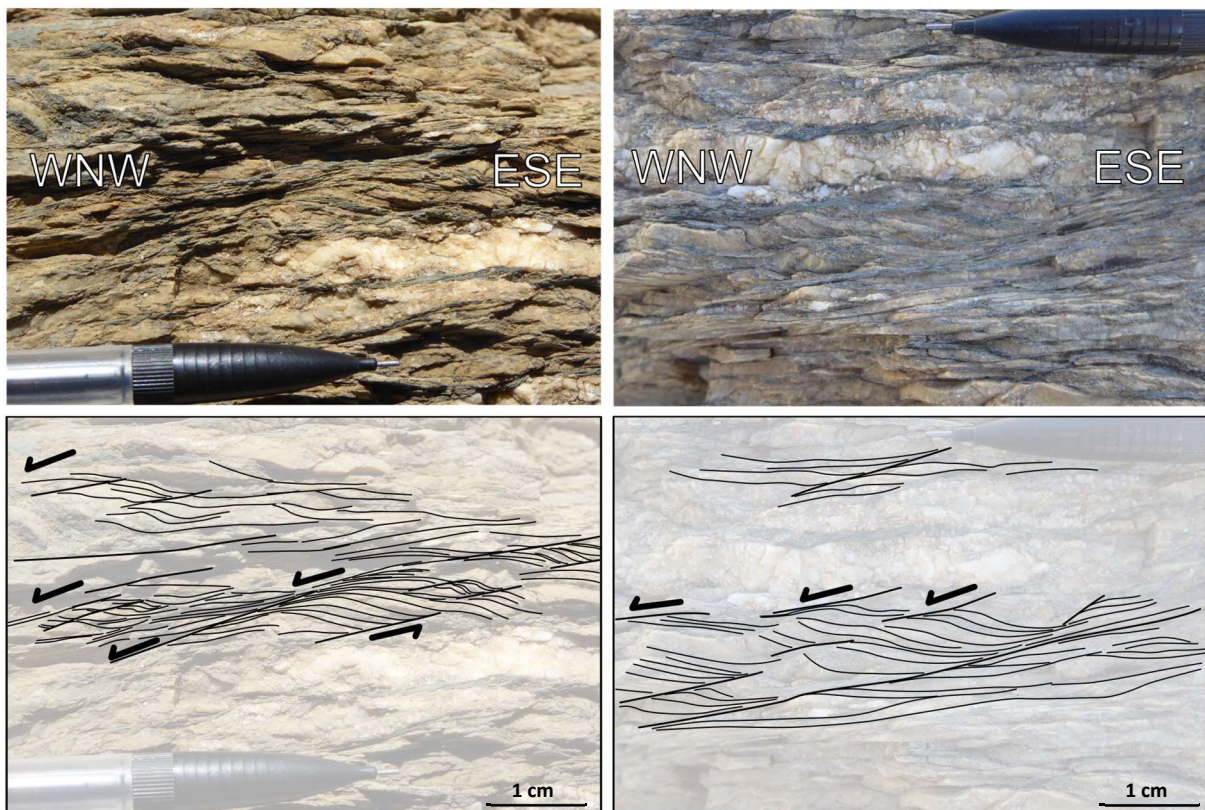


Figure 94 : Photos interprétées de petites bandes de cisaillement sénestres, de direction E-W et de pendage sub-vertical, dans le Jurassique du Col Valcavera (affleurement 8 Fig. 59).

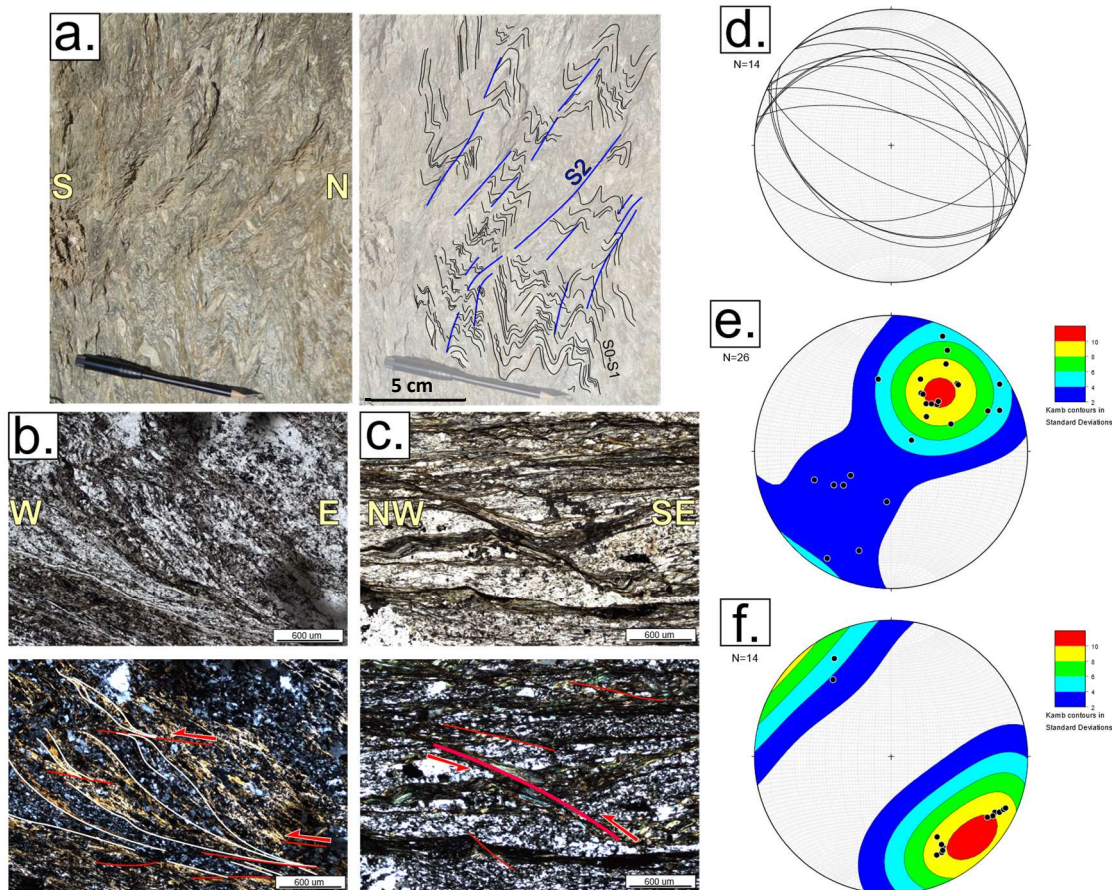


Figure 95 : Schistes gréseux du Permien Briançonnais au nord de San Giacomo (site 12 Fig. 59). a) Photo interprétée d'un affleurement présentant des plans de S_0 - S_1 plissés et produisant une S_2 de crenulation dans le site 12 (Fig. 59). b) Photo au microscope, lumière analysée et polarisée, présentant des bandes de cisaillement sénestres de direction $N100^\circ$. c) Photo au microscope, lumière analysée et polarisée, présentant des bandes de cisaillement dextres de direction NNW - SSE . d) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés près de cet affleurement. e) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1). f) Projection stéréographique des linéations d'étirement portées par la S_1 .

(f) San Giacomo

A l'Est du Val Cavera, dans le Permien Briançonnais au Nord de San-Giacomo (site 12 Fig. 59) on trouve des affleurements montrant une S_1 et une stratification (S_0) parallèles, plissotées et développant une schistosité (S_2) de crenulation (Fig. 95a).

La schistosité principale suit une direction moyenne NW - SE (Fig. 95e) et une linéation $N130^\circ$ (Fig. 95f). Cette schistosité est elle-même plissée et produit un S_2 de plan axial à fort pendage vers le SW (Fig. 95a).

Une lame mince réalisée dans cette roche permet d'observer des critères de cisaillement (Fig. 95b et 95c) à la fois sénestres (Fig. 95b) et dextres (Fig. 95c), mais leur nombre limité ne permet pas de déterminer statistiquement la cinématique de cisaillement principale dans ces roches.

(g) Les Gypses du Vallone dell'Arma

Le Vallone dell'Arma est couvert de gypses Triasiques qui reposent de façon anormale sur tout le reste des formations Briançonnaises depuis le Val Cavera à l'Est jusqu'au Passo della Gardetta à l'Ouest (Fig. 59, 63a et 96a). En haut du Val Cavera ces gypses forment des plis isoclinaux à plan axiaux pentés de 50° vers le Nord (Fig. 96b et 96c). On retrouve ces plis à petite échelle avec des plans axiaux moins pentés (Fig. 96e) dans la grande masse de gypses au Nord du Monte Bodoira (Fig. 62).

Le long du flanc Nord de la Cima di Test à l'Ouest du Val Cavera (Fig. 62), on retrouve ces gypses avec une schistosité caractérisée par un fort pendage vers le SSW (Fig. 96d). Cette orientation de la schistosité est identique à celle mesurée dans le Jurassique sur le flanc Sud de la Cima di Test (Fig. 93c), ce qui semble indiquer que ces gypses ont été plissés avec le reste des unités durant la phase de développement de ces grands plis du Mt. Omo (Fig. 92) et de la Cima di Test (Fig. 93). Leur charriage sur le reste du Briançonnais est donc antérieur à cette phase de plissement.

On mesure dans toutes ces masses de gypse des schistosités S_1 avec une direction E-W à NW-SE, dont les pendages varient selon leur position dans le plissement (Fig. 96f). Ces schistosités sont associées à une linéation d'étirement N100° parallèle à l'axe des plis (Fig. 96h).

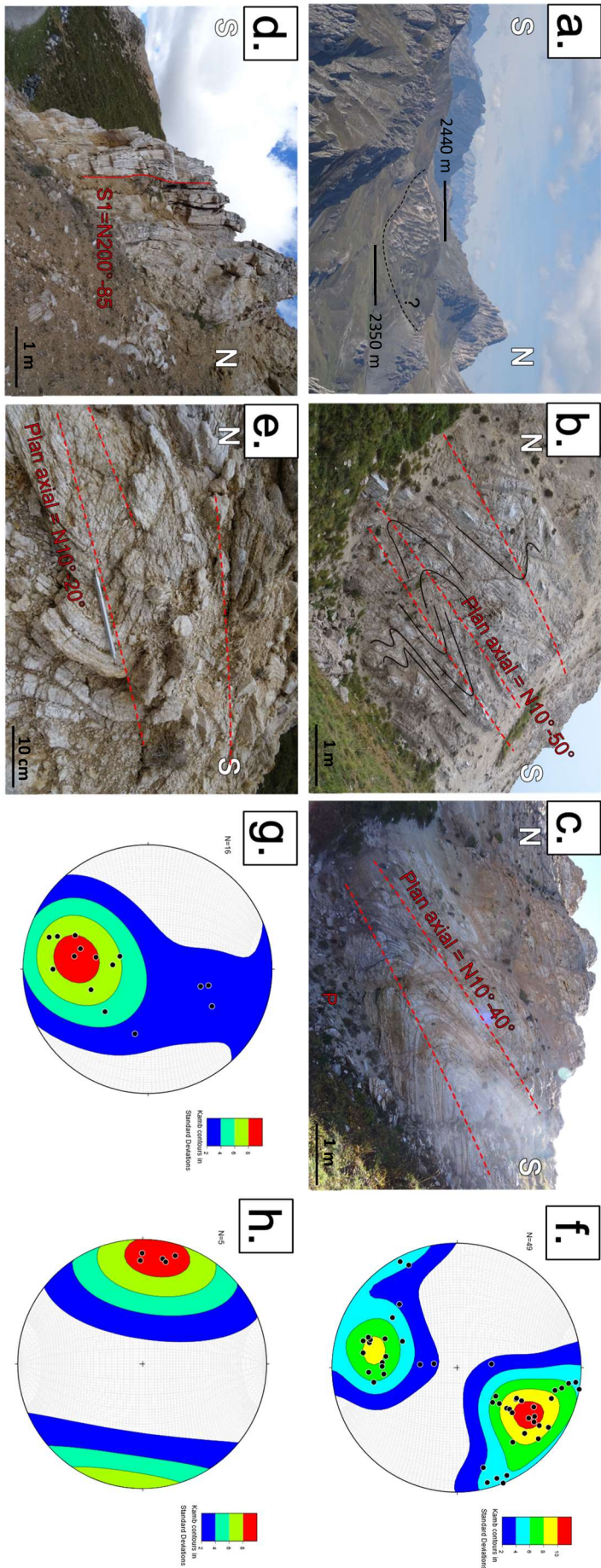


Figure 96 : : a) photo des gypses du Trias supérieur reposant dans le Vaillone dell'Arma (site 2a Fig. 59). b), c) et e) Photos de plis déversés vers le Sud dans les gypses du Trias supérieur (site 2c Fig. 59). d) Photo des Gypses du Trias supérieur verticalisés contre le flanc Sud de la Cima di Test (site 2b Fig. 59). f) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S₁). g) Projection stéréographique des pôles des plans axiaux des plis déversés vers le Sud (b), (c) et (e). h) Projection stéréographique de la linéation d'étirement portée par la S₁.

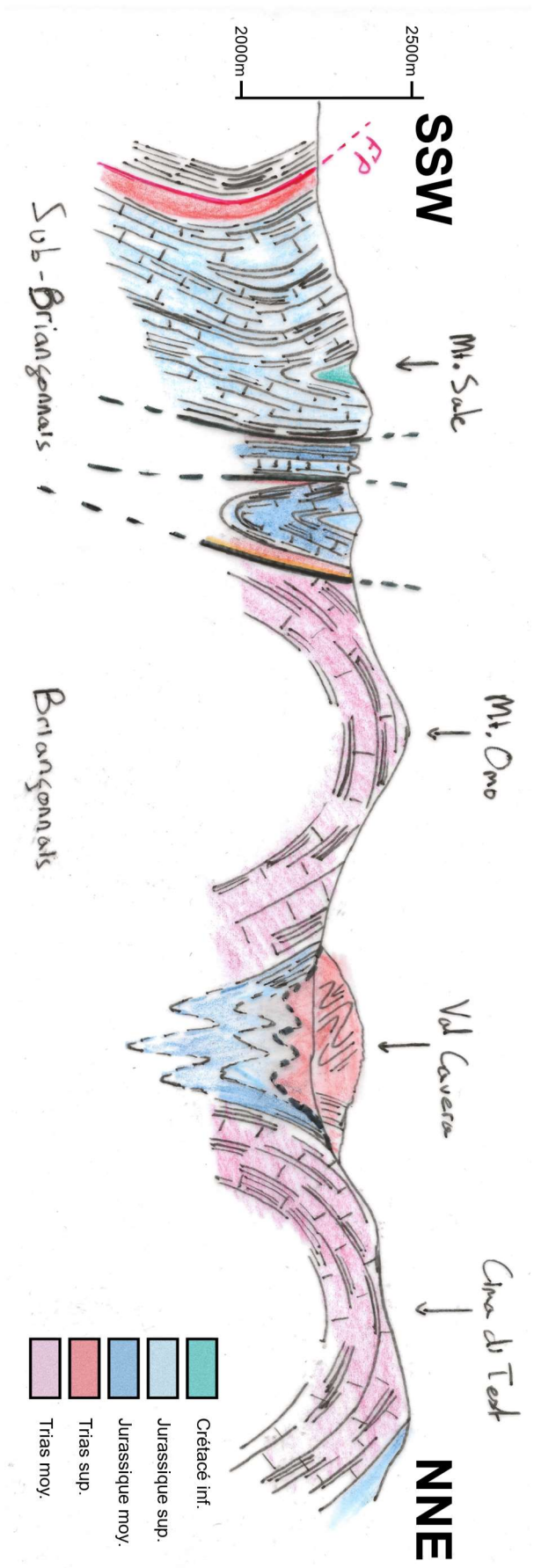
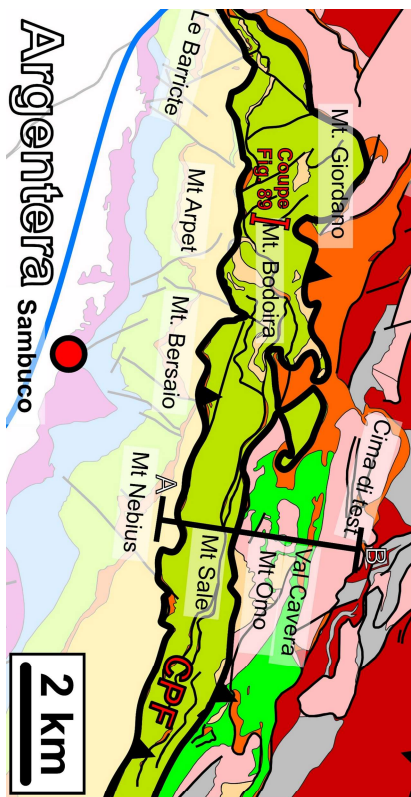


Figure 97 : Coupe géologique schématique du Vallone dell'Arma.



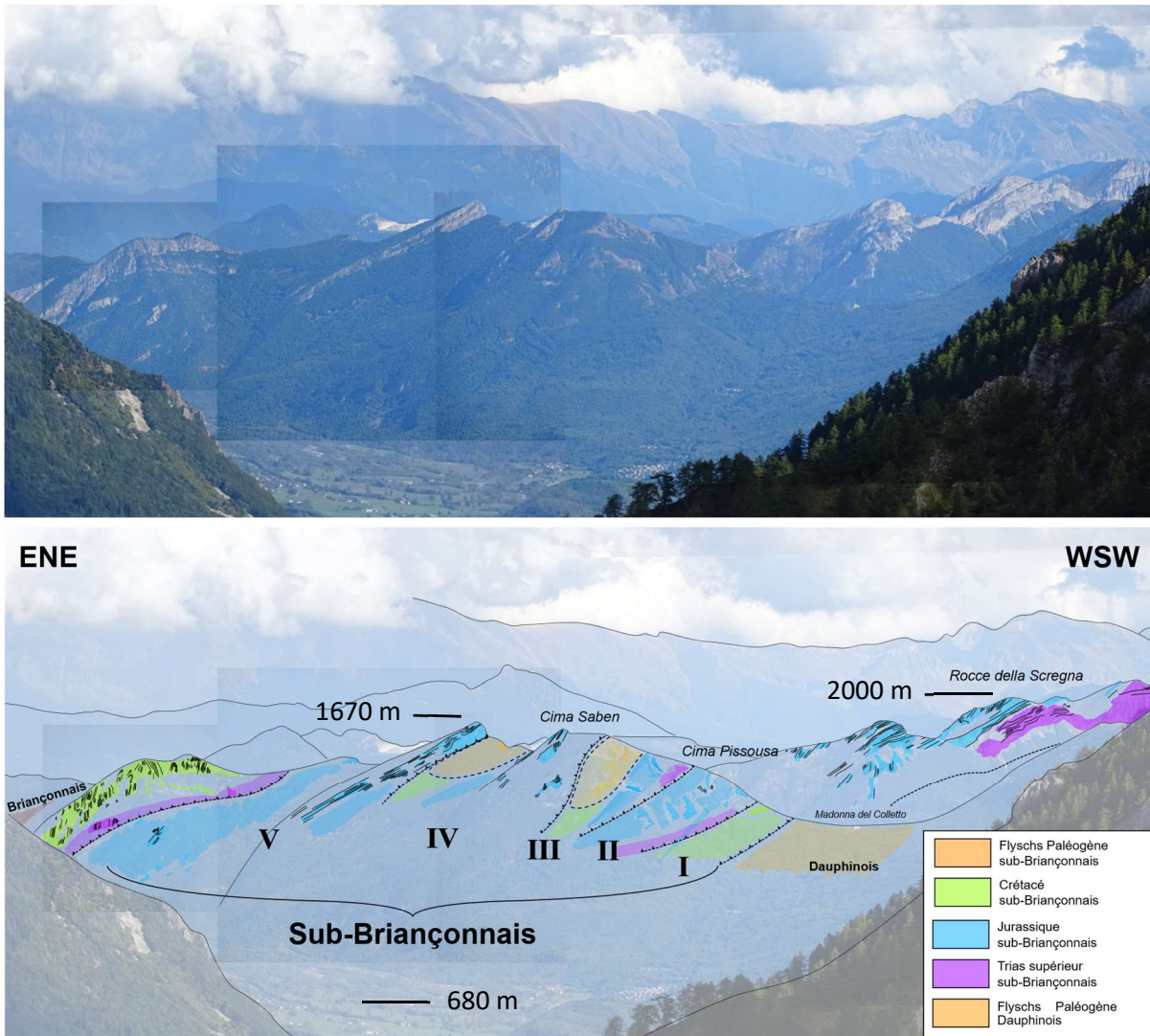


Figure 98 : Panorama interprété du sub-Briançonnais au Sud de la vallée de la Stura di Demonte (site 17 Fig. 59) depuis le vallone dell'Arma.

(h) Récapitulatif du Vallone dell'Arma

La section de Briançonnais allant du Mt. Sale, jusqu'à la Cima di Test montre une succession de grands plis à plan axiaux très pentés vers le Nord jusqu'au Mt. Omo (Fig. 90c et 92c) et vers le Sud pour la Cima di Test (Fig. 93b). Il semble donc que le Val Cavera, au cœur duquel on déduit une succession de plis plutôt serrés, se trouve entre deux antiformes à vergence opposée (vers le Sud pour le Mt. Omo au Sud, et vers le Nord pour la Cima di Test au Nord, Fig. 97).

Ces structures sont associées à une schistosité caractérisée par une direction WNW-ESE et une linéation d'étirement subhorizontale (Fig. 90d, 90e, 92d, 92e, 93c, 93d, 95e, 95f). Ce n'est qu'en de rares endroits qu'on retrouve des critères de cisaillement, et ceux-ci semblent indiquer un décrochement senestre de direction E-W (Fig. 94 et 95a).

Le sub-Briançonnais semble affecté par des cisaillements tardifs antagonistes tantôt vers le Nord dans la partie Sud, tantôt vers le Sud dans la partie Nord (Fig. 91).

Enfin les gypses qui recouvrent le Briançonnais dans le Vallone dell'Arma montrent des plis isoclinaux à vergence Sud (Fig. 96) et l'orientation de leur schistosité, qui semble conforme à celle des unités du Briançonnais dans le Val Cavera, indique qu'ils ont été impliqués dans le plissement à l'origine de l'éventail de Briançonnais mis en évidence dans le Val Cavera (Fig. 97).

(i) Le sub-Briançonnais au-dessus de Valdieri

Depuis le Vallone dell'Arma, on a accès à une vue panoramique de toute la série sub-Briançonnaise (Fig. 98) au Sud de la vallée de la Stura di Demonte, juste au Nord de Valdieri (site 17 Fig. 59 ; Fig. 62). Cette série semble beaucoup plus épaisse que celle observée au Mt Bodoira (Fig. 87) ou au Mt Sale (Fig. 90). Son front de chevauchement sur le Dauphinois est également observable depuis le SE de Valdieri (Fig. 99).

Cette section de sub-Briançonnais est divisée en 4 nappes, la première étant composée de Crétacé supérieur complètement mylonitisé chevauchant directement le Dauphinois (Fig. 100). La seconde nappe consiste en une série sub-Briançonnaise du Trias supérieur au Jurassique au niveau de la Cima Pissoussa (Fig. 98), suivie d'une troisième allant du trias sup au flyschs Oligocènes. Ces derniers sont à leur tour chevauchés par les barres calcaires jurassiques de la Cima Saben (Fig. 98 et 99). Une cinquième nappe chevauche le reste du sub-Briançonnais (Fig. 98 et 99). Enfin, en arrière de cette dernière nappe, vers le NE, le Trias supérieur surmonté directement par le Crétacé supérieur (Fig. 98) constituent soit une cinquième nappe de sub-Briançonnais soit le début du Briançonnais lui-même (cf. la discussion sur l'unité de Tende partie IV.12).

On remarque que la stratification du Jurassique supérieur au front du sub-Briançonnais, au niveau de la Cima Pissoussa, se verticalise formant une sorte de demi-pli déversé vers le NE (Fig. 99). Les calcaires jurassiques juste au-dessus (Fig. 100b) présentent une schistosité à pendage moyen d'environ 40° vers le NE (Fig. 100c) et une linéation d'étirement $N130^\circ$ (Fig. 100d). Les plans de schistosité avec un pendage de 50° vers le SW, reporté dans le stéréogramme (Fig. 100c), ont été mesurés dans le Jurassique un peu plus haut, au niveau du demi pli déversé vers le NE (Fig. 99). Dans les mylonites du crétacé, des cisaillements top vers le WNW associés à un plan de cisaillement caractérisé par un pendage de 20° vers le NE et à une linéation $N120^\circ$ sont observés et témoignent de la cinématique collisionnelle du front pennique (Fig. 100b).

A l'échelle de toute cette zone sub-Briançonnaise de l'unité de Tende, la schistosité semble statistiquement dirigée NW-SE (Fig. 101b), avec une linéation d'étirement, rare, mais orientée $N120^\circ$ (Fig. 101c).

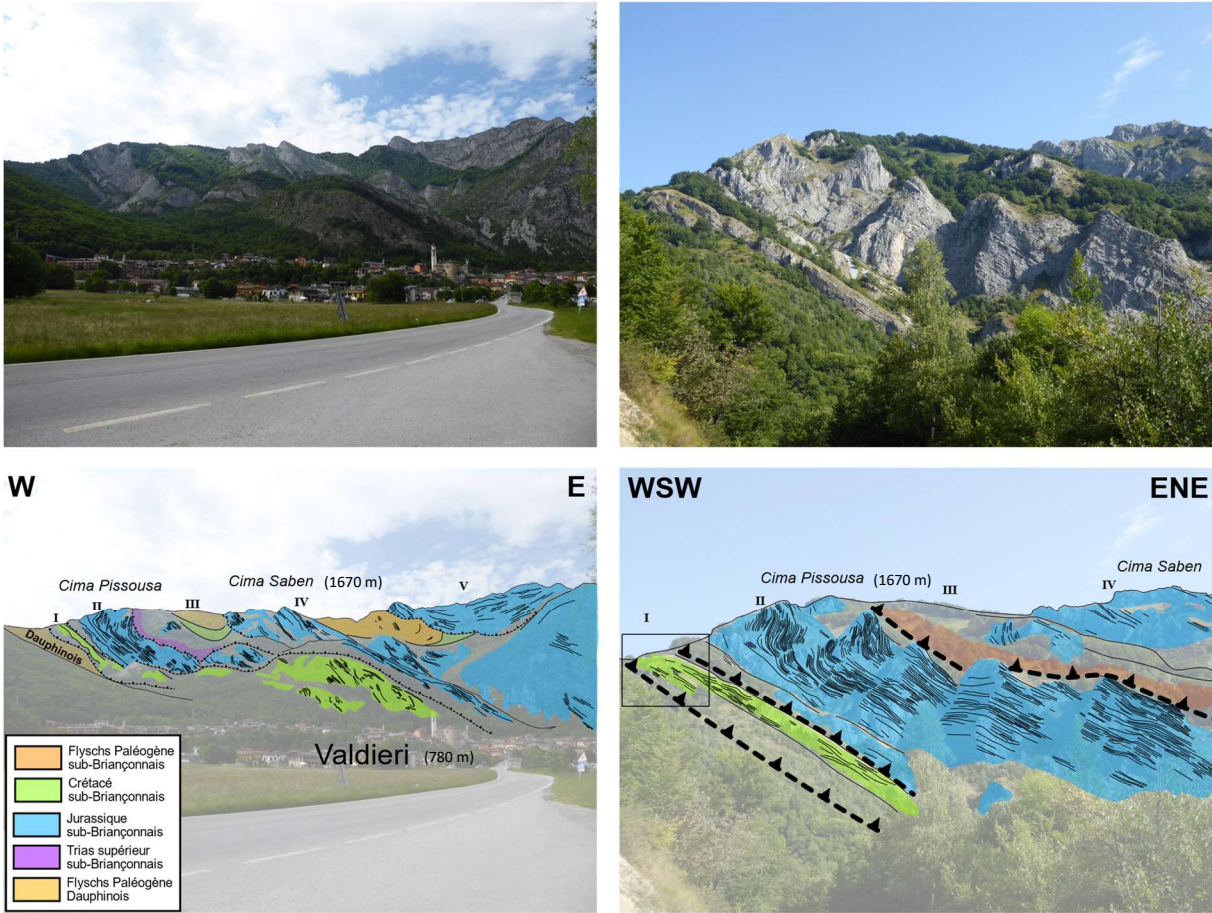


Figure 99 : Panorama interprété du sub-Briançonnais au Sud de la vallée de la Stura di Demonte (site 17 Fig. 59) depuis Valdieri.

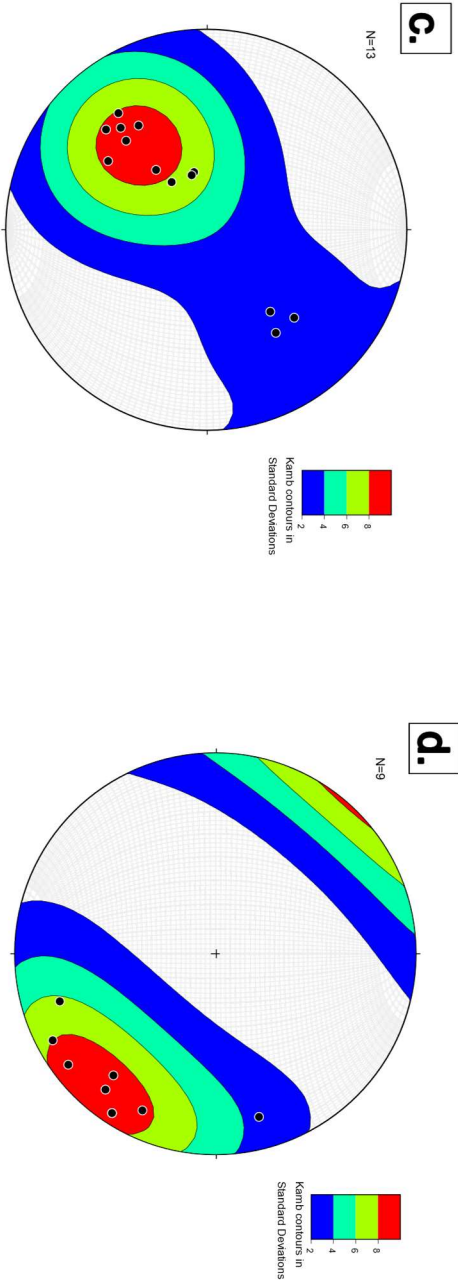


Figure 100 : a) Photo au microscope, lumière polarisée et analysée, des calcaires mylonitisés du Crétacé sub-Briangonnais dans le site 16 (Fig. 59). b) Calcaire mylonitisé du Crétacé sub-Briangonnais dans le site 16 (Fig. 59). Le cisaillement souligné par un boudinage asymétrique des mylonites indique une cinématique Top vers le NW. c) Projection stéréographique des pôles de la Schistosité (S_1) mesurée dans ces mylonites du site 16 (Fig. 59). d) Projection stéréographique des lineations d'étrétement portées par la S_1 du site 16 (Fig. 59).

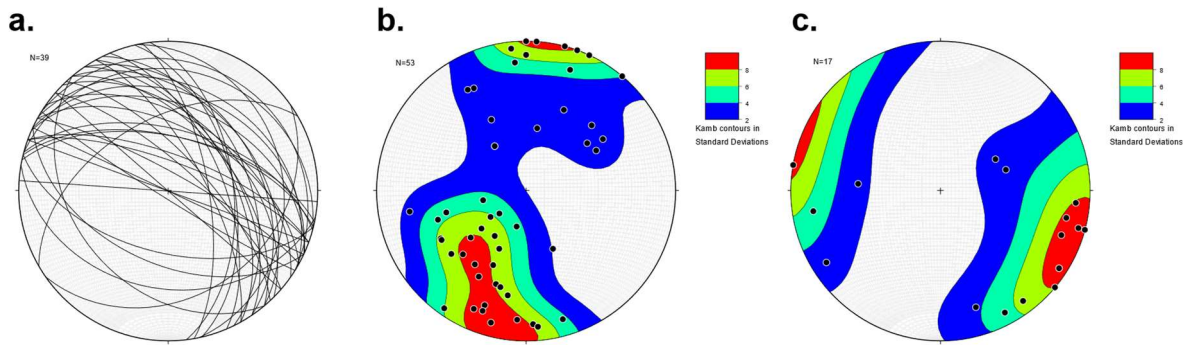


Figure 101 : a) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés dans le sub-Briançonnais au Sud de la vallée de la Stura di Demonte (site 17 Fig. 59). b) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans le site 17 (Fig. 59). c) Projection stéréographique des linéations d'étirement portée par cette S_1 du site 17 (Fig. 59).

(j) Les affleurements du Mt. Bussaïa

L'ensemble des plans de stratigraphie à travers le Mt. Bussaïa (site 20 Fig. 59 ; Fig. 62 et 63), compilés depuis les cartes géologiques de l'ISPRA (1 :25000 de Valdieri, ISPRA ; 1 :50000 de Demonte, ISPRA) et celle de Barale *et al.* (2015), semblent indiquer un plissement déversé vers le SW (Fig. 102a), non observé directement sur le terrain. Par ailleurs les quelques plans de schistosité (S_1) mesurés sont caractérisés par un pendage modéré vers le NNE ($\sim 35^\circ$ vers $N25^\circ$, Fig. 102b), parallèle à la stratification (Fig. 103), et par une linéation d'étirement $N110^\circ$ (Fig. 102c).

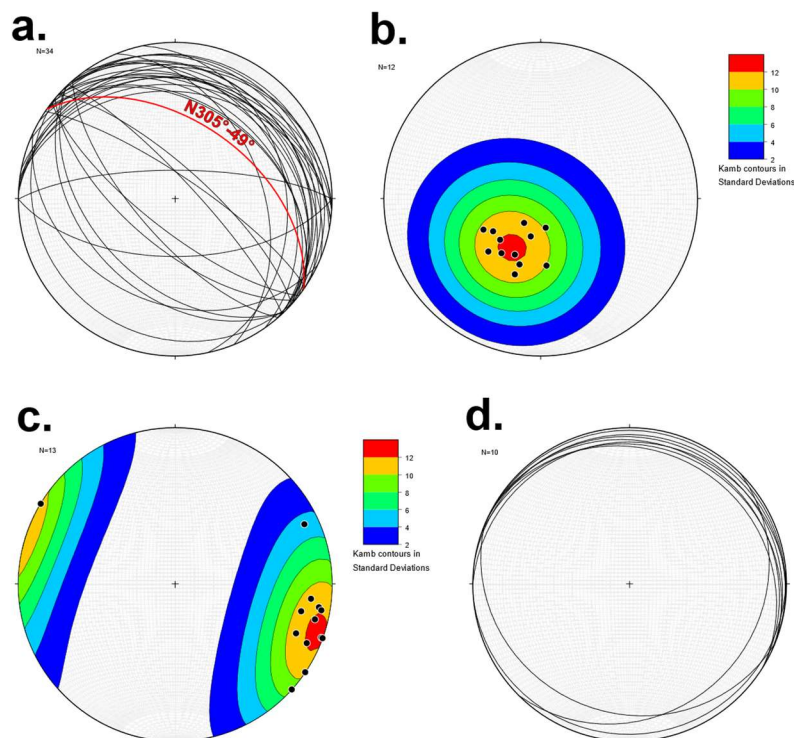


Figure 102 : a) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés dans le sub-Briançonnais du Mt. Bussaia (site 20 Fig. 59). b) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans le site 20 (Fig. 59). c) Projection stéréographique des linéations d'étirement portées par cette S_1 du site 20 (Fig. 59). d) Projection stéréographique des plans de S_2 mesurés dans le site 20 (Fig. 59).

Sous les flyschs nummulitiques qui constituent le sommet du Mt. Bussaia le Crétacé supérieur présente une schistosité frustrée (S_2) sub-horizontale (Fig. 103 et 102d). Cette schistosité S_2 témoigne d'une phase de déformation post- S_1 , dans des conditions de métamorphisme probablement moins élevées comme l'indique l'aspect plus froid de cette schistosité en comparaison à la schistosité S_1 pervasive (Fig. 103).

(k) *Le Briançonnais de Vernante*

Le Briançonnais à l'Est de l'unité de Tende (Fig. 62) affleure peu, on peut cependant trouver quelques affleurements de schistes Permien au Nord de Vernante dans le site 19 (Fig. 59, 62 et 104). Ils présentent une schistosité pénétrative, souvent avec un pendage subvertical (Fig. 104e), associée à une linéation d'étirement globalement $N100^\circ$ avec cependant une forte dispersion statistique (Fig. 104f). Cette schistosité très pénétrative semble indiquer une forte déformation et une verticalisation globale du Briançonnais à l'interface avec le sub-Briançonnais dans cette zone (Fig. 104). Quelques critères de cisaillement ont été observés dans cette unité permienne. Le sens de cisaillement est top vers le WNW (Fig. 104c).

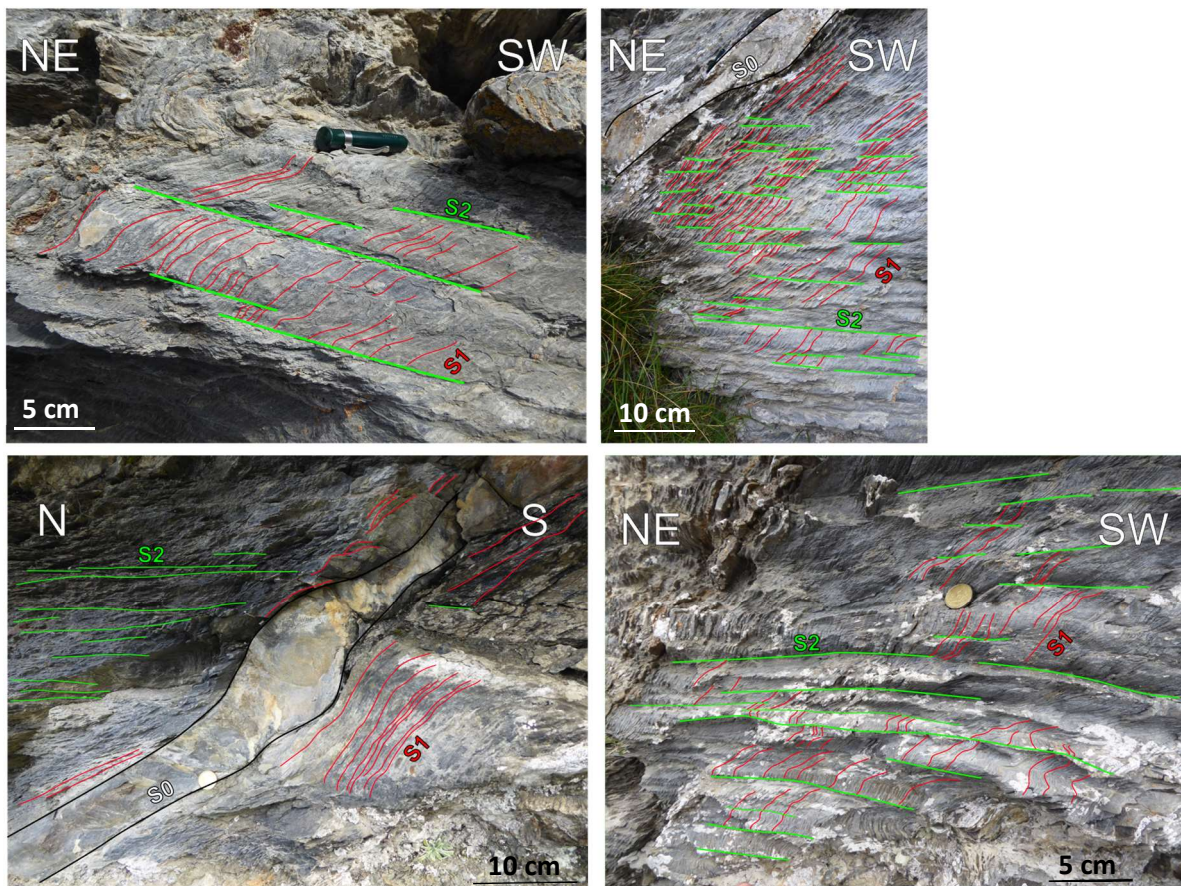


Figure 103 : Photos interprétées d'affleurements dans le Crétacé du Mt. Bussaia (site 19 Fig. 59), montrant une schistosité S_1 sub-parallèle à la stratification (S_0) caractérisées par un pendage de $\sim 50^\circ$ NE et une S_2 sub-horizontale.

(l) Les affleurements de Viozene à Upega

Le secteur entre Viozene et Upega (site 21 Fig. 59) présente globalement une stratification sub-verticale de direction N110° (Fig. 105 et 106e). La schistosité y est également sub-verticale et suit la même direction (Fig. 106). Cette schistosité semble se développer dans des plis isoclinaux dont on retrouve des charnières que dans des veines de quartz (Fig. 106a). Cette schistosité porte généralement une linéation d'étirement orientée N100° (Fig. 106b, 106c, 106d et 106g), parfois parallèle à une crénulation (Fig. 106c). Quelques occurrences de linéation avec un fort pendage ont été observées, sur les mêmes plans de schistosité que la linéation d'étirement et la crénulation subhorizontale (Fig. 106d).

Cette schistosité associée à des plis isoclinaux et à une linéation d'étirement subhorizontale (Fig. 106), témoigne d'une forte déformation, mais l'absence de critères de cisaillement ne permet pas de déterminer si la déformation était dominée par un cisaillement simple et dans ce cas, son sens de cisaillement. Des lames minces ont été réalisées afin de chercher des critères de cisaillement microscopiques (Fig. 107). Celles-ci montrent des bandes de cisaillement senestres de direction N110°, soulignées par les trajectoires de niveaux de phyllosilicates qui décrivent des sigmoïdes (Fig. 107).

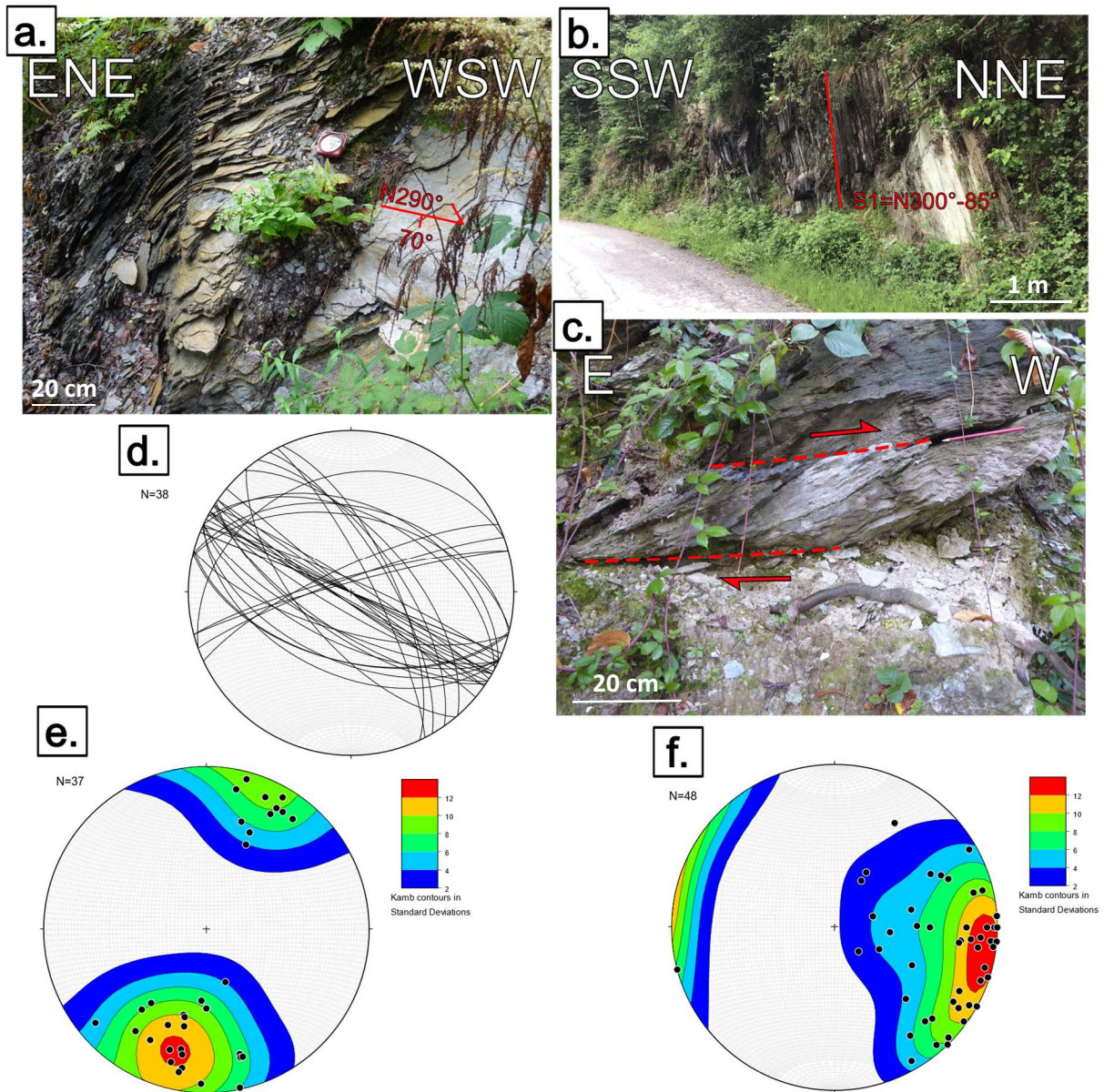


Figure 104 : a) et b) Photos d'une schistosité sub-verticale associée à une linéation d'étirement N110° dans le site 20 (Fig. 59). c) Cisaillement de la schistosité indiquant une cinématique Top vers l'Ouest. d) Projection stéréographique des plans de stratification mesurés au NE de Vernante (site 20 Fig. 59). e) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S1) mesurée dans le site 20 (Fig. 59). f) Projection stéréographique des linéations d'étirement portées par cette schistosité du site 20 (Fig. 59).

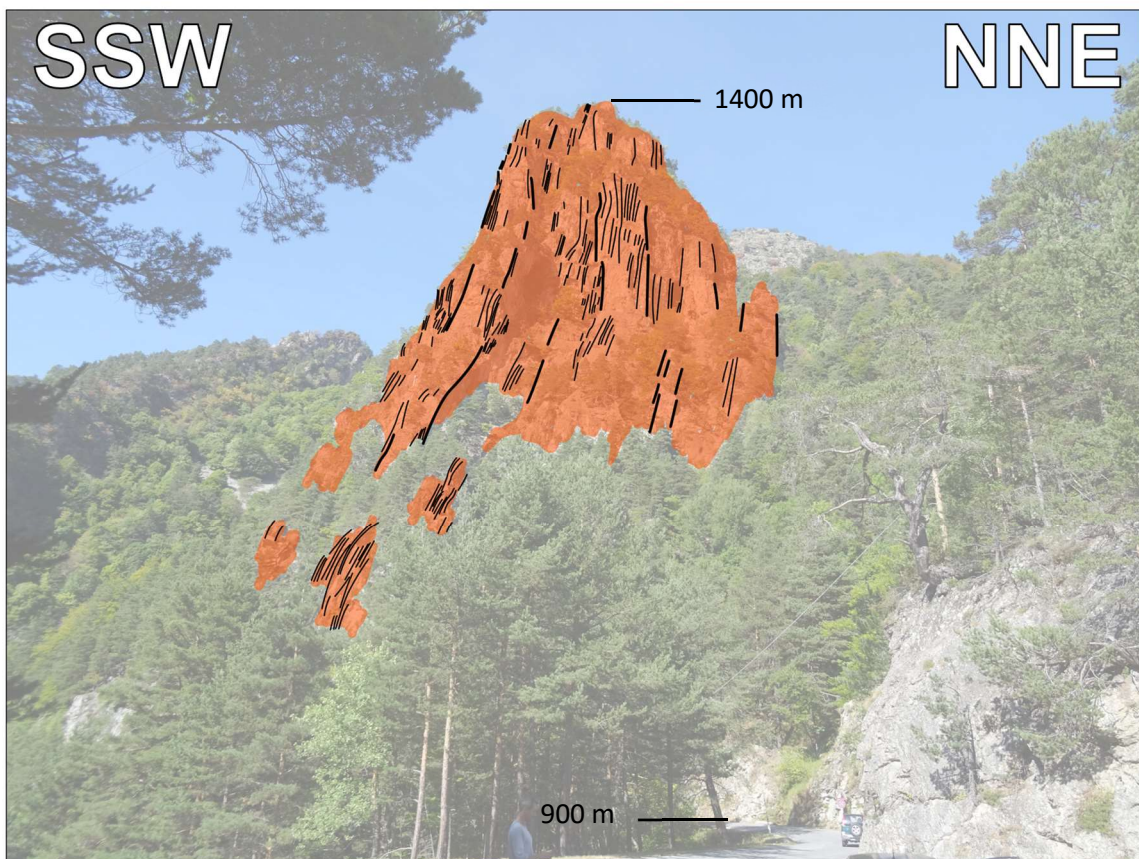
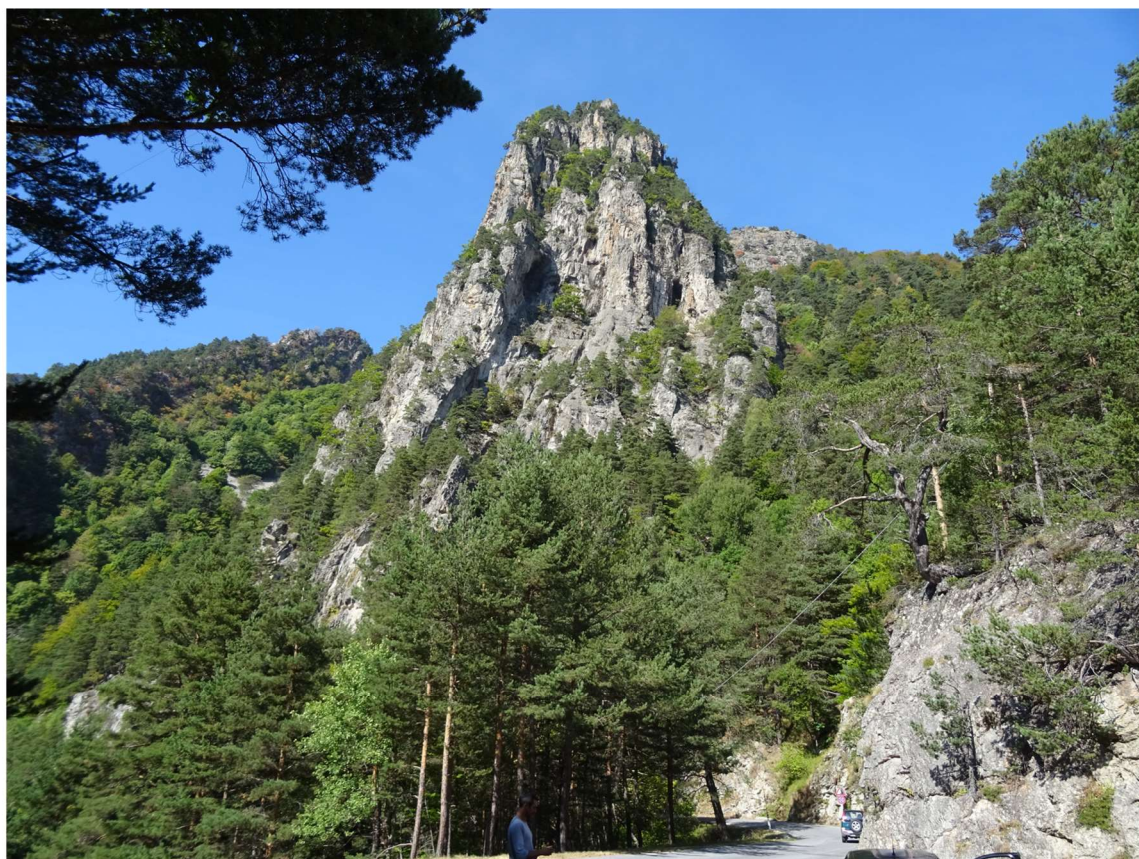


Figure 105 : Photo du Trias moyen Briançonnais verticalisé à proximité d'Upega (site 21a Fig. 59).

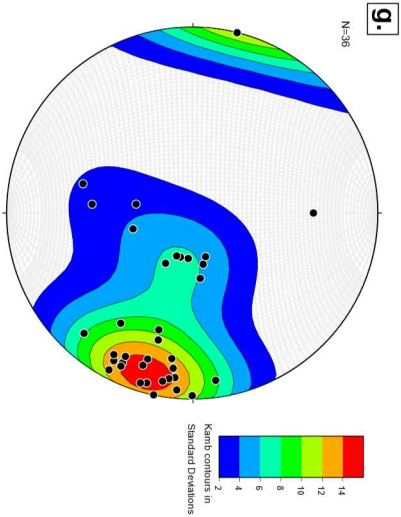
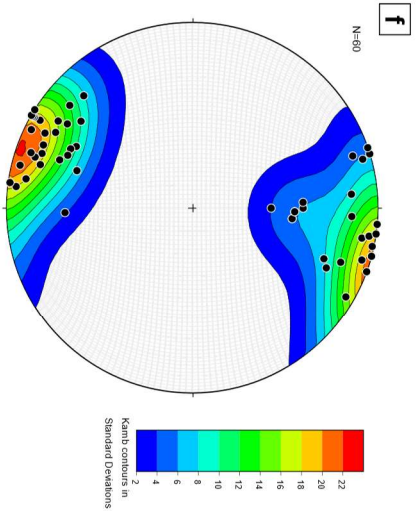
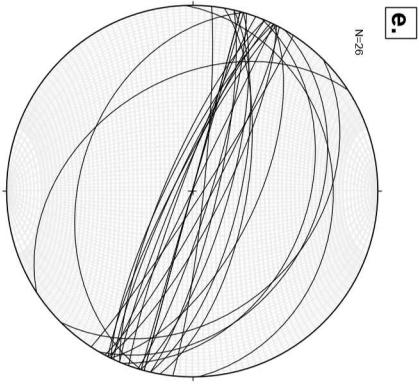
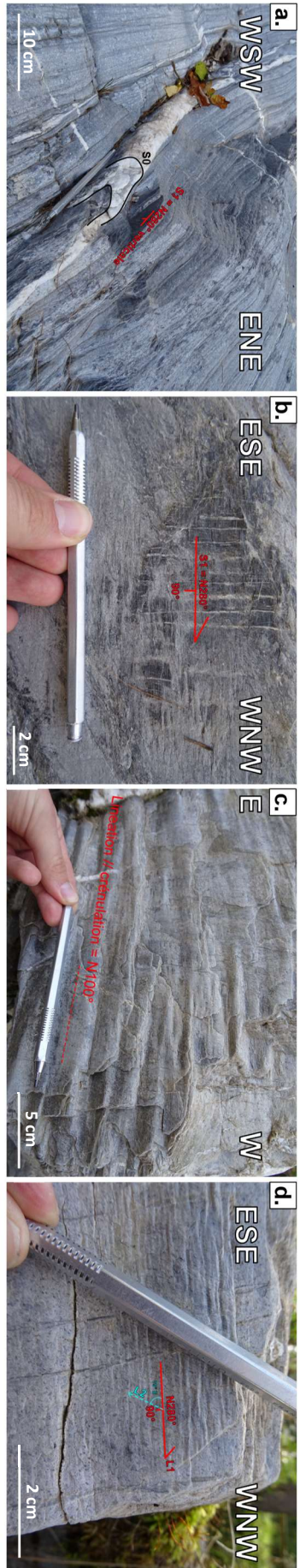


Figure 106 : a) Photo d'un pli isoclinal de la stratification souligné par un niveau de quartz et de la schistosité de plan axial S_1 associée, dans le Crétacé supérieur d'Upega (site 21b Fig. 59). b et c) Photos de la schistosité dans les mêmes unités du site 21b (Fig. 59) avec une linéation sub-verticale et une crénulation sub-horizontales. d) Photo d'un plan de schistosité dans les mêmes unités du site 21b (Fig. 59) montrant une linéation d'étrétement sub-verticale et une crénulation sub-horizontales. e) Projection stéréographique des plans de stratigraphie mesurés à Upega (site 21b Fig. 59). f) Projection stéréographique des pôles de la schistosité (S_1) mesurée dans le site 21b (Fig. 59). g) Projection stéréographique des linéations d'étrétement portées par cette S_1 du site 21b (Fig. 59).

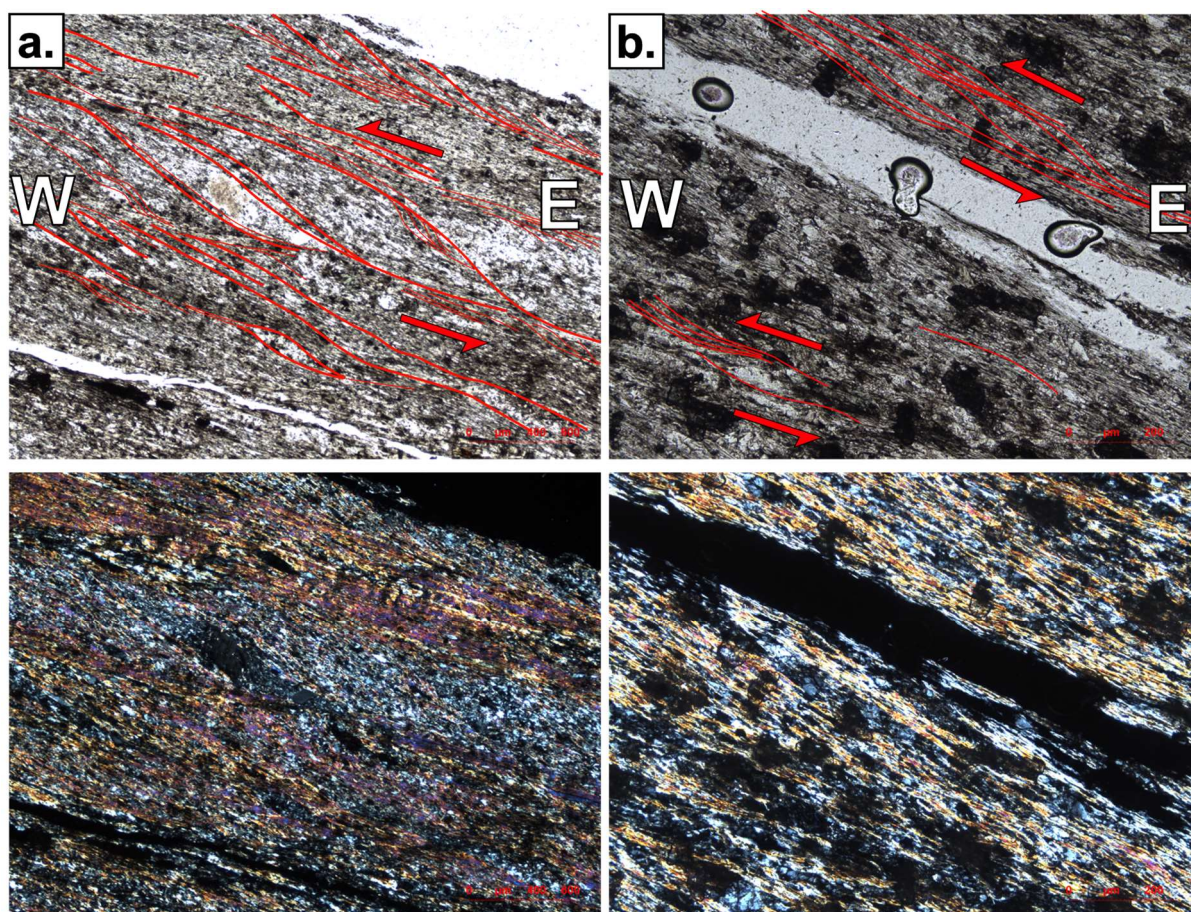


Figure 107 : Photos au microscope en lumière analysée (en haut) et polarisée (en bas) des schistes du Crétacé supérieur d'Upega (site 21b Fig. 59). On observe un cisaillement senestre de la S1 suivant des plans N110°.

IV.II.4 - Discussion

IV.II.4 - 1) Chronologie de la déformation

(a) *Dans le Dauphinois*

Dans le dauphinois la déformation au premier ordre correspond au plissement de la couverture selon un plan axial à faible pendage vers le SSW ou même sub-horizontale comme on peut l'observer nettement dans le Mt. Bersaio, le Mt. Nebius, le Mt. la Piastra et le Mt. Corno (Fig. 72, 73, 82 et 83). Ce plissement semble impliquer la S_1 puisque la S_1 est parallèle à la stratification (S_0) partout où on peut observer les deux plans, par exemple au Nord d'Aisone (Fig. 78) ou au Mt. Bersaio (Fig. 72) et qu'elle ne correspond jamais au plan axial des grands plis. Cette S_1 semble donc antérieure à ce plissement à grande longueur d'onde qui produit localement une schistosité frustrée de plan axial dans le Mt. Bersaio ($S_2 = 25^\circ$ vers N220° ; Fig. 72b) ou dans le Mt. Arpet (Fig. 68b) bien différentes des mylonites du Jurassique de la vallée de la Stura di Demonte et des Marbres de San Lorenzo et de Desertetto.

Les zones de déformation importante dans le Dauphinois sont localisées au niveau du contact entre la couverture mésozoïque et le socle du massif de l'Argentera (Fig. 65, 84 et 86), et dans les flyschs oligocènes en dessous du Front Pennique (Fig. 68, 69 et 74). Sous le Front Pennique, cette schistosité est parallèle au plan axial de plis isoclinaux de stratification (S_0) à vergence SSW (Fig. 68a). Cette schistosité caractérisée par un pendage vers le NNE de plus en plus important à l'approche du Front Pennique (de 60° à plus de 80°), est associée à une cinématique top vers l'WNW (Fig. 74c). A la base du sub-Briançonnais on trouve, juste au-dessus du Front Pennique, des mylonites associées à une schistosité caractérisée par un pendage compris entre 20° et 40° vers le NE et une cinématique top vers le NW (Fig. 100).

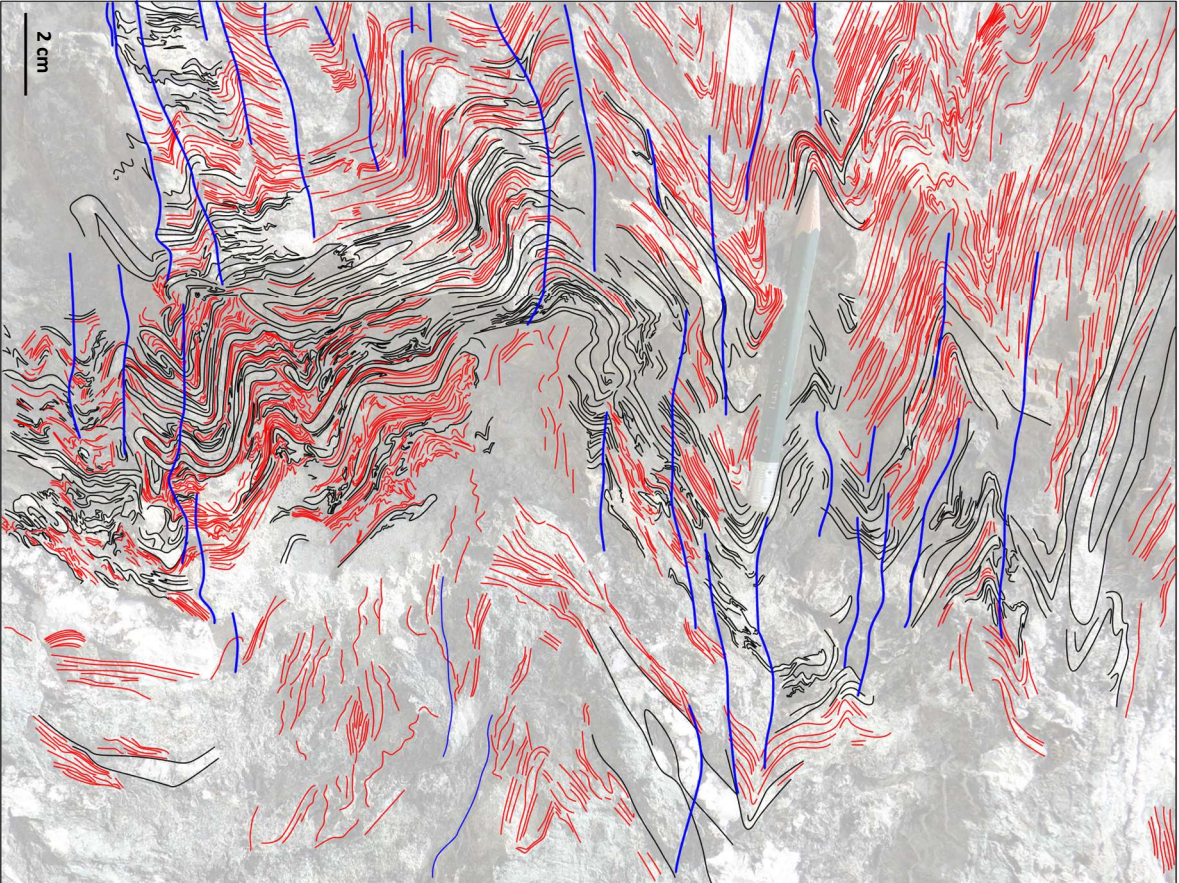
Cette schistosité à fort pendage vers le NNE sous le Front Pennique et à fort pendage vers le SSW au contact de la couverture avec le socle, n'est pas compatible avec les plans axiaux des plis à grande longueur d'onde de la couverture Dauphinoise (Fig. 72, 73, 82, 83) caractérisé par un faible pendage vers le SSW dans la vallée de la Stura di Demonte (fig. 72, 73) et à sub-horizontale dans la région de Valdieri (Fig. 82, 83). Elle semble au contraire déformée par cette phase puisque qu'elle est parallèle à la stratification (S_0) de part et d'autre de ces plis comme on l'observe dans la vallée de la Stura di Demonte (Fig. 78).

Cette schistosité pervasive (S_1) dans le Dauphinois semble donc produite dans une phase de déformation associée à un cisaillement top vers l'WNW important au niveau du Front Pennique, et dont la cinématique ne peut être caractérisée au contact avec le socle de l'Argentera. Les mylonites des carrières de San-Lorenzo et de Desertetto ont atteint leur pic métamorphique entre 30 et 31.6

Ma (Bertok *et al.*, 2019). Le développement de cette S_1 doit être synchrone de ce pic métamorphique.

Cette phase est antérieure au plissement à grande longueur d'onde produisant les structures observées partout dans la vallée de la Stura di Demonte et dans la région de Valdieri (Fig. 66, 72, 73, 82, 83). Cette deuxième phase est donc au moins post-30 Ma. Cette deuxième phase de déformation produisant les plis à grande longueur d'onde semble verticaliser cette schistosité comme la stratification (Fig. 66, 72, 73, 82, 83). Elle produit localement une S_2 frustrée (20° vers N200°) dans le plan axial des plis de grande longueur d'onde (Fig. 72b).

Figure 108 : Photo interprétée d'un affleurement de Permien Briançonnais vers Preit. Cet affleurement montre des plis isoclinaux, soulignés par des niveaux de quartz (lignes noires), dans lesquels se développe une S_1 de plan axial (lignes rouges). Ces plis et la S_1 sont eux-mêmes pliés et produisent une S_2 de plan axial (lignes bleus).



(b) Dans le Briançonnais

Dans le Briançonnais il existe au moins deux phases de déformation. En effet, au premier ordre on observe de grands plis plus ou moins serrés à plan axiaux sub-verticaux ou à pendage élevé. Les plis parasites de ces grandes structures plissent la S_1 (Fig. 88) ce qui implique que son développement est antérieur à cette phase de déformation. On observe dans le Permien Briançonnais du Vallone dell'Arma, près de San-Giacomo des plis isoclinaux soulignés par des veines de quartz (Fig. 108), comme ceux qu'on peut observer vers Viozene (Fig. 106a) dont les plans axiaux sont parallèles à la schistosité principale environnante. Il est donc probable que la S_1 soit produite de façon précoce par le développement de plis isoclinaux associé à une déformation ductile dans un contexte de cisaillement en lien avec l'empilement des nappes penniques avant la collision.

L'affleurement Fig. 108 dans le Permien Briançonnais proche de Preit (Fig. 59) montre des plis isoclinaux soulignés par des veines de quartz étirées, dont le plan axial est caractérisé par une direction NW-SE avec un pendage variable dû au plissement postérieur de ces plis (Fig. 108). Une schistosité (S_1) se développe dans le plan axial de plis isoclinaux, ce qui explique qu'elle est souvent parallèle à la stratification lorsque les deux sont identifiables. Cette déformation serait donc synchrone de l'empilement des nappes et probablement du charriage des gypses triasiques observés dans le Vallone dell'Arma.

Comme vu précédemment à San Giacomo (Fig. 95) cette schistosité S_1 est plissée, par une nouvelle phase de déformation, produisant une seconde schistosité (S_2) de crénelation (Fig. 108). Dans les plis métriques du sub-Briançonnais on observe que la S_1 est plissé comme la stratification (S_0) et qu'une S_2 de plan axial se forme (Fig. 88). Cette phase de plissement (Fig. 88) serait donc synchrone de la crénelation observée dans le Permien Briançonnais à San-Giacomo (Fig. 95) et à Preit (Fig. 108) et postérieure à la formation de la S_1 .

Cette phase de plissement post- S_1 produit des plis serrés dans le sub-Briançonnais comme dans le Mt. Bodoira (Fig. 87 et 88) et Mt. Sale (Fig. 90) et des plis plus ouverts comme dans le Mt. Omo (Fig. 92) ou la Cima di Test (Fig. 93). Le plan axial des plis du sub-Briançonnais est sub-parallèle au Front Pennique (Fig. 109 et 110) et à la schistosité (S_1) du Dauphinois en dessous. La phase de déformation à l'origine de ces plis semble donc contemporaine de l'activation du Front Pennique et du développement de la S_1 Dauphinoise.

Enfin la phase de déformation à l'origine de la verticalisation du Dauphinois et de la formation des plis à grande longueur d'onde dans ce domaine (Fig. 66, 72, 73, 82, 83) déforme aussi le Front Pennique et le Briançonnais puisqu'on constate que les plis du Mt. Bodoira sont caractérisés par un plan axial à faible pendage NNE (Fig. 87) comme la stratification et la S_1 du Dauphinois en dessous du Front Pennique (Fig. 68) à l'Ouest de la vallée de la Stura di Demonte (Fig. 110a) et verticaux

au niveau du Mt. Sale là où stratification et la S_1 des flyschs oligocènes sous le Dauphinois ont un pendage de 80° vers le NNE. Cette phase de déformation serait donc la dernière phase de déformation, sauf en ce qui concerne les petits cisaillements antagonistes (top ver le Sud et top vers la Nord) affectant les flancs subverticaux du Mt. Sale (Fig. 91).

(c) Chronologie générale de la déformation

On aurait donc la chronologie suivante :

- 1) **D1** pre-34 Ma (Fig. 109) - subduction continentale : empilement de nappes top vers l'WNW associé à un plissement isoclinal et au développement de la schistosité S_1 du Briançonnais (Fig. IV- 50).
- 2) **D2** 34-30 Ma (Fig. 109) – début de collision : chevauchement des nappes internes sur le Dauphinois, associé à un plissement des unités internes et localement du développement d'une schistosité S_2 de plan axial (Fig. 88) et de crénulation (Fig. 95). Développement d'une schistosité S_1 dans le Dauphinois lié au cisaillement top vers l'WNW du Front Pennique ou au cisaillement entre la couverture Dauphinoise et son socle dont la cinématique doit être identique bien qu'aucun indice direct ne permette de l'affirmer.
- 3) **D3** post-30 Ma (Fig. 109) - tardi-collisionnel : Serrage de la bordure Nord de l'Argentera avec une verticalisation du Dauphinois et du Briançonnais de manière couplée allant jusqu'au déversement vers le NNE de la couverture dauphinoise (Fig. 81) et la production d'un éventail Briançonnais décrit dans le Vallone dell'Arma (Fig. 97). Cela implique que la cinématique des cisaillements top vers l'WNW observés au Front Pennique est antérieure à la verticalisation des structures.

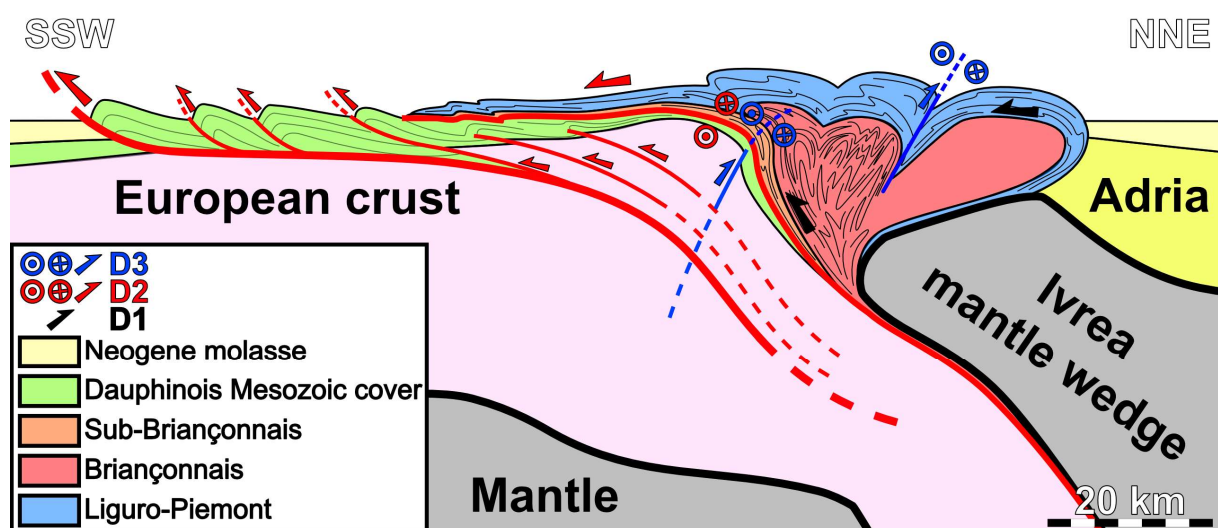


Figure 109 : Coupe géologique schématique à l'échelle crustale montrant les différentes phases de déformation et leurs structures associées.

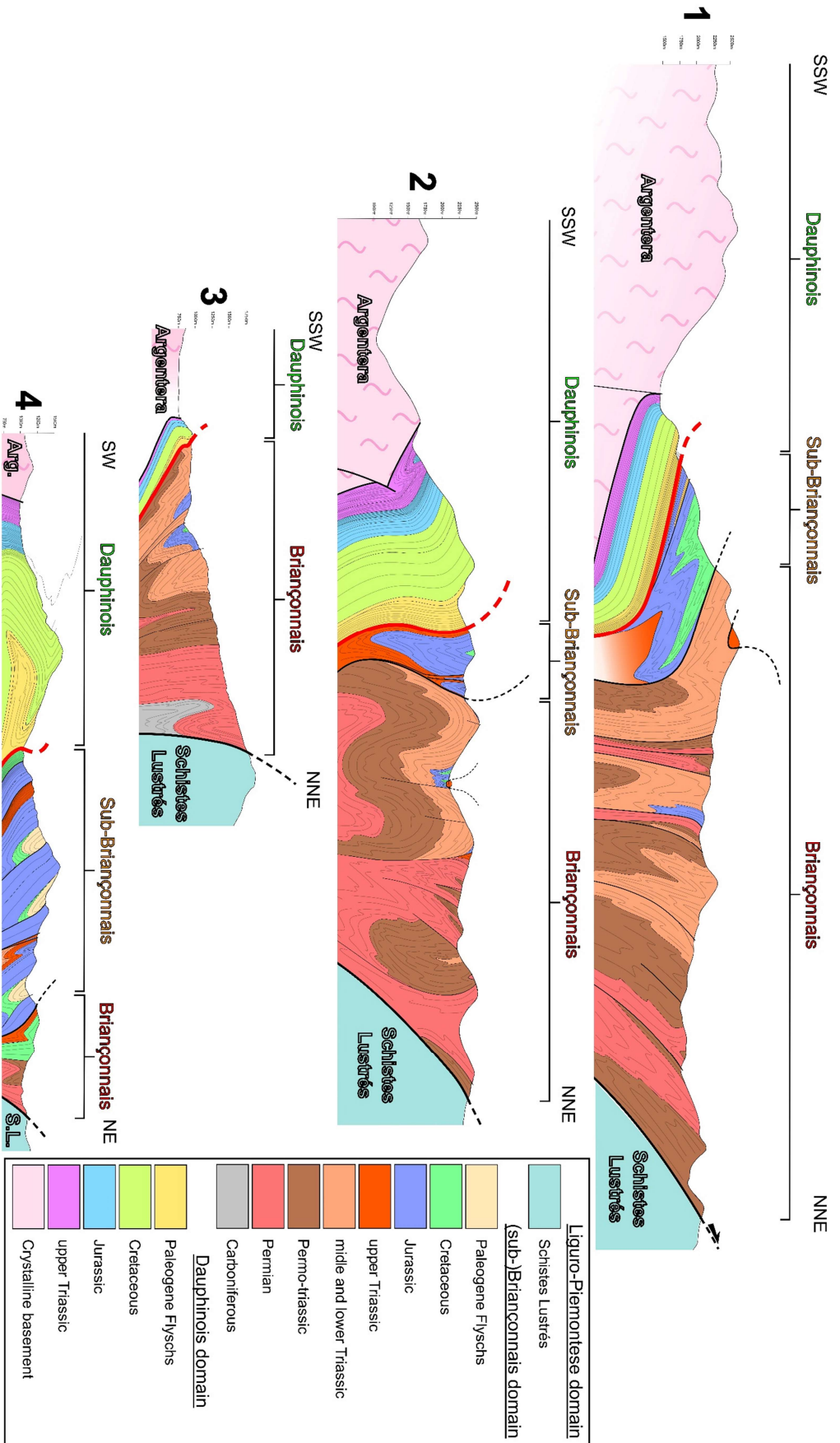


Figure 110 : Coupes géologiques sériées à travers le Dauphinois et le Briançonnais de la bordure Nord de l'Argentera. Les traits de coupes sont présents sur la Fig. 62.

IV.II.4 - 2) Direction des axes principaux de la déformation

Statistiquement à l'échelle de la terminaison Sud de l'arc, il semble que la schistosité S_1 ait une orientation WNW-ESE, identique à celle des plans stratigraphiques (S_0), que ce soit pour le Dauphinois ou pour le Briançonnais et de part et d'autre de la vallée de la Stura di Demonte (Fig. 111). La direction des linéations d'étirement subhorizontales est elle aussi globalement WNW-ESE quel que soit le secteur du Sud de l'arc (Fig. 111). Cela pourrait signifier que ce segment de l'arc a subi un raccourcissement NNE-SSW associé à un étirement WNW-ESE.

Les directions des axes principaux de la déformation varient assez peu en fonction des sites décrits dans la partie précédente comme on peut le voir sur la carte de la Figure 112. La direction du raccourcissement fini semble varier de N-S à NE-SW (localement NNW-SSE au niveau de la carrière de Desertetto) et la direction d'étirement entre E-W et WNW-ESE (Fig. 112). Le pendage de la linéation, et donc de l'axe d'étirement, est globalement subhorizontal (Fig. 111). En revanche le pendage de la direction de raccourcissement varie entre 0 et $\sim 50^\circ$ vers le SSW et vers NNE (Fig. 111 et 112). Cette direction de raccourcissement est déterminée avec les pôles de la schistosité (S_1), la variation du pendage de cet axe dépend donc de la phase de plissement plus tardive qui plisse la schistosité.

IV.II.4 - 3) Localisation de la déformation et cinématique

La déformation semble se localiser particulièrement dans deux zones. La première est l'interface entre le socle de l'Argentera et la couverture Dauphinoise comme décrit plus haut, dans les marbres de San Lorenzo et de Desertetto et dans la couverture jurassique de l'Argentera dans la Vallée de la Stura di Demonte. La deuxième est au niveau du Front Pennique.

La linéation d'étirement est partout plutôt WNW-ESE, on peut donc penser qu'il s'agit de la direction principale du déplacement entre les unités internes et le Dauphinois et entre la couverture Dauphinoise et son socle. Cependant, il y a peu de critères de cisaillement, et ces derniers ne sont pas équivoques.

On trouve sous le front sub-Briançonnais de Valdieri des critères de cisaillement top vers l'WNW (Fig. 100) associés à des linéations d'étirement d'orientation $N120^\circ$, comme celui sur le sommet du Mt. Nebius (Fig. 75c) qui indiqueraient donc un cisaillement senestre ou top vers l'WNW avant la verticalisation des structures, puisque l'activité de ce cisaillement semble antérieure à la verticalisation du contact sub-Briançonnais/Dauphinois. Mais la rareté des critères fait de cette cinématique une interprétation peu robuste.

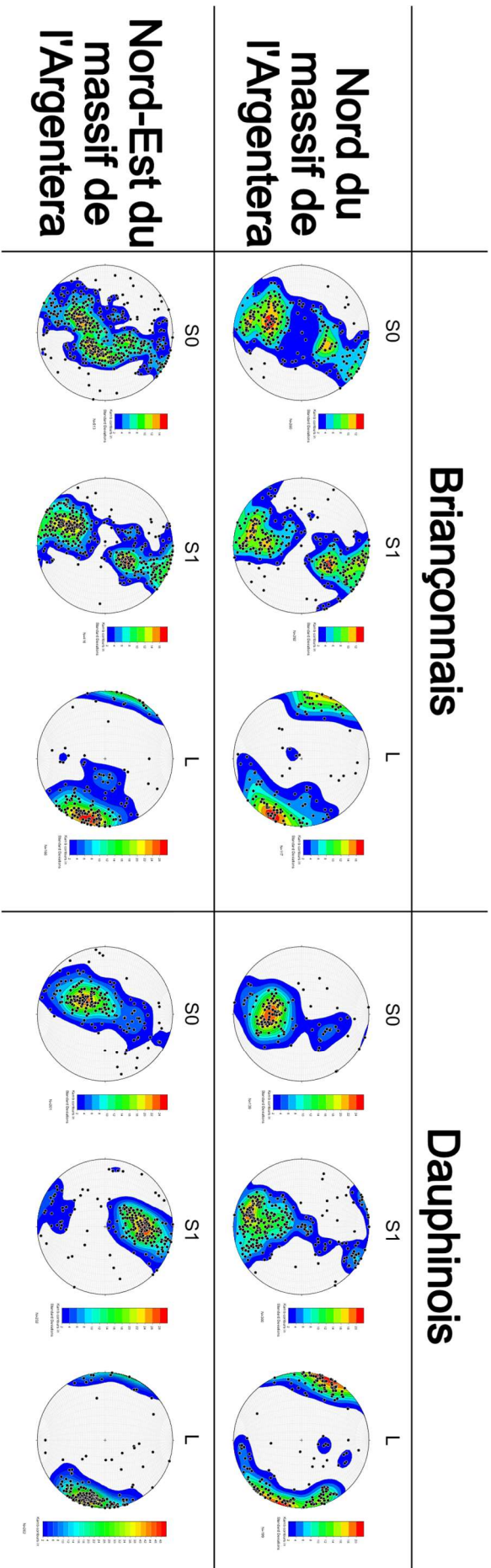


Figure 111 : Projection stéréographique des plans de stratigraphie (S₀), des schistosité (S₁) et des linéations (L) pour les 4 zones principales représentées sur la carte de la figure 112.



Figure 112 : Carte tectonique simplifiée du Nord de l'Argentera avec les directions des axes principaux de la déformation pour chaque site décrit dans ce chapitre. 1 : Le Barricate ; 2 : Flanc Nord du Mt. Bodoira ; 3 : Mt. Bodoira ; 4 : Front Pennique au Nord du Mt. Arpet ; 5 : Mt. Arpet ; 6 : Mt. Ruissas ; 7 : Mt. Bersaio ; 8 : Cima di Test ; 9 : Mt. Omo ; 10 : Mt. Sale ; 11 : Front Pennique du Mt. Nebius ; 12 : San Giacomo ; 13 : Vinadio ; 14 : Aisone ; 15 : Carrière de Deserretto ; 16 : Front Pennique du Mt. la Piastro ; 17 : sub-Briançonnais de Valdieri ; 18 : Carrière de San Lorenzo ; 19 : Front Pennique de Vernante ; 20 : Mt. Bussaia ; 21 : Upega.

IV.II.4 - 4) Raccourcissement et son évolution latérale au Sud de l'arc

L'analyse structurale de terrain associée à l'étude des cartes géologiques a permis de construire une série de coupes à travers le Dauphinois et le Briançonnais le long de la bordure Nord de l'Argentera (Fig. 110). Ces coupes permettent d'une part d'observer l'ensemble des structures dans les différents domaines, et notamment d'illustrer la déformation du Front Pennique associée au plissement à grande longueur d'onde dans le Dauphinois (Fig. 110).

On observe également la réduction de l'épaisseur du Domaine Briançonnais en carte qui passe d'une largeur de plus de 7km à l'Ouest de la vallée de la Stura di Demonte (Coupe 1, Fig. 110) à moins de 4.5 km à l'Est de la vallée de la Stura di Demonte (Coupe 3 et 4, Fig. 110) et qui redevient relativement large dans les Alpes Ligures à l'Est du massif de l'Argentera (Fig. 59 et 62).

Cette réduction du domaine Briançonnais peut correspondre soit à une augmentation du raccourcissement vers l'Est de la vallée de la Stura di Demonte, soit à une géométrie initiale (pré-Alpine) du domaine paléogéographique du Briançonnais. Bien qu'il n'y ait pas d'évidence claire dans les fabriques des roches observées indiquant une augmentation latérale de la déformation, les plis sont plus serrés à l'Est de la vallée de la Stura di Demonte (Fig. 110), Cette réduction du domaine Briançonnais doit donc être liée à l'augmentation de son raccourcissement vers l'Est de la vallée de la Stura di Demonte.

L'augmentation latérale du raccourcissement du domaine Briançonnais, associée à cet étirement régional WNW-ESE et à la verticalisation des structures est compatible avec une tectonique transpressive senestre de la terminaison Sud de l'arc, malgré le peu de critères cinématiques observés sur le terrain.

Une telle tectonique transpressive devrait produire une réorientation progressive des structures, faisant converger leur direction dans une direction commune équivalente à la direction du plan de décrochement, ici autour de N110°. Dans le but d'étudier un tel phénomène une analyse géostatistique sur l'orientation des plans de stratification et de schistosité a été effectuée pour la région au Nord de l'Argentera.

IV.II.4 - 5) Les conditions de déformation

Une question soulevée par le style de déformation observé dans le Dauphinois concerne les conditions de température auxquelles elle s'est produite. Les schistes et les mylonites observées aux interfaces socle/couverture et sub-Briançonnais/Dauphinois semblent incompatibles avec des T anchizontales (<200°C). Toutefois, il n'existe pas de données sur les conditions de température syn-collisionnelles dans la couverture Dauphinoise au N et S de l'Argentera. Une évaluation du métamorphisme dans cette région est donc intéressante et peut être estimée dans un premier temps

avec la méthode RSCM (Raman spectroscopy on carbonaceous material, Beyssac *et al.*, 2002) qui permet de déterminer les températures maximales atteintes par les roches grâce à la maturation thermique de la matière carbonée qu'elles contiennent.

IV.III. ANALYSE GEOSTATISTIQUE

IV.III.1 - Objectifs

L'existence d'un décrochement à l'échelle du Sud de l'arc, tel que proposé par de nombreux auteurs (Laubscher, 1971; 1991; 1996; Ricou, 1980; 1981; 1984; Ricou & Siddans, 1986; Piana et al., 2009; D'Atri et al., 2016; Schmid et al., 2017; Piana et al., 2021) devrait réorienter les structures tectoniques et les faire converger dans une direction parallèle à celle du décrochement supposé, donc plus ou moins E-W, le long d'une bande proche de l'interface sub-Briançonnais/Dauphinois (Fig. 12b). La présence si rare d'indicateurs cinématiques dans cette zone, comme discuté dans la section IV.23, à la fois à l'échelle microscopique et à celle de l'affleurement, nous porte à chercher une réponse dans l'analyse spatiale des directions des plans de schistosité et stratigraphie. Une réorientation de ces plans suite à un grand décrochement, devrait en effet produire une sorte de sigmoïde senestre à l'échelle de la terminaison Sud de l'arc. Celle-ci pourrait être détectée à l'aide d'une carte de trajectoires des plans de schistosité et stratigraphie. Nous avons donc compilé une telle carte qui a fait l'objet d'une analyse statistique décrite ci-dessous.

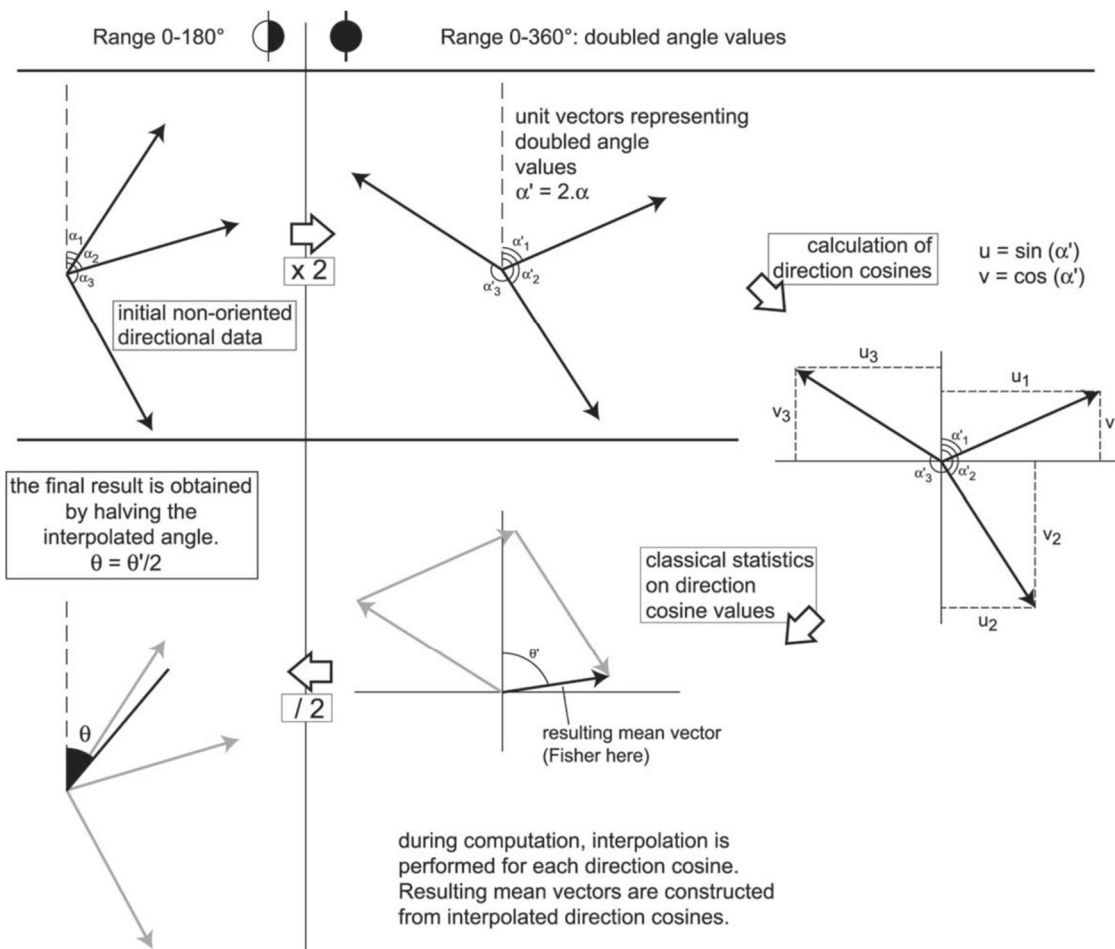


Figure 113 : Illustration des différentes étapes suivies lors du traitement et de l'interpolation des données directionnelles. Voir le texte pour plus d'explications (d'après Gumiaux et al., 2003).

IV.III.2 - Méthode d'interpolation

IV.III.2 - 1) Calcul de moyenne de données directionnelles

Il n'est pas possible d'interpoler directement des données directionnelles car le caractère circulaire de ces données implique que la moyenne arithmétique de deux directions ne correspond pas toujours à la direction moyenne. Par exemple si on calcule la moyenne arithmétique entre N20° et N170° on obtient N95° alors que la direction moyenne entre ces deux directions est N10°.

Considérant cela il est nécessaire de procéder à plusieurs étapes de traitement des données directionnelles afin de pouvoir les interpoler. D'abord nous devons travailler sur des données directionnelles non orientées, c'est-à-dire comprises entre N0° et N180° (lui-même exclus). Pour pouvoir ensuite calculer une moyenne sur des données directionnelles on les passe dans l'espace trigonométrique (Fig. 113, Gumiaux *et al.*, 2003). Cette transformation s'effectue en plusieurs étapes (Fig. 113), la première desquelles consiste à doubler la valeur des données directionnelles non-orientées afin de les étendre à la plage comprise entre 0 et 360° (Fig. 113). On calcule ensuite le cosinus et le sinus de l'angle (équivalent au strike dans notre cas) en radians (Fig. 113). On peut ensuite calculer la moyenne des cosinus et des sinus pour l'ensemble de directions dont on veut trouver la direction moyenne (Fig. 113). Pour retrouver cette direction moyenne on utilise la fonction *atan2* (qui est une variation de la fonction arc tangente), et on divise par 2 le résultat (en degrés) obtenu pour obtenir la direction moyenne (Fig. 113).

IV.III.2 - 2) Interpolation des données directionnelles

Les données directionnelles doivent être interpolées en carte afin d'analyser la distribution continue des structures. Pour interpoler les données directionnelles il est nécessaire d'interpoler le cosinus de leur angle doublé et le sinus de leur angle doublé (Fig. 113, Gumiaux *et al.*, 2003). On calcule donc ces valeurs pour chaque donnée et on fait deux interpolations : une pour le cosinus et une pour le sinus. La méthode d'interpolation choisie est le krigeage simple appliquée avec l'outil d'analyse spatiale de *ArcGIS*®. Cette méthode permet d'interpoler une variable régionalisée basée sur le variogramme de cette variable.

Ces interpolations permettent de produire un raster pour le cosinus et un raster pour le sinus, chacun d'entre eux étant caractérisé par une valeur moyenne à chaque pixel. Grâce à un code informatique fourni par Charles Gumiaux (ISTO – université d'Orléans) on peut produire un raster des directions moyennes avec ces deux rasters obtenus par interpolation. Cet exécutable calcule pour chaque pixel la direction moyenne, en effectuant le calcul de la moyenne de données directionnelles décrites dans la partie précédente, c'est-à-dire en utilisant la fonction *atan2* puis en repassant le résultat en degrés et en le divisant par 2.

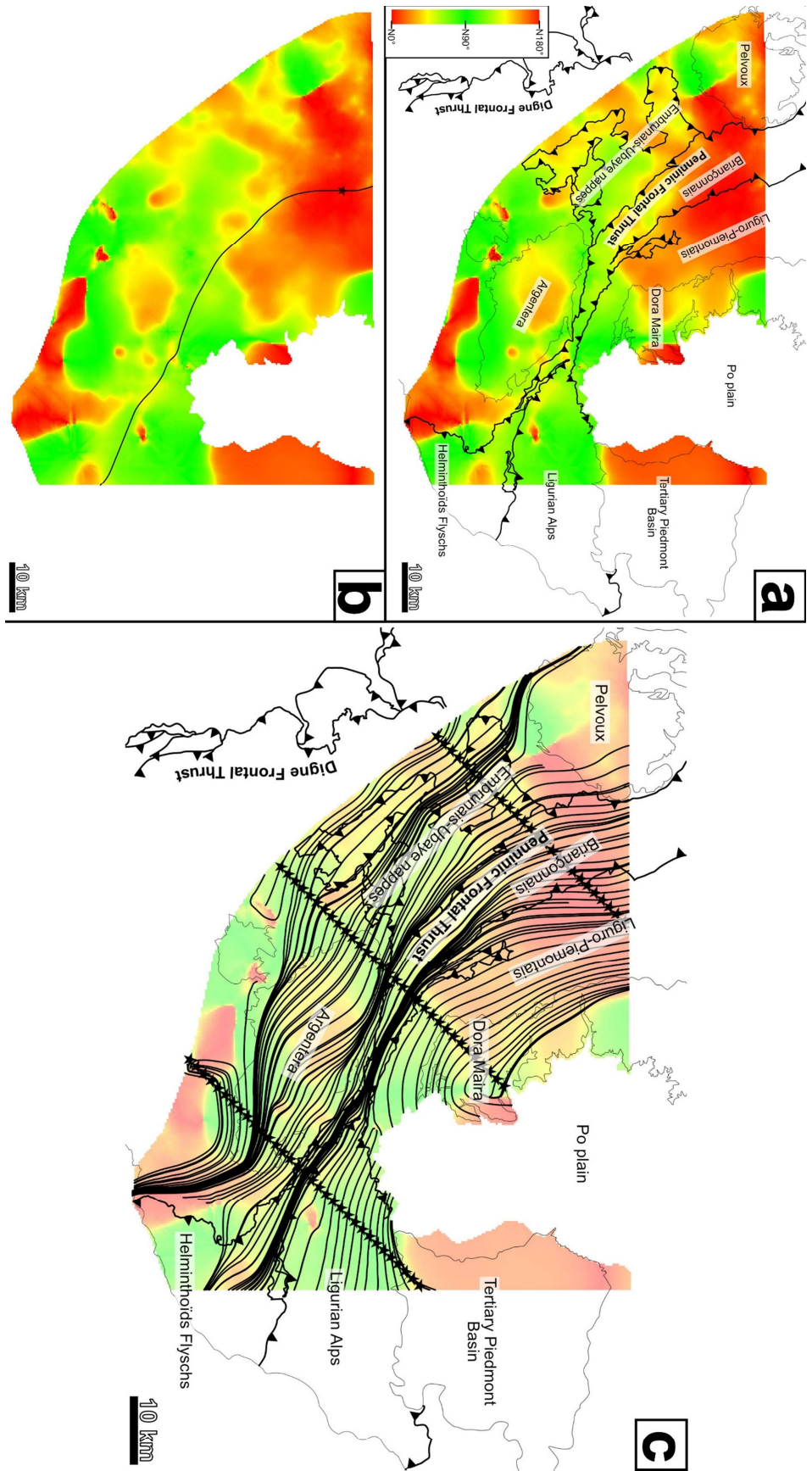


Figure 114. Tracage des trajectoires à partir des données directionnelles interpolées. a) Raster des données directionnelles interpolées. b) Exemple de tracage d'une trajectoire. c) Carte des trajectoires de la S1.

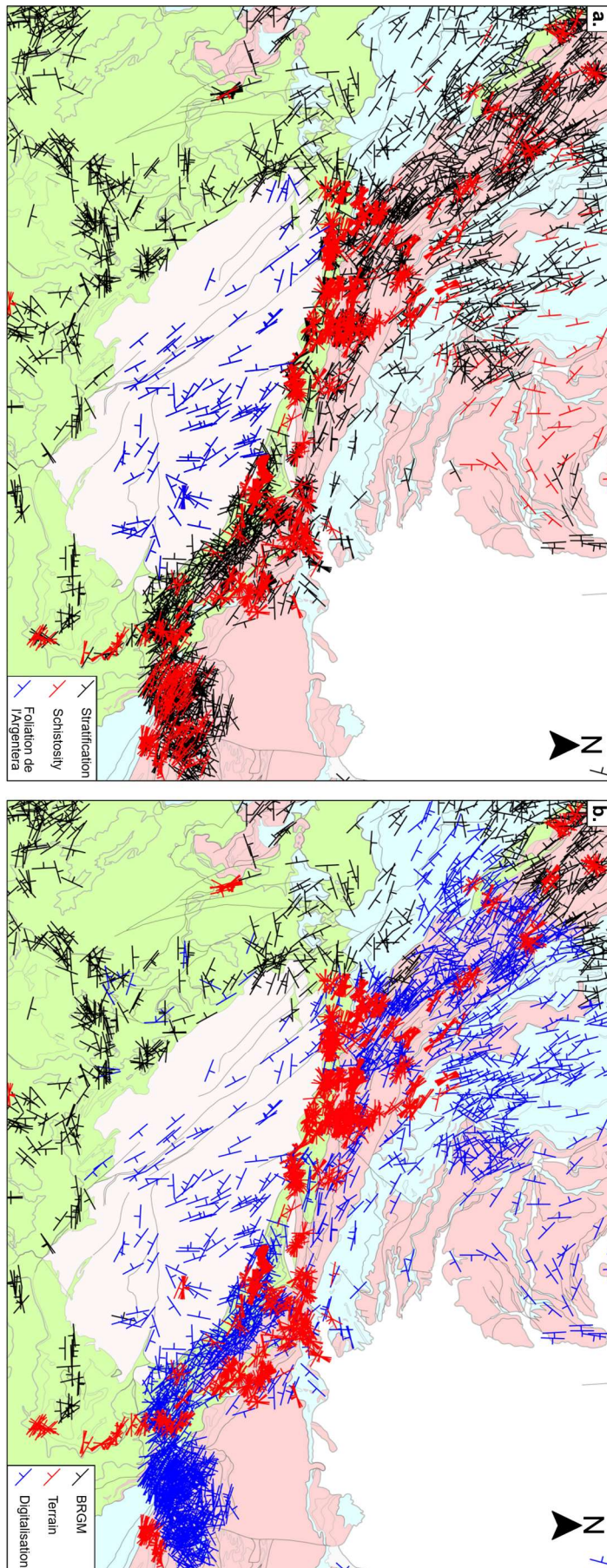


Figure 115 : Cartes des données structurales compilées dans la région du massif de l'Argentera. a) Données classées par type de plan. b) Données classées par source Données digitalisées depuis les cartes de Barale et al., 2015; Bertok et al. 2018; cartes au 1:50000 de l'ISPR, feuilles 78, 79, 80, 90, 91, 102 (<http://sgi.isprambiente.it/geologia100k/nord.aspx>).

IV.III.2 - 3) Traçage des trajectoires

Un autre code fourni par Charles Gumiaux (ISTO – université d'Orléans) permet de tracer de façon automatique et objective des lignes en carte (Fig. 114b et c), suivant la direction moyenne contenue dans chaque pixel du raster (Fig. 114a), c'est-à-dire d'un point de vue géographique la direction moyenne des structures de chaque endroit qu'elle traverse.

Ces lignes sont générées à chaque nœud d'un maillage (étoiles dans la Fig. 114b et c) dont les dimensions peuvent être déterminées. Ce maillage est par ailleurs orienté automatiquement de telle manière qu'un de ses axes est perpendiculaire à la direction moyenne. Il est également possible de préciser un angle maximal de déviation de la trajectoire entre deux cellules (= pixel du raster). Cette dernière a été fixée à 90° afin de laisser le maximum de liberté et obtenir un tracé le plus objectif possible.

On obtient donc une carte de trajectoires (Fig. 114c) dans laquelle chacune des trajectoires est tracée indépendamment les unes des autres et où l'on a une trajectoire par « étoile ». La convergence et la concentration des trajectoires n'est donc pas un effet de la répartition des données mais bien la conséquence d'un changement d'orientation des structures associé à une localisation de la déformation.

IV.III.2 - 4) Les données

La distribution des données est une limite critique de la robustesse de ces modèles. En effet une distribution trop hétérogène des données ne permet pas d'étudier les variations régionales des directions des structures de manière fiable. Dans le but d'avoir un maximum de données réparties sur la zone étudiée (la terminaison Sud de l'arc des Alpes occidentales) plusieurs sources de données ont été utilisées. D'abord les données mesurées sur le terrain dans le cadre de ce doctorat, ensuite les données digitales du BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) disponibles sur la plateforme *Infoterre*, et ensuite les données des cartes géologiques italiennes de l'ISPRA et de diverses publications de la littérature Alpine (Fig. 115). Les cartes géologiques ont été géoréférencées et chaque donnée d'orientation de plans de stratigraphie et schistosité contenue dans ces cartes a été digitalisée manuellement. Au total 10 696 données ont été compilées (8660 stratifications, et 2036 schistosités) dont 6072 proviennent du BRGM, 2389 ont été digitalisée (cartes de l'ISPRA, et des publications ; Fig. 115) et 2499 sont issues de mes propres mesures de terrain (Fig. 115).

L'orientation de la schistosité est directement liée à celle des axes principaux du champ de déformation. En revanche les plans de stratification possèdent une orientation spécifique avant d'être déformés et réorientés ce qui entraîne la nécessité d'interpoler indépendamment les données de stratification et de schistosité.

Concernant l'interpolation des stratifications seules, il ne serait pas judicieux dans une première phase d'analyse, d'interpoler les plans de stratification S_0 du Dauphinois avec ceux du Briançonnais, leur interface étant un contact tectonique majeur, impliquant une discontinuité évidente entre les plans de stratification de part et d'autre. La carte des trajectoires interpolées de la

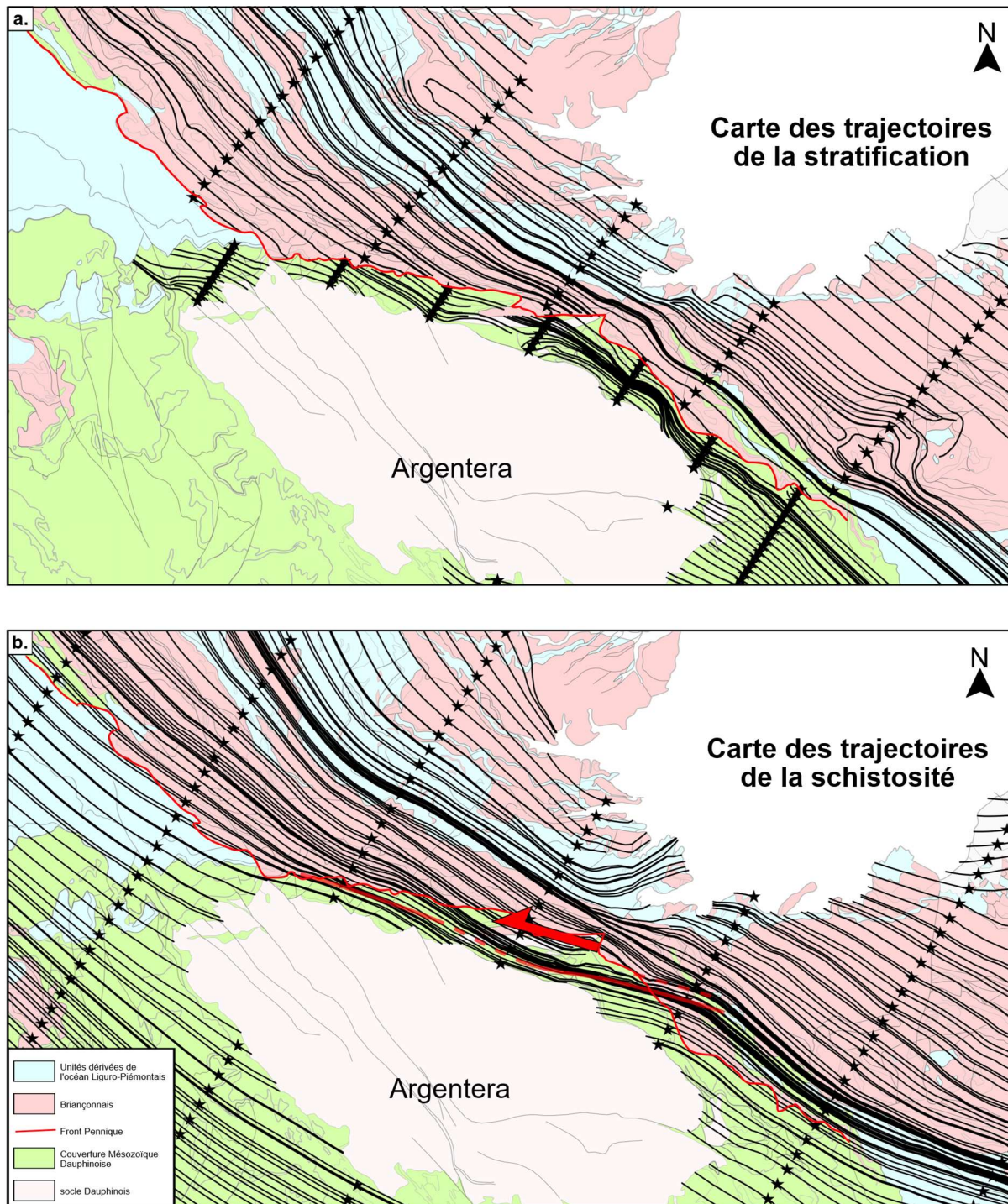


Figure 116 : a) Carte des trajectoires interpolées de la stratification L'interpolation est volontairement interrompue entre le Briançonnais et le Dauphinois (voir explication dans le texte). b) Carte des trajectoires interpolées de la S_1 .

stratification présente donc 2 familles de trajectoires (Fig. 116a) : celles du Dauphinois, et celles de la Zone Interne.

Les plans de schistosité du Massif de l'Argentera sont majoritairement pré-Alpin, mais en partie Alpains et en partie pré-Alpins réorientés à l'Alpin. Il est très difficile en l'état actuel des connaissances de les sélectionner en fonction de leur âge. Une interpolation de l'ensemble de ces données a tout de même été réalisée (Fig. 117) afin de pouvoir visualiser la possible présence de décrochements. Une détermination plus précise des « pattern » de foliations et de leur âge dans le Massif de l'Argentera est toutefois nécessaire.

IV.III.3 - Résultats

IV.III.3 - 1) Trajectoires de la stratification

La carte des trajectoires interpolées de la stratification (Fig. 116a) met en évidence l'absence de corrélation entre l'orientation apparemment E-W du Front Pennique au Nord du massif de l'Argentera et l'orientation réelle des structures (Fig. 116a). En effet, on constate que les trajectoires de la stratification sont complètement obliques par rapport au Front Pennique, c'est-à-dire le contact Sub-Briançonnais/Dauphinois (Fig. 116a).

On a donc globalement des structures WNW-ESE dont les trajectoires sont légèrement incurvées (Fig. 116a) au NE de l'Argentera dans la région de Valdieri (Fig. 59). Il semble donc qu'il n'y ait pas de réorientation de la stratification et des plis dans une direction E-W parallèle au Front Pennique.

Par ailleurs cela implique que les structures du segment de l'arc au Nord de l'Argentera ont finalement des directions plutôt dans la continuité du segment NW-SE compris entre le Pelvoux et l'Argentera, et que seulement la trace du Front Pennique en carte change de direction. En tous cas cette carte de trajectoires interpolées de la stratification ne dessine aucune sorte de sigmoïde pouvant témoigner d'un décrochement senestre dans cette région (Fig. 116a).

IV.III.3 - 2) Trajectoires de la schistosité

La carte des trajectoires interpolées de la schistosité montre une convergence de la direction de la schistosité avec le Front Pennique de direction E-W, sans pour autant qu'elles en soient parallèles (Fig. 116b). Là aussi, comme pour la stratification, il n'y a pas de changement radical de la direction de la schistosité dans ce segment de l'arc, contrairement au changement de direction du Front Pennique.

En revanche cette carte montre deux segments N110° où les trajectoires de la schistosité convergent assez clairement. Le premier est situé le long du Front Pennique au NW de l'Argentera (Fig. 116b) au Nord de *Le Barricate* (Fig. 62). Le second commence le long de la bordure Nord de

l'Argentera (Fig. 116b), traverse les carrières de Desertetto et de San Lorenzo (Fig. 62), puis se prolonge en traversant le Dauphinois et en rejoignant le Front Pennique à l'Est (Fig. 116b). La schistosité est donc complètement oblique à la stratification le long de ce segment. Toutefois, cette convergence des trajectoires et le changement de direction de la schistosité (Fig. 116b) ne dessinent pas clairement une structure sigmoïdale, ce qui rend délicate l'interprétation de cette carte comme une preuve d'un décrochement senestre au Sud de l'arc.

IV.III.3 - 3) Trajectoires des S_1 comprenant les données du massif de l'Argentera

Les trajectoires de S_1 comprenant les données de l'Argentera dessinent une sigmoïde assez claire au NW de l'Argentera (Fig. 117) Cette sigmoïde indique un décrochement senestre selon une direction N110° (Fig. 117). La continuité vers l'ESE de cette bande localisant un cisaillement n'est pas claire, mais une autre bande caractérisée par la convergence des trajectoires traverse le Briançonnais au niveau de la limite entre le Briançonnais Siliceux (Permien et Permo-Triasique, Fig. 59) et semble correspondre également à un décrochement senestre de direction N120° (Fig. 117). Cette bande qui traverse le Briançonnais se prolonge au SE le long du Front Pennique sans qu'un critère de cisaillement nu puisse y être observé sur la carte. Cependant sur le terrain des données microstructurales ont montré des critères de cisaillement senestre (Fig. 107).

On remarque par ailleurs qu'un décrochement senestre semble également localisé le long de la bordure Sud du massif de l'Argentera (Fig. 117). Les données de ce secteur ne révèlent pas vraiment une verticalisation des structures même si le pendage de la stratigraphie atteint localement 80° et semble être compris entre 50° et 70°. Ce secteur n'a pas été étudié sur le terrain il n'y a donc pas d'autre argument que l'interprétation de cette carte de trajectoires pouvant étayer son existence. L'analyse structurale de la bordure Sud du massif de l'Argentera mériterait une attention particulière afin de discuter l'existence ou non de ce décrochement senestre localisé.

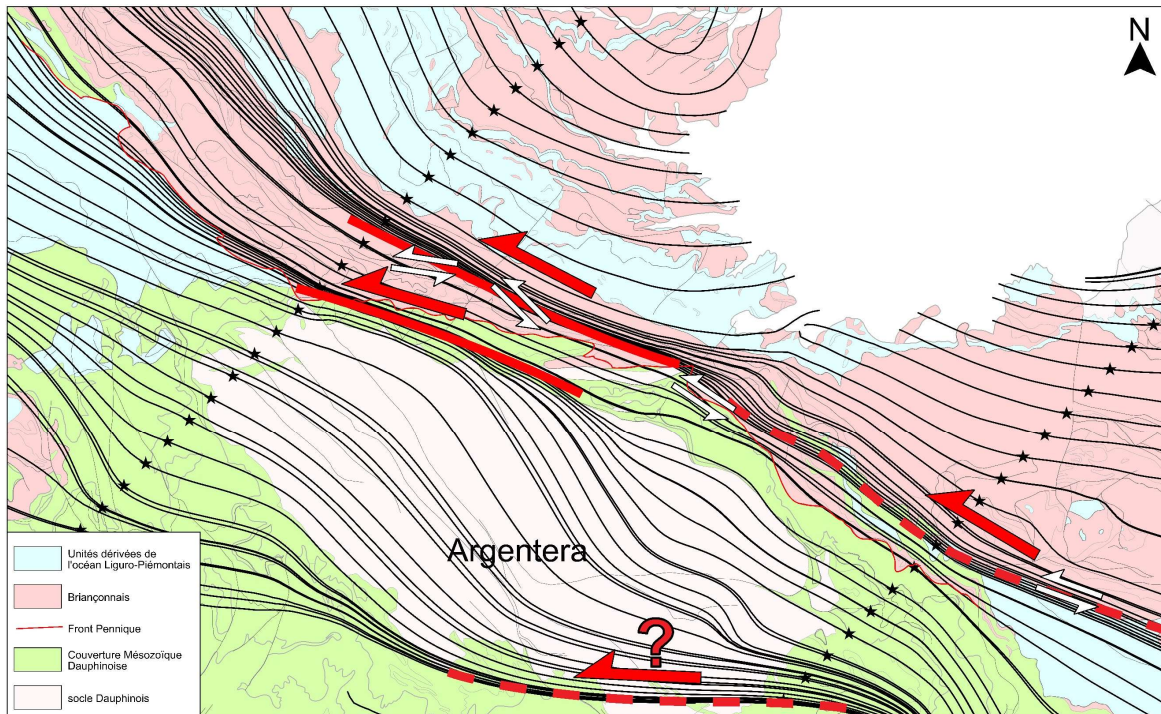


Figure 117 : Carte des trajectoires interpolées de la S1 incluant les données dans le massif de l'Argentera. Les sens de cisaillement dessinés en blanc représentent les critères de cisaillement observés sur le terrain. Les traits rouges correspondent à l'interprétation des trajectoires en matière de décrochements localisés.

IV.III.4 - Discussion

IV.III.4 - 1) Compatibilité avec les observations de terrain

Les décrochements senestres interprétés sur la carte des trajectoires interpolées de la schistosité correspondent sur le terrain à des zones verticalisées caractérisées par une forte déformation et souvent des mylonites. Ces zones correspondent au Front Pennique au Nord du Mt. Arpet et du Mt. Nebius (Fig. 69 et 74) et aux mylonites des carrières de Desertetto (Fig. 86) et de San Lorenzo (Fig. 85) décrites dans la partie précédente. Il est donc possible que ces zones aient localisé des décrochements senestres et accommodé un décalage de plusieurs kilomètres.

Cependant aucun critère de cisaillement n'a été identifié sur le terrain, dans les carrières de Desertetto (Fig. 86) et de San Lorenzo (Fig. 85). L'étude microstructurale dans les roches permienes du Briançonnais à San-Giacomo et Jurassique à proximité du Front Pennique à Upega au SE indiquent des critères de cisaillement senestres (Fig. 95 et 107) pour des schistosités sub-verticales de direction N120°. Les observations de terrain sont donc compatibles avec la cinématique interprétée grâce aux cartes de trajectoires interpolées, qui montrent des structures sigmoïdales senestres dans les mêmes zones indentifiées comme accommodant de fortes déformations avec de rares critères de cisaillement sur le terrain.

IV.III.4 - 2) Direction des structures

L'obliquité entre les trajectoires de la stratification, les trajectoires de la schistosité et la direction du Front Pennique indique d'abord que cette dernière est trompeuse quant à la direction des structures de ce segment de l'arc. Ce qui est interprété parfois comme un segment E-W est caractérisé en fait par des structures plutôt N110°-N120°, comme le montrent à la fois ces cartes de trajectoires interpolées (Fig. 117) et la description des structures de la partie précédente.

En réalité cette direction N110°-N120° ne marque pas un changement brutal entre la direction NW-SE des structures entre Pelvoux et Argentera, mais plutôt le prolongement de la courbe de l'arc jusqu'à la côte de la Mer Ligure. Au Sud de l'arc seule la partie la plus à l'Est et le Nord des Alpes Ligures ont une orientation E-W, que j'interprète comme étant liée à la rotation antihoraire, de plus de 30° des Alpes Ligures, associée à la dynamique des Apennins (cf. chapitre III et Fig. 58).

IV.III.4 - 3) Décrochement senestre au Sud de l'arc ?

Le décrochement senestre au Sud de l'arc est considéré accommoder un mouvement d'environ 50 km (Ceriani *et al.*, 2001 ; Molli *et al.*, 2010 ; Schmid *et al.*, 2017 ; Rosenberg *et al.*, 2021). Un tel décalage senestre devrait cisailier et réorienter toutes les structures et fabriques des roches pré-existantes. Ce cisaillement est essentiellement mis en évidence sur la carte des trajectoires interpolée de la S₁ comprenant les foliations de l'Argentera (Fig. 117).

Malgré le manque de contrainte sur l'âge de ces foliations et leur orientation pré-collision Alpine, la localisation des décrochements senestres qu'elle met en évidence est compatible avec les structures moins évidentes des autres cartes de trajectoires interpolées (Fig. 116). Cependant, de manière qualitative, le confinement de ce décrochement au coin NW du massif de l'Argentera et l'absence de déviations importantes des trajectoires de part et d'autre de la bande traversant le Briançonnais au Nord de l'Argentera (Fig. 117) est difficilement compatible avec 50 km de décrochement senestre (Ceriani *et al.*, 2001 ; Molli *et al.*, 2010 ; Schmid *et al.*, 2017 ; Rosenberg *et al.*, 2021).

Replacer dans le contexte structural régional (Fig. 118) on constate que les décrochements senestres sont compatibles avec les décrochements syn-collisionnel dextres NW-SE traversant le massif de l'Argentera (Sanchez *et al.* (2011). Ces décrochements dextres localisés NW-SE (Fig. 118) pourraient s'être développés dans un contexte de transpression senestre WNW-ESE n'ayant pas produit de décrochement senestre localisés. Ils sont par ailleurs datés entre 26 et 20 Ma (datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Sanchez *et al.*, 2011). L'ensemble de ces résultats semblent étayer l'existence d'une transpression senestre WNW-ESE au Sud de l'arc depuis 30 Ma.

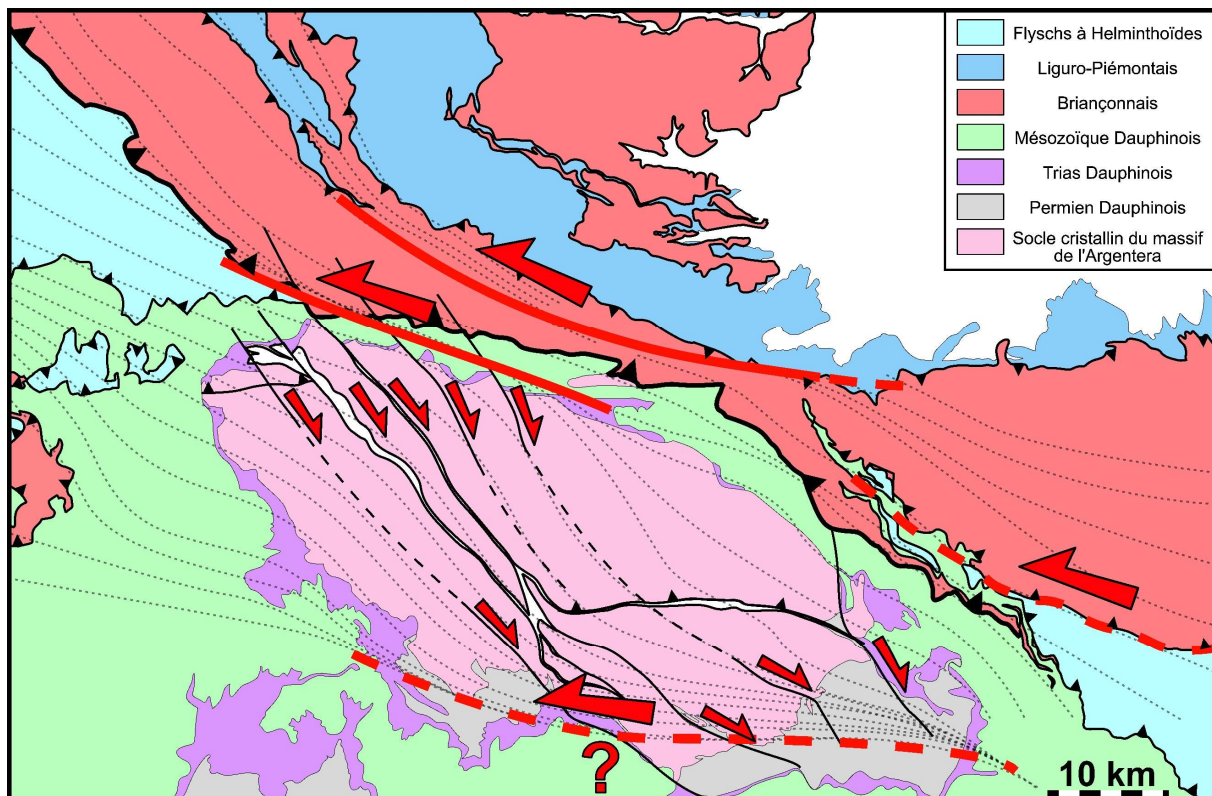


Figure 118 : Carte structurale schématique replaçante les décrochements interprétés sur les cartes de trajectoires (Fig. 115) dans le contexte structural régional. Les décrochements dextres NW-SE traversant le massif de l'Argentera sont repris de Sanchez *et al.* (2011).

IV.IV. PALEO THERMOMETRIE RAMAN

IV.IV.1 - Objectifs

Les conditions de déformation et surtout leur relation avec le métamorphisme syn-collisionnel au Sud de l'arc Alpin sont moins bien contraintes que dans le reste de la Zone Externe, où de nombreuses études récentes ont été menée pour caractériser la distribution et le pic thermique atteint par les unités dans les différents domaines tectoniques (e.g. Boutoux et al., 2016 ; Girault *et al.*, 2020 ; Herviou *et al.*, 2021 ; Balansa et al., 2022).

Dans le Sud de l'arc des Alpes occidentales des études géochronologiques ont permis de retracer l'histoire d'enfouissement et d'exhumation du massif de l'Argentera (Bigot-Cormier *et al.*, 2006 ; Sanchez *et al.*, 2011 ; Ricchi *et al.*, 2020) et, dans une moindre mesure, des Alpes Ligures (Foeken *et al.*, 2003). Ainsi on sait que le massif de l'Argentera a atteint un pic à 330-350 °C de manière synchrone avec la mise en place des nappes internes sur l'avant pays Alpin au début de l'Oligocène et a commencé être exhumé depuis au moins 22 Ma (Bigot-Cormier *et al.*, 2006 ; Sanchez *et al.*, 2011). Cette exhumation est en fait polyphasée, avec des variations de vitesse d'exhumation, et

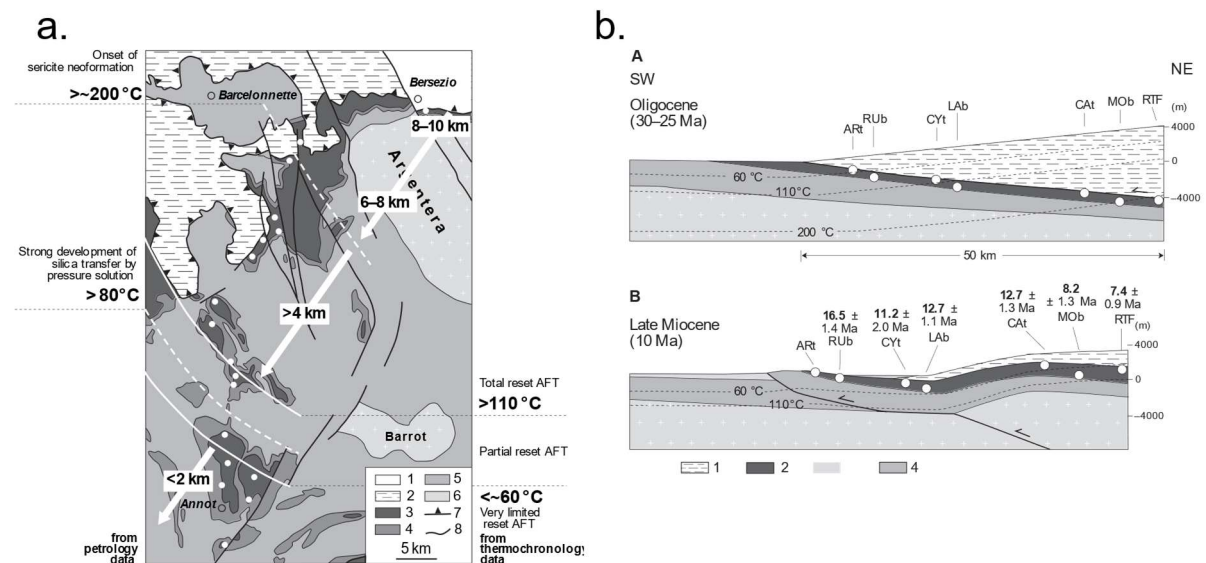


Figure 119 : Interprétation tectonique de l'étude pétrologique et thermochronologique des Grès d'Annot de Labaume et al. (2008). a) Schéma structurale de la région entre Bersezio et Annot avec la distribution des températures maximales et des profondeurs d'enfouissement possibles atteintes par la Formation des Grès d'Annot. Les températures sont déduites de l'étude pétrographique et de la thermochronologie des traces de fission de l'apatite (AFT), et les profondeurs d'enfouissement sont calculées en supposant un gradient paléogéothermique de 25-30 C.km-1. b) Modèle tectonique schématisé montrant la séquence de chevauchement et son effet sur l'histoire de l'enfouissement et de l'exhumation de la Formation du Grès d'Annot. (A) Enfouissement sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye. (B) Exhumation due au soulèvement résultant des chevauchements du socle sous-jacent (massifs de l'Argentera et dome du Barrot). 1 = Nappes de l'Embrunais-Ubaye ; 2 = Formation du Grès d'Annot (Priabonien-Début Rupélien) ; 3 = Oligocène dans les dépocentres occidentaux (ex. bassin de Barrême) ; 4 = Mésozoïque ; 5 = Paléozoïque (socle) ; ARt, RUB, etc. = échantillons étudiés avec âges centraux des traces de fission de l'apatite.

témoigne d'un premier évènement de refroidissement tardi-Crétacé (Pyrénéen ; Bigot-Cormier et al., 2006), suivi par la tectonique collisionnelle Alpine (c.f. section I).

Dans la Zone Externe, Labaume et al. (2008) et Balansa *et al.* (2022) ont estimé l'enfouissement tectonique par les nappes internes de l'Embrunais-Ubaye respectivement sur la base de données géochronologiques (Apatite Fission Track, AFT) et de T_{\max} Raman spectroscopy on carbonaceous material (RSCM). Labaume *et al.*, (2008) estiment un enfouissement atteignant jusqu'à 8km au niveau du Chevauchement Pennique Frontal (Front Pennique) avec un front de charriage s'arrêtant peu avant le front de la nappe de Digne (Fig. 119), ce qui correspond à une extension maximale des nappes de l'Embrunais-Ubaye d'environ 50 km. Balansa *et al.*, (2022) proposent 11 km d'enfouissement maximal au-dessus de l'actuel massif de l'Argentera avec une extension maximale de 67 km vers le SW (Fig. 120).

Au Sud du massif de l'Argentera et le long de sa bordure Nord de telles données n'existent pas, il est donc difficile de déterminer les conditions du métamorphisme syn-collisionnel, et l'extension maximale atteinte par les nappes internes. Seul Bertok *et al.*, (2019) mesurent une température de 350°C dans des marbres de la couverture Dauphinoise à la bordure Nord du massif de l'Argentera, mais ils considèrent que ces marbres sont anormalement chauds par rapport aux unités voisines qui n'auraient pas dépassé un métamorphisme anchizonal, sans qu'aucun argument ne soit apporté à cette affirmation (Bertok *et al.*, 2019). Par conséquent ils interprètent la température de 350° comme résultat d'une activité hydrothermale localisée et non comme représentative d'un métamorphisme régional.

Dans le but de caractériser les températures du métamorphisme de cette région et d'en déduire des profondeurs d'enfouissement tectonique, la couverture du massif de l'Argentera entre le Front Pennique au Nord et l'arc de Castellanne au Sud a fait l'objet d'un échantillonnage destiné à donner des T_{\max} avec la méthode de thermométrie RSCM.

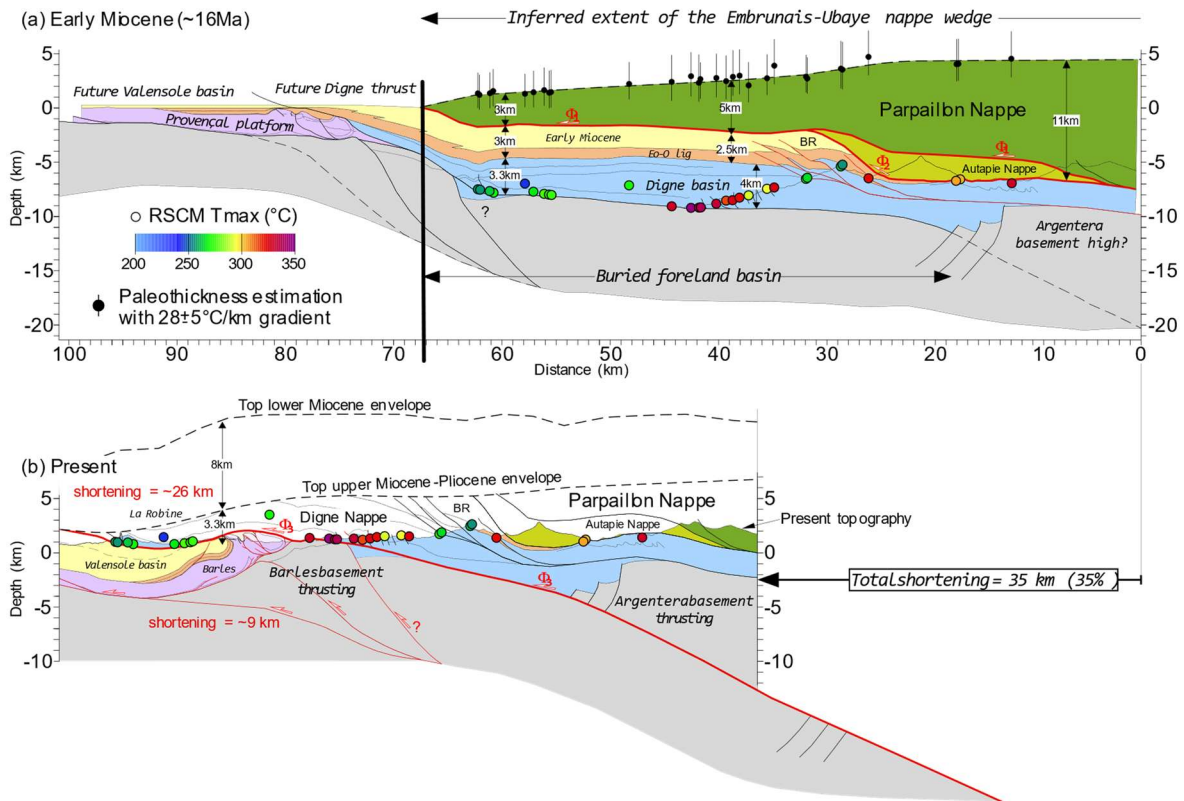


Figure 120 : Coupes géologiques restaurées du prisme orogénique au SW des Alpes contraintes par des estimations de paléo-épaisseur des unités érodées selon les données RSCM et le gradient paléogéothermique de $28\pm 5^\circ\text{C}/\text{km}$ (Balansa et al., 2022b). (a) La restauration palinspastique à ~ 16 Ma montre le volume des unités érodées de l'empilement de nappe des Alpes du SW avec la nappe de l'Embrunais-Ubaye caractérisée par une épaisseur de 3 à 11 km, associé à un bassin d'avant-pays de ~ 3 km d'épaisseur et de ~ 50 km de large. (b) État actuel avec restauration de l'enveloppe érodée de la nappe de Digne.

IV.IV.2 - Graphitisation de la matière organique et méthode de mesure de Tmax

IV.IV.2 - 1) Graphitisation de la matière organique

La matière organique (MO) est ubiquitaire dans les roches sédimentaires (Beysac & Rumble, 2014). Au cours d'un enfouissement tectonique ou sédimentaire, la MO va changer de structure sous l'effet de la température (Fig. 121b). Cette transformation de la MO va commencer par une défonctionnalisation en milieu oxygéné, ce qui signifie la perte de ses hétéroatomes O, N, et S (Dow, 1977 ; Suarez-Ruiz *et al.*, 2012 ; Beysac & Rumble, 2014). La diagenèse jusqu'à 60°C va d'abord transformer la MO sédimentaire en géopolymère et en bitumes riches en hétéroatomes. Cette période entraîne la production d'H₂O et de CO₂ appauvrissant les kérogènes en oxygène et enrichissant relativement en C.

La diagenèse est suivie par la catagénèse, qui correspond à la période où la maturation thermique des kérogènes va produire principalement de l'huile (Fig. 121a et 121b) entre 60°C et 120°C (Beysac & Rumble, 2014). La métagénèse commence à partir de 120°C et entraîne la production de gaz. Ces deux phases causent la perte d'atomes d'hydrogènes et donc de nouveau l'enrichissement relatif en Carbone, ce qui entraîne une réorganisation atomique des kérogènes qui

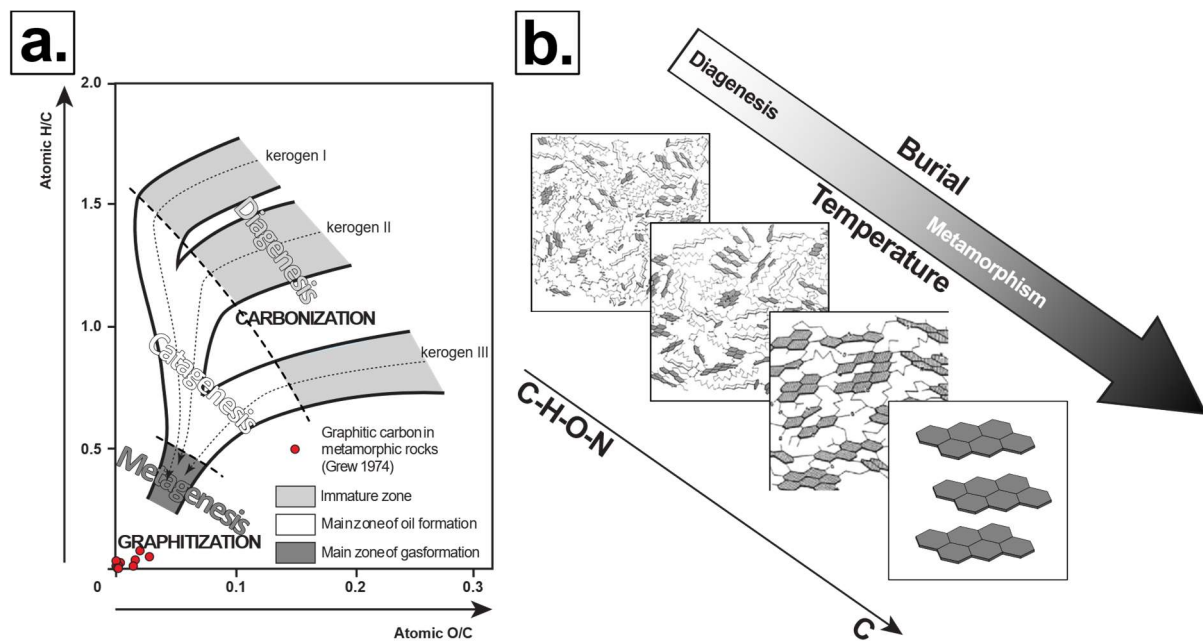


Figure 121 : a) Diagramme de Van Krevelen montrant l'évolution chimique des trois classes de kérogènes pendant la carbonisation, et données de composition pour le carbone graphitique provenant de roches métamorphiques sélectionnées (Grew 1974). La matière organique des kérogènes de types I, II et III provient principalement, respectivement, d'algues lacustres, de micro-organismes marins et de plantes terrestres. Ici, le kérogène III correspond au charbon. La zone immature représente les conditions précédant la libération de grandes quantités d'hydrocarbures (modifié de Buseck & Beysac, 2014 d'après Vandenbroucke et Largeau, 2007). b) Évolution de la matière organique, kérogène de type II, au cours de l'enfouissement (modifié de Beysac et Rumble, 2014 ; d'après Behar et Vandenbroucke 1987), de la diagenèse au métamorphisme.

vont adopter des structures de plus en plus organisées au cours de leur maturation (Fig. 121, Beyssac & Rumble, 2014).

Cette organisation devient de plus en plus aromatique jusqu'à ce que les kérogènes forment des unités prégraphitiques, et même du graphite au-delà de 650°C (Fig. 121b, Dow, 1977 ; Suarez-Ruiz *et al.*, 2012 ; Beyssac & Rumble, 2014).

Contrairement aux assemblages minéraux, la maturation de la matière organique est totalement irréversible et ne subit pas de transformation lors du chemin métamorphique rétrograde, ce qui implique que la température maximale (T_{max}) qui en est déduite correspond au pic de température (Beyssac *et al.*, 2002).

IV.IV.2 - 2) Spectroscopie Raman, échantillonnage et acquisition

La méthode RSCM est une méthode non destructive qui permet d'estimer la température maximale atteinte par les roches basée sur la diffusion Raman. La méthode RSCM est basée sur

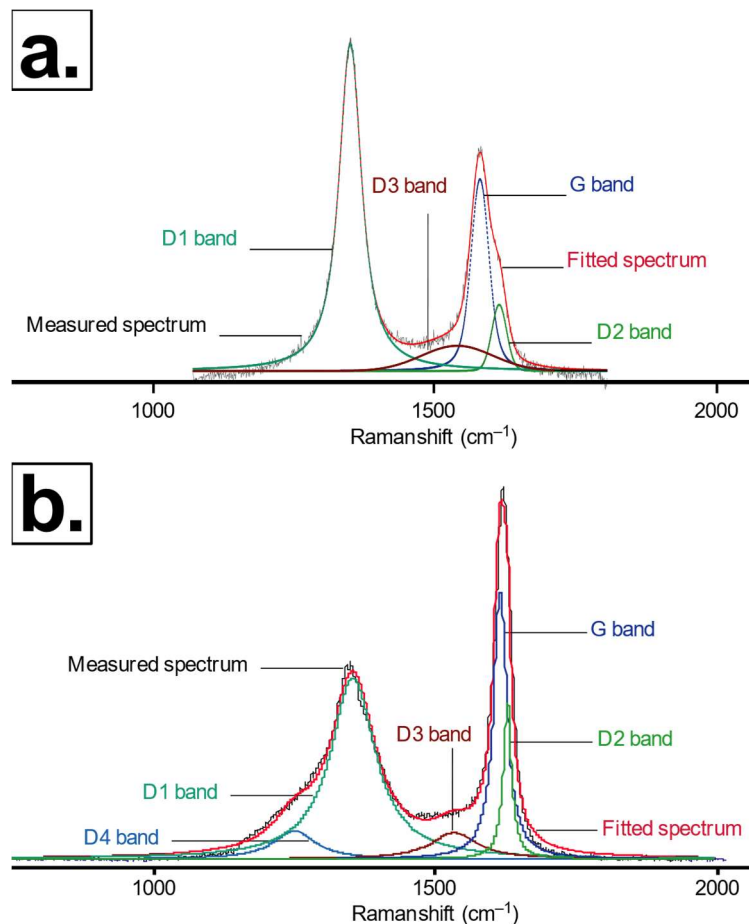


Figure 122 : a) Exemple de déconvolution du spectre Raman de la matière carbonée avec la méthode calibrée pour des températures entre 330°C et 650°C (modifié de Beyssac *et al.*, 2002). b) Exemple de déconvolution du spectre Raman de la matière carbonée avec la méthode calibrée pour des températures comprises entre 200°C et 320°C (modifié de Lahfid *et al.*, 2010).

l'effet Raman qui correspond à la diffusion inélastique des photons, autrement dit sur la modification de la fréquence de la lumière par le milieu dans lequel elle circule, produite par un échange d'énergie entre la lumière et le milieu.

Cet échange d'énergie est associé à une vibration des atomes de carbone dans le plan aromatique *G* (fig. 122) caractéristique de la structure et de la composition de la MO analysée, et donc de sa maturité thermique (fig. 121).

Techniquement on utilise un laser argon qui produit un faisceau de laser monochromatique focalisé sur une particule de MO grâce à un microscope Leica DM LM. La lumière diffusée est ensuite analysée avec un spectromètre *Renishaw InVia Reflex microspectrometre* (IMPMC – Sorbonne Université ; Laboratoire de Géologie de l'ENS ; CEHMTI – CNRS Orléans). Dans un

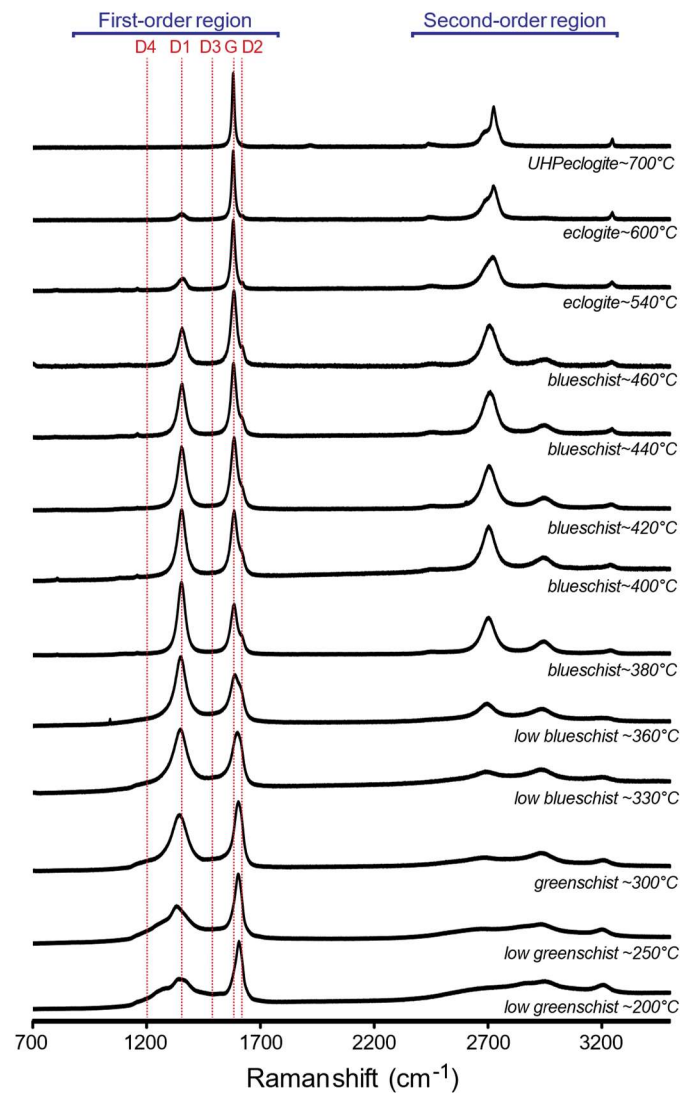


Figure 123 : spectres Raman du carbone graphitique contenu dans des roches métamorphiques Raman spectra of graphitic carbon from metamorphic rocks (Alpes) avec les Tmax et les faciés métamorphiques associés (Buseck & Beyssac, 2014).

but de représentativité statistique et reproductibilité, un objectif d'acquisition de 12 spectres au minimum par échantillon est raisonnable. Cependant certains échantillons très pauvres en MO, ne permettant pas de réaliser ce nombre de spectres, ont été conservés dans la mesure où les quelques spectres acquis montrent une reproductibilité interne satisfaisante.

Les spectres Raman permettent de visualiser l'intensité de la lumière pour chaque décalage de fréquence (Raman shift, Fig. 122). Les spectres Raman étant dépendants de la structure et de la composition du matériau dans lequel la lumière est diffusée, ils sont dépendants de sa structure et donc de sa maturité thermique (degré de graphitisation).

IV.IV.2 - 3) Déconvolution des spectres de la matière carbonée

Les spectres Raman de la MO peuvent être déconvolués en 5 bandes, une bande « Graphite » (G, fig. 122) et 4 autres bandes (D1, D2, D3, D4, fig. 122). La forme du spectre Raman de la MO, peut donc être caractérisée par la dimension de chacune de ses bandes.

L'évolution de la forme de ce spectre, et donc des rapports entre les aires des bandes qui la caractérisent, a d'abord été étalonnée pour une gamme de températures allant de 330°C à 650°C (fig. 123) par Beyssac *et al.* (2002) et pour des gammes de températures allant de 200°C à 320°C par Lahfid *et al.* (2010).

La déconvolution des spectres a été effectuée avec le software *PeakFit 3.0* (Jandel Scientific). Pour les basses températures (200°C-320°C) on utilise une déconvolution en 5 bandes suivant le profil *LorentzAmp* (Lahfid *et al.*, 2010), et pour les hautes températures (330°C-650°C) on utilise une déconvolution en 3 bandes suivant le profil *VoightAmp* (Beyssac *et al.*, 2002). Ces bandes permettent ensuite de quantifier la T_{max} selon les rapports suivant :

- Basse température (Lahfid *et al.*, 2010) :
$$T_{max} = \frac{RA1 - 0.3758}{0.0008}$$

avec
$$RA1 = \frac{D1+D4}{D1+D2+D3+D4+G}$$

- Haute température (Beyssac *et al.*, 2002) :
$$T_{max} = -445 \times R2 + 641$$

avec
$$R2 = \frac{D1}{D1+D2+G}$$

L'incertitude de cette méthode est estimée à $\pm 50^\circ\text{C}$ car les températures sur laquelle la méthode RSCM a été calibrée étaient déterminées avec une telle incertitude (Beyssac *et al.*, 2002). Cependant la reproductibilité interne de nos résultats est bien supérieure avec un écart-type à la T_{max} moyenne inférieur à 20°C et une erreur standard inférieure à 10°C pour chaque échantillon (Annexe).

Le choix entre ces deux méthodes se fait par une estimation graphique qualitative de la température, basée sur l'allure des spectres. Cette estimation qualitative ne permet pas toujours de discriminer les spectres correspondants à une température de moins de 330°C et ceux correspondant à des températures plus élevées. Dans le cas où un doute existait, les deux méthodes ont été appliquées et les résultats comparés. Il a été constaté que ces échantillons donnaient toujours des températures comprises entre 290°C et 310°C et que les résultats obtenus avec la déconvolution 5 bandes *LorentzAmp*, et la déconvolution 3 bandes *VoightAmp* donnaient une température moyenne différente de 5 à 15°C. Cette incertitude est inférieure à l'incertitude sur la méthode qui s'élève à 50°C et qui est indexée par rapport à l'incertitude sur les données de calibration (Beysac *et al.*, 2002). Toutefois puisque la méthode 3 bande *VoightAmp* n'est théoriquement applicable que dans une gamme de température allant de 330°C à 650°C, la température obtenue avec la déconvolution *LorentzAmp* a été conservée.

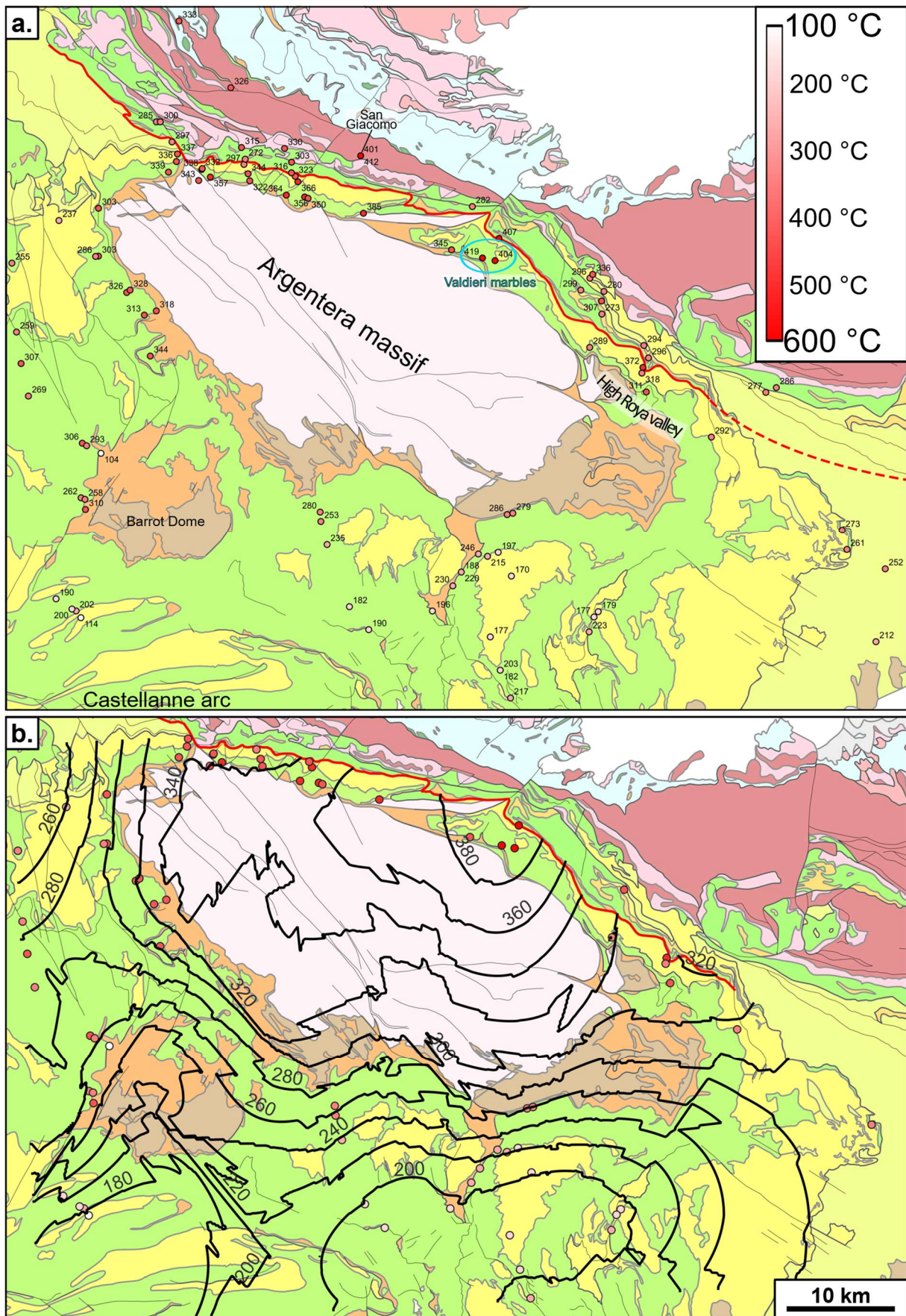


Figure 124 : Résultats de l'étude RSCM dans la couverture de l'Argentera et les unités internes adjacentes. a) carte structurale simplifiée avec les sites RSCM et les T_{max} associés. La ligne rouge correspond au Front Pennique utilisé pour calculer le gradient thermique latéral dans la section IV.3-2 de ce chapitre. b) carte structurale simplifiée avec les courbes d'iso- T_{max} et les sites échantillonnés pour la couverture dauphinoise.

IV.IV.3 - Résultats

La caractérisation de la T_{\max} par la méthode RSCM a été réalisée sur 153 échantillons dont 99 ont donné un résultat satisfaisant (Fig. 124, Annexe). Les 54 autres ne présentant pas assez de particules de MO, ou alors des spectres de mauvaise qualité (fluorescence importante, particules trop immatures, etc.), ils n'ont pas été retenus.

IV.IV.3 - 1) Les T_{\max}

Mon analyses RSCM dans la région de l'Argentera (Sud de l'arc des Alpes occidentales) ciblait surtout l'estimation du métamorphisme de la couverture dauphinoise mais quelques données ont été acquises dans le Briançonnais et le sub-Briançonnais (Fig. 124a). Les T_{\max} dans le Briançonnais varient entre 280°C et 330°C, atteignant localement entre 400°C et 415°C au NW de Demonte (Fig. 124). Quelques données dans les flyschs à Helminthoides au Sud Est du secteur indiquent des T_{\max} décroissante (entre 286°C et 212°C) vers le Sud et à distance que l'on s'éloigne du front Briançonnais (Fig. 124a).

Dans le Dauphinois les températures entre 322°C et 419°C (Fig. 124a). Ces températures sont remarquablement élevées par rapport à ce qu'on attendrait d'un métamorphisme anchizonal comme affirmé par Bertok *et al.* (2019) et elles sont croissante vers l'Est jusqu'au marbres de Valdieri (carrière de San Lorenzo et de Deserteto) ou elles atteignent donc entre 404°C et 419°C (Fig. 124a). Ces températures diminuent rapidement vers l'Est jusqu'à atteindre entre 300°C et 280°C dans la haute vallée de la Roya (Fig. 124b).

Globalement on a une diminution progressive des T_{\max} à mesure qu'on s'éloigne de la Zone Interne depuis des températures comprises entre 320°C et plus de 380°C au Nord du massif de l'Argentera (et localement 419°C, fig. 124a), jusqu'à des températures inférieures à 200°C à 10km au Sud du massif de l'Argentera et au Sud du Dome de Barrot (Fig. 124b). Au nord du massif de l'Argentera on a une variation latérale des T_{\max} qui augmentent depuis le SE et le NW vers le coin NE du massif de l'Argentera, à l'endroit où les structures de la Zone Interne passe d'une direction E-W à une direction ESE-WNW (Fig. 63a).

Les résultats de mon analyse RSCM au Sud de l'arc ont été resitués dans une compilation exhaustive des T_{\max} (RSCM) des Alpes occidentales (Fig. 125 et références dans la légende de la figure). Cette compilation permet de comparer le degré de métamorphisme, du Sud de l'arc à celles du reste des Alpes occidentales. L'interpolation de toutes ces données permet d'avoir une image de l'évolution spatiale des T_{\max} dans l'arc des Alpes occidentales (Fig. 126), même si l'âge du métamorphisme associé à ces T_{\max} n'est pas le même selon les régions de l'arc (Fig. 127). Il convient donc de ne pas interpréter cette carte comme l'évolution des températures sous l'effet d'un même phénomène mais bien d'une carte des T_{\max} dont l'origine de la variation dépend aussi de processus

tectoniques différents qui ont été actifs à des moments différents. Les températures très élevées du cœur de la Zone Interne sont par exemple associées à la subduction et à la subduction continentale, tandis que le métamorphisme de la Zone Externe est essentiellement lié à un enfouissement syn-collisionnel. Les données de la Zone Interne et de la Zone Externe ont donc été interpolées indépendamment les unes des autres (Fig.126).

L'évolution spatiale des températures dans l'arc des Alpes occidentales permet d'observer que les températures dans la couverture Dauphinoise au Sud de l'arc ne sont pas plus froides que dans le reste de l'arc, contrairement à la littérature citée plus haut (Bertok et al., 2019) Au contraire, la couverture dauphinoise à la bordure Nord de l'Argentera semble avoir atteint des T_{max} plus élevées que la couverture dauphinoise de la bordure interne du Pelvoux et de Belledonne (Fig. 125 et 126). En effet les T_{max} au Nord de l'Argentera sont comprises généralement entre 330°C et 360°C (Fig. 124), tandis que à l'est du Pelvoux et de Belledonne les T_{max} culminent à 330°C-340°C (Fig. 126). Ces températures correspondent à un métamorphisme de facies Schiste Vert, qu'on peut suivre à grande échelle tout le long de la partie interne du Dauphinois (Fig. 126), et non pas au métamorphisme anchizonal évoqué par Bertok *et al.* (2019). Les températures remarquablement hautes de ce secteur ne sont donc pas liées à une circulation hydrothermale locale (même si un phénomène de ce type a pu se produire et contribuer aux températures mesurées), mais à un enfouissement tectonique, et au réchauffement associé, important sous les nappes internes. Par ailleurs, on note qu'au NE du massif de l'Argentera, les marbres des carrières de San Lorenzo et de Desertetto, correspondent à des T_{max} de 404°C et 419°C ce qui est encore plus élevé que les 350°C mesurés ponctuellement par Bertok *et al.* (2019).

IV.IV.3 - 2) Enfouissement sédimentaire et enfouissement tectonique

Afin de comprendre la distribution et l'origine des températures dans la couverture Dauphinoise et notamment les T_{max} remarquablement élevés de la bordure Nord de l'Argentera, il convient de discuter les différents paramètres ayant pu entraîner une hausse de température. Cette étude ne concerne que la couverture Dauphinoise, puisque les domaines internes dans lesquels j'ai acquis quelques T_{max} (Fig. 124, Annexe) ont une histoire d'enfouissement différente du Dauphinois. En effet le Dauphinois n'a pas subi, d'enfouissement avant la collision, son métamorphisme étant considéré comme post-35 Ma, alors que le métamorphisme du Briançonnais est principalement attribuable à la subduction continentale, 47 à 35 Ma, et celui du domaine Liguro-Piémontais à la subduction Alpine entre 60 et 47 Ma (fig. 127, Bousquet *et al.*, 2012).

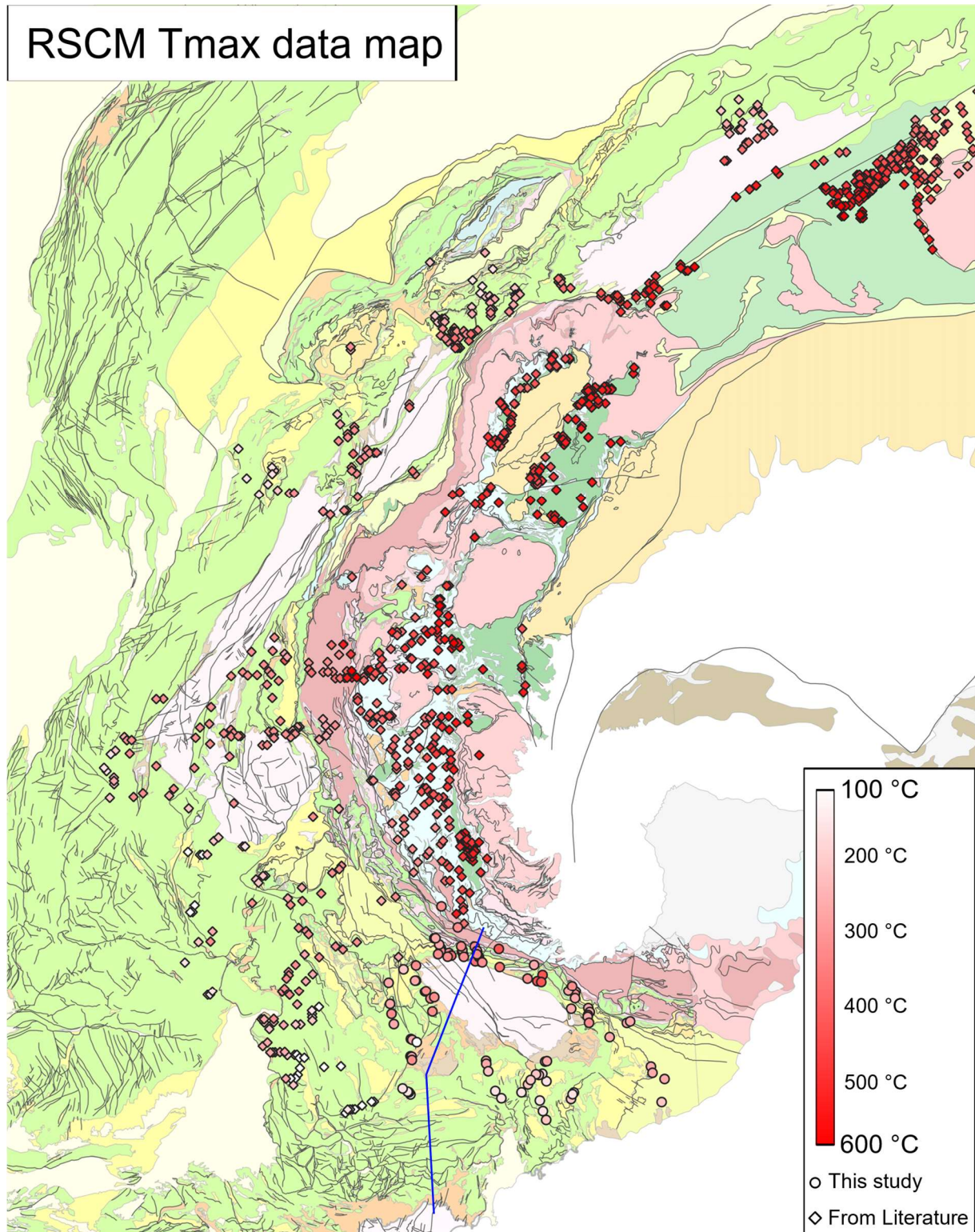


Figure 125 : Carte tectonique simplifiée avec la compilation des Tmax (RSCM) de la littérature (Angiboust et Agard, 2010; Angiboust et al., 2009; Angiboust et al., 2012; Angiboust et al., 2014; Balansa et al., 2022; Bellanger et al., 2015; Beyssac et al., 2016; Celini et al., 2023; Decrausaz et al., 2021; Erne, 2014; Gabalda et al., 2009; Girault et al., 2020; Hafner, 2016; Herviou et al., 2021; Lanari et al., 2011; Manzotti et al., 2018; Negro et al., 2013; Nibourel et al., 2018; Plunder et al., 2012; Schwartz et al., 2013; Wiederkehr et al., 2011) et de cette étude. La ligne bleue au sud de l'arc correspond à la coupe géologique de la Figure 131.

(a) *Enfouissement sédimentaire*

Afin d'étudier la relation entre l'enfouissement sédimentaire et les T_{max} , on détermine la profondeur de chaque échantillon dans le log sédimentaire. Afin de prendre en compte les variations latérales de ce log sédimentaire, 3 secteurs ont été délimités, le premier correspond à la bordure Nord de l'Argentera (Fig. 124), le second va du flanc NW du col de Tende jusqu'au flyschs à Helminthoïdes à l'Est de l'Argentera (Fig. 124), le dernier et plus vaste correspond à tout le Dauphinois au Sud de l'Argentera (Fig. 124). Chacune de ces zones correspond à un log sédimentaire (Fig. 128 et références dans la légende de la figure). Les échantillons, dont l'âge stratigraphique a été déterminé grâce à la carte géologique au 1:50 000, sont replacés dans un des logs en fonction de leur position géographique afin de leur attribuer une profondeur d'enfouissement sédimentaire.

Par ailleurs la relation entre profondeur d'enfouissement sédimentaire et T_{max} a été étudiée indépendamment pour le Dauphinois au Sud de l'Argentera (fig. 128b) et pour le Dauphinois le long de la bordure Nord de l'Argentera associant les deux premiers secteurs dont les résultats étaient compatibles (Fig. 128c).

Les données indiquent une corrélation très imparfaite des T_{max} et de l'enfouissement sédimentaire ($0.177 < R^2 < 0.2206$; Fig. 128b et 128c), ce qui suggère la présence de métamorphisme sans rapport avec l'enfouissement sédimentaire. Par ailleurs, les températures localement plus élevées dans des roches plus jeunes indiquent que les échantillons n'étaient probablement pas dans une position stratigraphique normale lors du métamorphisme. Cela implique que des roches plus jeunes pouvaient être structurellement plus profondes (flanc inverse d'un pli déversé, footwall d'un chevauchement).

Cependant une corrélation entre profondeur dans le log sédimentaire et T_{max} est tout de même visible dans l'ensemble (Fig. 128). Elle indique un gradient de $43^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ pour le Dauphinois au Sud de l'Argentera, et de $34^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ pour le Dauphinois de la bordure Nord de l'Argentera. Si le gradient de $34^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ n'est pas très éloigné d'un gradient « normal » d'environ $25\text{-}30^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, le gradient de $43^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ est surprenant. La faible robustesse de la régression linéaire à l'origine de cette interprétation ($0.177 < R^2 < 0.2206$; Fig. 128b et 128c) ne permet pas d'affirmer que ce gradient soit représentatif d'une réalité géologique.

Il est simplement possible de donner une interprétation qualitative de ces graphiques indiquant une corrélation entre l'enfouissement sédimentaire et les T_{max} existante mais insuffisante pour expliquer l'importance de ces dernières puisque la température à la surface, et déterminée par régression linéaire de ces données, s'élève à 184°C pour le Sud de l'Argentera et 303°C pour la bordure Nord de l'Argentera ($T^{\circ}\text{C}_0$, fig. 128b, et 128c).

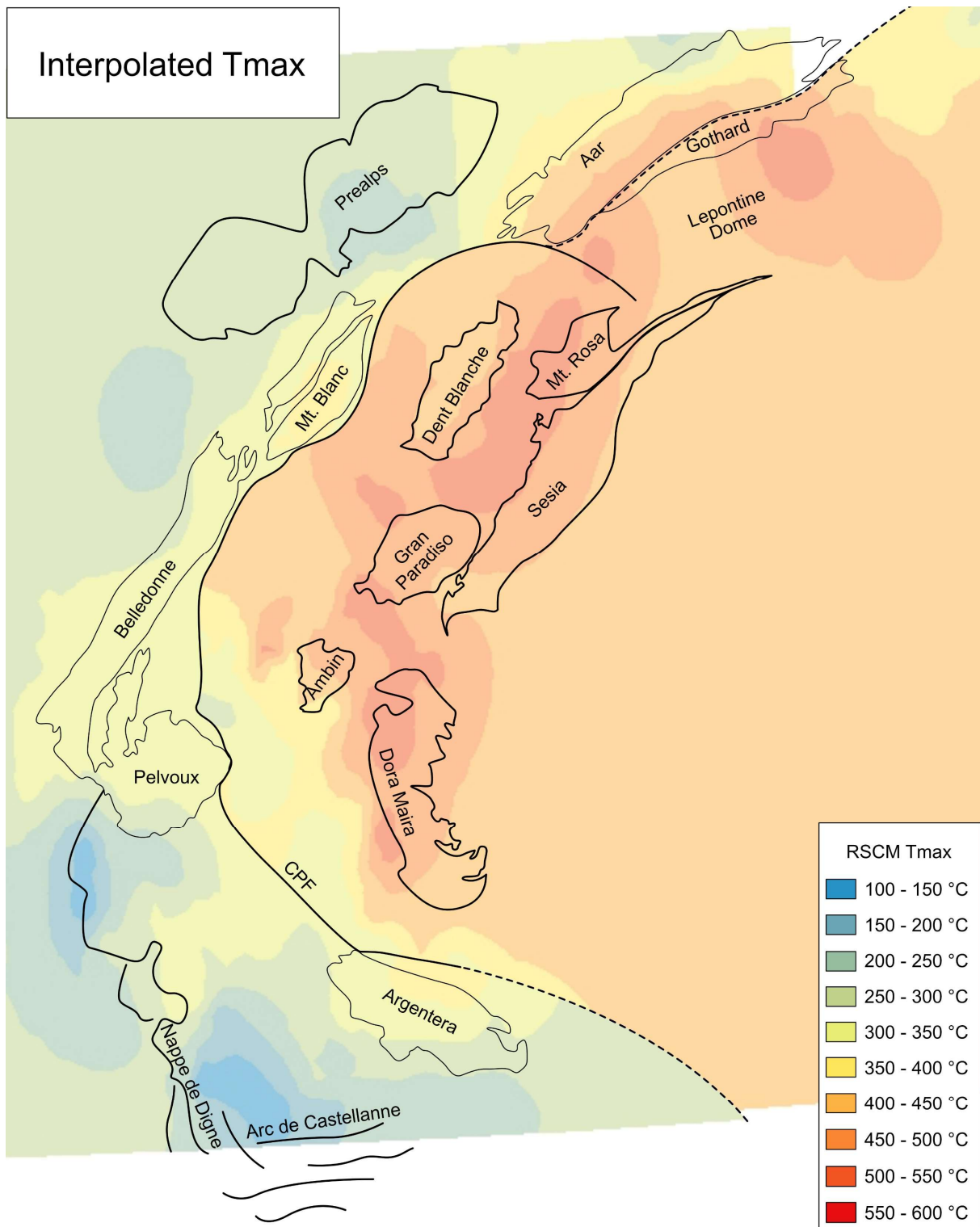


Figure 126 : Tmax de la compilation interpolées (fig. 125) avec la méthode du krigeage simple. CPF = Chevauchement Pennique Frontal (Front Pennique).

Toutefois dans le but de corriger les Tmax de l'influence de l'enfouissement sédimentaire, la température d'enfouissement sédimentaire calculée ($T_s = \text{profondeur} \times \text{gradient thermique}$) a été soustrait à la Tmax de chacune des données. Cette correction a pour objectif de ne conserver que la température liée à un autre processus que celui de l'enfouissement sédimentaire.

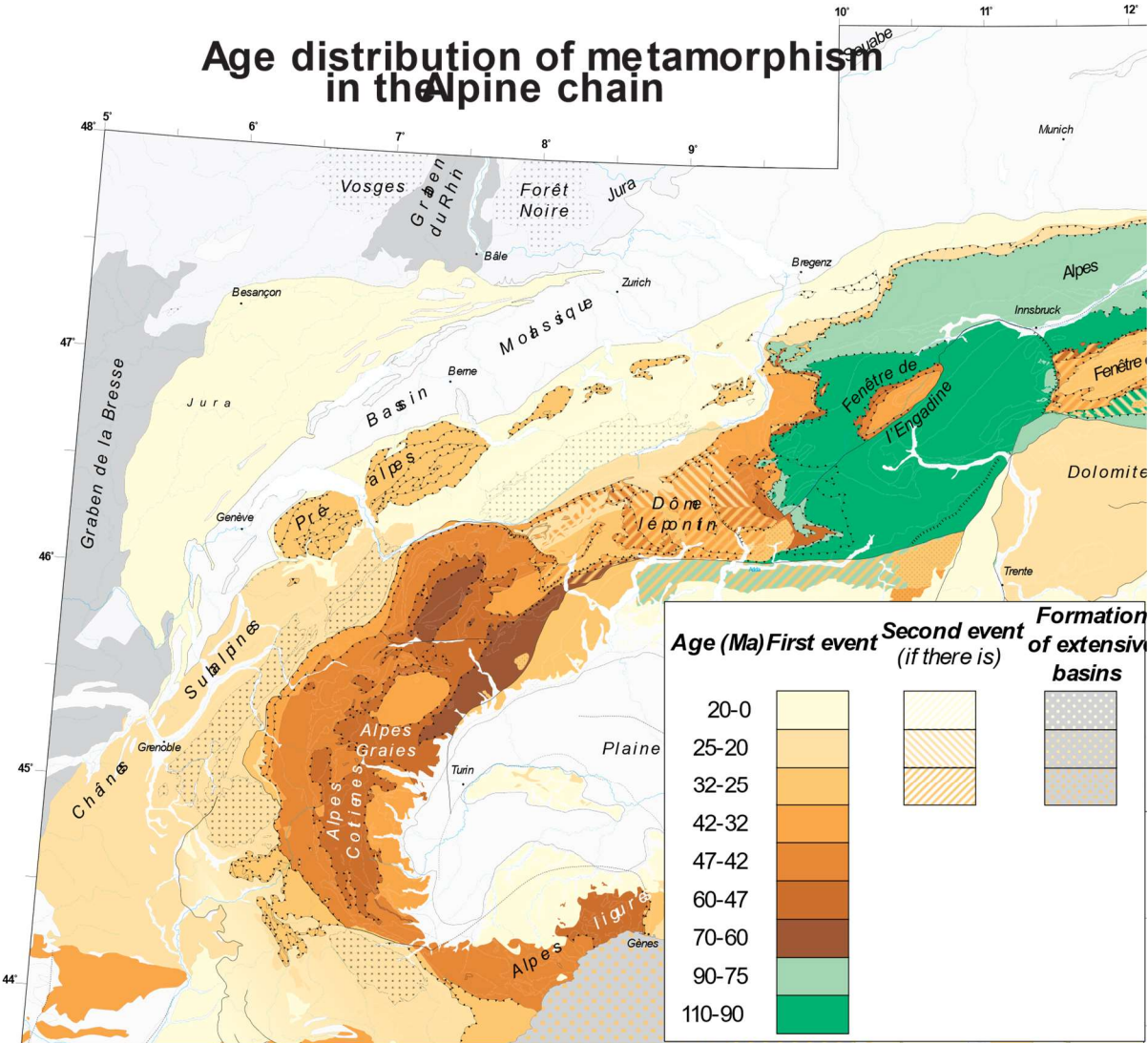


Figure 127 : carte de l'âge du métamorphisme dans les Alpes (Bousquet et al., 2012).

(b) *Enfouissement tectonique*

Les T_{max} mesurées et les T_{max} corrigées de l'enfouissement sédimentaire ont été représentées dans un diagramme (Fig. 129) en fonction de leur distance au Front Pennique (Fig. 124). D'abord il est clair qu'une corrélation forte (gradient thermique latéral de 3.3 et 4 °C.km⁻¹) et robuste ($0.5988 < R^2 < 0.7317$) existe entre la distance de l'échantillon au Front Pennique et la T_{max} mesurée (Fig. 129). Par ailleurs on note que la correction effectuée à partir du calcul de l'enfouissement sédimentaire a pour effet d'améliorer la corrélation puisque le coefficient de détermination (R^2) augmente significativement entre le graphique avec les T_{max} mesurées ($R^2=0.5988$) et le graphique avec les T_{max} corrigées ($R^2=0.7317$, Fig. 129a et 129b). C'est donc la relation entre les T_{max} corrigées et la distance au Front Pennique (Fig. 129b) qui semble la plus représentative de l'évolution latérale des T_{max} .

Par ailleurs la relation qui lie les T_{max} avec la distance des échantillons au Front Pennique semble beaucoup plus robuste que celle qui lie T_{max} à la profondeur des échantillons dans le log sédimentaire ($0.177 < R^2 < 0.2206$ contre $R^2=0.7317$, Fig. 129). Cette évolution latérale claire des T_{max} par rapport au Front Pennique démontre que l'enfouissement tectonique lié au chevauchement des Unités de la Zone Interne au cours de la collision Alpine est responsable du métamorphisme dans la couverture Dauphinoise de l'avant-pays.

La régression linéaire des T_{max} corrigée en fonction de la distance de l'échantillon au Front Pennique permet de calculer un gradient latéral de 4°C.km⁻¹ et une T_{max} due à l'enfouissement tectonique de 309°C dans la couverture Dauphinoise directement adjacente au Front Pennique (Fig. 129b). On peut donc en déduire une épaisseur de nappes pour chaque T_{max} corrigée à condition de connaître le gradient géothermique.

IV.IV.3 - 3) Profondeur de l'enfouissement tectonique et épaisseur des nappes penniques sur l'avant pays

Pour calculer la profondeur de l'enfouissement tectonique à partir de données de température d'âge collisionnel il faut d'abord déterminer le gradient géothermique de cette phase Alpine, qui est estimé à 35°C dans le Dome du Lepontin et à 22°C dans le massif de l'Aar dans les Alpes centrales (Rosenberg *et al.*, 2021). On remarque sur la carte des T_{max} interpolées (Fig. 126) que le Dome du Lepontin a atteint des températures particulièrement élevées (650° C ; Engi *et al.*, 2004) dans un empilement de nappes de socle très épais, avec une forte composante radiogénique. Il est donc probable que ce gradient soit plus élevé que celui valable pour le métamorphisme syn-collisionnel dans le Dauphinois. Par ailleurs Balansa *et al.* (2022b) calculent une température de $\sim 28 \pm 5$ °C.km⁻¹ à partir de leur T_{max} RSCM acquises entre le bassin du Valensole et le Front Pennique à l'Ouest du secteur concerné par mon étude. Enfin ce gradient géothermique est considéré comme étant

compris entre 25°C et 30°C par Bigot-Cormier *et al.*, (2006) et Labaume *et al.*, (2008), dans le cadre de leurs études géochronologiques portant respectivement sur le massif de l'Argentera et sur la couverture Dauphinoise dans cette région. Ne pouvant pas déterminer précisément le gradient géothermique de mon secteur, la profondeur de l'enfouissement tectonique a été calculée avec deux gradients géothermiques, un premier à 25°C.km⁻¹ et un second à 30°C.km⁻¹. La profondeur calculée pour chaque donnée est reportée sur le diagramme de la figure 130 (les barres d'erreur correspondant uniquement à l'écart entre la profondeur calculée pour le gradient thermique de 25 ou de 30°C.km⁻¹), ainsi que la profondeur d'enfouissement théorique calculées à partir du gradient thermique latéral et du gradient géothermique selon la relation suivante :

$$\text{enfouissement tectonique calculé} = \frac{309 - (d * 0.04)}{g}$$

avec d = la distance au Front Pennique en km, g = le gradient géothermique et où 309 correspond à la température (°C) du Dauphinois au niveau du Front Pennique (Fig. 129b), et 0.04 correspond au gradient latéral des *Tmax*.

Cette profondeur théorique d'enfouissement tectonique correspond à l'épaisseur des nappes internes ayant été charriées sur le Dauphinois durant la collision. Cet intervalle d'épaisseur a été projeté sur une coupe NE-SW (Fig. 131) construite à partir de ma propre coupe Mt. Nebius-Cima Reina (Fig. 110 coupe 2) et d'une coupe de Jourdon *et al.*, (2014), le segment de coupe entre Demonte et le Dome de Barrot a été réalisée à partir des cartes géologiques au 1:50 000 (feuille 920, St. Etienne de Tinée, et feuille 946, St. Martin de Vésubie – Le Boréon).

Il en résulte une épaisseur de nappe de $\sim 11.3 \pm 1$ km dans la partie la plus interne du Dauphinois, au Nord de l'Argentera, qui diminue latéralement jusqu'à atteindre 4 km à l'aplomb de l'arc de Castellanne (Fig. 131).

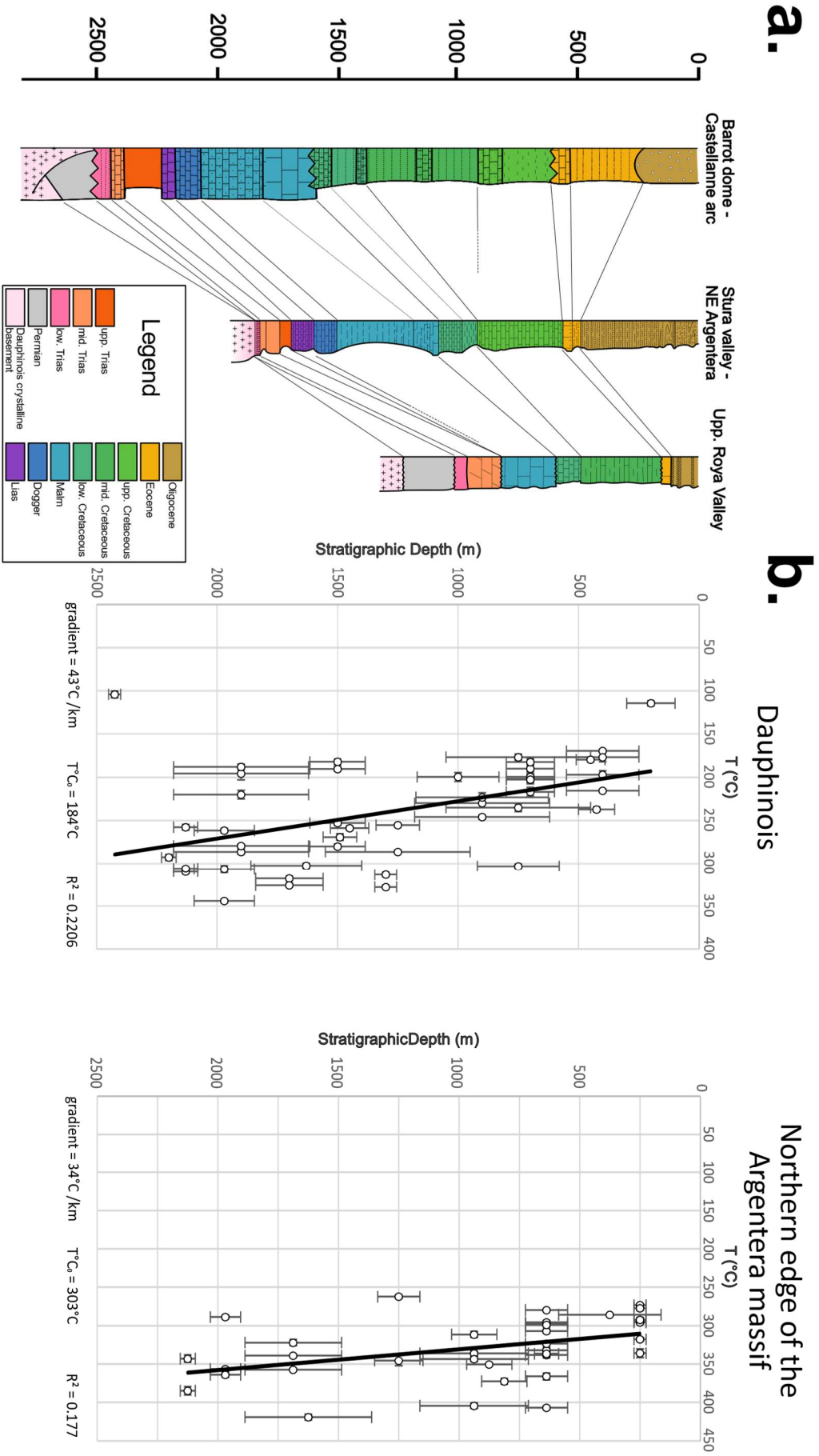


Figure 128 : Estimation de la corrélation entre T_{max} et enfouissement sédimentaire. a) Logs stratigraphiques pour la zone d'étude. Le logs pour la région de l'arc de Castellanne-Dome de Barrot provient de Jourdon et al. (2014), celui pour le Nord du massif de l'Argentera provient de la carte géologique au 1:50 000 de Larche (feuille 896, BRGM), et celui pour la haute vallée de la Roya provient de D'Atri et al. (2016). b) Diagramme T_{max} vs profondeur stratigraphique dans lequel la T_{max} de chaque échantillon est comparée à sa profondeur dans le log stratigraphique correspondant. Ces deux diagrammes nous permettent d'estimer un gradient thermique et sa robustesse. $T^{\circ}C_0$ correspond au T_{max} à la surface déterminé par régression linéaire (ligne noire épaisse).

IV.IV.3 - 4) L'extension maximale des nappes penniques

L'extension maximale des nappes penniques en carte est difficile à caractériser précisément. Cette étude permet seulement d'affirmer que l'enfouissement tectonique atteint encore 4 km au niveau de l'arc de Castellane (Fig. 131).

Par ailleurs plusieurs nuances sont à apporter à cette interprétation. D'abord ce calcul est très dépendant du gradient géothermique choisi, ici une différence de $5\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ entraîne une incertitude de $\pm 1\text{ km}$ sur la profondeur d'enfouissement tectonique là où elle est la plus importante, au niveau du Front Pennique, et de 0.3 km là où elle est la plus faible, au niveau de l'arc de Castellane. Il existe

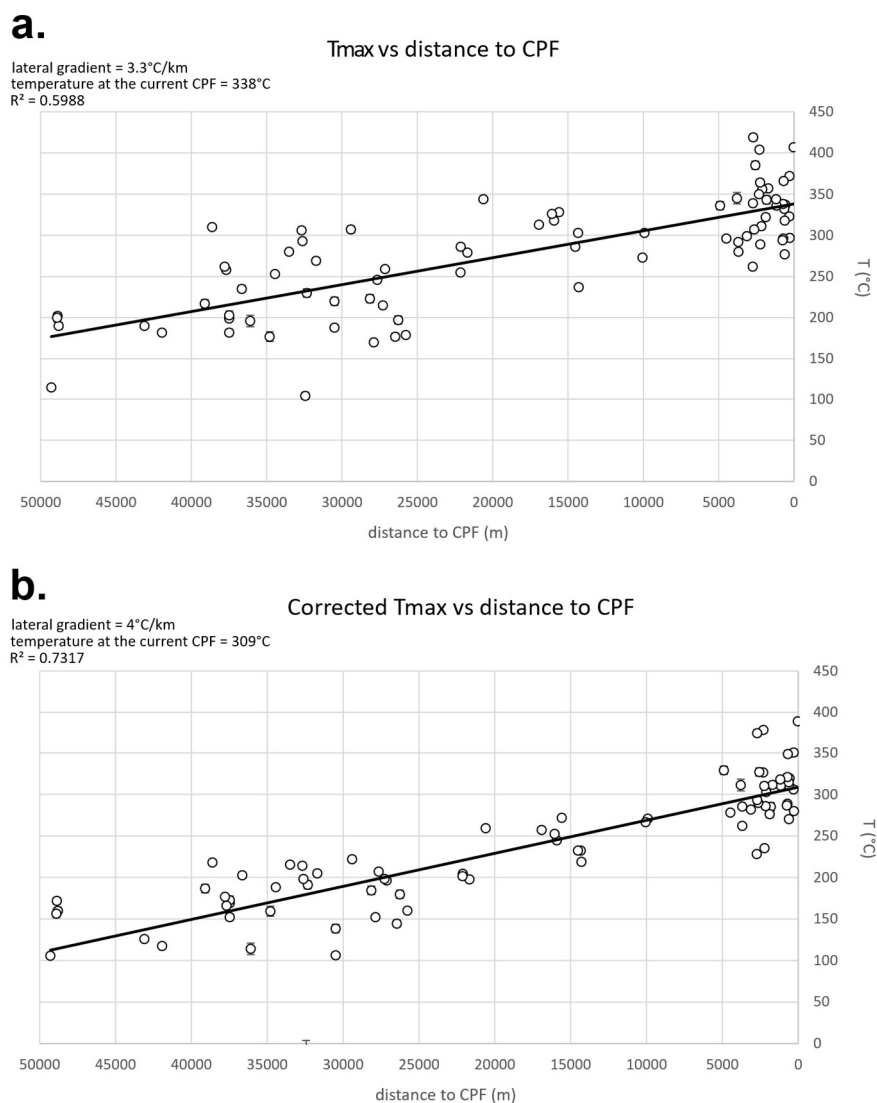


Figure 129 : a) Diagramme Tmax vs distance au Front Pennique dans lequel chaque Tmax mesurée dans le Dauphinois est comparée à sa distance au Front Pennique mesurée à partir de la ligne rouge dans la Figure 124. Ce diagramme nous permet de calculer un gradient thermique latéral correspondant à la diminution de l'enfouissement tectonique. b) Le même diagramme mais avec les Tmax corrigées de l'enfouissement sédimentaire (discussion dans le texte).

donc une incertitude de plusieurs kilomètres d'enfouissement tant que le gradient géothermique de cette région n'est pas correctement estimé.

Utilisant la même estimation du gradient géothermique (entre 25°C et 30°C.km⁻¹) Labaume *et al.* (2008) interprètent leurs données géochronologiques comme un témoin de l'enfouissement tectonique syn-collisionnel. Ils proposent une épaisseur de nappes comprises entre 8 et 10 km à la bordure Nord de l'Argentera et ne dépassant pas 2 km dans la région d'Annot au SW du Dôme de Barrot (Fig. 119). Il s'agit donc d'une tendance compatible avec celle calculée ci-dessus mais avec des épaisseurs significativement différentes malgré l'utilisation du même intervalle de valeurs du gradient géothermique.

Parallèlement, Balansa *et al.* (2022b) selon une méthode équivalente à celle de cette étude, utilisent un gradient de 28 °C.km⁻¹ calculé à partir de leurs *Tmax* (RSCM), qui correspond à un gradient moyen entre 25 °C.km⁻¹ et 30 °C.km⁻¹. Ils obtiennent des valeurs d'enfouissement tectonique très proches de celles interprétées dans cette étude, le long d'un segment NE-SW allant du Front Pennique au front de la nappe de Digne (au NW de mon secteur donc), avec une épaisseur de 11km au niveau de l'Argentera et de 3km au niveau de l'actuel front de la nappe de Digne (Fig. 120).

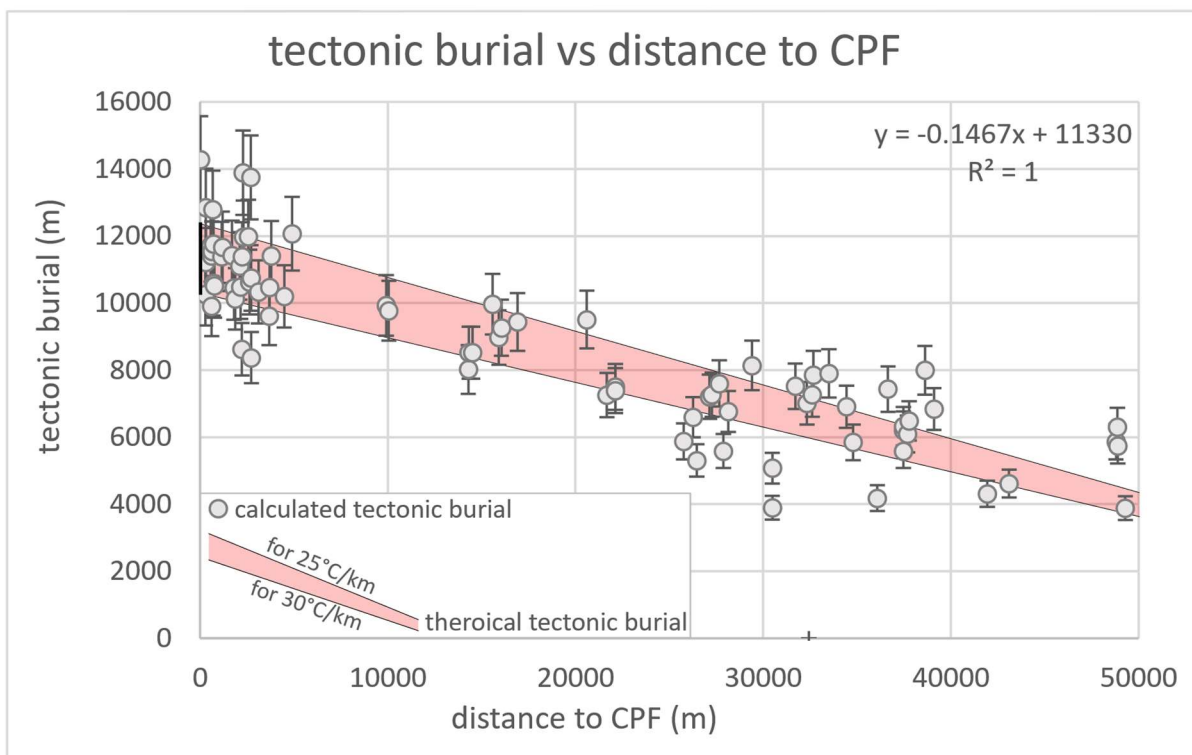


Figure 130 : Diagramme tectonic burial vs Front Pennique. The tectonic burial is calculated for each *Tmax* assumed a thermal gradient of 25°C.km⁻¹ and of 30°C.km⁻¹ (discussion in text), the error bar corresponds to the high and the low estimations. The light red area corresponds to a theoretical calculated tectonic burial according to the distance to the PFT and assumed a lateral gradient of 4°C.km⁻¹ and for a thermal gradient of 25°C.km⁻¹ corresponding to the top of this area, and of 30°C.km⁻¹, corresponding to the bottom of this area.

On voit également que l'enfouissement tectonique calculé à partir des T_{max} corrigées est la plupart du temps en dehors de l'intervalle de profondeur théorique calculé à partir du gradient latéral de $4\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ (Fig. 130), et parfois de plusieurs centaines de mètres. Cette différence entre l'enfouissement estimé à partir des données et celui à partir du gradient latéral, peut probablement s'expliquer par l'épaississement du Dauphinois lui-même comme on le voit sur la coupe (Fig. 131) où les chevauchements et plis entraînent un épaississement de presque 1 km localement.

Cette dernière interprétation peut impliquer que l'essentiel de l'enfouissement tectonique calculé à proximité de l'arc de Castellane soit lié à l'épaississement du Dauphinois lui-même et non à l'épaisseur de nappes internes charriées au-dessus de lui. La position du front des nappes internes n'en est que plus compliquée à estimer. Toutefois d'après la coupe et les structures décrites dans l'arc de Castellane (Fig. 131, Jourdon *et al.*, 2014) il est peu probable que l'épaississement du Dauphinois atteigne plus de 1 km. Il reste donc une part de l'enfouissement qui ne peut être liée qu'au passage de nappes autochtones.

On peut noter que des données à la terminaison Ouest de l'arc de Castellane, c'est-à-dire un peu plus éloigné du Front Pennique (~2km) si on les projette sur la coupe (Fig. 131), existent (Fig. 125) et indiquent des T_{max} comprises entre 105°C et 168°C (Celini *et al.*, 2023). Ces températures ont été interprétées selon la méthode d'estimation qualitative de Saspiturry *et al.* (2020) (Celini *et al.*, 2023) et ne sont donc pas fiable d'un point de vue quantitatif.

Ces températures ne correspondent pas à celles attendues par un enfouissement sédimentaire entre 0 et 1750m ($105^{\circ}\text{C} < T_{max} < 113^{\circ}\text{C}$) et atteignent entre 135°C et 168°C au-delà de 2000m d'enfouissement sédimentaire (Celini *et al.*, 2023). Celini *et al.* (2023) proposent que ces températures élevées soient liées à un double rifting au Crétacé inférieur et ne reflètent pas l'enfouissement collisionnel Alpin. Cependant, si on calcule un enfouissement tectonique à partir de la donnée de sub-surface (Eocène à ~10 ou 20 m de profondeur dans le log sédimentaire) caractérisée par un T_{max} de 105°C on obtient entre 3.5 et 4.2 km d'enfouissement tectonique (considérant toujours un gradient géothermique de $25^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ et de $30^{\circ}\text{C.km}^{-1}$). Si on effectue le même calcul avec 3 valeurs les plus profondes (135°C , 146°C , 168°C) de Celini *et al.* (2023) et en corrigeant de l'enfouissement sédimentaire d'environ 2 km, on obtient un enfouissement tectonique compris entre 3 et 4 km également. Ces résultats semblent parfaitement compatibles avec l'estimation visible sur la coupe (Fig. 131), ce qui tend à démontrer que ces T_{max} sont bien associés à un enfouissement tectonique syn-collision Alpine.

Afin de tenter une estimation de l'extension maximale des nappes Penniques il faudrait donc connaître le gradient géothermique du secteur à quelques degrés près, et éventuellement avoir des données encore plus au Sud.

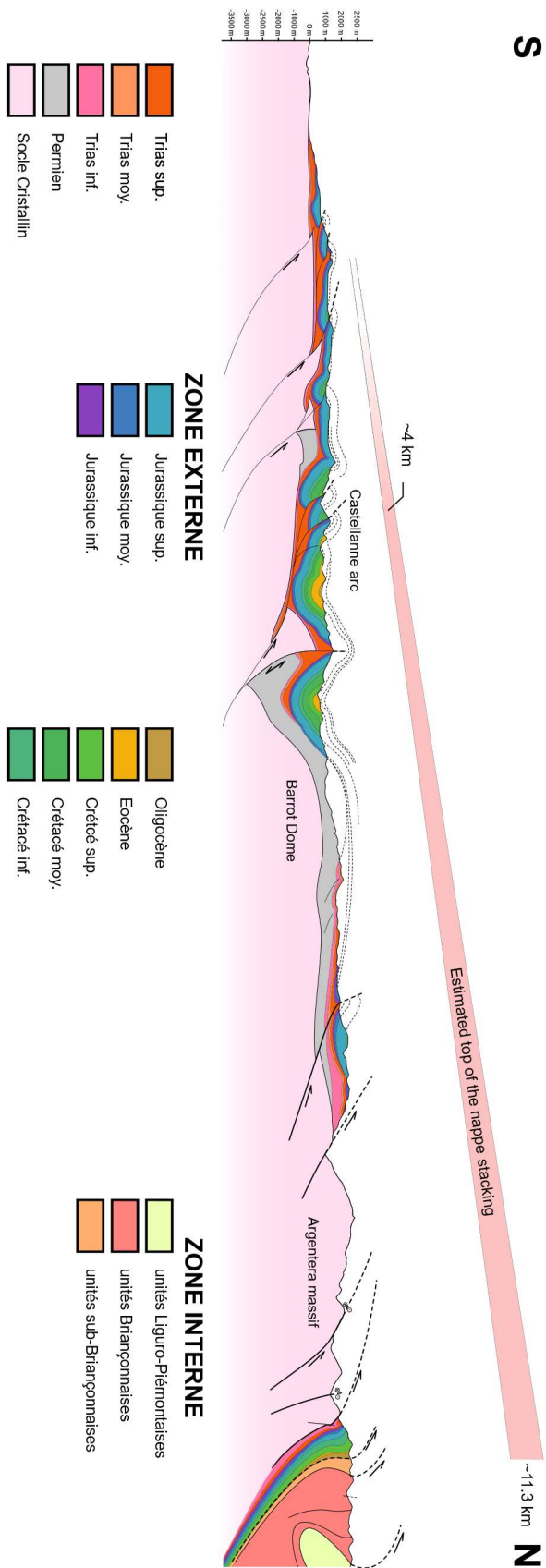


Figure 131 : Coupe géologique avec projection du sommet estimé de l'empilement de nappes internes (zone rouge clair). La partie de la coupe géologique entre le dôme de Barrot et la terminaison sud de la coupe est tirée de Jourdon et al. (2014). Le haut de la zone rouge correspond à l'enfouissement tectonique calculé pour un gradient thermique de 25°C.km-1 et le bas de cette zone correspond à l'enfouissement tectonique calculé pour un gradient thermique de 30°C.km-1.

V. DISCUSSION GENERALE ET CONCLUSION

V.I. QUAND ET COMMENT S'EST FORME L'ARC DES ALPES OCCIDENTALES ?

L'analyse du paléomagnétisme semble indiquer que l'arc des Alpes occidentales ne se forme que partiellement par un mécanisme de flexion oroclinale, même si ce processus est important dans les Alpes (fig. 57). Considérant cela deux facteurs peuvent être impliqués dans l'acquisition de sa morphologie d'arc :

L'héritage structural précollisionnel

Le transport tectonique radial, perpendiculaire à l'arc (Fig. 5 modèle 2).

V.I.1 - Héritage structural précollisionnel

Dans la marge Européenne, l'interprétation des rotations d'axe vertical implique que le mécanisme de flexion oroclinale n'est que très marginal (Fig. 57) et limité à la couverture mésozoïque découplée du socle. En effet, l'absence de rotation mesurée dans la couverture Permienne du massif de l'Argentera suggère un décollement dans les gypses Triasiques ou dans les unités Liasiques. La forme en arc pourrait donc représenter un héritage d'une marge initialement configurée avec une branche ENE-WSW au nord et une branche NW-SE au sud (Fig. 132 pré-67 Ma), comme dans les reconstructions paléogéographiques basées sur la rétrodéformation de la chaîne actuelle (Annexe, e.g., Bellahsen *et al.*, 2014 et références incluses).

Par ailleurs dans la partie sud de l'arc, l'orientation E-W des structures de l'arc de Castellanne est contrôlée par l'héritage Pyrénéo-Provençal (Fig. 132 67 à 35 Ma) et sa réactivation Miocène, caractérisée par une orientation E-W pré-Alpine (Fig. 16). Cet héritage pourrait se prolonger à l'Est vers la Zone Interne, où les données géophysiques récentes (Nouibat *et al.*, 2022) montrent un saut du Moho le long d'une limite E-W. Au sud de celle-ci se trouvent les Alpes Ligures (Fig. 18), avec une profondeur de Moho bien inférieure à celle de l'arc plus au nord.

Dans la Zone Interne, la restauration des quantités de raccourcissement et le rétro-pivotement des structures d'après les rotations d'axe vertical interprétées (Fig. 58), indiquent l'existence d'un proto-arc hérité de la phase pré-collisionnelle (Fig. 132 pré-35 Ma), probablement acquis en cours de subduction. La restauration du raccourcissement collisionnel dans l'indenteur Adriatique indique également une forme courbe de sa marge au nord et à l'ouest, avant la collision (Fig. 58).

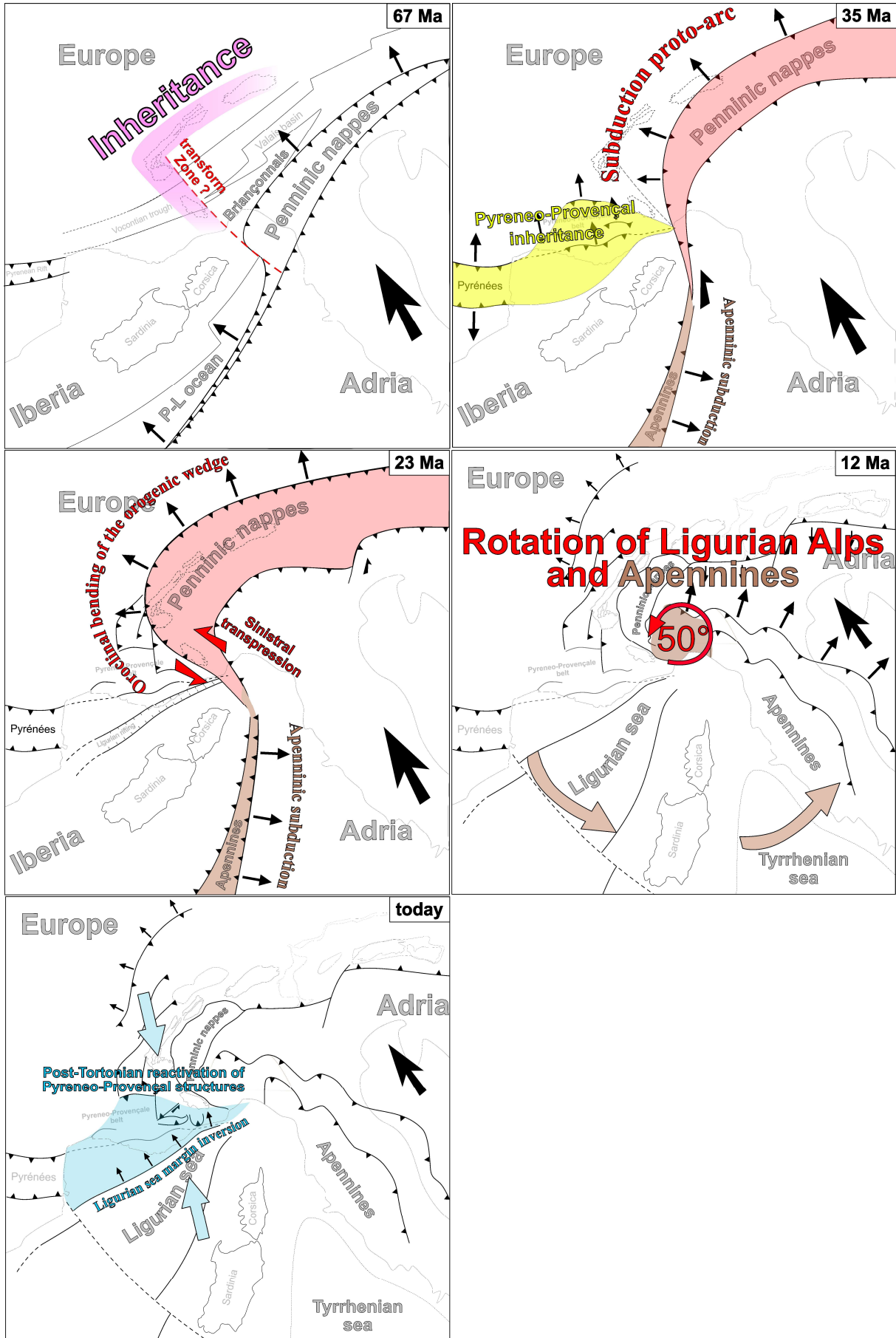


Figure 132 : Modèle cinématique de formation de l'arc des Alpes occidentales. Ce modèle représente pour chaque étape le processus impliqué dans le développement de l'arc des Alpes occidentales. Avant même le début de la subduction la marge Dauphinoise est caractérisé par un héritage structural en "L" existant depuis au moins le rifting mésozoïque voir en partie d'une période plus ancienne. Cet héritage est aujourd'hui mis en évidence par la repartition et l'orientation des MCE (visible sur la reconstruction à 67Ma) qui n'ont par ailleurs pas subi de rotation significative depuis au moins le Permien. Entre 67 Ma et 35 Ma, la subduction produit un proto-arc. Par ailleurs durant cette période la phase pyrénéo-provençal produit un raccourcissement N-S à l'origine des plis et des chevauchements E-W à l'avant pays des Alpes occidentales. Entre 35 Ma et 23 Ma, la collision Alpine entraîne une flexion oroclinal amplifiant la morphologie arquée pré-existante dans les Alpes occidentales. Entre 23 Ma et 16 Ma la rotation des Apennins et la migration de son front de déformation vers le Nord de la terminaison Sud de l'arc des Alpes occidentales entraîne une rotation antihoraire de 50° de ce segments de l'arc. C'est ce processus qui donne son orientation E-W aux Alpes Ligures. Enfin depuis le Tortonien un raccourcissement N-S accommodé par l'inversion de la marge Nord du bassin Liguro-Provençal et par la reactivation des structures Pyrénéo-Provençales dans l'arc de Castellane, dans le Diois, les Baronnies et en Provence.

V.I.2 - Transport tectonique radial

Les directions de transport tectonique syn-collisionnelles tout au long de l'arc des Alpes occidentales révèlent un caractère radial (**Fig. 12c**). Ces directions peuvent créer, mais surtout amplifier un arc primaire sans induire de rotations d'axes verticaux (Fig. 5 modèle 2). L'analyse structurale en carte (Chapitre II) et les réflexions géodynamiques discutées dans le chapitre II, montrent toutefois, que les directions de transport dans la Zone Externe, varient graduellement suivant un motif radial, mais uniquement entre une direction EW à l'ouest et N-S au nord de l'arc. La transition vers une direction de transport NS au Sud de l'arc est abrupte et interprétée comme une transition entre deux contextes et deux processus géodynamiques différents : l'indentation Adriatique au N, l'orogénèse Pyrénéo-Provençale réactivée en association à l'inversion de la marge Liguro-Provençale au Miocène (Ritz, 1992 ; Chaumillon et al., 1994 ; Larroque et al., 2009 ; Larroque et al., 2011 ; Larroque et al., 2012).

V.I.3 - Développement collisionnel de l'arc

L'interprétation tectonique des rotations d'axe vertical indiquées par l'analyse du paléomagnétisme implique une acquisition partielle de l'arc par flexion oroclinal dans la Zone Interne (Fig. 132, 35 à 23 Ma), plus importante que dans la Zone Externe (Fig. 57).

Ces interprétations indiquent une propagation de l'arc selon un modèle d'arc progressif (Fig. 5 modèle 3). Par ailleurs les rotations sont essentiellement antihoraires et confinées à la partie occidentale des Alpes, ce qui est caractéristique d'un développement de l'arc par cisaillement secondaire (Fig. 5 modèle 5).

L'interprétation des tests oroclinaux indique une orientation initiale du proto-prisme orogénique, dans sa majeure partie (c'est à dire les Alpes orientales, centrales, et le nord des Alpes occidentales, au nord de Briançon) proche de N60°E (ENE-WSW) malgré sa forme arquée dans le sud des Alpes occidentales. D'après cette orientation initiale de l'orogène, et en accord avec les récentes

reconstructions paléogéographiques (Le Breton *et al.*, 2017), une direction d'indentation collisionnelle orientée NNW (\sim N330°E) tout au long de l'arc semble pouvoir expliquer l'essentiel de son développement collisionnel (Rosenberg *et al.*, 2021).

Seule la partie orientée E-W, de la terminaison Sud de l'arc à la bordure Nord de l'Argentera, ne peut pas être expliquée par une indentation Adriatique vers le NNW, car sa direction forme un angle trop grand par rapport à la direction de convergence. Cette partie de chaîne se construit, pour sa partie occidentale, Dauphinoise, essentiellement par l'orogénèse Pyrénéo-Provençale et sa réactivation Miocène (Fig. 132 post-13 Ma). Quant à son prolongement oriental, dans les Alpes Ligures, il semble lié à une rotation antihoraire Miocène, de 50°, du Bassin Tertiaire du Piedmont (Fig. 58 ; Maffionne *et al.*, 2008). Les Alpes Ligures, contrairement au reste du prisme Alpin, forment le toit du front de chevauchement des Apennins septentrionales. Cela implique qu'elles se trouvent en position de plaque supérieure par rapport à Adria et qu'elles sont solidaires avec la chaîne des Apennins et la rotation antihoraire de 50° de sa partie septentrionale (Fig. 132 23 à 12 Ma).

V.II. ACCOMMODATION DE L'INDENTATION ADRIATIQUE AU SUD DE L'ARC

Cette interprétation du développement collisionnel de l'arc Alpin fait de sa terminaison sud une zone particulièrement critique dans la compréhension de la cinématique collisionnelle et dans l'accommodation de l'indentation Adriatique. L'analyse structurale de la bordure nord de l'Argentera, où la plupart des modèles cinématiques de la littérature font passer un décrochement senestre où se localise un décalage d'environ 50 km, a permis de caractériser les événements de déformation collisionnelle et leur cinématique.

En collision, les nappes internes chevauchent le Dauphinois vers l'avant-pays, le long du Front Pennique. Cette phase entraîne l'enfouissement du Dauphinois sous une dizaine de kilomètres d'épaisseur de nappes internes au niveau de la trace actuelle du Front Pennique en carte, et jusqu'à 4 km au niveau de l'arc de Castellane. La propagation de ces nappes suit une trajectoire WNW, si on s'en réfère à la linéation d'étirement globalement N120° (Fig. 62 et 111) dans cette région et aux critères de cisaillement Top vers l'WNW, observés en de rares endroits (Fig. 101 et 106). Durant cette phase une forte déformation au niveau du Front Pennique et le long d'un décollement de la couverture avec le socle anté-Triasique produisent une schistosité pervasive associée à une mylonitisation locale dans le Dauphinois, dans des conditions de températures supérieures à 320°C-350°C (Fig. 125). L'âge de cette mylonitisation est estimé entre 30 et 31.6 Ma, par la datation de la recristallisation des carbonates avec la méthode U/Pb (Bertok *et al.*, 2019).

Un raccourcissement NNE-SSW des structures probablement associées à un régime transpressif au Sud de l'arc, entraîne une verticalisation des structures et même leur rétro-déversement vers le NNE jusque dans le Dauphinois au Nord de l'Argentera. Dans le Dauphinois la schistosité des mylonites est impliquée dans cette déformation, qui est donc postérieure à 31.6 Ma. Localement, des critères de cisaillement senestres dans des structures verticalisées, localisées dans des bandes de cisaillements interprétées sur des cartes de trajectoires interpolées des structures (Fig. 117 et 118), témoigne d'une accommodation de l'indentation Adriatique vers le NW. Sur la base de ces géométries en carte et de l'analyse structurale il semble que cette Zone soit bien caractérisée par une transpression senestre (Fig. 118) bien que la quantité de déplacement estimé à 50 km dans la littérature (Ceriani *et al.*, 2001 ; Molli *et al.*, 2010 ; Schmid *et al.*, 2017 ; Rosenberg *et al.*, 2021) semble peu compatible avec la rareté des critères de cisaillement.

V.III. PERSPECTIVES

V.III.1 - Mécanismes de formation de l'arc des Alpes occidentales

L'étude des rotations d'axe vertical interprétées par l'analyse du paléomagnétisme a permis de mettre en évidence un mécanisme de développement collisionnel intermédiaire entre le modèle 3 et le modèle 5 de la Figure 5 (Yonkee & Weil, 2010). Il serait intéressant de réaliser une étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique selon un échantillonnage continu tout au long de l'arc, qui pourrait nous permettre de comparer les directions de raccourcissement internes à chaque unité stratigraphique/tectonique avec la direction des structures et déterminer ainsi la compatibilité des modèles de Yonkee & Weil appliqué à l'arc des Alpes occidentales.

Par ailleurs une étude du paléomagnétisme dans les unités les plus anciennes de la couverture des MCE permettrait de déterminer si l'ensemble de la croûte Européenne (Dauphinoise) n'a pas été affecté par des rotations d'axe vertical. Les seules données existantes sont limitées à la couverture de l'Argentera et du Dôme de Barrot. Afin de comprendre les rotations d'axe vertical à l'échelle des Alpes dans la Zone Externe il semble important d'acquérir de nouvelles données à proximité des autres MCE.

V.III.2 - Déformation du Sud de l'arc des Alpes occidentales

Un gradient de raccourcissement vers l'Ouest est mis en évidence par un amincissement du domaine Briançonnais en carte et en coupe (Fig. 59 et 110). Par ailleurs l'analyse structurale et géostatistique (chapitres IV) y a mis en évidence des critères de cisaillement senestres comme prédit par certains modèles cinématiques (e. g. Schmid *et al.*, 2017 ; Dumont *et al.*, 2012). Cependant l'effet d'une telle déformation sur les unités Briançonnaises est loin d'être entièrement caractérisé et compris. Une étude exhaustive des structures dans le Vallone dell'Arma, où le gradient de raccourcissement du Briançonnais est plus évident, permettrait de mieux comprendre la géométrie

des différentes nappes de Briançonnais, afin de quantifier le raccourcissement et de caractériser la cinématique de leur contact.

L'évolution latérale des structures du Briançonnais et notamment leur continuité de part et d'autre de la vallée de la Stura di Demonte mériterait une étude détaillée sur le terrain puisque cette zone en particulier serait traversée par un cisaillement senestre dont l'existence est, aujourd'hui encore, seulement démontrée par de rares critères de cisaillement localisés et par des arguments indirectes comme l'interprétation des cartes des trajectoires interpolées de la schistosité (chapitre IV).

Une analyse microstructurale systématique de la fabrique microscopique des roches (orientation préférentielle de la cristallographie et de l'anisotropie de la forme des grains) mylonitiques dans les bandes de cisaillement senestres mises en évidence par les cartes de trajectoires interpolées permettrait de caractériser de façon plus robuste l'importance de la cinématique senestre décrite durant cette thèse et présumée dans de nombreux modèles cinématiques.

Une analyse structurale des Alpes Ligures avec le but de distinguer la déformation Apennine de la plus ancienne déformation Alpine permettrait de mieux comprendre si la rotation antihoraire des Alpes Ligures de 50° interprétée dans cette thèse comme couplées aux Apennins et découplée du reste des Alpes occidentales.

Enfin une caractérisation des différentes schistosités dans le massif de l'Argentera, en particulier le long de sa bordure Sud, associée à une datation, permettrait d'une part de densifier les cartes des trajectoires interpolées et de mieux interpréter leur réorientation lors de la collision Alpine. Connaissant maintenant les conditions thermiques de la déformation collisionnelle grâce à l'analyse RSCM réalisée durant cette thèse, il devrait être possible de discriminer les foliations produites à des températures élevées, antérieures à la collision Alpine et les schistosités Alpines, produisant des déformations ductiles, mais de basse T.

V.III.3 - Modélisation thermomécanique 3D de la collision Alpine

Une modélisation thermomécanique 3D avec le code *pTatin3D* (May *et al.*, 2014 et 2015 ; Le Pourhiet *et al.*, 2017) de la collision Alpine permettrait de tester l'implication de plusieurs paramètres dans le développement collisionnel de l'arc des Alpes occidentales.

Le premier paramètre est l'importance de l'héritage structural de la marge dans l'acquisition de la morphologie de l'arc. Plus précisément deux paramètres pourront être évalués, avec 1) l'effet de l'épaississement de la croûte Européenne au Sud de l'arc, lié à la phase pyrénéo-provençale ; 2) l'effet de l'existence d'un proto-arc précollisionnel dans la structure de la marge mésozoïque Européenne.

Le second paramètre à tester est la direction d'indentation de la plaque Adriatique. La review critique des différents travaux ayant abordé ce sujet (Chapitre II) et mon interprétation des rotations d'axe vertical déterminées par l'analyse du paléomagnétisme (Chapitre II) convergent en faveur d'une direction d'indentation plutôt NW. Pourtant plusieurs modèles impliquent une direction d'indentation collisionnelle vers l'Ouest (e.g. Dumont *et al.*, 2012). La modélisation thermomécanique 3D de la formation de l'arc des Alpes occidentales permettrait de déterminer l'influence de la direction d'indentation sur la géométrie finale de l'arc. La comparaison entre la géométrie finale obtenue par la modélisation thermomécanique 3D et la géométrie de l'arc des Alpes occidentales indiquera une direction d'indentation optimale permettant d'estimer la direction réelle de l'indentation Adriatique. Des modèles analogiques ont déjà exploré la problématique de la direction d'indentation (Lickorish *et al.*, 2002), mais la modélisation thermomécanique 3D permettrait d'évaluer l'effet de la variation de ce paramètre sur la cinématique de l'arc des Alpes occidentales conjointement à celui de la rhéologie de la croûte et de la lithosphère de manière efficace.

Par ailleurs l'analyse des rotations d'axe vertical dans les unités Adriatiques semble réfuter l'hypothèse selon laquelle la plaque Adriatique subit une rotation antihoraire de plus de 20° durant la collision (Vialon *et al.*, 1989 ; Collombet *et al.*, 2002). L'incompatibilité de cette rotation avec les quantités de raccourcissement et d'extension autour de la plaque Adriatique a déjà été mis en avant par quelques travaux (Van Hinsbergen *et al.*, 2014). La modélisation thermomécanique 3D de la collision Alpine permettrait de caractériser la déformation des Alpes associée à une telle rotation de la plaque Adriatique et de déterminer si elle est analogue à celle de l'arc Alpin.

REFERENCES

- Advokaat, E. L., van Hinsbergen, D. J., Maffione, M., Langereis, C. G., Vissers, R. L., Cherchi, A., Schroeder, R., Madani, H., & Columbu, S. (2014). Eocene rotation of Sardinia, and the paleogeography of the western Mediterranean region. *Earth and Planetary Science Letters*, *401*, 183-195.
- Agard, P. (2021). Subduction of oceanic lithosphere in the Alps: Selective and archetypal from (slow-spreading) oceans. *Earth-Science Reviews*, *214*, 103517.
- Affolter T., 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.
- Angiboust, S., Agard, P., Jolivet, L., & Beysac, O. (2009). The Zermatt-Saas ophiolite: the largest (60-km wide) and deepest (c. 70–80 km) continuous slice of oceanic lithosphere detached from a subduction zone?. *Terra Nova*, *21*(3), 171-180.
- Angiboust, S., & Agard, P. (2010). Initial water budget: The key to detaching large volumes of eclogitized oceanic crust along the subduction channel?. *Lithos*, *120*(3-4), 453-474.
- Angiboust, S., Langdon, R., Agard, P., Waters, D., & Chopin, C. (2012). Eclogitization of the Monviso ophiolite (W. Alps) and implications on subduction dynamics. *Journal of Metamorphic Geology*, *30*(1), 37-61.
- Angiboust, S., Glodny, J., Oncken, O., & Chopin, C. (2014). In search of transient subduction interfaces in the Dent Blanche–Sesia Tectonic System (W. Alps). *Lithos*, *205*, 298-321.
- Angrand, P., & Mouthereau, F. (2021). Evolution of the Alpine orogenic belts in the Western Mediterranean region as resolved by the kinematics of the Europe-Africa diffuse plate boundary. *BSGF-Earth Sciences Bulletin*, *192*(1), 42.
- Argand, E. (1916). Sur l'arc des Alpes occidentales. G. Bridel.
- Argand, E. (1924). Des Alpes et de l'Afrique.
- d'Atri, A., Piana, F., Barale, L., Bertok, C., & Martire, L. (2016). Geological setting of the southern termination of Western Alps. *International Journal of Earth Sciences*, *105*(6), 1831-1858.
- Aubourg, C., Rochette, P., & Vialon, P. (1991). Subtle stretching lineation revealed by magnetic fabric of Callovian-Oxfordian black shales (French Alps). *Tectonophysics*, *185*(3-4), 211-223.
- Aubourg, C., & 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*(4), 473-486.

- Aubourg, C., Pozzi, J. P., & Kars, M. (2012). Burial, claystones remagnetization and some consequences for magnetostratigraphy. *Geological Society, London, Special Publications*, 371(1), 181-188.
- Badertscher, N., & Burkhard, M. (1998). Alpine inversion of the Permo-Carboniferous Salvan-Dorenaz Graben and its relation with the overlying Morcles nappe. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 91(3), 359-373.
- Balansa, J., Espurt, N., Hippolyte, J. C., Philip, J., & Caritg, S. (2022). Structural evolution of the superimposed Provençal and Subalpine fold-thrust belts (SE France). *Earth-Science Reviews*, 227, 103972.
- Balansa, J., Lahfid, A., Espurt, N., Hippolyte, J. C., Henry, P., Caritg, S., & Fasentieux, B. (2023). Unraveling the eroded units of mountain belts using RSCM thermometry and cross-section balancing: example of the southwestern French Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 112(2), 443-458.
- Balleuvre, M., Manzotti, P., & Dal Piaz, G. V. (2018). Pre-Alpine (Variscan) inheritance: a key for the location of the future Valaisan Basin (Western Alps). *Tectonics*, 37(3), 786-817.
- Barale, L., Bertok, C., d'Atri, A., Martire, L., Piana, F., Domini, G. (2015). Geological map of the Entracque-colle di Tenda area (maritime Alps, NW Italy). *Journal of maps*.
- Barker, P. F., & Dalziel, I. W. (1983). Progress in geodynamics in the Scotia Arc region. *Geodynamics of the eastern Pacific region, Caribbean and Scotia Arcs*, 9, 137-170.
- Bauve, V., Plateaux, R., Rolland, Y., Sanchez, G., Bethoux, N., Delouis, B., & Darnault, R. (2014). Long-lasting transcurrent tectonics in SW Alps evidenced by Neogene to present-day stress fields. *Tectonophysics*, 621, 85-100.
- Bellahsen, N., Jolivet, L., Lacombe, O., Bellanger, M., Boutoux, A., Garcia, S., ... & Gumiaux, C. (2012). Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps: Implications for crustal rheology. *Tectonophysics*, 560, 62-83.
- Bellahsen, N., Mouthereau, F., Boutoux, A., Bellanger, M., Lacombe, O., Jolivet, L., & Rolland, Y. (2014). Collision kinematics in the western external Alps. *Tectonics*, 33(6), 1055-1088.
- Bellanger, M., Augier, R., Bellahsen, N., Jolivet, L., Monié, P., Baudin, T., & Beyssac, O. (2015). Shortening of the European Dauphinois margin (Oisans Massif, Western Alps): New insights from RSCM maximum temperature estimates and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in situ dating. *Journal of Geodynamics*, 83, 37-64.

- Beltrando, M., Frasca, G., Compagnoni, R., & Vitale-Brovarone, A. (2012). The Valaisan controversy revisited: Multi-stage folding of a Mesozoic hyper-extended margin in the Petit St. Bernard pass area (Western Alps). *Tectonophysics*, 579, 17-36.
- Berckhemer, H. (1969). Direct evidence for the composition of the lower crust and the Moho. *Tectonophysics*, 8(2), 97-105.
- Bertok, C., Barale, L., d'Atri, A., Martire, L., Piana, F., Rossetti, P., & Gerdes, A. (2019). Unusual marbles in a non-metamorphic succession of the SW Alps (Valdieri, Italy) due to early Oligocene hydrothermal flow. *International Journal of Earth Sciences*, 108(2), 693-712.
- Bertrand, M. (1888). Les plis couchés de la région de Draguignan, C.R. Acad. Sci. Fr., 107, 701-703.
- Bestani, L., Espurt, N., Lamarche, J., Bellier, O., & Hollender, F. (2016). Reconstruction of the Provence Chain evolution, southeastern France. *Tectonics*, 35(6), 1506-1525.
- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., & Rouzaud, J. N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of metamorphic Geology*, 20(9), 859-871.
- Beyssac, O., & Rumble, D. (2014). Graphitic carbon: a ubiquitous, diverse, and useful geomaterial. *Elements*, 10(6), 415-420.
- Bigot-Cormier, F., Sosson, M., Poupeau, G., Stéphan, J.-F., Labrin, E. (2006). The denudation history of the Argentera Alpine External Crystalline Massif (Western Alps, France-Italy): an overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons, *Geodinamica Acta*, 19(6), 455-473.
- Bogdanoff, S., & Schott, J. J. (1977). Etude paleomagnetique et analyse tectonique dans les schistes rouges permien du Sud de l'Argentera. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(4), 909-916.
- Bormioli, D., and R. Lanza, Rotazioni antiorarie nelle rocce terziarie delle Alpi Occidentali e dell'Appennino Settentrionale, in Atti Convegno "Rapporti Alpi- Appennino," Scr. e Doc. XIV, edited by R. Polino and R. Sacchi, pp. 277 – 289, Accad. Naz. delle Sci., Rome, 1995.
- Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Wiederkehr, M., Koller, F., Schmid, S. M., & Martinotti, G. (2008). Metamorphism of metasediments at the scale of an orogen: a key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 298(1), 393-411.

- Bousquet, R., Schmid, S. M., Zeilinger, G., Oberhänsli, R., Rosenberg, C., Molli, G., & Rossi, P. (2012). *Tectonic framework of the Alps= Carte tectonique des Alpes*. University_of_Basel.
- Boutoux, A., Bellahsen, N., Nanni, U., Pik, R., Verlaquet, A., Rolland, Y., Lacombe, O., (2016). Thermal and structural evolution of the external Western Alps: Insights from (U–Th–Sm)/he thermochronology and RSCM thermometry in the Aiguilles Rouges/ Mont Blanc massifs. *Tectonophysics* 683, 109–123. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.06.010>.
- Bravard, C. (1982). Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique de la zone des Aiguilles d'Arves au Nord du Lautaret. *Géologie Alpine*, 58, 5-13.
- Burkhard, M. (1993). Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of structural geology*, 15(3-5), 351-368.
- Butler, R.W.H., Matthews, S.J., & Parrish, M., (1986). The northwest external Alpine thrust belt and its implications for the geometry of the western Alpine orogen, in Coward, M.P., and Ries, A.C., eds., *Collision tectonics: Geological Society [London] Special Publication 19*, 245–260.
- Butler, R. W. (2017). Basement-cover tectonics, structural inheritance, and deformation migration in the outer parts of orogenic belts: A view from the western Alps.
- Cairanne, G., Brunet, F., Pozzi, J. P., Besson, P., & Aubourg, C. (2003). Magnetic monitoring of hydrothermal magnetite nucleation-and-growth: Record of magnetic reversals. *American Mineralogist*, 88(8-9), 1385-1389.
- 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(7), 651-654.
- Caporali, A., & Martin, S. (2000). First results from GPS measurements on present day alpine kinematics. *Journal of Geodynamics*, 30(1-2), 275-283.
- Cardello, G. L., Almqvist, B. S., Hirt, A. M., & Mancktelow, N. S. (2016). Determining the timing of formation of the Rawil Depression in the Helvetic Alps by palaeomagnetic and structural methods. *Geological Society, London, Special Publications*, 425(1), 145-168.
- Carey, S. W. (1955). The orocline concept in geotectonics-Part I. In *Papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania* (Vol. 89, pp. 255-288).
- Carry, N. (2007). De la subduction continentale à l'exhumation dans les Alpes Penniques. Modélisations thermo-mécanique et paléogéographique (Doctoral dissertation, Université Rennes 1).

- Célini, N., Mouthereau, F., Lahfid, A., Gout, C., & Callot, J. P. (2023). Rift thermal inheritance in the SW Alps (France): insights from RSCM thermometry and 1D thermal numerical modelling. *Solid Earth*, 14(1), 1-16.
- Ceriani, S., Fügenschuh, B., & Schmid, S. M. (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.
- CHABERT-PELLINE, Corinne. Géométrie et cinématique de la branche occidentale de l'Arc de Castellane (Alpes de Haute-Provence-France). 1996. Thèse de doctorat. Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B., Tricart, P., Allanic, C., & Burkhard, M. (2006). Miocene lateral extrusion in the inner western Alps revealed by dynamic fault analysis. *Tectonics*, 25(3).
- Channell, J. E. T., d'Argenio, B., & Horvath, F. (1979). Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean palaeogeography. *Earth-Science Reviews*, 15(3), 213-292.
- Channell, J. E. T., Brandner, R., Spieler, A., & Stoner, J. S. (1992). Paleomagnetism and paleogeography of the northern Calcareous Alps (Austria). *Tectonics*, 11(4), 792-810.
- Chaumillon, E., Déverchère, J., Réhault, J. P., & Gueguen, E. (1994). Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée Occidentale). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 319(6), 675-682.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P., Gautier, Y., Merle, O., & Vuichard, J. P. (1986). Deformation and motion in the western Alpine Arc. *Tectonics*, 5(2), 215-226.
- Cogné, J. P., & Perroud, H. (1985). Strain removal applied to paleomagnetic directions in an orogenic belt: the Permian red slates of the Alpes Maritimes, France. *Earth and Planetary Science Letters*, 72(1), 125-140.
- Collombet, M. (2001). Cinématique et rotation des Alpes occidentales. Approche paléomagnétique et modélisation analogique (Doctoral dissertation, Université Joseph-Fourier-Grenoble I).
- 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(4), 14-1.

- Corsini, M., & Rolland, Y. (2009). Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2-3), 214-223.
- Crouzet, C., Ménard, G., & Rochette, P. (1996). Post-Middle Miocene rotations recorded in the Bourg d'Oisans area (Western Alps, France) by paleomagnetism. *Tectonophysics*, 263(1-4), 137-148.
- D'Agostino, N., G. Selvaggi, A. Avallone, D. Cheloni, E. D'Anastasio, & Mantenuto, S. (2006). Present-day kinematics of Adria and its southern boundary, *Eos Trans. AGU*, 87(52), *Fall Meet. Suppl.*, Abstract G42A-01.
- Dalziel, I. W., Lawver, L. A., Norton, I. O., & Gahagan, L. M. (2013). The Scotia Arc: genesis, evolution, global significance. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 767-793.
- Dal Piaz G.V., Hunziker J.C. & Martinotti G., 1972. La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, 433-466.
- Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 13(4), 260-267.
- Decrausaz, T., Müntener, O., Manzotti, P., Lafay, R., & Spandler, C. (2021). Fossil oceanic core complexes in the Alps. New field, geochemical and isotopic constraints from the Tethyan Aiguilles Rouges Ophiolite (Val d'Hérens, Western Alps, Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences*, 114, 1-27.
- Deville, É., & Chauvière, A. (2000). Thrust tectonics at the front of the western Alps: constraints provided by the processing of seismic reflection data along the Chambéry transect. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 331(11), 725-732.
- Dewey, J. F. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7(6), 1123-1139.
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Knott, S. D., Turco, E., & Hutton, D. H. W. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 265-283.
- Dèzes, P., Schmid, S. M., & Ziegler, P. A. (2004). Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389(1-2), 1-33.
- Diehl, T., Husen, S., Kissling, E., & Deichmann, N. (2009). High-resolution 3-DP-wave model of the Alpine crust. *Geophysical Journal International*, 179(2), 1133-1147.

- Dow, W. G. (1977). Kerogen studies and geological interpretations. *Journal of geochemical exploration*, 7, 79-99.
- 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).
- 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, 18-38.
- Dunlop, D. J. (1979). On the use of Zijdeveld vector diagrams in multicomponent paleomagnetic studies. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 20(1), 12-24.
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (1997). *Rock magnetism: fundamentals and frontiers* (No. 3). Cambridge university press.
- Dunlop, D. J. (2002). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B3), EPM-4.
- Egli, R. (2004). Characterization of individual Rock Magnetic Components by Analysis of Remanence Curves. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 48, 391-446.
- Eldredge, S., Bachtadse, V., & Van der Voo, R. (1985). Paleomagnetism and the orocline hypothesis. *Tectonophysics*, 119(1-4), 153-179.
- Engi, M., Bousquet, R., Berger, A., 2004. Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps, Central Alps. Mitt. "Osterr. Mineral. Ges. 149, 157–173.
- Erne, S. (2014). Temperaturabschätzung der Metasedimente zwischen Gotthard und Aar-Massiv in der Urseren-Garvera Zone, mittels Ramanspektroskopie. Bachelor thesis, unpublished. Universität Bern.
- 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*, 31(4).
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., & Rossetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23(1).
- Faccenna, C., Becker, T. W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J. P., & Serpelloni, E. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 283-332.

- Faucher, T., Gidon, M., Pairis, J.L. & Mascle, G., (1988). Directions de transport du front de la nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, série II, 227-230.
- Ferrandini, J., Gattacceca, J., Ferrandini, M., Deino, A., & Janin, M. C. (2003). Chronostratigraphy and paleomagnetism of Oligo-Miocene deposits of Corsica (France): geodynamic implications for the liguro-provencal basin spreading. *Bulletin de la Société géologique de France*, 174(4), 357-371.
- 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*, 163(5), 815-826.
- Fountain, D. M. (1976). The Ivrea—Verbano and Strona-Ceneri Zones, Northern Italy: a cross-section of the continental crust—new evidence from seismic velocities of rock samples. *Tectonophysics*, 33(1-2), 145-165.
- Fox, M., Herman, F., Willett, S. D., & Schmid, S. M. (2016). The exhumation history of the European Alps inferred from linear inversion of thermochronometric data. *American Journal of Science*, 316(6), 505-541.
- Frechet, J. (1978). Sismicité du Sud-Est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique (Doctoral dissertation, Université Scientifique et Médicale de Grenoble).
- Froitzheim, N., Schmid, S. M., & Frey, M. (1996). Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: a working hypothesis. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89(1), 81.
- Fügenschuh, B., & Schmid, S. M. (2003). Late stages of deformation and exhumation of an orogen constrained by fission-track data: A case study in the Western Alps. *Geological Society of America Bulletin*, 115(11), 1425-1440. Gehring 1991.
- Gabalda, S., Beyssac, O., Jolivet, L., Agard, P., & Chopin, C. (2009). Thermal structure of a fossil subduction wedge in the Western Alps. *Terra Nova*, 21(1), 28-34.
- Gehring, A. U., Keller, P., & Heller, F. (1991). Paleomagnetism and tectonics of the Jura arcuate mountain belt in France and Switzerland. *Tectonophysics*, 186(3-4), 269-278.
- Gidon, M. (1972). Les chaînons briançonnais et subbriançonnais de la rive gauche de la Stura entre le Val de l'Arma (province de Cuneo Italie). *Géologie Alpine*, 48(1), 87-120.
- Gidon M. (1974). L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire? *C.R.Acad.Sc. Paris*, t.278, p. 21-24.

- Gidon, M., & JL, P. (1980). Nouvelles données sur la structure des écaïlles de Soleil Boeuf (bordure sud du massif du Pelvoux).
- Gidon, M., & Pairis, J. L. (1986). La nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales): origine, déplacement et signification régionale. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 303(10), 981-984.
- 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 (Alpes de Haute-Provence, France). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 85(2), 327-359.
- 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.
- Giglia, G., Capponi, G., Crispini, L., & Piazza, M. (1996). Dynamics and seismotectonics of the West-Alpine arc. *Tectonophysics*, 267(1-4), 143-175.
- Gignoux, M. (1948a). La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes [with discussion]. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5(8-9), 739-764.
- Gignoux, M. (1948b). Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité. Trav. du. Lab. de Géol. de l'Univ. de Grenoble, t. XXVII, 34 pp.
- Giese, P., (1968). Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone, ein Vergleich verschiedener seismischer Interpretationen und der Versuch einer petrographisch-geologischen Deutung. *Schweiz. min. petr. Mitt.* , 48, 261 -284.
- Giese, P., Günther, K., & Reutter, K.J., (1970). Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 120, 151-195.
- Giglia, G., Capponi, G., Crispini, L., & Piazza, M. (1996). Dynamics and seismotectonics of the West-Alpine arc. *Tectonophysics*, 267(1-4), 143-175.
- Girault, J. B., Bellahsen, N., Boutoux, A., Rosenberg, C., Nanni, U., Verlaguet, A., & Beyssac, O. (2020). The 3D thermal structure of the Helvetic nappes of the European Alps: Implications for collisional processes. *Tectonics*, 39, e2018TC005334. <https://doi.org/10.1029/2018TC005334>
- Goguel, J. (1963). L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(1), 20-33.
- Graham, R., Jackson, M., Pilcher, R., & Kilsdonk, B. (2012). Allochthonous salt in the sub-Alpine fold-thrust belt of Haute Provence, France. *Geological Society, London, Special Publications*, 363(1), 595-615.

- Gratier, J. P., Ménard, G., Arpin., R. (1989). Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps. *Alpine Tectonics*, Geological Society Special Publication No. 45, 65-81.
- Gumiaux, C., Gapais, D., & Brun, J. P. (2003). Geostatistics applied to best-fit interpolation of orientation data. *Tectonophysics*, 376(3-4), 241-259.
- Hafner, S. (2016). The thermal peak in metamorphic black shales: Gradients in the Valaisan units and the contrast to tectonic neighbors. Master Thesis University of Bern, 117 pp.
- Handy, M. R., & Zingg, A. (1991). The tectonic and rheological evolution of an attenuated cross section of the continental crust: Ivrea crustal section, southern Alps, northwestern Italy and southern Switzerland. *Geological Society of America Bulletin*, 103(2), 236-253.
- Handy, M. R., Franz, L., Heller, F., Janott, B., & Zurbriggen, R. (1999). Multistage accretion and exhumation of the continental crust (Ivrea crustal section, Italy and Switzerland). *Tectonics*, 18(6), 1154-1177.
- Handy, M. R., Schmid, S. M., Bousquet, R., Kissling, E., & Bernoulli, D. (2010). Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, 102(3-4), 121-158.
- Handy, M. R., Schmid, S. M., Paffrath, M., Friederich, W., & AlpArray Working Group. (2021). Orogenic lithosphere and slabs in the greater Alpine area—interpretations based on teleseismic P-wave tomography. *Solid Earth*, 12(11), 2633-2669.
- Haubold, H., Scholger, R., Frisch, W., Summesberger, H., & Mauritsch, H. J. (1999). Reconstruction of the geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps by means of paleomagnetism. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24(8), 697-703.
- Heller, F. (1980). Paleomagnetic evidence for Late Alpine rotation of the Lepontine Area. *Eclogae geol. Helv.*, 73/2, 607-618.
- Henry, B. (1971). Contribution à l'étude structurale du dôme de Barrot: microtectonique, anisotropie de susceptibilité magnétique et palomagnétisme (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI).
- Henry, B. (1992). Structural implications of paleomagnetic data from Pelvoux-Belledonne area (Frenc Alps). *Tectonophysics*, 216, 327-338.

- Hernandez-Moreno, C., Speranza, F., & Di Chiara, A. (2014). Understanding kinematics of intra-arc transcurrent deformation: Paleomagnetic evidence from the Liquiñe-Ofqui fault zone (Chile, 38–41° S). *Tectonics*, *33*(10), 1964-1988.
- Hernandez-Moreno, C., Speranza, F., & Di Chiara, A. (2016). Paleomagnetic rotation pattern of the southern Chile fore-arc sliver (38 S–42 S): A new tool to evaluate plate locking along subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *121*(2), 469-490.
- Herviou, C., Agard, P., Plunder, A., Mendes, K., Verlaquet, A., Deldicque, D., & Cubas, N. (2022). Subducted fragments of the Liguro-Piemont ocean, Western Alps: Spatial correlations and offscraping mechanisms during subduction. *Tectonophysics*, *827*, 229267.
- Heslop, D., Dekkers, M. J., Kruiver, P. P., Van Oorschot, I. H. M. (2002). Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm, *Geophysical Journal International*, Volume 148, Issue 1, Pages 58–64, <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01558.x>
- Homberg, C., Bergerat, F., Philippe, Y., Lacombe, O., & Angelier, J. (2002). Structural inheritance and cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). *Tectonophysics*, *357*(1-4), 137-158.
- Homberg, C., Schnyder, J., & Benzaggagh, M. (2013). Late Jurassic-Early Cretaceous faulting in the Southeastern French basin: does it reflect a tectonic reorganization? *Bulletin de la Societe geologique de France*, *184*(4-5), 501-514.
- Hsu, S. K., & Sibuet, J. C. (1995). Is Taiwan the result of arc-continent or arc-arc collision? *Earth and Planetary Science Letters*, *136*(3-4), 315-324.
- Jamieson, R. A., & Beaumont, C. (1989). Deformation and metamorphism in convergent orogens: a model for uplift and exhumation of metamorphic terrains. *Geological Society, London, Special Publications*, *43*(1), 117-129.
- Jolivet, L., & Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, *19*(6), 1095-1106.
- Jolivet, L., Baudin, T., Calassou, S., Chevrot, S., Ford, M., Issautier, B. & Vidal, O. (2021). Geodynamic evolution of a wide plate boundary in the Western Mediterranean, near-field versus far-field interactions. *BSGF-Earth Sciences Bulletin*, *192*(1), 48.
- Jourdon, A., Rolland, Y., Petit, C., & Bellahsen, N. (2014). Style of Alpine tectonic deformation in the Castellane fold-and-thrust belt (SW Alps, France): Insights from balanced cross-sections. *Tectonophysics*, *633*, 143-155.

- Kästle, E. D., Rosenberg, C., Boschi, L., Bellahsen, N., Meier, T., & El-Sharkawy, A. (2020). Slab break-offs in the Alpine subduction zone. *International Journal of Earth Sciences*, *109*, 587-603.
- Katz, B., Elmore, R. D., Cogoini, M., & Ferry, S. (1998). Widespread chemical remagnetization: Orogenic fluids or burial diagenesis of clays?. *Geology*, *26*(7), 603-606.
- Kechra, F., Vandamme, D., & Rochette, P. (2003). Tertiary remagnetization of normal polarity in Mesozoic marly limestones from SE France. *Tectonophysics*, *362*(1-4), 219-238.
- Kempf, O., Schlunegger, F., Strunck, P., & Matter, A. (1998). Palaeomagnetic evidence for late Miocene rotation of the Swiss Alps: Results from the north Alpine foreland basin. *TERRA NOVA- OXFORD-*, *10*, 6-10.
- Kempf, O., & Pfiffner, O. A. (2004). Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. *Basin Research*, *16*(4), 549-567.
- Kerckhove, C. (1969). La “zone du Flysch” dans les nappes de l’Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie alpine*, *45*, 5-204.
- Kie, T. H. (1988). Magnetotectonics in the Piemont Tertiary basin. *Physics of the earth and planetary interiors*, *52*(3-4), 308-319.
- Kilian, W. (1892). Sur l'existence du Jurassique supérieur dans le massif du Grand-Galibier. Imprimerie Le Bigot Frères.
- Király, Á., Capitanio, F. A., Funicello, F., & Faccenna, C. (2016). Subduction zone interaction: Controls on arcuate belts. *Geology*, *44*(9), 715-718.
- Király, Á., Faccenna, C., & Funicello, F. (2018). Subduction zones interaction around the Adria microplate and the origin of the Apenninic arc. *Tectonics*, *37*(10), 3941-3953.
- Kissling, E., Schmid, S. M., Lippitsch, R., Ansorge, J., & Fügenschuh, B. (2006). Lithosphere structure and tectonic evolution of the Alpine arc: new evidence from high-resolution teleseismic tomography. *Geological Society, London, Memoirs*, *32*(1), 129-145.
- Kruiver, P. P., Dekkers, M. J., & Heslop, D. (2001). Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth and Planetary Science Letters*, *189*(3-4), 269-276.
- Labauve, P., Jolivet, M., Souquière, F., & Chauvet, A. (2008). Tectonic control on diagenesis in a foreland basin: combined petrologic and thermochronologic approaches in the Grès d’Annot basin (Late Eocene–Early Oligocene, French–Italian external Alps). *Terra Nova*, *20*(2), 95-101.

- Lacombe, O., & Jolivet, L. (2005). Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, *24*(1).
- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., & Goffé, B. (2010). Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). *Terra nova*, *22*(5), 354-360.
- Lanari, P., Guillot, S., Schwartz, S., Vidal, O., Tricart, P., Riel, N., & Beyssac, O. (2012). Diachronous evolution of the alpine continental subduction wedge: evidence from P–T estimates in the Briançonnais Zone houillère (France–Western Alps). *Journal of Geodynamics*, *56*, 39-54.
- Lanza, R. (1977). Paleomagnetic Data from the Andesitic and Lamprophyric Dikes of the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *57*, 281-290.
- Lanza, R. (1979). Paleomagnetic data on the andesitic cover of the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). *Geol. Rundsch.*, *68*, 83-92.
- 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*(6), 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*(1-4), 22-34.
- Larroque, C., Scotti, O., & Ioualalen, M. (2012). Reappraisal of the 1887 Ligurian earthquake (western Mediterranean) from macroseismicity, active tectonics and tsunami modelling. *Geophysical Journal International*, *190*(1), 87-104.
- Larroque, C., Baize, S., Albaric, J., Jomard, H., Trévisan, J., Godano, M., ... & Peix, F. (2021). Seismotectonics of southeast France: from the Jura mountains to Corsica. *Comptes Rendus. Géoscience*, *353*(S1), 105-151.
- Laubscher, H. P. (1971). The large-scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinspastic implications. *American Journal of Science*, *271*(3), 193-226.
- Laubscher, H. P. (1988). The arcs of the Western Alps and the Northern Apennines: an updated view. *Tectonophysics*, *146*(1-4), 67-78.
- Laubscher, H. (1991). The arc of the Western Alps today. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, *84*(3), 359-631.
- Laubscher, H. (1996). Shallow and deep rotations in the Miocene Alps. *Tectonics*, *15*(5), 1022-1035.

- Le Breton, E., Handy, M. R., Molli, G., & Ustaszewski, K. (2017). Post-20 Ma motion of the Adriatic Plate: New constraints from surrounding orogens and implications for crust-mantle decoupling. *Tectonics*, *36*(12), 3135-3154.
- Le Breton, E., Brune, S., Ustaszewski, K., Zahirovic, S., Seton, M., & Müller, R. D. (2021). Kinematics and extent of the Piemonte–Liguria Basin—implications for subduction processes in the Alps. *Solid Earth*, *12*(4), 885-913.
- Lefevre, R. (1984). Les nappes Briançonnaises internes et ultrabriançonnaises entre Maira et Grana (Alpes Cottiennes méridionales). *Géologie Alpine*, *60*, 27-36.
- Lemoine, M. (1972). Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geologische Rundschau*, *61*(3), 975-1010.
- Le Pichon, X., Rangin, C., Hamon, Y., Loget, N., Lin, J. Y., Andreani, L., & Flotte, N. (2010). Geodynamics of the France Southeast basin. *Bulletin de la Société géologique de France*, *181*(6), 477-501.
- Lickorish, W. H., & Ford, M. (1998). Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, *134*(1), 189-211.
- Lickorish, W. H., Ford, M., Burgisser, J., & Cobbold, P. R. (2002). Arcuate thrust systems in sandbox experiments: A comparison to the external arcs of the Western Alps. *Geological Society of America Bulletin*, *114*(9), 1089-1107.
- Linzer, H. G., Decker, K., Peresson, H., Dell'Mour, R., & Frisch, W. (2002). Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. *Tectonophysics*, *354*(3-4), 211-237.
- Lippitsch, R., Kissling, E., & Ansorge, J. (2003). Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *108*(B8).
- Loprieno, A., Bousquet, R., Bucher, S., Ceriani, S., Dalla Torre, F. H., Fügenschuh, B., & Schmid, S. M. (2011). The Valais units in Savoy (France): a key area for understanding the palaeogeography and the tectonic evolution of the Western Alps. *International Journal of Earth Sciences*, *100*(5), 963-992.
- Lucente, F. P., & Speranza, F. (2001). Belt bending driven by lateral bending of subducting lithospheric slab: geophysical evidences from the northern Apennines (Italy). *Tectonophysics*, *337*(1-2), 53-64.

- Lutaud, L. (1924). *Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline* (Doctoral dissertation, Librairie Delagrave).
- Macedo, J., & Marshak, S. (1999). Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Geological Society of America Bulletin*, 111(12), 1808-1822.
- Maffione, M., Speranza, F., Faccenna, C., Cascella, A., Vignaroli, G., & Sagnotti, L. (2008). A synchronous Alpine and Corsica-Sardinia rotation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B3).
- Malavieille, J., Lallemand, S. E., Dominguez, S., Deschamps, A., Lu, C. Y., Liu, C. S., ... & Crew, A. S. (2002). Arc-continent collision in Taiwan: New marine observations and tectonic evolution. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 187-211.
- Malusà, M. G., Polino, R., & Zattin, M. (2009). Strain partitioning in the axial NW Alps since the Oligocene. *Tectonics*, 28(3).
- Malusà, M. G., Faccenna, C., Garzanti, E., & Polino, R. (2011). Divergence in subduction zones and exhumation of high-pressure rocks (Eocene Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 310(1-2), 21-32.
- Malusà, M. G., Faccenna, C., Baldwin, S. L., Fitzgerald, P. G., Rossetti, F., Balestrieri, M. L., & Piromallo, C. (2015). Contrasting styles of (U) HP rock exhumation along the Cenozoic Adria-Europe plate boundary (Western Alps, Calabria, Corsica). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(6), 1786-1824.
- Malusà, M. G., Anfinson, O. A., Dafov, L. N., & Stockli, D. F. (2016). Tracking Adria indentation beneath the Alps by detrital zircon U-Pb geochronology: Implications for the Oligocene–Miocene dynamics of the Adriatic microplate. *Geology*, 44(2), 155-158.
- Malusà, M. G., Danišík, M., & Kuhlemann, J. (2016). Tracking the Adriatic-slab travel beneath the Tethyan margin of Corsica–Sardinia by low-temperature thermochronometry. *Gondwana Research*, 31, 135-149.
- Malusà, M. G., Guillot, S., Zhao, L., Paul, A., Solarino, S., Dumont, T., ... & Yuan, H. (2021). The deep structure of the Alps based on the CIFALPS seismic experiment: A synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(3), e2020GC009466.
- Manatschal, G., & Müntener, O. (2009). A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics*, 473(1-2), 4-19.

- 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.
- Mandl, G., De Jong, L. N. J., & Maltha, A. (1977). Shear zones in granular material. *Rock mechanics*, 9(2), 95-144.
- Manzotti, P., Bosse, V., Pitra, P., Robyr, M., Schiavi, F., and Ballèvre, M. (2018). Exhumation rates in the Gran Paradiso Massif (Western Alps) constrained by in situ U–Th–Pb dating of accessory phases (monazite, allanite and xenotime). *Contrib Mineral Petrol* 173, 24. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1452-7>.
- Márton, E., Kuhlemann, J., Frisch, W., & Dunkl, I. (2000). Miocene rotations in the Eastern Alps—palaeomagnetic results from intramontane basin sediments. *Tectonophysics*, 323(3-4), 163-182.
- Masson H, Bussy F, Eichenberger M, Giroud N, Meilhac C, Presniakov S (2008). Early carboniferous age of the Versoyen ophiolites and consequences: non-existence of a “Valais ocean” (Lower Penninic, western Alps). *Bull Soc Geol Fr* 179:337–355.
- Matter, A., Homewood, P. W., Caron, C., Van Stuijvenberg, J., Weidmann, M., and Winkler, W., 1980, Flysch and molasse of central and western Switzerland, in Trümpy, R., ed., *Geology of Switzerland, a guide book*: Schweiz Geologica Kommission, p. 261–293.
- McElhinny, M. W. (1964). Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 8(3), 338-340.
- McElhinny, M. W. (1973). Mantle plumes, palaeomagnetism and polar wandering. *Nature*, 241, 523-524.
- McFadden, P. L., & McElhinny, M. W. (1990). Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103(3), 725-729.
- McKenzie, D., & Jackson, J. (1983). The relationship between strain rates, crustal thickening, palaeomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 65(1), 182-202.
- Meckel, L.D., Ford, M., Bernouilli, D., 1996. Tectonic and sedimentary evolution of the Dévoluy Basin, a remnant of the Tertiary western Alpine foreland basin, SE France. *Géologie de la France* 2, 3–26.

- Menard, G. & Fréchet, J. (1989). Mécanismes au foyer de séismes européen sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 26, 875-884.
- Menard, G., & Rochette, P. (1992). Utilisation de reaimantations postmétamorphiques pour une étude de l'évolution tectonique et thermique tardive dans les Alpes occidentales (France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 163(4), 381-392.
- Merle, O., & Brun, J. P. (1984). The curved translation path of the Parpaillon Nappe (French Alps). *Journal of Structural Geology*, 6(6), 711-719.
- Michard, A., Avigad, D., Goffé, B., & Chopin, C. (2004). The high-pressure metamorphic front of the south Western Alps (Ubaye-Maira transect, France, Italy). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 84, 215-235.
- Michard, A., Dumont, T., Andreani, L., & Loget, N. (2010). Cretaceous folding in the Dévoluy mountains (Subalpine Chains, France): gravity-driven detachment at the European paleomargin versus compressional event. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(6), 565-581.
- Molli, G., Crispini, L., Malusà, M., Mosca, P., Piana, F., & Federico, L. (2010). Geology of the Western Alps-Northern Apennine junction area: a regional review. *Eds Marco Beltrando, Angelo Peccerillo, Massimo Mattei, Sandro Conticelli, and Carlo Doglioni Journal of the Virtual Explorer*, 36(3).
- Molli, G., & Malavieille, J. (2011). Orogenic processes and the Corsica/Apennines geodynamic evolution: insights from Taiwan. *International Journal of Earth Sciences*, 100(5), 1207-1224.
- Montenat, C., Barrier, P., & Hibsich, C. (2005). Enregistrement des événements pyrénéo-provençaux dans les chaînes subalpines méridionales (Baronnies, France). *Géologie de la France*, 24.
- Morelli, D., Locatelli, M., Corradi, N., Cianfarra, P., Crispini, L., Federico, L., & Migeon, S. (2022). Morpho-Structural Setting of the Ligurian Sea: The Role of Structural Heritage and Neotectonic Inversion. *Journal of Marine Science and Engineering*, 10(9), 1176.
- Mouthereau, F., Watts, A. B., & Burov, E. (2013). Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age. *Nature geoscience*, 6(9), 785-789.
- Müller, W., Mancktelow, N.S., Meier, M., 2000. Rb-Sr microchrons of synkinematic mica in mylonites: an example from the DAV fault of the Eastern Alps. *Earth Planet Sci. Lett.* 180, 385–397.

- Negro, F., Bousquet, R., Vils, F., Pellet, C. M., & Hänggi-Schaub, J. (2013). Thermal structure and metamorphic evolution of the Piemonte-Ligurian metasediments in the northern Western Alps. *Swiss Journal of Geosciences*, *106*, 63-78.
- Nibourel, L., Berger, A., Egli, D., Luensdorf, N. K., & Herwegh, M. (2018). Large vertical displacements of a crystalline massif recorded by Raman thermometry. *Geology*, *46*(10), 879-882.
- Nocquet, J. M., & Calais, E. (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and applied geophysics*, *161*(3), 661-681.
- Nocquet, J. M. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, *579*, 220-242.
- Nur, A., Ron, H., & Scotti, O. (1986). Fault mechanics and the kinematics of block rotations. *Geology*, *14*(9), 746-749.
- Padovano, M., Elter, F. M., Pandeli, E., & Franceschelli, M. (2012). The East Variscan Shear Zone: new insights into its role in the Late Carboniferous collision in southern Europe. *International Geology Review*, *54*(8), 957-970.
- Paffrath, M., Friederich, W., Schmid, S. M., Handy, M. R., & AlpArray and AlpArray-Swath D Working Group. (2021). Imaging structure and geometry of slabs in the greater Alpine area—A P-wave travel-time tomography using AlpArray Seismic Network data. *Solid Earth*, *12*(11), 2671-2702.
- Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Béthoux, N., & Fréchet, J. (2001). A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *106*(B9), 19367-19389.
- Paul, A., Malusà, M. G., Solarino, S., Salimbeni, S., Eva, E., Nouibat, A., ... & Zhao, L. (2022). Along-strike variations in the fossil subduction zone of the Western Alps revealed by the CIFALPS seismic experiments and their implications for exhumation of (ultra-) high-pressure rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, *598*, 117843.
- Philip, J., & Allemann, J. (1982). Comparaison entre les plates-formes du Crétacé supérieur de Provence et de Sardaigne. *Cretaceous Research*, *3*(1-2), 35-45.
- Philippe, Y., Deville, E., & Mascle, A. (1998). Thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins: example of the western Vercors and Chartreuse Subalpine massifs (SE France). *Geological Society, London, Special Publications*, *134*(1), 239-262.

- Piana, F., Musso, A., Bertok, C., d'Atri, A., Martire, L., Perotti, E., ... & Martinotti, G. (2009). New data on post-Eocene tectonic evolution of the external Ligurian Briançonnais (Western Ligurian Alps). *Italian Journal of Geosciences*, *128*(2), 353-366.
- Piana, F., Barale, L., Bertok, C., d'Atri, A., Irace, A., & Mosca, P. (2021). The Alps-Appennines Interference Zone: A Perspective from the Maritime and Western Ligurian Alps. *Geosciences*, *11*(5), 185.
- Piper, J., O. Tatar, and H. Gürsoy (1997), Deformational behaviour of continental lithosphere deduced from block rotations across the North Anatolian Fault Zone in Turkey, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *150*, 191–203.
- Platt, J. P., Behrmann, J. H., Cunningham, P. C., Dewey, J. F., Helman, M., Parish, M. & Western, P. J. (1989). Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. *Nature*, *337*(6203), 158-161.
- Plunder, A., Agard, P., Dubacq, B., Chopin, C., & Bellanger, M. (2012). How continuous and precise is the record of P–T paths? Insights from combined thermobarometry and thermodynamic modelling into subduction dynamics (Schistes Lustrés, W. Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, *30*(3), 323-346.
- Pueyo, E. L., Mauritsch, H. J., Gawlick, H. J., Scholger, R., & Frisch, W. (2007). New evidence for block and thrust sheet rotations in the central northern Calcareous Alps deduced from two pervasive remagnetization events. *Tectonics*, *26*(5).
- Randall, K., S. Lamb, and C. Mac Niocaill (2011), Large tectonic rotations in a wide zone of Neogene distributed dextral shear, northeastern South Island, New Zealand, *Tectonophysics*, *509*(3–4), 165–180, doi:10.1016/j.tecto.2011.05.006.
- Rangin, C., Le Pichon, X., Hamon, Y., Loget, N., & Crespy, A. (2010). Gravity tectonics in the SE Basin (Provence, France) imaged from seismic reflection data. *Bulletin de la Société Géologique de France*, *181*(6), 503-530.
- Rey, P., Vanderheaghe, O., and Teyssier, C., (2001). Gravitational collapse of continental crust: Definition, regimes, and modes: *Tectonophysics*, *342*, 435–449, doi: 10.1016/S0040-1951(01)00174-3.
- Ricchi, E., Gnos, E., Rubatto, D., Whitehouse, M. J., & Pettke, T. (2020). Ion microprobe dating of fissure monazite in the Western Alps: insights from the Argentera Massif and the Piemontais and Briançonnais Zones. *Swiss Journal of Geosciences*, *113*(1), 1-27.

- Ricou, L. E. (1980). la zone sub-briançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement sénestre sub-méridien. *C.R. ACAD. SCI.*, 290/13, 835-838.
- Ricou, L. E. (1981). Glissement senestre des nappes penniques le long de la bordure nord de l'Argentera; son rôle dans le jeu de l'arc alpin.
- Ricou, L. E. (1984). Les Alpes occidentales; chaîne de décrochement. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(5), 861-874.
- Ricou, L. E., & Siddans, A. W. B. (1986). Collision tectonics in the Western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 229-244.
- Ritz, J. (1992). Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du Sud: analyses en termes de contraintes. *Quaternaire*, 3(3), 111-124.
- Rolland, Y., Cox, S. F., & Corsini, M. (2009). Constraining deformation stages in brittle–ductile shear zones from combined field mapping and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: the structural evolution of the Grimsel Pass area (Aar Massif, Swiss Alps). *Journal of Structural Geology*, 31(11), 1377-1394.
- Romagny, A., Jolivet, L., Menant, A., Bessière, E., Maillard, A., Canva, A., & Augier, R. (2020). Detailed tectonic reconstructions of the Western Mediterranean region for the last 35 Ma, insights on driving mechanisms Reconstructions détaillées de la Méditerranée occidentale depuis 35 Ma, implications en terme de mécanismes moteur. *Bulletin de la Société géologique de France*, 191(1).
- Ron, H., Freund, R., Garfunkel, Z., & Nur, A. (1984). Block rotation by strike-slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 6256-6270.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 8(January).
- Rosenbaum, G., & Lister, G. S. (2004). Formation of arcuate orogenic belts in the western Mediterranean region. *Orogenic curvature: integrating paleomagnetic and structural analyses*, 383, 41-56.
- Rosenbaum, G., & Lister, G. S. (2004). Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*, 23(1).
- Rosenbaum, G., & Lister, G. S. (2005). The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Science Reviews*, 69(3-4), 281-306.
- Rosenberg, C. L., and Heller, F. (1997). Tilting of the Bergell Pluton and Central Lepontine area : Combined evidence from paleomagnetic, structural and petrological data. *Eclog. Geol. Helv.*, 90, 345-356.

- Rosenberg, C. L. (2004). Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics*, 23(3).
- Rosenberg, C. L., Brun, J. P., & Gapais, D. (2004). Indentation model of the Eastern Alps and the origin of the Tauern Window. *Geology*, 32(11), 997-1000.
- Rosenberg, C. L., & Kissling, E. (2013). Three-dimensional insight into Central-Alpine collision: Lower-plate or upper-plate indentation?. *Geology*, 41(12), 1219-1222.
- Rosenberg, C. L., Berger, A., Bellahsen, N., & Bousquet, R. (2015). Relating orogen width to shortening, erosion, and exhumation during Alpine collision. *Tectonics*, 34(6), 1306-1328.
- Rosenberg, C. L., Bellahsen, N., Rabaute, A., & Girault, J. B. (2021). Distribution, style, amount of collisional shortening, and their link to Barrovian metamorphism in the European Alps. *Earth-Science Reviews*, 222, 103774.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., ... & Deramond, J. (1989). ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1), 41-50.
- Royden, L.H., F. Horvath, F., & B. C. Burchfiel (1982). Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region. *GSA Bulletin*, 93, 717–725.
- Royden, L. (1988). Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system, in *The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution*, edited by L. Royden and F. Horvath, *Mem. Am. Assoc. Petr. Geol.*, vol. 45, 27-48.
- Royden, L., & Burchfiel, B. C. (1989). Are systematic variations in thrust belt style related to plate boundary processes?(The Western Alps versus the Carpathians). *Tectonics*, 8(1), 51-61.
- Royden, L. H. (1993). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12, 629-638.
- Royden, L., & Faccenna, C. (2018). Subduction orogeny and the Late Cenozoic evolution of the Mediterranean Arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 46, 261-289.
- Sage, F., Beslier, M. O., Thinon, I., Larroque, C., Dessa, J. X., Migeon, S., & Sonnette, L. (2011). Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: example of the southwestern Alps–Ligurian basin junction during the Cenozoic. *Marine and Petroleum Geology*, 28(7), 1263-1282.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Jolivet, M., Bricchau, S., Corsini, M., & Carter, A. (2011). Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera–Mercantour massif (SW Alps). *Terra Nova*, 23(2), 116-126.

- Schmid, S. M., Zingg, A., & Handy, M. (1987). The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics*, 135(1-3), 47-66.
- Schmid, S. M., Pfiffner, O. A., Froitzheim, N., Schönborn, G., & Kissling, E. (1996). Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, 15(5), 1036-1064.
- Schmid, S. M., & Kissling, E. (2000). The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19(1), 62-85.
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E., & Schuster, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 97, 93-117.
- Schmid, S. M., Kissling, E., Diehl, T., van Hinsbergen, D. J., & Molli, G. (2017). Ivrea mantle wedge, arc of the Western Alps, and kinematic evolution of the Alps–Apennines orogenic system. *Swiss Journal of Geosciences*, 110(2), 581-612.
- Schreiber, D., Lardeaux, J. M., Martelet, G., Courrioux, G., & Guillen, A. (2010). 3-D modelling of Alpine Mohos in southwestern Alps. *Geophysical Journal International*, 180(3), 961-975.
- Schwartz, S. Y., & Van der Voo, R. (1983). Paleomagnetic evaluation of the orocline hypothesis in the central and southern Appalachians. *Geophysical Research Letters*, 10(7), 505-508.
- Schwartz, S., Guillot, S., Reynard, B., Lafay, R., Debret, B., Nicollet, C., ... & Auzende, A. L. (2013). Pressure–temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos*, 178, 197-210.
- Silverstone, J. (2005). Are the Alps collapsing? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33(1), 113-132.
- Séranne, M., Couëffé, R., Husson, E., Baral, C., & Villard, J. (2021). The transition from Pyrenean shortening to Gulf of Lion rifting in Languedoc (South France) –A tectonic-sedimentation analysis Transition entre la compression Pyrénéenne et l’extension du Golfe du Lion, dans le Languedoc (Sud de la France) par analyse des relations tectonique-sédimentation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 192(1).
- Sibuet, J. C., & Hsu, S. K. (1997). Geodynamics of the Taiwan arc-arc collision. *Tectonophysics*, 274(1-3), 221-251.
- Sibuet, J. C., & Hsu, S. K. (2004). How was Taiwan created?. *Tectonophysics*, 379(1-4), 159-181.
- Siddans, A. W. B. (1979). Arcuate fold and thrust patterns in the Subalpine chains of Southeast France. *Journal of Structural Geology*, 1(2), 117-126.

- Simonetti, M., Carosi, R., Montomoli, C., Langone, A., D'Addario, E., & Mammoliti, E. (2018). Kinematic and geochronological constraints on shear deformation in the Ferriere-Mollières shear zone (Argentera-Mercantour Massif, Western Alps): Implications for the evolution of the Southern European Variscan Belt. *International Journal of Earth Sciences*, 107(6), 2163-2189.
- Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M., & Fornari, M. (2009). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma). *Terra Nova*, 21(2), 127-136.
- Sinclair, H. D. (1997). Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: The role of the passive margin versus slab breakoff. *Geology*, 25(12), 1123-1126.
- Sonnette, L. (2012). Etude structurale et paléomagnétique de la courbure des systèmes plissés et chevauchants des arcs de Nice, de Castellane et du Nord-Est de Taiwan (Doctoral dissertation, Université Nice Sophia Antipolis).
- Sonnette, L., Humbert, F., Aubourg, C., Gattacceca, J., Lee, J. C., & Angelier, J. (2014). Significant rotations related to cover–substratum decoupling: Example of the Dôme de Barrôt (Southwestern Alps, France). *Tectonophysics*, 629, 275-289.
- Speranza, F., Villa, I. M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., & Mattei, M. (2002). Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro–Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, 347(4), 231-251.
- Stampfli, M. G., 1993, Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? *Eclogae geol. Helv.* 86/1: 1-45.
- Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary science letters*, 196(1-2), 17-33.
- Staub, R. (1924). Der Bau der Alpen.
- Sturani, C. (1963). La couverture sédimentaire de l'Argentera-Mercantour dans le secteur compris entre les Barricate et Vinadio (haute vallée de la Stura di Demonte, Italie). *Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble*, 39, 83-124.
- Suárez-Ruiz, I., Flores, D., Mendonça Filho, J. G., & Hackley, P. C. (2012). Review and update of the applications of organic petrology: Part 1, geological applications. *International Journal of Coal Geology*, 99, 54-112.

- Suárez-Ruiz, I., Flores, D., Mendonça Filho, J. G., & Hackley, P. C. (2012). Review and update of the applications of organic petrology: Part 2, geological and multidisciplinary applications. *International Journal of Coal Geology*, 98, 73-94.
- Sue, C. (1998). Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes: Approche structurale et sismologique (Doctoral dissertation, Grenoble 1).
- 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: Solid Earth*, 104(B11), 25611-25622.
- Sue, C., & Tricart, P. (2003). Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics*, 22(5).
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J. D., Allanic, C., Tricart, P., & Burkhard, M. (2007). Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview. *International Journal of Earth Sciences*, 96(6), 1101-1129.
- Suppe, J., Chou, G.T., Hook, S.C., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Springer-Science+Business Media, B.V.
- Tapponnier, P. (1977). Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée; poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3), 437-460.
- Tauxe, L., Kylstra, N., & Constable, C. (1991). Bootstrap statistics for paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B7), 11723-11740.
- Tauxe, L., & Watson, G. S. (1994). The fold test: an eigen analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 122(3-4), 331-341.
- Tauxe L. (1998). Paleomagnetic Principles and Practice. *Springer Science*.
- Tempier, C. (1987). Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société géologique de France*, 3(3), 533-540.
- Thomas, J. C., Claudel, M. E., Collombet, M., Tricart, P., Chauvin, A., & Dumont, T. (1999). First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(4), 561-574.
- Thöny, W., Ortner, H., & Scholger, R. (2006). Paleomagnetic evidence for large en-bloc rotations in the Eastern Alps during Neogene orogeny. *Tectonophysics*, 414(1-4), 169-189.

- Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., ... & Cocks, L. R. M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114(3-4), 325-368.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G., Lardeaux, J.M., 2000. La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front brianc, onnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales): une dynamique miocène à actuelle. *Bull. Soc. Géol. France* 172, 49–58.
- Van Hinsbergen, D. J. J., Mensink, M., Langereis, C. G., Maffione, M., Spalluto, L., Tropeano, M., & Sabato, L. (2014). Did Adria rotate relative to Africa? *Solid Earth*, 5(2), 611-629.
- Van Hinsbergen, D. J., Torsvik, T. H., Schmid, S. M., Mañenco, L. C., Maffione, M., Vissers, R. L. & Spakman, W. (2020). Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. *Gondwana Research*, 81, 79-229.
- Vialon, P., Rochette, P., & Ménard, G. (1989). Indentation and rotation in the western Alpine arc. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 329-338.
- Vignaroli G, Faccenna C, Jolivet L, Piromallo C, & Rossetti F. (2008). Orogen-parallel extension and arc bending forced by slab tearing and toroidal flow at the junction between Alps and Apennines. *Tectonophysics* 450: 34–50.
- Vigny, C., Chery, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., & Vidal, G. (2002). GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period: 1993–1998. *Journal of Geodesy*, 76(2), 63-76.
- Viola, G., Mancktelow, N. S., & Seward, D. (2001). Late Oligocene-Neogene evolution of Europe-Adria collision: New structural and geochronological evidence from the Giudicarie fault system (Italian Eastern Alps). *Tectonics*, 20(6), 999-1020.
- von Blanckenburg, F., & Davies, J. H. (1995). Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14(1), 120-131.
- Ward, S. N. (1994), Constraints in the Seismotectonics of the Central Mediterranean from very Long Baseline Interferometry, *Geophys. J. Int.* 117, 441–452.
- Westaway, R. (1990). Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from the Azores to the Aegean. *Earth and Planetary Science Letters*, 96(3-4), 393-406.
- Westphal, M. (1973). Etudes paléomagnétiques de quelques formations permienes et triasiques dans les Alpes occidentales (France). *Tectonophysics*, 17(4), 323-335.

- Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P., Pechersky, D. M., & Sibuet, J. C. (1986). Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123(1-4), 37-82.
- Wiederkehr, M., Bousquet, R., Ziemann, M. A., Berger, A., & Schmid, S. M. (2011). 3-D assessment of peak-metamorphic conditions by Raman spectroscopy of carbonaceous material: an example from the margin of the Lepontine dome (Swiss Central Alps). *International journal of earth sciences*, 100, 1029-1063.
- Wortel M. J. R. and W. Spakman (2000). Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science*, 290, 1910-1917.
- Yonkee, A., & Weil, A. B. (2010). Reconstructing the kinematic evolution of curved mountain belts: Internal strain patterns in the Wyoming salient, Sevier thrust belt, USA. *Bulletin*, 122(1-2), 24-49.
- Yonkee, A., & Weil, A. B. (2010). Quantifying vertical axis rotation in curved orogens: Correlating multiple data sets with a refined weighted least squares strike test. *Tectonics*, 29(3).
- Zhao, L., et al. (2016). Continuity of the Alpine slab unraveled by high-resolution P wave tomography, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, doi:10.1002/2016JB013310.
- Zijderveld, J. D. A. (1967). AC demagnetization of rocks: Analysis of results, *Methods in Paleomagnetism* DW Collinson, KM Creer, SK Runcorn, 254–286.
- Zijderveld, J. D. A., Hazeu, G. J. A., Nardin, M., & Van der Voo, R. (1970). Shear in the Tethys and the Permian paleomagnetism in the Southern Alps, including new results. *Tectonophysics*, 10(5-6), 639-661.
- Zürcher, P. (1891). Note sur la continuation de la chaîne de la Sainte-Baume. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, II(18), 321-336.

ANNEXES

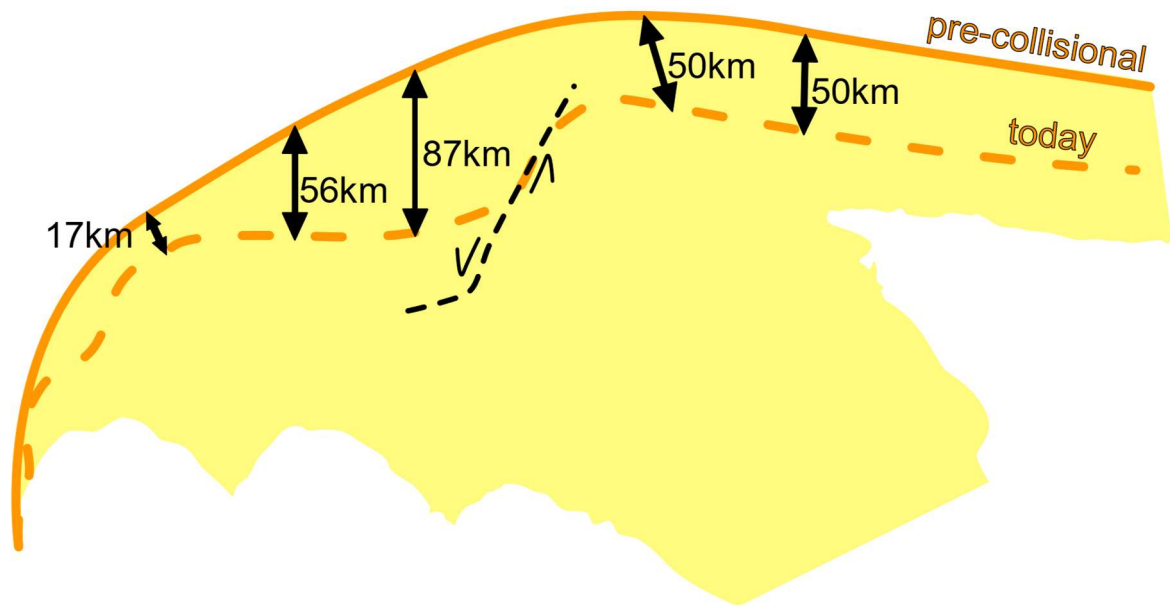
Annexe 1 : Résultats de l'analyse RSCM

Site	X	Y	Domain	Stratigraphic age	Nb	Temp (°C)	SE	SD	
AC1620	6.98	44.50	LP	Schistes Lustrés	16	333	4.97	20.00	
AC21100	7.85	43.88	LP	Helminthoid flyschs	12	212	4.20	15.00	
AC21103	7.86	43.95	LP	Helminthoid flyschs (basic complex)	16	252	1.82	7.00	
AC21108	7.72	44.12	LP	Helminthoid flyschs (basic complex)	16	277	1.36	5.00	
AC1904	7.12	44.37	Sub-Briançonnais	Dogger	14	303	4.43	17.00	
AC21102	7.82	43.97	Sub-Briançonnais	upp. Cretaceous	12	261	3.03	11.00	
AC2131C	7.51	44.21	Sub-Briançonnais	upp. Cretaceous	19	273	2.95	13.00	
AC2151	6.96	44.39	Sub-Briançonnais	Dogger	16	297	0.93	4.00	
AC2159	7.06	44.37	Sub-Briançonnais	Dogger	12	272	4.74	16.00	
AC2163	7.35	44.32	Sub-Briançonnais	upp. Cretaceous	12	282	4.83	17.00	
AC2193	7.05	44.38	Sub-Briançonnais	Dogger	15	315	2.68	10.00	
AC2197	7.12	44.36	Sub-Briançonnais	upp. Trias	17	316	2.51	10.00	
AC0119	7.21	44.37	Briançonnais	Permian	14	412	5.36	20.07	
AC1320B	7.04	44.44	Briançonnais	Permian	13	326	3.51	13.00	
AC1902	7.21	44.37	Briançonnais	Permian	18	401	1.43	6.00	
AC1903	7.11	44.38	Briançonnais	Dogger	14	330	2.52	9.00	
AC21120	7.74	44.13	Briançonnais	Turonian-Maastrichtian	17	286	1.26	5.00	
AC2177	6.94	44.41	Briançonnais	mid. Triassic	14	285	4.05	15.00	
AC2178	6.95	44.41	Briançonnais	Dogger	18	300	2.03	9.00	
AC0322	6.81	43.95	Dauphinois	Priabonian-Oligocene	15	114	2.93	11.35	<200°C
AC0422	6.81	43.95	Dauphinois	Turonian-Coniacian	11	202	3.68	12.20	
AC0522	6.80	43.95	Dauphinois	Cenomanian-Turonian	13	200	4.94	17.79	
AC0620	7.38	44.28	Dauphinois	Priabonian (Annot sandstone)	15	407	2.07	8.03	
AC0622	6.78	43.97	Dauphinois	Turonian-Coniacian	11	190	4.00	14.00	<200°C
AC0720	7.36	44.27	Dauphinois	Malm	18	419	3.69	15.64	
AC072201	7.38	44.02	Dauphinois	Jurassic	16	286	2.64	11.00	
AC072202	7.38	44.02	Dauphinois	Jurassic	17	279	1.65	7.00	
AC072203	7.38	43.96	Dauphinois	Priabonian (Flyschs noir)	3	170	1.72	3.00	<200°C
AC072205	7.36	43.99	Dauphinois	Priabonian (Flyschs noir)	9	197	4.52	14.00	<200°C
AC072206	7.35	43.98	Dauphinois	Priabonian	18	215	1.48	6.00	
AC072207	7.33	43.99	Dauphinois	Cenomanian-Senonian	17	246	2.24	9.00	
AC072208	7.30	43.96	Dauphinois	Cenomanian-Senonian	14	230	5.04	19.00	

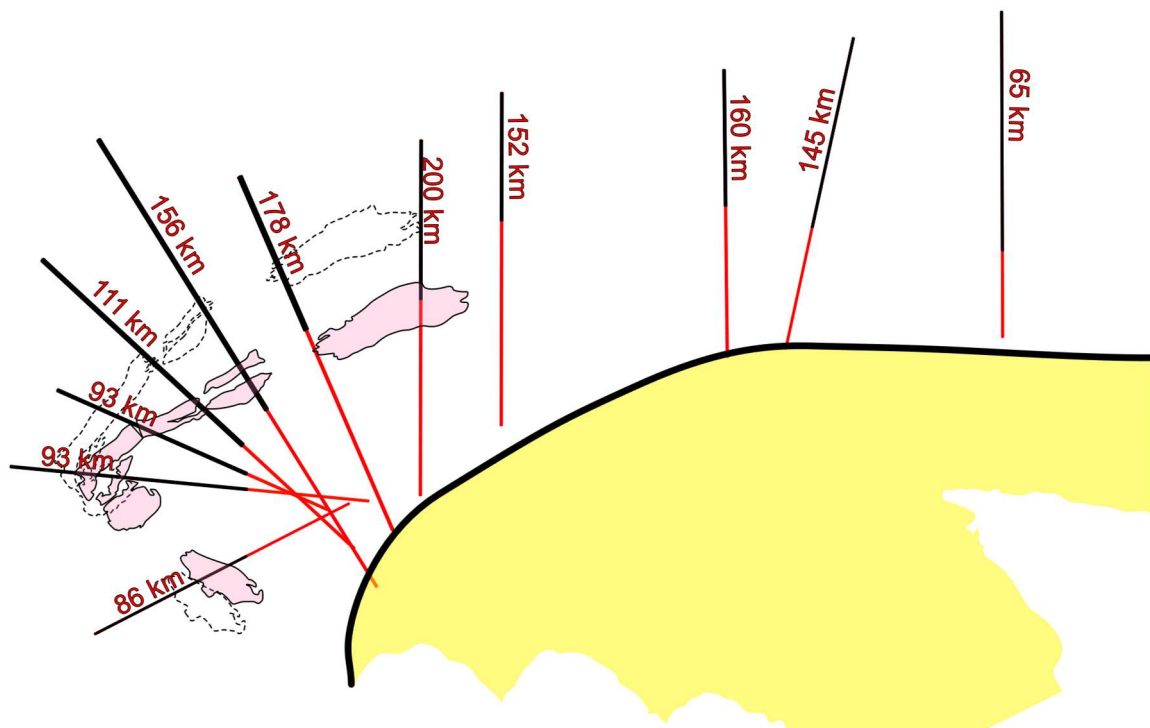
AC072209	7.27	43.94	Dauphinois	Jurassic	5	196	7.17	16.00	<200°C
AC072210	7.31	43.97	Dauphinois	Jurassic	13	188	3.17	11.00	<200°C
AC072210	7.31	43.97	Dauphinois	Jurassic	12	220	4.89	17.00	
AC072211	7.34	43.91	Dauphinois	Priabonian (Annot sandstone)	9	177	5.51	17.00	<200°C
AC072214A	7.36	43.88	Dauphinois	Senonian	13	199	3.40	12.00	<200°C
AC072214B	7.36	43.88	Dauphinois	Senonian	11	203	4.91	16.00	
AC072214C	7.36	43.88	Dauphinois	Senonian	9	182	3.86	12.00	<200°C
AC072216	7.37	43.85	Dauphinois	Senonian	11	217	5.07	17.00	
AC072217	7.47	43.91	Dauphinois	upp. Cretaceous	12	223	5.34	18.00	
AC072218	7.49	43.93	Dauphinois	Bartonian	15	179	2.41	9.00	<200°C
AC072219	7.48	43.92	Dauphinois	Turonian-Senonian	14	177	3.52	13.00	<200°C
AC0922	6.82	44.06	Dauphinois	Callovo-Oxfordian	18	262	2.48	11.00	
AC1120	7.38	44.26	Dauphinois	Turonian-Coniacian	15	404	3.42	13.00	
AC1122	6.82	44.06	Dauphinois	Bajocian-Bathonian	20	258	3.16	14.00	
AC1820	7.00	44.36	Dauphinois	Priabonian (Annot sandstone)	15	338	3.52	19.00	
AC1920A	7.00	44.36	Dauphinois	Priabonian (Annot sandstone)	13	332	3.55	13.00	
AC1922	6.76	44.16	Dauphinois	Hauterivian-Barremian	18	269	3.66	16.00	
AC2022	6.75	44.19	Dauphinois	Callovo-Oxfordian	18	307	4.15	18.00	
AC2101	7.51	44.25	Dauphinois	Priabonian (Numulitic Flysch)	11	336	5.36	18.00	
AC2106	7.50	44.18	Dauphinois	Dogger	18	289	2.44	10.00	
AC2109	7.13	44.33	Dauphinois	Bajocian	24	356	1.68	8.00	
AC2110	7.14	44.33	Dauphinois	Bajocian	16	350	1.69	7.00	
AC21101	7.81	43.99	Dauphinois	Priabonian (Flyschs)	18	273	1.57	7.00	
AC2113	7.01	44.36	Dauphinois	Callovo-Oxfordian	16	357	1.78	7.00	
AC2115	7.57	44.18	Dauphinois	Priabonian (Annot sandstone)	15	294	2.47	10.00	
AC2118	7.57	44.16	Dauphinois	Priabonian (Annot sandstone)	13	296	1.93	14.00	
AC2120	7.56	44.15	Dauphinois	Malm	6	372	3.81	9.00	
AC2121	7.56	44.15	Dauphinois	Priabonian (Annot sandstone)	18	318	2.24	12.00	
AC2121B	7.56	44.15	Dauphinois	Priabonian (Annot sandstone)	17	277	3.18	13.00	
AC2122	7.32	44.28	Dauphinois	Valanginian-Aptian	8	345	6.72	19.00	
AC2127	7.52	44.23	Dauphinois	Priabonian (Numulitic Flysch)	15	280	0.77	3.00	
AC2130B	7.51	44.22	Dauphinois	Priabonian (Numulitic Flysch)	18	307	2.42	10.00	
AC2136	7.21	44.31	Dauphinois	upp. Triassic	10	385	5.33	17.00	
AC2139A	6.97	44.38	Dauphinois	upp. Eocene	16	337	3.14	13.00	
AC2141	6.97	44.37	Dauphinois	upp. Cretaceous	6	336	2.70	7.00	
AC2143C	6.96	44.36	Dauphinois	Callovo-Argovian	19	339	1.75	8.00	
AC2145	6.99	44.35	Dauphinois	upp. Triassic	11	343	4.64	15.00	
AC2155	7.06	44.36	Dauphinois	upp. Cretaceous	19	344	3.03	13.00	

AC2157	7.06	44.37	Dauphinois	Priabonian	27	297	2.83	15.00	
AC2162	7.06	44.35	Dauphinois	Callovo-Argovian	16	322	3.87	15.00	
AC2167	7.50	44.24	Dauphinois	Priabonian (Numulitic Flysch)	19	296	2.09	9.00	
AC2168	7.49	44.23	Dauphinois	Priabonian (Numulitic Flysch)	18	299	2.14	11.00	
AC2186	7.11	44.34	Dauphinois	Bajocian	13	364	3.52	13.00	
AC2188	7.12	44.35	Dauphinois	Priabonian	13	366	4.29	15.00	
AC2190	7.12	44.35	Dauphinois	Priabonian	18	323	2.20	9.00	
AC2199	7.57	44.13	Dauphinois	Lias	14	311	3.89	15.00	
AC2422	6.92	44.19	Dauphinois	Callovo-Kimmeridgian	16	344	1.91	8.00	
AC2522B	6.86	44.29	Dauphinois	Malm	18	303	3.01	13.00	
AC2622	6.85	44.29	Dauphinois	low. Cretaceous	18	286	1.86	8.00	
AC2822	6.91	44.23	Dauphinois	Bajocian-Bathonian	17	313	2.42	10.00	
AC2922	6.93	44.23	Dauphinois	Callovo-Kimmeridgian	16	318	2.35	9.00	
AC3122	6.89	44.25	Dauphinois	Callovo-Kimmeridgian	19	326	2.33	10.00	
AC3222	6.90	44.25	Dauphinois	Bajocian-Bathonian	17	328	1.80	7.00	
AC3322	6.82	44.05	Dauphinois	Bajocian-Bathonian	19	310	2.43	11.00	
AC3422	7.13	44.04	Dauphinois	Berriasian-Barremian	18	280	2.61	18.00	
AC3522	7.13	44.03	Dauphinois	Berriasian-Barremian	20	253	2.85	13.00	
AC3622	7.14	44.00	Dauphinois	Turonian-Senonian	12	235	4.46	15.00	
AC3722	7.16	43.94	Dauphinois	Berriasian-Barremian	14	182	3.23	9.00	<200°C
AC3822	7.19	43.92	Dauphinois	Berriasian-Barremian	11	190	2.45	8.00	<200°C
TEST2017	7.65	44.09	Dauphinois	Priabonian (flyschs)	15	292	2.65	10.00	
TEST2022	6.86	44.33	Dauphinois	upp. Cretaceous	17	303	2.31	10.00	
TEST2023	6.81	44.32	Dauphinois	Priabonian (schistes à bloc)	18	237	2.60	11.00	
TEST2027	6.74	44.28	Dauphinois	Berriasian-Hauterivian	17	255	1.78	7.00	
TEST2029	6.75	44.22	Dauphinois	Tithonique	15	259	2.51	10.00	
TEST2030	6.82	44.11	Dauphinois	Bajocian-Bathonian	16	306	1.69	7.00	
TEST2031	6.83	44.11	Dauphinois	Hettangian-Pliensbachian	15	293	3.40	13.00	
TEST2032	6.85	44.10	Dauphinois	mid. Triassic	12	104	3.79	13.00	<200°C

Annexe 2 : Restauration du raccourcissement collisionnel dans les Alpes

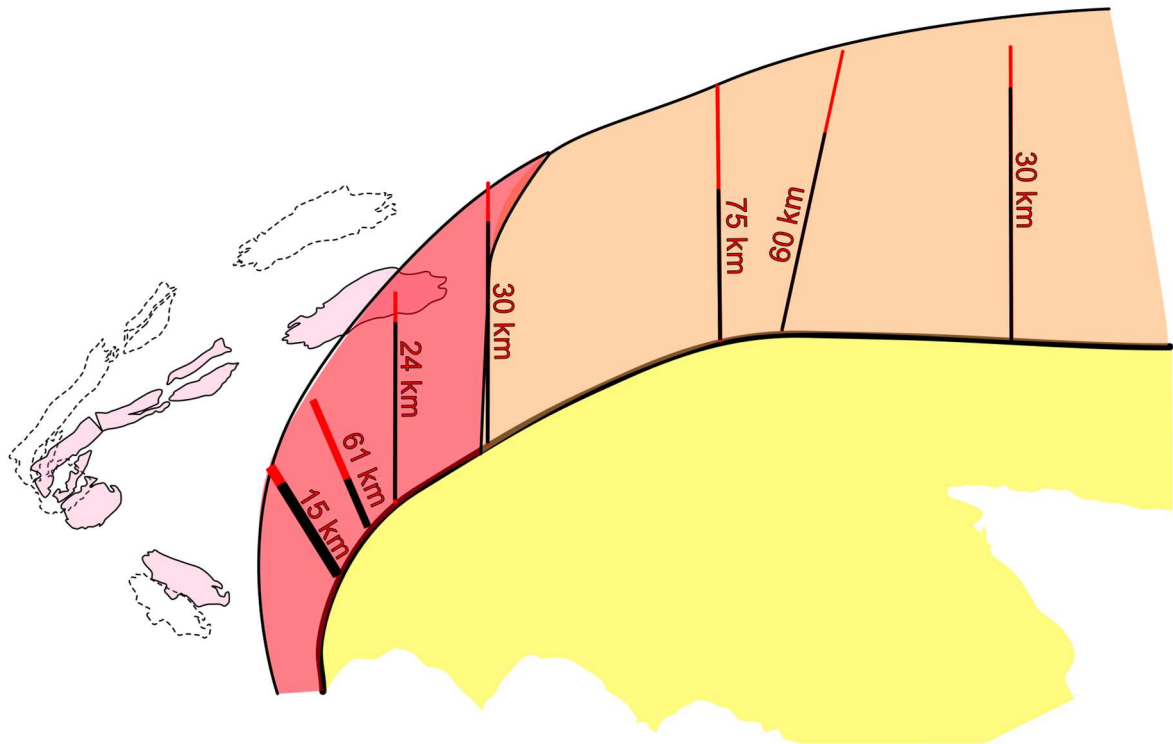


- Reconstruction de la forme pré-collisionnelle de l'indenteur Adriatique (surface jaune) basée sur la restauration des quantités de raccourcissement enregistrés dans les Alpes du Sud (distances associées aux flèches) compilées par Rosenberg *et al.* (2021).



- Reconstruction de la position pré-collisionnelle de l'indenteur Adriatique (surface jaune) basée sur la restauration des quantités de raccourcissement enregistrées dans la Zone Interne et dans la Zone Externe compilées par Rosenberg *et al.* (2021). Les traits noirs représentent

les traits des coupes actuelles le long des quelles le raccourcissement (distance en rouge associée à ces traits) a été estimé et le trait rouge représente la distance restaurée. La position des massifs cristallins externes est inspirée de Bellahsen *et al.* (2014).



- Restauration du raccourcissement enregistré dans la Zone Interne dont les quantités ont été compilées par Rosenberg *et al.* (2021). La limite entre les nappes penniques (surface rouge) et les nappes austro-alpines (surface orange) est placée arbitrairement à proximité de sa position actuelle.

Annexe 3 : Localisation des affleurements décrits dans le chapitre IV.II

Site	Affleurement	Figure	X	Y
1 - Le Barricate	1a	Fig. 64	7.009	44.358
	1b	Fig. 65	7.011	44.356
5 - Mt. Arpet	5a	Fig. 66a	7.065	44.353
	5b	Fig. 66b	7.056	44.359
	5c	Fig. 68a	7.06	44.354
	5d	Fig. 68b	7.06	44.358
	5e	Fig. 69	7.055	44.366
7 - Mt. Bersaïo	7a	Fig. 71	7.067	44.352
	7b	Fig. 72	7.093	44.353
11 - Mt. Nebius	11a	Fig. 74	7.121	44.354
	11b	Fig. 75	7.125	44.347
14 - Aisone	14a	Fig. 77; 79 et 80	7.214	44.315
	14b	Fig. 78	7.189	44.313
18 - Carrière de San Lorenzo	18	Fig. 85	7.363	44.265
15 - Carrière de Desertetto	15	Fig. 86	7.327	44.275
3 - Mt. Bodoira	3a	Fig. 87a et b	7.051	44.373
	3b	Fig. 87c et 88	7.043	44.384
10 - Mt. Sale	10	Fig. 90 et 91	7.117	44.362
9 - Mt. Omo	9a	Fig. 92a	7.124	44.375
	9b	Fig. 92b	7.149	44.368
8 - Cima di Test	8	Fig. 94	7.115	44.379
12 - San Giacomo	12	Fig. 95	7.211	44.356
2 - Gypses du Vallone dell'Arma	2a	Fig. 96a	7.089	44.38
	2b	Fig. 96b, c et e	7.079	44.384
	2c	Fig. 96d	7.104	44.381
17 - Sub-Briançonnais	17	Fig. 98 et 99	7.39	4.3
16 - CPF de Valdieri	16	Fig. 100	7.385	44.284
19 - Vernante	19	Fig. 103	7.49	44.232
20 - Mt. Bussaïa	20	Fig. 104	7.502	44.265
21 - Viozene - Upega	21a	Fig. 105	7.748	44.141
	21b	Fig. 106 et 107	7.727	44.128
4 - Preit	4	Fig. 108	7.043	44.435

Les numéros des affleurements font référence à ceux de la Fig. 59 et des légendes des figures du chapitre IV.II. X et Y sont les coordonnées dans le système WGS 84.