Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin - Approche sismotectonique et modélisation numérique

Bastien Delacou

▶ **To cite this version:**

Bastien Delacou. Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin - Approche sismotectonique et modélisation numérique. Géologie appliquée. Université Nice Sophia Antipolis, 2004. Français. NNT : . tel-00008598

HAL Id: tel-00008598

https://theses.hal.science/tel-00008598

Submitted on 15 Mar 2005

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.

Thèse
présentée par

Bastien DELACOU

pour obtenir le titre de **Docteur** de
l'**Université de Neuchâtel**
et de l'**Université de Nice Sophia-Antipolis**
(cotutelle Suisse / France)

Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin

- Approche sismotectonique et modélisation numérique -

Soutenue le 9 décembre 2004 devant le jury composé de :

S. Schmid	*rapporteur*
L. Jolivet	*rapporteur*
N. Deichmann	*examinateur*
B. Delouis	*examinateur*
A. Kalt	*examinatrice*
C. Sue	*directeur de thèse (Neuchâtel)*
M. Burkhard	*directeur de thèse (Neuchâtel)*
N. Béthoux	*directrice de thèse (Nice)*

...

IMPRIMATUR POUR LA THESE

Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin Approche sismotectonique et modélisation numérique

de M. Bastien DELACOU

REALISEE EN COTUTELLE AVEC

L'UNIVERSITE DE NICE SOPHIA ANTIPOLIS

et

L' UNIVERSITE DE NEUCHATEL CH

FACULTE DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel, sur le rapport des membres du jury

Mmes N. Béthoux (co-directrice de thèse, Nice), A. Kalt, MM. M. Burkhard (co-directeur de thèse), C. Sue, L. Jolivet (Paris), S. Schmid (Bâle), N. Deichmann (ETH Zürich) et B. Delouis (Nice)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 21 février 2005

La doyenne:

M Rahier

Martine Rahier

...

Parle à la terre, et elle t'enseignera.

Job, XII, 8, (IVème siècle av. J. C.). Bible

à Daphné & Karine ...

... à mes parents et à ma sœur ...

...

Avant-propos

Avant tout, je tiens à remercier JD Champagnac, tout d'abord pour m'avoir aiguillé sur ce projet de thèse, et ensuite pour la collaboration fructueuse que nous avons tous deux réussi à mettre en place tout au long de ces 4 années de thèses 'communes'... merci donc, en espérant qu'un jour futur, nous puissions encore effectuer des recherches ensemble. Merci aussi pour les jours de terrain passés ensemble, qui m'ont beaucoup appris.

Ensuite, je remercie Christian Sue qui, sous la direction de Martin Burkhard, a pris l'initiative de proposer le présent projet de thèse pour un financement du Fonds National Suisse pour la Recherche Scientifique. Il faut de plus ajouter qu'il était particulièrement audacieux à Christian, à peine 2 ans après la fin de sa thèse, de proposer 2 projets de thèse (Jean-Daniel et moi). J'espère pour ma part avoir été à la hauteur de ses espérances. En tout cas, je le remercie de nous avoir encadré comme il l'a fait, à sa manière propre qui, je pense, a été fructueuse.

Un grand merci aussi à toutes les personnes avec qui j'ai collaboré, en particulier Nicolas Deichmann à Zürich, qui m'a énormément appris dans le domaine de la Sismologie ainsi qu'à Nicole Béthoux, qui m'a chaleureusement accueuilli à Nice dans le cadre de la cotutelle réalisée avec la France. Merci aussi à Pierre Tricart, co-directeur de thèse de Jean-Daniel, qui, après nous avoir enseigné les bases de la Géologie Structurale à Grenoble, nous a beaucoup apporté pendant ces thèses, en particulier sur le terrain. Merci encore à Joseph Martinod, qui m'a aidé dans la réalisation des calculs géodésiques et sans qui cette partie du travail n'aurait pas pu être réalisée.

Je sais gré à Stephan Schmid, Laurent Jolivet, Nicolas Deichmann, Bertrand Delouis et Angelika Kalt de m'avoir fait l'honneur de juger ce travail.

Je suis de plus reconnaissant à toutes les personnes qui m'ont permis de m'«intégrer» à Neuchâtel, dans une ambiance chaleureuse et conviviale. Merci donc à tous les étudiants que j'ai pu encadrer en TP ou sur le terrain, merci à Thierry Adatte et Martin Burkhard d'avoir si bien organisé les excursions au Mexique et au Maroc, un grand merci aux secrétaires Sabine Erb et Gianfranca Cerrito, d'une efficacité sans reproches, merci à Kaspar Arn et un merci tout spécial à Baba et Nathalie pour l'amitié, réciproque, qu'ils me portent. Et puis bien sûr, je suis reconnaissant à toutes les personnes qui ont partagé avec moi le bureau E009: Séverine Caritg, Urs Helg, Laurent Ciancaleoni et Cécile Allanic (bon courage pour ta thèse).

Enfin, une pensée particulière à ma fille Daphné, née pendant la réalisation de cette thèse, et à ma femme, Karine, qui a toujours su me supporter dans les moments difficiles, ainsi qu'à mes parents et à ma sœur...

...

Liste des figures

Introduction

Figure 0-1: Chaînes alpines au sens large résultant de la fermeture du système océanique téthysien (Paléotéthys, Néotéthys, Téthys Alpine) formant un système orogénique continue depuis l'Himalaya jusqu'au Pyrénées. ... p. 4
Figure 0-2: Histoire géodynamique alpine : du rifting à l'ouverture océanique (d'après Marthaler, 2001). ... p. 5
Figure 0-3: Histoire géodynamique alpine : subduction océanique puis continentale (d'après Marthaler, 2001). ... p. 7
Figure 0-4: Histoire géodynamique alpine : collision (d'après Marthaler, 2001). ... p. 9
Figure 0-5: Carte (a) et coupes (b) tectoniques de l'arc des Alpes centrales/occidentales (d'après Schmid et *al*., 2004a). ... p. 11
Figure 0-6: Carte de risque sismique des chaînes alpines au sens large (d'après Giardini et *al*., 1999). ... p. 12
Figure 0-7: Exemples de séismes destructeurs ayant affectés les Alpes centrales et occidentales et leur avant pays. ... p. 13
Figure 0-8: Cartes de sismicité historique sur le domaine français (réseau SISMALP, Thouvenot et *al.*, 1990) et le domaine suisse (réseau SED, catalogue ECOS, Fäh et *al*., 2003). ... p. 14
Figure 0-9: Sismicité alpine analysée par Rothé en 1942 définissant les arcs sismiques Briançonnais et Piémontais. ... p. 15
Figure 0-10: Premières études de la mécanique de la sismicité, établissant le caractère radial en éventail des axes compressifs, suivant la géométrie arqué de la chaîne. ... p. 16
Figure 0-11: Etudes sismotectoniques locales/régionales (a : Eva et al., 1998; b : Sue et al., 1999; c : Baroux et al., 2001; d :Kastrup, 2004) mettant en évidence l'importance des mécanismes de déformation extensifs dans l'ensemble de la chaîne. ... p. 19

Chapitre I

Figure I-1-1: Geological and seismological settings of the Chablais area. The two studied Bonneveaux and Samoëns earthquakes are highlighted and plotted with their associated focal mechanisms. Note the quite numerous amounts of felt earthquakes (white circles, ECOS catalog) in a region where the seismicity is considered low to moderate. ... p. 29
Figure I-1-2: Location of seismic stations used in this study. Grey dots: stations used for the study of the Bonneveaux earthquake. White dots: stations used for the study of the Samoëns earthquake. Black dots: stations used for both studies. Underlined station names: stations used for the cross-correlation study of the Samoëns seismic sequence. ... p. 30
Figure I-1-3: Ray-trace model in a N-37° azimuth from the Bonneveaux earthquake. This model, with a focal depth of 17 km, represents the best-fit between observed (diamonds) and calculated (black crosses) travel times. Pg (direct), PmP (reflected on the Moho) and Pn (refracted on the Moho) phases are shown. ... p. 31
Figure I-1-4: Calculated focal mechanism of the Bonneveaux earthquake. Black dots: positive arrivals. White dots: negative arrivals. ... p. 31
Figure I-1-5: Calculated focal mechanism of the Samoëns main shock. Black dots: positive arrivals. White dots: negative arrivals. ... p. 32
Figure I-1-6: Examples of time-cross-correlations at the stations OMV (Pg phase), OG05 (Sg phase) and GRN (PmP phase). The cross-correlation function (CC, lower diagrams) is calculated for the phases of couples of events (two upper diagrams) by shifting in time the signals. The resulted time-shift, which is used for the relocation of the events, is Delta (ms). ... p. 33
Figure I-1-7: Relative locations of the Samoëns seismic sequence with respect to the event n°7 (black star) calculated from the time-cross-correlation study, in map view (left upper box), cross sections (left middle: N-S section, left lower: E-W section) and 3D view (right). The doted lines represent the best-fit plane (N-261°/82). ... p. 34
Figure I-1-8: Stress field and active faulting of the NW Alps (synthesized from Maurer & Deichmann, 1995; Thouvenot *et al.*, 1998; Delacou *et al.*, 2004; Kastrup *et al.*, 2004). Grey: active faults revealed by seismic relative locations. Thick black lines: seismic alignments. Thin black lines: possible active faults (recognized on the field, with no proven activity). Doted lines: supposed active faults (corresponding to the seismotectonics, with no surface expression). Black/white arrows: calculated $\sigma 1$/ $\sigma 3$ stress axes from inversion of focal mechanisms. Bon: Bonneveaux earthquake (the 2 nodal planes are shown). Sam: Samoëns fault (see Fig. 8). ... p. 35
Figure I-2-1: Seismicity map of the western/central Alps showing only the database used in this paper, ... p. 43

namely, the earthquakes for which a reliable focal mechanism is available. This synthetic data base of 389 events recorded between 1969 and 2000 presents the overall features of the classical seismic maps for the Alpine belt: near-aseismic areas (*e.g*. Lepontin dome, Vercors), areas of diffuse activity (*e.g*. Provence, front of Belledonne massif, eastern Switzerland), and concentrated active zones (*e.g*. 'so-called' Briançonnais and Piemontais arc, Valais, Basel area). The size of the symbols is related to the local magnitude. The geological color caption is given by the schematic paleogeographic cross-section.

Figure I-2-2: Seismotectonic map of the western Alps (A) showing the whole database used in this study. ... p. 44
The color code of the focal mechanisms corresponds to their depth, and ranges from the blue for the shallower ones to the red for the deeper ones (up to 35 km beneath the swiss molass basin). The cross-sections (B) are drawn from the recent crustal re-interpretations of the ECORS-CROP and NRP20-West profiles by (Schmid and Kissling, 2000), and by (Calais *et al.*, 2000) for the Ligurian margin. These key sections illustrate the upper-crustal seismicity in the belt (within the 15-20 first km), and the locally deep seismicity under the forelands. Strike-slip mechanisms are found in the whole belt. Reverse faulting is limited to its periphery, whereas extension characterizes the tectonics of the internal zones. The histogram (C) show the depth distribution related to the deformation type for the whole database. See figure 1 for the geological caption.

Figure I-2-3: Regionalization of the deformation in the Alpine realm (r-parameter, based on the P/T-axes dips, see text) in map and cross-sections. The color code corresponds to the type of deformation (shortening in red, extension in blue, strike-slip in green). Small circles are observed focal mechanism drawn with their own color code. The background color comes from the interpolation of the type of deformation known where focal mechanisms are available. A mask (areas with no color) is put on areas placed at a distance greater than 55km from the nearest earthquake. This interpolation shows that extension prevails in the core of the belt, whereas shortening areas remains pretty local and limited to the border of the belt. ... p. 46

Figure I-2-4: P- and T-axes fields. Thick lines represent observed P- (left map) and T-axes (right map) at focal mechanisms locations. Thin lines represent interpolated axes. The lengths of axes are inversely proportional to their dips (as projected on the horizontal plane). Note the regionally stable orientation of axes. ... p. 47

Figure I-2-5: Map of the Alpine strain/stress states. The stress tensors have been inverted in homogeneous areas of deformation determined using the regionalization drawn Figure 3. Each tensor is presented with the code of the area of inversion (see Table 1 and Appendix B), a black arrow for horizontal σ_1, and an open arrow for horizontal σ_3. The thin red lines correspond to the interpolation of the P-axes for transpressive to compressive areas, and the large blue lines correspond to the interpolation of the T-axes for transtensive to extensive areas (see Fig. 4). ... p. 48

Figure I-2-6: 3D-view of the regionalization of the Alpine deformation. The map of deformation is draped on a smooth digital elevation model (average topography with a radius of 25km). Continuous extensive zone perfectly correlates with high average topography. Localized external compressive/transpressive zones locate at the bottom of high topographic gradients. ... p. 51

Figure I-2-7: Synthetic 3D-splited-bloc of the western Alps showing both the state of stress (inversion) and the deformation state inside the whole belt. The contrasted tectonics between inner and outer areas of the chain and the role of topography and deep structures of the belt are underlined. ... p. 52

Chapitre II

Figure II-1-1: Seismotectonic overview of the study area (Delacou *et al.*, 2004). ... p. 72
Top: Left: Digital elevation model and geological contours. Note correspondence between topographically high areas and extensional zones of deformation (bottom map). Right: Regionalization of deformation draped on smooth DEM (radius 25km). Note extension in inner areas that follows crest of belt and localized compressive/transpressive areas at feet of topographic gradients.
Bottom: Strain and stress fields of the Alpine realm. Background colour represents type of deformation, small coloured lines represent earthquake P-axes (red) and T-axes (blue), black arrows are σ1 axes and white arrows σ3 axes. Note the orogen-perpendicular pattern of both tensile axes (in the core of the belt) and compressive axes (in external areas).

Figure II-1-2: Grid and configuration in our finite element models. ... p. 75
Models have 295 elements, regularly spaced in the area of the western/central Alps. Bold lines inside models represent faults: Pennine Front (PF), Simplon fault (Si) and Periadriatic Line (PL). Aa: Aar external crystalline massif, Ar: Argentera external crystalline massif, B: Belledonne external crystalline massif, Br: Briançonnais area, Di: Digne nappe, G: Grisons, H: Helvetic zones J: Jura fold and thrust belt, Le: Lepontine dome, Li: Ligurian margin, M: Molasse basin, Mb: Mont-Blanc

external crystalline massif, NV: Northern Valais, Pi: Piemontais area, Pe: Pelvoux external crystalline massif, Po: Po plain, SV: Southern Valais.
Figure II-1-3: Model configuration.
Elevation and surface heat flow are common to all models. Note differences in crustal thicknesses between isostatic models (models A and C), where Moho depth is directly related to topography, and realistic models (models B and D), characterized by a Moho dipping toward the E/SE on the European side of the belt, and a complex geometry at eastern Po plain boundary. Moho geometry is taken from (Waldhauser *et al.*, 1998) ... p. 76
Figure II-1-4: Model A. ... p. 78
Model with isostatic 3D crustal geometry (see Fig. 3) and fixed boundaries. This starting model represents tectonic response of Gravitational Potential Anomalies (GPA) in a simple model of the western/central Alps (see text for explanations).
Figure II-1-5: Model B. ... p. 79
Model with realistic 3D crustal geometry (see Fig. 3) and fixed boundaries. This model exhibits a more complex tectonic response than model A, as a result of complex crustal geometry (see text for explanation).
Figure II-1-6: Model C. ... p. 82
Model with isostatic 3D crustal geometry and rotational Po plain boundary nodes. See Figure 4 for comparison. Differences between models A and C are only due to rotational Po plain boundary. Curved arrow on surface velocity map indicates rotation pole (see text for explanation).
Figure II-1-7: Model D. ... p. 83
Model with realistic 3D crustal geometry and rotational Po plain boundary nodes. See Figure 5 for comparisons. Differences between models B and D are only due to rotational Po plain boundary (see text for explanation).
Figure II-2-1: Configuration du modèle construit sur la base du profil ECORS. Les conditions aux limites sont caractérisées par une vitesse normale nulle et une vitesse tangentielle libre pour les faces de gauche (occidentale) et inférieure du modèle tandis que la face de droite (orientale) présente une vitesse normale variable et une vitesse tangentielle libre. ... p. 93
Figure II-2-2: Etat de déformation/contraintes calculé avec des conditions aux limites fixes. Tons jaune/rouge : déformation extensive, tons bleus : déformation compressive. Flèches : déviateurs de contraintes. Les 2 modèles présentés (R et 06) diffèrent par leurs caractéristiques rhéologiques (voir Tableau II-2-1). ... p. 95
Figure II-2-3: Etat de déformation/contraintes calculé avec des conditions aux limites convergentes. Tons jaune/rouge : déformation extensive, tons bleus : déformation compressive. Flèches : déviateurs de contraintes. Les 2 modèles présentés diffèrent par les taux de convergence (cf. texte), correspondant à 0.0315 mm a^{-1} (haut) et 0.946 mm a^{-1} (bas). ... p. 97
Figure II-2-4: Etat de déformation/contraintes calculé avec des conditions aux limites divergentes. Tons jaune/rouge : déformation extensive, tons bleus : déformation compressive. Flèches : déviateurs de contraintes. Les 2 modèles présentés diffèrent par les taux de divergence (cf. texte), correspondant à 0.0315 mm a^{-1} (haut) et 0.946 mm a^{-1} (bas). ... p. 98

Chapitre III

Figure III-1-1: Base de données GPS utilisée, compilée et harmonisée par Nocquet (2002). Les vitesses sont définies par rapport à l'Europe stable et l'ellipse d'erreur à 95% de confiance est figurée. Localisations des sites discutés : A : Argentera, B : Briançonnais, Be : Belledonne, Br : Bresse, Ch : Chablais, Ge : golfe de Gênes, Iv : zone d'Ivrée, Ju : Jura, Le : lac Léman, MC : Massif Central, Ne : lac de Neuchâtel, P : Pelvoux, Po : plaine du Pô, Pro : Provence, R : graben du Rhin, Rh : vallée du Rhône, Sp : lac de Serre-Ponçon, V : Vanoise, Vs : Valais. ... p. 109
Figure III-1-2: Méthode de calcul des taux de déformation en cisaillement pur (différentiel de déformation : S_1+S_2) et en rotation (ω) à partir d'une base triangulaire de vitesses. ... p. 110
Figure III-1-3: Champs de vitesses GPS brutes (vert) et interpolée (noir) utilisés dans le calcul des taux de déformation. Noter la bonne correspondance entre les vitesses brutes et les vitesses interpolées. ... p. 111
Figure III-1-4: Taux de déformation en cisaillement pur (différentiel de déformation). a : calcul à partir de la base GPS brute. b : calcul à partir de la base GPS interpolée. ... p. 114
Figure III-1-5: Taux de déformation en rotation (différentiel de déformation). a : calcul à partir de la base GPS brute. b : calcul à partir de la base GPS interpolée. ... p. 118
Figure III-1-6: Modèle tectonique permettant d'expliquer les rotations observées sur la figure III-1-5. Dans ce modèle, la rotation antihoraire de la plaque Apulienne induit une rotation antihoraire des blocs situés à la limite orientale de la chaîne tandis que des rotations horaires sont observées au niveau des ... p. 120

systèmes dextres parcourant le front des zones externes européennes
Figure III-2-1 (modified after Delacou *et al.,* 2004). 3D-view of the western/central Alpine arc, using the 50-km filtered DEM. The color code gives the tectonic mode. Extensional areas (in blue) continuously develop in the high-chain, from the Argentera massif to the Valais area, and further to the east in the Grison area (eastern Switzerland). They follow the arcuate shape of the belt correlate with the overthickened crust. Compressional tectonics is limited in some local areas to the foot of the alpine orogen (in red). Transcurrent tectonics (in green) concerns the alpine arc as a whole. The arrows give the current stress field (s1 in black, s3 in white). ... p. 128
Figure III-2-2 : Magnitude (a), time (b), and energy (c and d) distribution histograms of the alpine seismicity. The typical magnitude range of the earthquakes in the Alps is [3-5]. The completeness of the database appears quite good in the 90's. The distribution of the seismic energy in the belt with respect to the magnitude classes shows that the very most part of the energy corresponds to magnitude classes 6, 5, and 4 if we consider the single 6-magnitude event in the Ligurian Sea (c), and to the magnitude classes 5, 4, and 3, if we only consider the alpine orogenic system *sensus stricto* (d). The energy released by the smaller earthquakes (2 and 1) is negligible. ... p. 129
Figure III-2-3 : Seismicity map of the earthquakes used in this study. The insert give the depth distribution of the events, pointing out a typical upper-crustal seismicity. ... p. 131
Figure III-2-4 : Map of the focal mechanisms used in this study, showing the 15 sector used for the seismic strain quantification. The sectors have been individualized using the stress/strain regionalization after Delacou et al., (2004). ... p. 133
Figure III-2-5 : Map of the seismic strain around the bend of the western/central Alps. The green and red bars give the extensional and shortening axes respectively. The black arrows give the deformation measured by the permanent GPS network in the Alps (after Calais *et al.,* 2002). Black dots localize the permanent GPS stations. Note that the Ligurian Sea sector has been voluntarily omitted, because of its marginal position and behavior with respect to the alpine strain quantification. ... p. 134

Chapitre IV

Figure IV-1: Carte synthétique des structures tectoniques actives de l'arc des Alpes centrales/occidentales, d'après Deichmann & Garcia-Fernandez (1992) ; Augliera *et al*. (1995) ; Maurer & Deichmann (1995) ; Deichmann *et al*. (2002) ; Kastrup *et al*. (2004) ; Maurer (1993) ; Eva *et al*. (1998) ; Sue (1998) ; Thouvenot *et al*. (1998) ; Thouvenot *et al*. (2003) ; Ferry *et al*. (2001) ; Lacassin *et al*. (2001) ; Meghraoui (2001) ; Meghraoui *et al*. (2001) ; Dutour *et al*. (2002) ; Champagnac *et al*. (in prep.). ... p. 142
Figure IV-2: Bloc 3D synthétique représentant la tectonique active et le régime géodynamique actuel de l'arc alpin. Le régime tectonique, dominé par l'extension perpendiculaire à la chaîne dans les zones 'hautes' contraste avec le régime décrochant à compressif caractérisant les flancs de l'orogène. Les conditions aux limites sont indiqués par une plaque Apulienne soumise à une rotation antihoraire par rapport à une plaque Européenne fixe (représenté par une punaise au nord-ouest du modèle). ... p. 145
Figure IV-3: Carte de taux de soulèvement différentiels par rapport à un point fixe situé à Aarberg (nord de la Suisse centrale), d'après Gubler *et al*. (1981). ... p. 146
Figure IV-4: Blocs 3D lithosphériques interprétatifs basé sur les modèles de tomographie établis par Lippitsch *et al*. (2003), en haut ; et Spakman & Wortel (2004), en bas. ... p. 147

Chapitre V

Figure V-1-1 : Paleostress field synthesis of the inner western Alps. The map of the inner parts of the western Alps outlines some geological units (Dent-Blanche, Gran-Paradiso and Dora-Maira internal massifs, and Mont-Blanc, Aiguilles-Rouge, Belledonne and Pelvoux External Crystalline Massifs). The studied area is subdivided with five parts : zone A, the Simplon pass area (with smaller arrows because of the high density of tensors), zone B, the South Valais, zone C, the Aosta and Tarentaise valleys, zone D, the Vanoise massif and the Maurienne valley and zone E, the Briançon and High Durance area (see text for details about origin of data). Arrows represent the minimum principal stress axes (σ3) projected on horizontal plane (white arrows for transcurrent tensors, black arrows for extensional tensors). The insert gives the directional analyses of paleostress orientations for the 5 zones separately. From top to bottom the plot of σ3 (triangle) and axes (circle), the contouring of the σ1 (vertical) and σ3 (horizontal) axes, rose-diagram and plunge of the σ3 orientation. ... p. 156
Figure V-1-2 : Exemple de fracturation extensive observée sur le terrain (Val d'Etache, Vanoise). Haut : vue d'ensemble du plan de faille. Bas : vue rapprochée, montrant les stries mesurées. Centre : stéréogramme des couples failles/stries et du tenseur de paléocontraintes calculé (rouge : σ_1, bleu : σ_3, vert : σ_2). ... p. 157
Figure V-1-3: Modèle conceptuel d'extrusion latérale, basé sur des modélisations numériques [Seyferth et Henk, 2004]. L'orientation est indiqué pour comparaison avec les Alpes occidentales. ... p. 159

Figure V-1-4 : Evolution néogène des bassins Ligure et Tyrrhenien, en relation avec les Apennins et les Maghrébides. ... p. 160
Figure V-1-5 : Modèle d'extrusion latérale proposé par Hubbard et Macktelow [1992]. Les quantités de mouvements et les âges de la déformation sont comparables entre la région du Simplon (extension) et les nappes de charriage du Sud-Ouest de l'arc Alpin. ... p. 161
Figure V-1-6 : Modèle d'extrusion proposé par Bistacchi *et al.* [2001] entre le Mont Blanc et le dôme Lépontin. ... p. 162
Figure V-2-1 : Evolution au cours du Néogène des principaux régimes tectoniques des Alpes occidentale, en relation avec l'ouverture des bassins océaniques au Sud, et le flux sédimentaire d'origine alpine [Kulleman 2002]. La courbe de gauche symbolise le changement entre un régime guidé par les forces de volume vers un régime guidé par les forces aux limites. ... p. 167
Figure V-2-2 : Organigramme conceptuel des différents mécanismes ayant pu avoir des conséquences sur les régimes tectoniques observés. Les rectangles symbolisent les forces de volume, les ellipses les forces aux limites. Les flèches en pointillé symbolisent une action possible d'un élément sur un autre ; les flèches fines représentent un lien probable entre un élément et le suivant ; les flèches épaisses correspondent aux liens qui nous semblent fondamentaux dans l'évolution néogène à actuelle de la chaîne alpine. ... p. 168

Liste des tableaux

Chapitre I

Table 1: Stress tensor parameters. For each stress inversion, the name of the area and the corresponding code (see Figure 5) are given, with the trend and dip of the principal stress axes s1, s2, s3 (strike, dip). F is the phi ratio of the ellipsoid shape, N is the number of focal mechanisms used for the inversion, and M is the misfit parameter (average of the differential angles). ... p. 49
Appendix A: List and characteristics of focal mechanisms compiled in the synthetic database. Yr: year, Mo: month, Dy: day, Hr: hours, Mn: minutes and seconds, lon: longitude, lat: latitude, mag: magnitude (Ml), Az: azimuth of fault plane, Dip: dip of fault plane, rake: rake of fault plane solution, AzP(T): azimuth of P(T) axes, DipP(T): dip of P(T) axes, r: parameter defining the type of deformation (see Fig. 3), zone: associated stress inversion zone, ref: reference (B: (Baroux *et al.*, 2001), E: (Eva and Solarino, 1998), K: (Kastrup *et al.*, 2004), M: (Ménard, 1988), N: (Nicolas *et al.*, 1990), S: (Sue *et al.*, 1999), T: (Thouvenot, 1996)). ... p. 55
Appendix B: Stereograms of inverted stress tensors and associated focal planes used for the inversion. Inside the stereograms, circles are σ_1 principal stress axes, squares σ_2 axes and triangle σ_3 axes. Outside the stereograms, black arrows represent the horizontal direction of compression and open arrows the direction of extension. The sizes of arrows are function of the phi ratio of the ellipsoid shape. ... p. 62

Chapitre II

Table II-1-1: Thermal parameters, densities and rheological parameters of models. For detailed description of rheological parameters, see (Bird, 1989). ... p. 74
Tableau II-2-1: Paramètres rhéologiques utilisés dans les modèles. Young : module d'Young, Poisson : rapport de Poisson, cohes : cohésion, phin : coefficient de friction interne, gamm0 : fluidité, Eacti : énergie d'activation, exp : exposant de la loi puissance. ... p. 92

Chapitre III

Table III-2-1 : Parameters of the scalar moment tensors summed in the 15 sectors. Zone: name of the sector; time: duration of the instrumental earthquake recording in the sector; moment, yearly rate, volume rate, yr.vol.rate: total sum of the scalar moments, by year, by volumic unit, by year and volumic unit, respectively. ... p. 130
Table III-2-2 : Parameters of the seismic strain tensors of the 15 sectors. Zone: name of the sector; P_az: azimuth of the shortening axis; sh_rate: maximized shorthening rate (see text for discussion); T_az: azimuth of the extensional axis; ex_rate: maximized extensional rate. ... p. 132

Résumé

*Le **régime tectonique actuel de la chaîne** des Alpes centrales/occidentales est analysé grâce à une compilation de 389 mécanismes au foyer couvrant l'ensemble de l'arc alpin, ainsi que par l'étude détaillée du séisme de Bonneveaux (1990) et de la séquence sismique de Samoëns (2000), dans la région du Chablais. Cette région présente un régime tectonique consistant avec la profondeur, avec des mécanismes au foyer de type décrochant agissants dans le socle (Bonneveaux, profondeur 17 km) et à la limite socle/couverture (choc principal de la séquence de Samoëns, profondeur 5 km). Une étude de **localisations relatives** permet de plus de définir le plan de faille associé à la séquence de Samoëns, subvertical dextre, orienté E-W. A plus grande échelle, l'analyse de la base de données synthétique de mécanismes au foyer montre l'**importance des phénomènes extensifs** dans l'arc des Alpes centrales/occidentales, caractérisant l'ensemble de la haute chaîne depuis le nord Valais jusqu'au Briançonnais. Les directions d'extension sont orientées **perpendiculairement à l'orogène** dans ces régions, tandis qu'un éventail des axes compressifs centré sur la plaine du Pô est mis en évidence au niveau des zones externes, dans un régime globalement décrochant (dérivant localement vers la compression ou l'extension). La comparaison avec la géométrie tridimensionnelle de la chaîne montre que l'extension en interne est corrélée aux zones de croûte 'surépaissie' (dans la haute chaîne) et que la compression externe (locale) est observée au pied de la topographie alpine (épaisseurs crustales 'normales'). Cette corrélation amène à proposer un modèle géodynamique de rééquilibrage gravitaire provoquant le régime extensif des zones hautes et, en conséquence, la compression sur ses bordures.*

*Ce modèle de **rééquilibrage des épaisseurs crustales** est testé par modélisation numérique en éléments finis, d'une part en 2.5D (calcul 2D dans une géométrie 3D), d'autre part en 2D (coupe ECORS). Ces études montre l'importance des phénomènes gravitaires dans la chaîne qui, dans nos modèles, permettent de simuler un régime tectonique proche de celui observé par l'analyse sismotectonique. De plus, différents tests au niveau des conditions aux limites montrent que la convergence aux bornes de la chaîne semble être stoppée à l'heure actuelle, alors que des conditions aux limites en rotation ne sont pas exclues. Ces études permettent de proposer un **régime tectonique actuel post-collisionnel**, faisant suite à un arrêt de la convergence des plaques Apulienne et Européenne.*

*Les études de **quantification de la déformation** montrent des déformations faibles, de l'ordre de 1-3 mm a^{-1} au maximum pour les calculs réalisés à partir des données géodésiques (GPS) et au maximum de 0.1-0.4 mm a^{-1} pour ceux réalisés sur la base sismologique établie dans cette étude. La différence entre les 2 types de quantifications pose alors la question des déformations asismiques (charge présismique, 'creeping', déformation ductile) observés dans la chaîne. De plus, les calculs de taux de rotation indiquent des rotations antihoraires au cœur de l'arc alpin, probablement associées à une **rotation antihoraire de la plaque Apulienne**, et entraînant la rotation horaire de blocs situés le long des grands décrochements dextres de la bordure occidentale de la chaîne.*

*Finalement, une comparaison avec les résultats de l'**analyse de la fracturation** observée sur le terrain dans la thèse de Jean-Daniel Champagnac est établie. Elle montre que le régime tectonique Néogène à actuel des Alpes occidentales internes est caractérisé par une extension parallèle à l'orogène au Mio-Pliocène, interprété dans un système d'**extrusion vers le sud** des parties internes de l'arc, tandis que le régime Pliocène à actuel d'extension perpendiculaire à l'orogène est interprété dans une dynamique post-collisionnelle faisant suite à un arrêt de la convergence aux limites de la chaîne.*

Abstract

*The **current tectonic regime of the western/central Alps** is examined from the compilation of a synthetic database of 389 focal mechanisms, and also by the study of the 1990 Bonneveaux earthquake and the 2000 Samoëns seismic sequence. These last events, located in the Chablais area, present a stable tectonic regime with depth, one being in the crystalline basement (Bonneveaux, 17 km depth), the other near the basement/cover interface (Samoëns main shock, 5 km depth). Moreover, a **relative location study** applied to the Samoëns sequence allows to define a subvertical dextral fault plane, oriented E-W. At a larger scale, the analysis of the compiled focal mechanism database reveals the **major role of extensional tectonics** in the current state of deformation/stress in the western/central Alps, characterising the whole core of the belt from the southern Valais to the Briançonnais area. In these regions, an **orogen-perpendicular** direction of extension is revealed, whereas the external zones are characterized by a fan-shaped pattern of compressive axes, in a general transcurrent tectonic regime (shifted locally to extension or compression). The comparison with the 3D geometry of the belt shows that extensional areas are correlated with internal zones of thickened crust, whereas local compressive areas are located at the bottom of alpine relief (characterized by 'normal' crust thicknesses). This correlation is interpreted to be related to ongoing gravitational re-equilibration in the belt, inducing the extension of the core of the belt and, consequently, compression on its borders.*

*This model of **gravitational re-equilibration** is further tested by numerical finite element modelling, firstly in 2.5D (2D integration in a 3D geometry), and secondly in 2D (ECORS profile). These studies reveal the major role of gravitational body forces in the belt, producing a tectonic regime close to the one analysed in our seismotectonic analysis. Moreover, boundary conditions tests seem to show a current stop of convergence across the belt, whereas rotational boundary conditions can not be excluded. These results allow us to propose a **current post-collisional tectonic regime**, resulting from the halt of convergence of Apulian and European plates.*

***Quantifications of deformation** shows slow deformations in the realm of the alpine belt, being of the order of 1-2 mm y^{-1} in maximum for geodetic estimates, and 0.1-0.4 mm y^{-1} in maximum for seismic ones. Then, the differences between the two quantifications ask the problem of aseismic deformation in the belt (pre-seismic loading, creeping, ductile style of deformation). Moreover, estimations of rotational deformation shows anticlockwise rotations of the core of the belt, probably induced by **Apulian plate anticlockwise rotation**, whereas clockwise rotations are observed along the dextral transcurrent system of the western border of the belt.*

*Finally, a comparison with the results of Jean-Daniel Champagnac, concerning the **analysis of brittle deformation** observed on the field, is achieved. It reveals that the Neogene to current tectonics of the western internal Alps is characterized by a Mio-Pliocene orogen-parallel extension, interpreted in a model of **extrusion to the south** of internal zones, and a Pliocene to current orogen-perpendicular extension, interpreted in a post-collisional dynamics following the halt of convergence of the boundaries of the belt.*

Avant propos
Liste des figures et tableaux
Résumé / Abstract
Sommaire

Introduction

1) Histoire géodynamique alpine ... p. 5
    1-1) du rifting à l'ouverture océanique
    1-2) de la subduction océanique à la subduction continentale
    1-3) la collision : développement de l'architecture actuelle de la chaîne

2) Sismicité des Alpes centrales/occidentales et de leur avant-pays ... p. 14

3) Tectonique actuelle : état des connaissances ... p. 17

4) Objectifs et méthodes employées ... p. 18

I) Analyse sismotectonique – définition du régime tectonique actuel

I-1) Etude locale : ... p. 25

Active strike-slip faulting in the Chablais area (NW Alps) from seismic relative locations and associated seismotectonics. *Eclogae Geol. Helv*. (soumis).

Introduction and tectonic setting ... p. 29
Data analysis ... p. 30
    Bonneveaux 1990 earthquake
    Samoëns 2000 seismic sequence
Tectonic interpretation ... p. 35
Conclusions ... p. 36

I-2) Synthèse sismotectonique : ... p. 39

Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int*., 158, 753-774 (2004).

1 Introduction and tectonic setting ... p. 41
2 Seismotectonic data ... p. 42
3 Seismic deformation analysis ... p. 42
    3.1 Type of deformation
    3.2 Directional data
4 Stress inversion ... p. 45
    4.1 Internal zones
    4.2 External zones
    4.3 Foreland areas

5 Discussion ... p. 49
5.1 Geodesy
5.2 Deformation versus crustal thickness
6 Models ... p. 50
6.1 Gravitational body forces
6.2 Rotational models
6.3 Proposed model
7 Conclusions ... p. 51

II) Modélisation numérique de l'état de deformation/contraintes

II-1) Modélisation 2.5D (SHELLS) : ... p. 67

Origin of the current stress field in the western/central Alps: role of gravitational re-equilibration constrained by numerical modelling. *J. Geol. Soc. London, DRT 2003 Spec. Publ*. (2004).

Seismotectonic data ... p. 72
Seismotectonics strain and stress fields
Correlations with crustal thickness
2.5D finite element modelling ... p. 74
Models with fixed boundaries
Isostatic model
Realistic crustal model
Models with rotational boundaries
Geodynamic implications ... p. 81
Conclusions ... p. 84

II-2) Modélisation 2D en coupe (ADELI) : profil ECORS ... p. 89

1- Description du code ... p. 91
2- Modèle ECORS ... p. 93
3-Résultats ... p. 94
3.1- Conditions aux limites fixes
3.2- Conditions aux limites convergentes
3.3- Conditions aux limites divergentes
4- Discussion- lien avec le régime sismotectonique ... p. 99
5- Conclusions ... p. 100

III) Taux de déformation géodésique et sismologique

III-1) Taux de déformation géodésique (GPS) ... p. 105

1- Base de données utilisée ... p. 107
2- Méthode employée et limitations ... p. 108
3- Résultats ... p. 112

3.1- Taux de déformation en cisaillement pur (différentiel de déformation)
3.2- Taux de déformation en rotation
4- Discussion- interprétations ... p. 117
5- Conclusions ... p. 121

III-2) Taux de déformation sismologique : ... p. 123

Quantification of the seismic strain around the bend of the Western/Central Alps. *Terra Nova* (soumis)

1- Introduction and tectonic setting ... p. 127
2- Distribution of the seismic energy ... p. 127
2.1- Instrumental database
2.2- Energy vs. Magnitude classes
2.3- Mapping of the seismic energy released in the Alps
3- Quantification of the seismic strain ... p. 130
3.1- Uncertainties and corrections
3.2- Strain rate computation
4- Discussion ... p. 132
4.1- Strain and stress around the bend of the western/central Alps
4.2- Seismic strain vs. GPS-related strain
4.3- Implications in term of faulting mechanism
5- Conclusion ... p. 135

IV) Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin – conclusions/ discussion

1) Tectonique active ... p. 141

2) Géodynamique ... p. 145

V) Evolution tectonique Néogène à actuelle de l'arc alpin – discussion et interprétations

1- Résultats de thèse de Jean-Daniel Champagnac : ... p. 153

Tectonique cassante de l'arc interne des Alpes occidentales – implications géodynamiques (soutenue le 29 novembre 2004)

1) Synthèse des données de fracturation dans les Alpes occidentales internes ... p. 155

2) Modèle géodynamique Néogène proposé ... p. 158

2- Changement de régime tectonique et implications géodynamiques ... p. 163

Références ... p. 171

Annexes

Annexe 1 : ... p. 183

Champagnac, J. D., Delacou, B., Tricart, P., Sue, C., Burkhard, M. & Allanic, C. (en préparation). Fracturation régionale distensive dans des dépôts quaternaires de Lanslebourg (Savoie, France). *Bull. Soc. Geol. Fr*.

Annexe 2 : ... p. 197

Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B., Burkhard, M. (2004). Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. *Terra Nova*, 16, doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00555.x, 232-242.

Annexe 3 : ... p. 211

Champagnac, J. D., Sue, C., Tricart, P., Delacou, B., Allanic, C., Burkhard, M. (in prep.). Miocene orogen-parallel extension in the inner Western Alps revealed by dynamical fault analyses. *Tectonics* .

...

Introduction

La chaîne des Alpes s'intègre dans un système orogénique relativement continue, dénommé 'chaînes alpines' au sens large, regroupant l'ensemble des chaînes de montagnes rencontrées depuis l'Himalaya jusqu'aux Pyrénées (Fig. 0-1). Cependant, même si l'histoire de chacune de ces orogènes montre des similarités générales, reliées au concept (abandonné aujourd'hui) de l'évolution d'un unique domaine océanique, dénommé la Téthys, fragmentant la Pangée, dans le détail, chacune de ces chaînes de montagnes montre des particularités qui lui sont propres, avec une évolution complexe qui ne cesse, encore à l'heure actuelle, d'être précisée et complétée. C'est ainsi qu'ont été identifiés non pas un seul, mais de nombreux domaines océaniques à l'origine de ces chaînes de montagnes, reconnues aujourd'hui de part la présence de lambeaux ophiolitiques préservés dans les différents édifices orogéniques. Les principaux océans ainsi définis sont (pour des plus amples détails, se référer à Rosenbaum *et al.*, 2002b; Stampfli *et al.*, 2002; Stampfli & Borel, 2004) :

- la Paléotéthys (Paléozoïque), à l'origine de l'orogénèse Varisque ou Hercynienne au Dévonien (via la fermeture antérieure de l'océan Rhéique et l'accrétion des terrains Huniques) ainsi que des chaînes des Balkans, de la Mer Noire et du Caucase au Trias/Jurassique (via l'accrétion des terrains Cimmériens),

- la Néotéthys (Permo-Trias) formant les chaînes du Caucase, des Zaggros (Iran), d'Oman, et d'une partie de l'Himalaya à partir du Jurassique et dont les derniers témoins sont retrouvés au niveau de la subduction Ionienne (Calabre) toujours active,

- la Téthys Alpine (Mésozoïque), aboutissant à la formation des Alpes, des Pyrénées ainsi que des Carpates durant le Tertiaire.

L'histoire de ces principaux domaines océaniques est de plus complexifiée au cours de leur évolution géodynamique, et principalement de leur subduction, par l'apparition de domaines océaniques de faible étendue géographique, dans des contextes d'ouverture arrière-arc (Pindos, Maliac, Meliata, Vardar par exemple), aboutissant à une configuration actuelle extrêmement complexe caractérisée par l'imbrication de multiples orogenèses successives rendant particulièrement difficiles les tentatives de reconstructions paléogéographiques et tectoniques (e.g. Stampfli & Borel, 2004). Dans ce qui suit, nous nous concentrerons donc sur le sujet de notre étude, l'orogenèse alpine, en essayant de donner une image la plus claire possible de son évolution aboutissant à son architecture actuelle. Pour de plus amples détails, le lecteur est renvoyé vers des ouvrages plus complets concernant l'évolution de la chaîne alpine (e.g. Tricart, 1984; Choukroune *et al.*, 1986; Dercourt *et al.*, 1986; Coward & Dietrich, 1989; Jolivet, 1995; Escher *et al.*, 1997; Lemoine *et al.*, 2000; Schmid & Kissling, 2000; Marthaler, 2001; Schmid *et al.*, 2004a; Schmid *et al.*, 2004b).

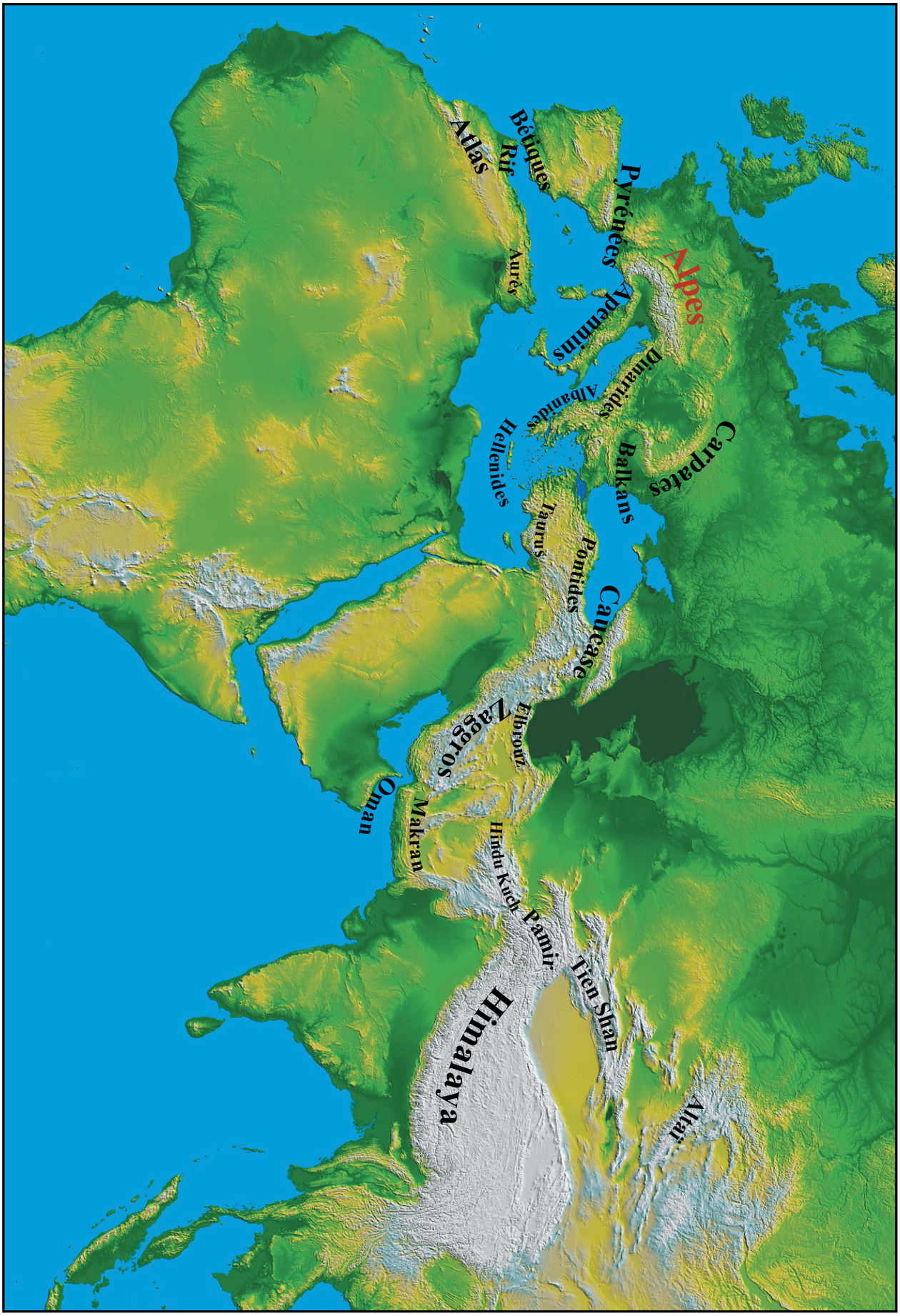


Figure 0-1: Chaînes alpines au sens large résultant de la fermeture du système océanique téthysien (Paléotéthys, Néotéthys, Téthys Alpine) formant un système orogénique continue depuis l'Himalaya jusqu'au Pyrénées.

1- Histoire géodynamique alpine

L'histoire de la chaîne des Alpes est avant tout, comme celle de la majorité des chaînes de montagnes, celle d'un océan, la Téthys Alpine. Cet océan, de part son ouverture au Mésozoïque puis sa fermeture au Tertiaire, est à l'origine de la formation de l'orogène alpine, par les processus de la tectonique des plaques consécutifs de rifting, d'ouverture océanique, puis de subduction et de collision. Sans rentrer dans tous les détails et les incertitudes de reconstitutions de chacune de ces étapes (e.g. Dercourt *et al.*, 1986; Rosenbaum *et al.*, 2002b; Stampfli & Borel, 2004), nous en rappelons les traits principaux aboutissant à l'architecture actuelle, qui fait l'objet de notre étude.

1-1- *du rifting à l'ouverture océanique (Fig. 0-2)*

Contrairement à ce que certains auteurs ont pu longtemps penser, la Téthys Alpine ne constitue pas une branche de la Téthys (ni Paléotéthys, ni Néotéthys), mais est considérée comme une branche de l'Atlantique qui, dans la progression de son ouverture vers le nord, a effectuer une tentative d'incursion sur la Pangée, formant l'océan alpin (Téthys Alpine) au Jurassique moyen. Cette tentative rapidement avortée, l'ouverture Atlantique poursuivit sa progression vers le nord jusqu'à atteindre sa position actuelle, après avoir effectuer une autre incursion de courte durée au niveau du Bassin Aquitain au Crétacé inférieur. Cette autre tentative

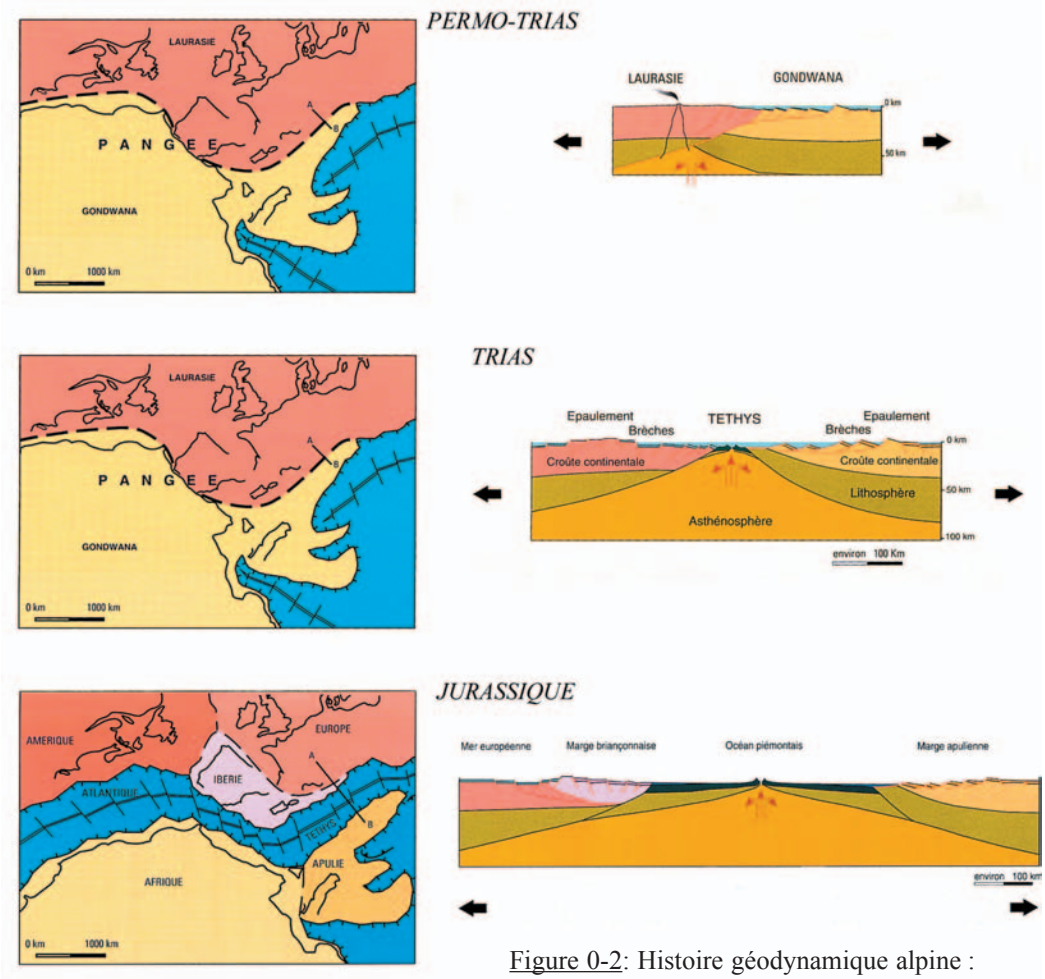


Figure 0-2: Histoire géodynamique alpine : du rifting à l'ouverture océanique (d'après Marthaler, 2001).

avortée est d'ailleurs à l'origine d'une distension, dans un contexte globalement transtensif, au niveau des futures Pyrénées, aboutissant à la dénudation du manteau (et/ou à l'ouverture de domaines océaniques ?). Selon certains auteurs (Rosenbaum & Lister, 2002; Stampfli *et al.*, 2002; Stampfli & Borel, 2004), ce domaine distensif pourrait se poursuivre jusqu'au domaine alpin dans une deuxième branche océanique, l'océan valaisan, juxtaposée à la Téthys Alpine (dénommée aussi océan liguro-piémontais) et isolant ainsi un bloc continental séparant les 2 domaines océaniques, le micro-continent Briançonnais.

L'ouverture de la Téthys Alpine à proprement parler débute par un épisode de rifting (Fig. 0-2), s'opérant sur un méga-continent, la Pangée, commençant au Trias. Ce continent, alors aplani de son relief hérité de l'orogène hercynienne, dont les épisodes post-orogéniques ont aboutis aux répandus granites Carbonifères (aujourd'hui dénudés dans les massifs cristallins alpins), formait alors une zone 'plane' sur laquelle l'océan alpin a commencé à s'édifier. Le début du rifting est alors caractérisé par une tectonique encore peu active, et une sédimentation de très faible profondeur, dans une mer épicontinentale, aboutissant au dépôt de séries de carbonates de plate-forme, d'évaporites et de grès. Les niveaux évaporitiques triasiques revêtent une importance particulière dans la tectonique alpine, servant de niveau de décollement préférentiel aidant à la structuration des nappes de charriage et des chaînons de chevauchement/plissement.

L'ensemble de l'épisode de divergence, du rifting à partir du Trias jusqu'au Dogger inférieur (pic au Lias-Dogger inférieur) jusqu'à l'ouverture océanique au Dogger supérieur à 165Ma (d'une largeur maximale estimée à quelques centaines de kilomètres tout au plus), aboutit à la différenciation de la marge en grands domaines paléogéographiques, reconnaissables aujourd'hui dans l'édifice tectonisé et utilisés dans la classification des principaux domaines structuraux de la chaîne alpine (pour une description détaillée, se référer à Dewey & Pitman, 1973; Tricart, 1984; Dercourt *et al.*, 1986; Lemoine *et al.*, 1986; Froitzheim & Manatschal, 1996; Lemoine *et al.*, 2000; Marthaler, 2001; Stampfli *et al.*, 2002; Stampfli & Borel, 2004). Depuis la marge vers le bassin, on distingue les domaines suivants (Fig. 0-2 et Fig. 0-5) :

- Helvétique/Dauphinois : domaine caractérisant les **zones externes** de la chaîne alpine actuelle, constitué de séries calcaréo-marneuses se déposant dans des structures de blocs basculés s'approfondissant en direction du bassin. La présence de récifs coralliens aboutit à la formation de plateformes carbonatées (particulièrement développées au Tithonien et à l'Hauterivien) qui laissent place à une sédimentation de plus en plus pélagique lors de l'approfondissement accompagnant l'ouverture progressive du bassin,

- Valaisan : domaine aujourd'hui très restreint, jalonnant la bordure des zones internes à leur limite avec les zones externes, constituant une zone basse dans la marge, interprétée comme une **branche océanique** (partiellement au moins) d'âge Crétacé inférieur ou Jurassique selon certains auteurs (Bousquet *et al.*, 2002; Stampfli & Borel, 2004), comme l'atteste la présence de rares lambeaux ophiolitiques (absents dans les Alpes occidentales, où il s'agirait plutôt d'un rift intracontinental). Cette branche océanique est juxtaposée au nord/nord-ouest de l'océan liguro-piémontais par l'intermédiaire du bloc Briançonnais,

- Briançonnais : domaine constituant aujourd'hui la partie nord-occidentale des zones internes, formant une zone haute dans la marge ('mega-horst' émergée partiellement au cours du Jurassique inférieur/moyen et au Crétacé inférieur), considéré comme un **micro-continent** à substratum continental séparant les domaines océaniques valaisan et liguro-piémontais. Ce domaine présente une sédimentation Triasique de type 'adriatique' (conglomérats/quartzites/carbonates), le distinguant des zones dauphinoises/helvétiques, et d'une sédimentation pélagique

au Jurassique supérieur et Crétacé supérieur, contrastant avec les périodes d'émersions et montrant les variations rapides de topographie associées à la structuration tectonique de cette partie de la marge,

- Piémontais : domaine constituant à l'heure actuelle la partie sud-orientale des zones internes, constitué de l'unité piemontaise *s.s.*, à croûte continentale et de l'unité **liguro-piémontaise**, à substratum **océanique** (ophiolites), recouverts tous deux d'un complexe méta-sédimentaire de schistes et calcschistes déposés au Jurassique-Crétacé (Schistes Lustrés).

L'océan alpin ainsi constitué va rapidement, sous l'effet de l'abandon de l'ouverture Atlantique à l'emplacement de la Téthys alpine, commencer à se refermer à partir du Crétacé supérieur. En effet, la poursuite de l'ouverture de l'Atlantique vers le nord (à l'ouest du bloc Ibérique), mais aussi vers le sud dans sa branche méridionale, va entraîner une rotation antihoraire de la plaque Africaine, entraînant le développement d'un contexte de convergence au niveau de la Téthys Alpine et aboutissant à sa subduction.

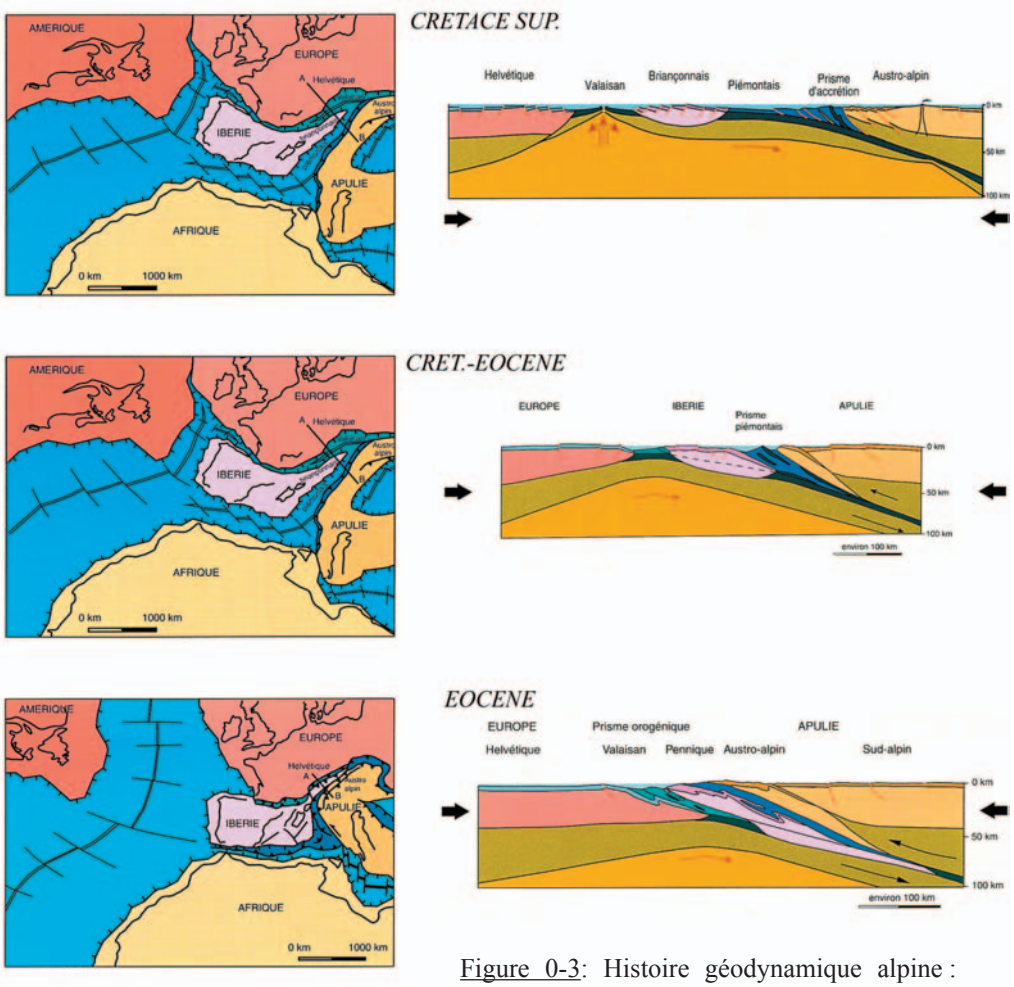


Figure 0-3: Histoire géodynamique alpine : subduction océanique puis continentale (d'après Marthaler, 2001).

1-2- *de la subduction océanique à la subduction continentale (Fig. 0-3)*

L'histoire de la formation des Alpes en tant que chaîne de montagne débute par l'installation, au cours du Crétacé supérieur, d'un contexte de convergence entre la plaque Européenne d'une part, et la plaque Apulienne, considérée comme un promontoire de la plaque Africaine, d'autre part. Ce contexte de convergence aboutit à la subduction du domaine océanique téthysien (alpin puis valaisan) ainsi qu'à son obduction partielle, permettant sa préservation dans le prisme orogénique (Fig. 0-3). Cette subduction océanique, entraînant par la suite la subduction d'une partie de la marge continentale européenne, aboutie à l'enfouissement des unités de la plaque plongeante à de grandes profondeurs, entraînant la formation d'un **métamorphisme** de haute pression (HP) à ultra haute pression (UHP), daté du Crétacé supérieur/Eocène (e.g. Goffé & Choppin, 1986; Droop *et al.*, 1990; Pognante, 1991; Spalla *et al.*, 1996; Duchêne *et al.*, 1997). L'ensemble du prisme orogénique s'édifie alors avec une structuration en **nappes de charriage**, présentant un métamorphisme prograde d'ouest en est (du à l'enfouissement plus important des unités proches du domaine océanique) depuis un faciès schistes verts, jusqu'à un faciès schistes bleus et même éclogitique, définissant ainsi le domaine 'interne' (dénommé aussi 'pennique') de la chaîne. La reconnaissance de coésites (e.g. Gillet *et al.*, 1984; Compagnoni & Hirajima, 2001; Compagnoni, 2003) montre que certaines unités ont été enfouies à plus 100 km de profondeur. Ce domaine interne, comprenant les unités paléogéographiques Briançonnaises et Piémontaises sera, lors de sa mise en place dans le prisme orogénique, charrié sur les domaines externes helvétiques et dauphinois (de très faible métamorphisme) à la faveur d'une discontinuité chevauchante majeure, le **Front Pennique**, fonctionnant majoritairement à l'Oligocène.

1-3- *la collision : développement de l'architecture actuelle de la chaîne (Fig. 0-4 et Fig. 0-5)*

De manière continue et progressive dans l'édification de la chaîne, l'épisode de subduction, lorsqu'il aboutit au contact de plaques continentales, définit le commencement de la phase de collision (Fig. 0-4). Ainsi, après avoir chevauché le domaine océanique téthysien, les unités de la plaque Apulienne sont charriées sur les unités de la plaque européenne, édifiant la structure des nappes Austro-Alpines, rencontrées principalement dans les Alpes orientales, et dont les derniers témoins à l'ouest sont retrouvés dans la nappe de la Dent Blanche.

La collision aboutit, de part la faible densité des unités continentales en affrontement, à l'épaississement du prisme orogénique et, par conséquent, à son développement progressif vers les zones externes. En effet, lorsque l'épaississement du prisme atteint une valeur critique, pour laquelle les forces de convergence ne peuvent plus lutter contre les forces gravitaires, la déformation compressive se propage alors progressivement vers des zones de plus en plus externes. Ainsi se développe, à partir l'Oligocène, l'architecture actuelle de la chaîne (Fig. 0-5), dans un système tectonique affectant des unités de plus en plus superficielles dans la croûte :

- à l'Oligocène (e.g. Choukroune *et al.*, 1986; Mugnier & Ménard, 1986; Ménard, 1988; Dietrich & Casey, 1989; Fry, 1989; Butler, 1992; Mosar *et al.*, 1996; Schmid & Kissling, 2000; Wissing & Pfiffner, 2002), la déformation est caractérisée par une tectonique de nappes de charriage, affectant à la fois les **zones internes**, mais aussi des zones plus externes, aboutissant au décollement des **nappes helvétiques** (nappes de Morcles, des Diablerets et du Wildhorn),

- de l'Oligocène au Miocène (e.g. Burkhard, 1986; Burkhard, 1988; Gratier *et al.*, 1989; Butler, 1992; Seward & Mancktelow, 1994; Schmid & Kissling, 2000), le front compressif atteint les **Massifs Cristallins Externes** (Aar, Mont-Blanc/Aiguilles Rouges, Belledonne/ Pelvoux, Argentera) ainsi que les **zones subalpines** (Helvétique, Dauphinois), aboutissant au plissement de la couverture dans une tectonique de socle dont les chevauchements profonds permettent le soulèvement des Massifs Cristallins Externes,

- du Miocène moyen au Pliocène (e.g. Siddans, 1983; Fry, 1989; Burkhard & Sommaruga, 1998; Aubourg *et al.*, 1999; Sommaruga, 1999; Becker, 2000; Champion *et al.*, 2000; Schmid & Kissling, 2000), le front se propage progressivement vers l'externe, atteignant le **Jura** et la **nappe de Digne** dans un style tectonique de décollement de couverture (le niveau de décollement principal étant situé dans les évaporites du Trias).

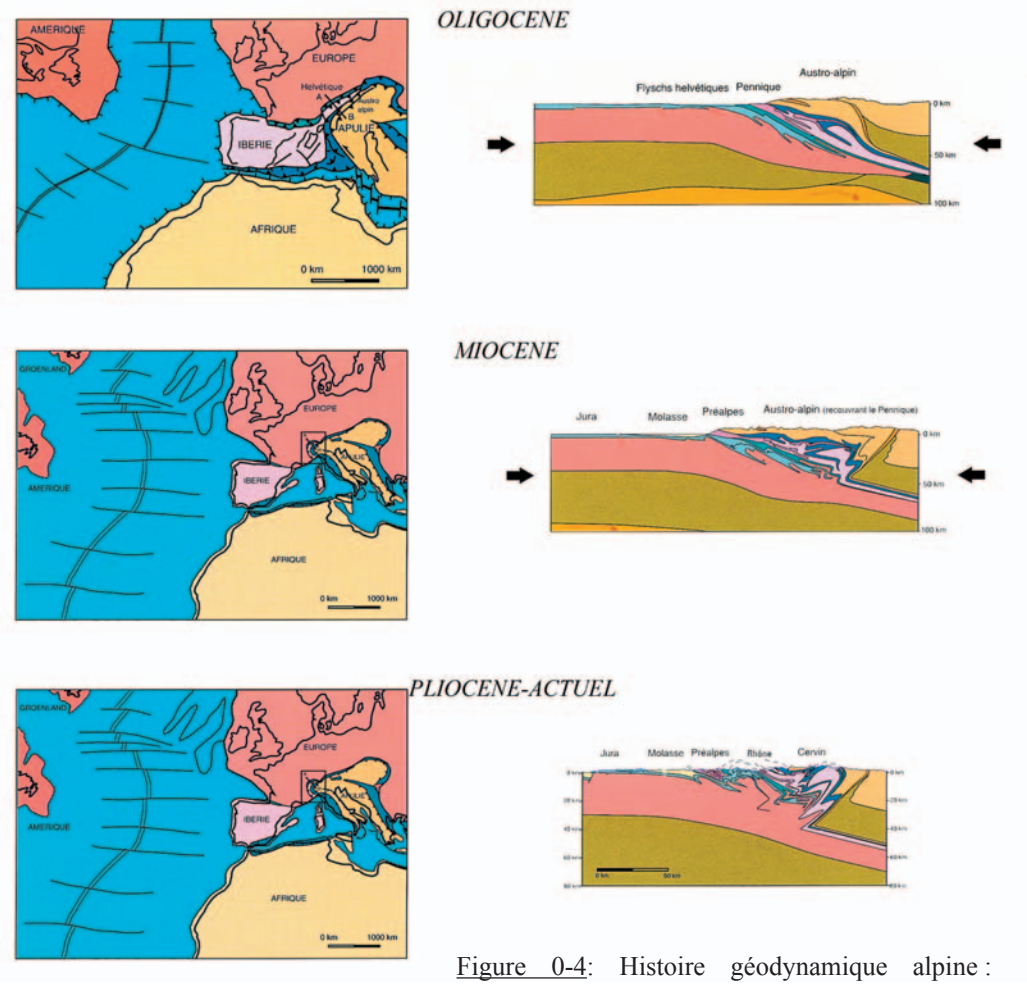


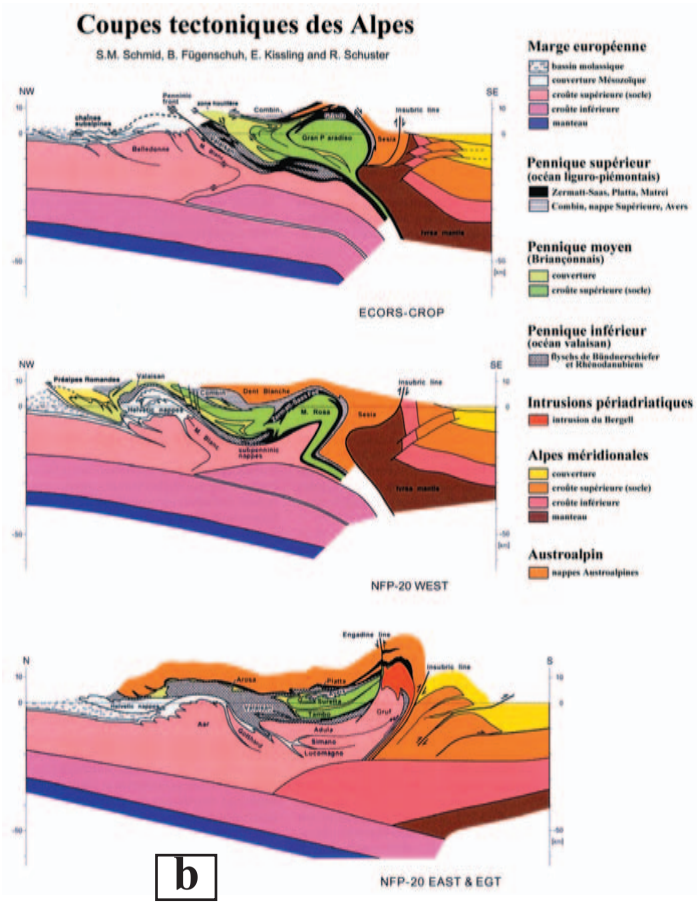
Figure 0-4: Histoire géodynamique alpine : collision (d'après Marthaler, 2001).

Au niveau des zones internes, de manière simultanée à la propagation du front de déformation vers l'externe, la déformation revêt alors un mode complexe et particulier, due à la compétition des forces tectoniques compressives, tendant à épaissir le prisme orogénique en équilibre critique ; et des forces gravitaires, aidant à la dénudation des unités en épaississement. C'est alors que se forme des structures en **dômes**, mettant en jeu une compression profonde (à l'origine de leur formation) et, par un découplage crustal, une extension superficielle permettant leur exhumation. Ainsi ont été édifié les Massifs Cristallins Internes de Dora-Maira,

de la Vanoise et du Mont Rose (e.g. Ballèvre *et al.*, 1990; Rolland *et al.*, 2000; Schwartz *et al.*, 2004). De la même manière, mais en position plus externe, ce type de déformation aboutit à la formation du dôme Lepontin (formé de nappes cristallines), dont la bordure occidentale marque une zone d'extension majeure parallèle à l'axe d'allongement de la chaîne, au niveau de la faille du Simplon (Mancktelow, 1990; Mancktelow, 1992 et références associées).

Durant la formation de l'orogène alpine (subduction puis collision), des **bassins de flyschs** (Crétacé-Eocène) et des **bassins molassiques** (Oligo-Miocène) se forment au front de la chaîne sous l'effet de flexure de la lithosphère du au poids des unités alpines en épaississement (e.g. Mugnier & Ménard, 1986; Burkhard, 1990; Lihou & Allen, 1996; Sinclair, 1997; Burkhard & Sommaruga, 1998; Sissingh, 2001). Ces différents bassins sont, lors de la propagation du front de déformation vers les zones externes, progressivement intégrés ('canibalisés') à la chaîne et plus ou moins tectonisés suivant leur emplacement (intégration dans la structure de nappes de charriage dans les nappes helvétiques et les nappes de l'Embrunnais, peu déformés dans le plateau molassique Suisse).

Si le moteur des déformations aboutissant à la formation de la chaîne alpine semble, de manière unanimement admise, être la convergence des plaques européenne et apulienne, le mécanisme à l'origine de cette convergence reste encore à approfondir. Au premier ordre, en considérant la plaque apulienne comme un promontoire solidaire de la plaque Africaine, la convergence Afrique/Europe, orientée globalement N-S durant le Tertiaire, semble être un facteur majeur contrôlant la convergence aux limites de la chaîne. Cependant, en considérant l'évolution de la géométrie 3D de l'édifice alpin, d'autres mécanismes semblent pouvoir rentrer en compte dans les moteurs de la convergence. La subduction, par exemple, de part sa dynamique propre, pourrait influencer la cinématique des plaques observée en surface. En particulier, les transformations métamorphiques UHP s'opérant dans la plaque subductante (slab) aboutissent à la formation de faciès éclogitiques qui présentent alors des densités supérieures au manteau environnant. La subduction, par traction du slab (plaque plongeante) vers le bas, permet alors un rapprochement des plaques en surface, d'autant plus efficace que la traction est forte. De manière inverse, une rupture du slab (causée par une trop grande traction ou un déséquilibre thermique), même si ses effets sur la tectonique de surface restent à élucider, doit avoir un rôle dans la tectonique des plaques vue en surface, la traction du slab ne s'opérant plus et le déséquilibre thermique/isostatique (du au remplacement du slab par du matériel mantellique) entraînant des réajustements d'échelle lithosphérique. On voit donc que la tectonique des plaques, à l'origine même de la formation de la chaîne des Alpes, est contrôlée d'une part par les forces externes (tectonique des plaques Europe/Afrique) et d'autre part par les forces internes (structure 3D propre à l'orogène), dans un équilibre qui reste à quantifié.



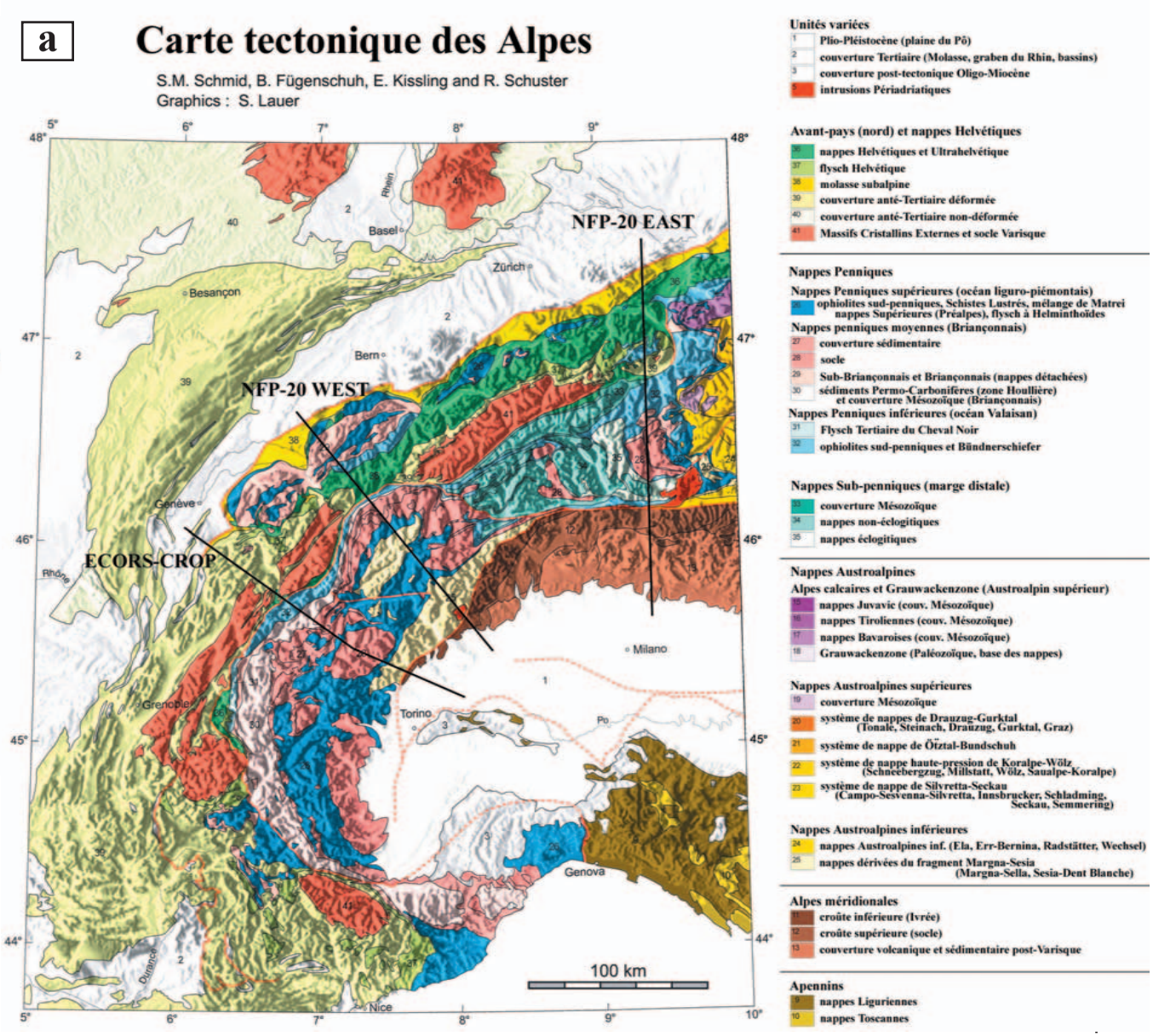


Figure 0-5: Carte (a) et coupes (b) tectoniques de l'arc des Alpes centrales/occidentales (d'après Schmid et *al.*, 2004a).

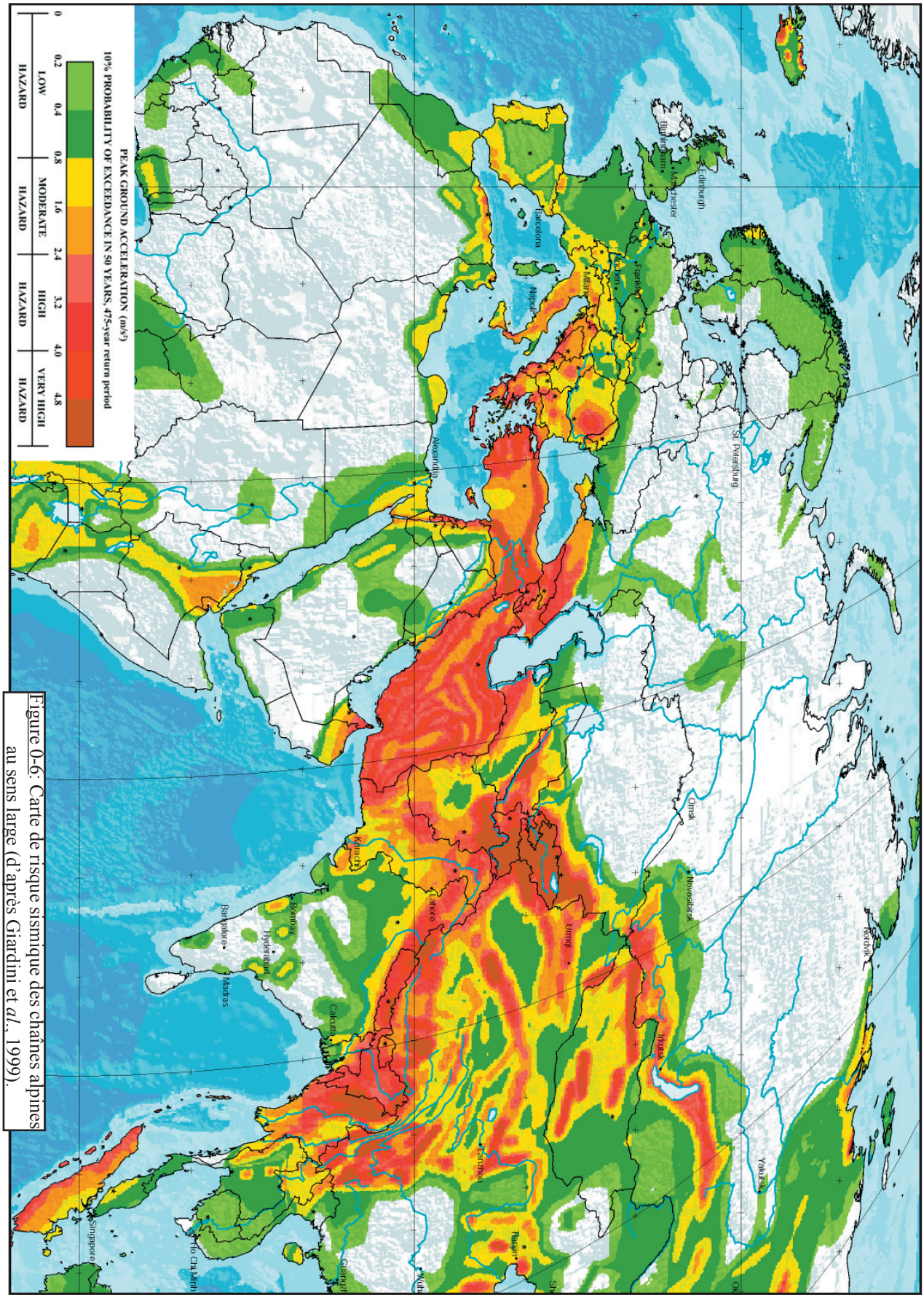
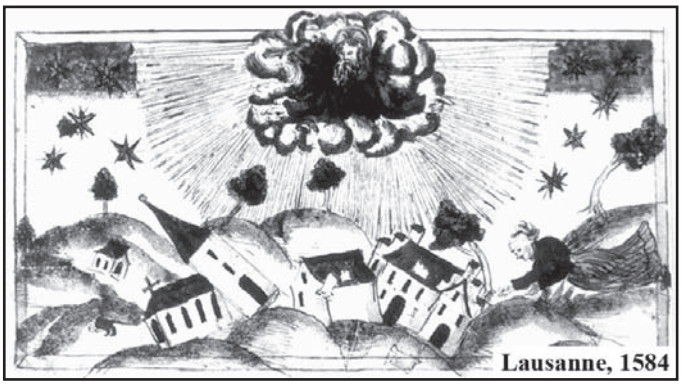


Figure 0-6: Carte de risque sismique des chaînes alpines au sens large (d'après Giardini et *al.*, 1999).



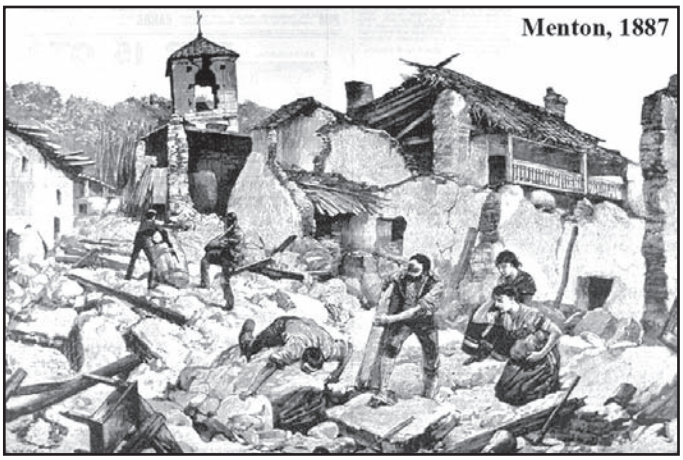


Figure 0-7: Exemples de séismes destructeurs ayant affectés les Alpes centrales et occidentales et leur avant pays.

2- Sismicité des Alpes centrales/occidentales et de leur avant-pays

La sismicité des Alpes est considérée faible à modérée, comme le montre les estimations d'alea sismique (Fig. 0-6), s'intégrant dans le système alpin au sens large comme un extrémité occidentale de moindre sismicité (Giardini *et al.*, 1999). Cependant, malgré le manque de conscience collective actuel, les études de sismicité historique montrent que les Alpes occidentales et leur avant-pays ont été frappés par un certain nombre de séismes destructeurs (Fig. 0-7), dont les intensités épicentrales ont pu atteindre IX (destructions majeures sur l'échelle MSK) et dont les magnitudes estimées peuvent aller au-delà de 6 (séisme de Bâle, de Saint Niklaus ou de Lambesc par exemple). Une synthèse des données historiques (Fig. 0-8) montre que l'ensemble de la chaîne occidentale est soumise à une sismicité potentiellement destructrice (Thouvenot *et al.*, 1990; Fäh *et al.*, 2003), avec toutefois des zones de sismicité plus importante, comme le Valais et les Grisons sur le territoire Suisse, et le Briançonnais et la Provence en France tandis que des régions apparaissent quasiment asismiques, comme le Tessin en Suisse, et le Vercors en France.

D'un point de vue instrumental, la sismicité alpine a vue le jour dans les années 20, aboutissant à des travaux pionniers comme ceux de Rothé (1941), qui définissait alors les arcs sismiques Briançonnais et Piémontais (Fig. 0-9), reconnus encore à l'heure actuelle comme des traits majeurs de la sismicité des Alpes occidentales. A partir des années 70 (et surtout 80), avec l'intensification progressive de la densité des réseaux sismologiques,

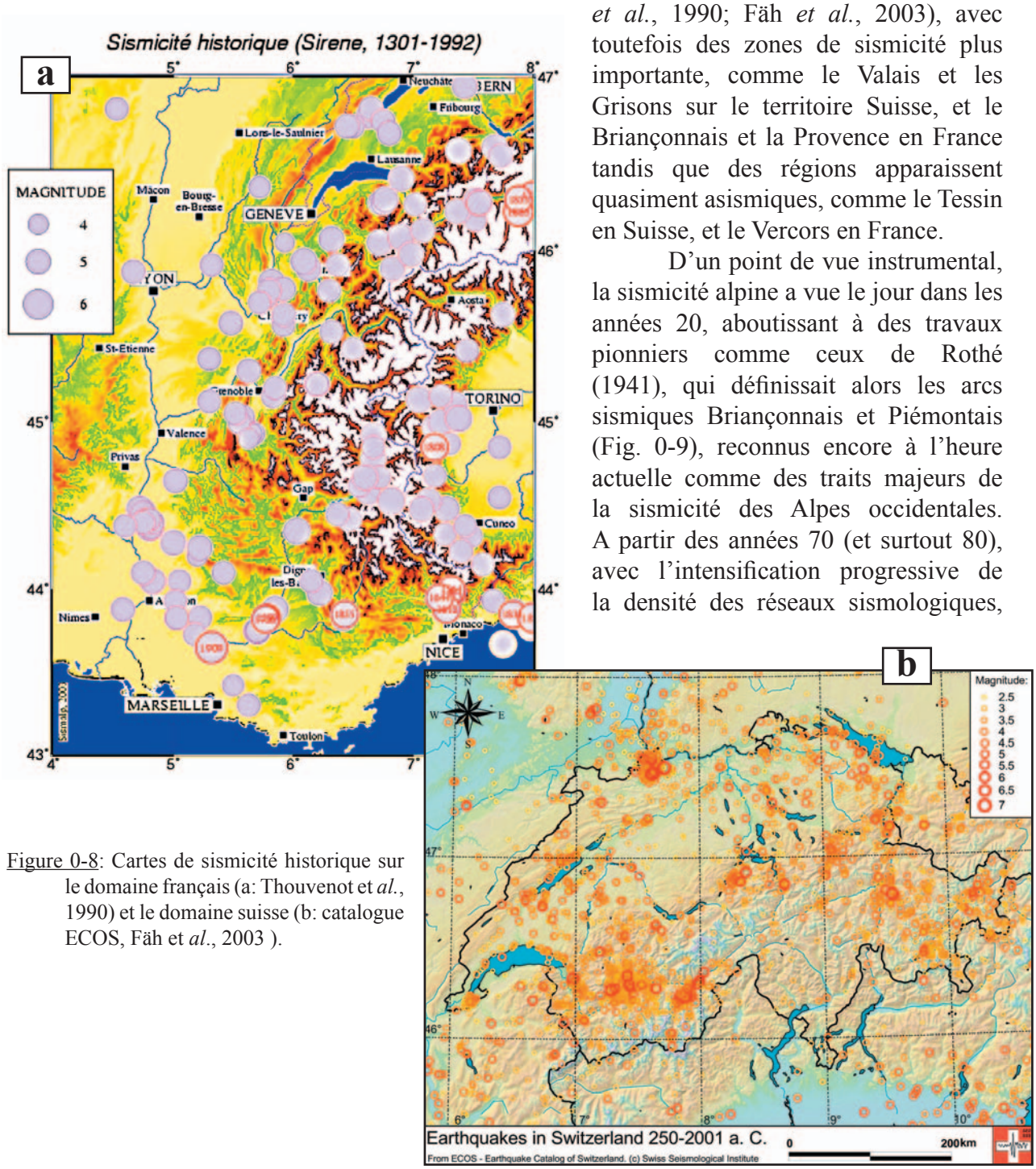


Figure 0-8: Cartes de sismicité historique sur le domaine français (a: Thouvenot et *al.*, 1990) et le domaine suisse (b: catalogue ECOS, Fäh et *al.*, 2003).

l'étude mécanique de la sismicité a été rendue possible. On a pu alors observé l'arc compressif formé par les directions de raccourcissement associées à la sismicité (Pavoni, 1961; Ahorner *et al.*, 1972; Fréchet, 1978; Pavoni, 1980; Pavoni & Roth, 1990), intimement lié à la courbure de l'arc alpin, et dont les caractéristiques sont encore d'actualité (Fig. 0-10).

A l'heure actuelle, environ 80 stations sismologiques sont installées sur les territoires Suisse et Français (pour la partie 'alpine', via les réseaux SED et SISMALP), permettant la détection de séisme de très faibles magnitudes (Ml <1 et même Ml <0 si le séisme est proche d'une station) ainsi que l'analyse précise de la mécanique de la sismicité. Ainsi, par l'apport progressif des études sismotectoniques, la compilation des mécanismes au foyer fournit des informations capitales pour l'étude du régime tectonique actuel de la chaîne alpine.

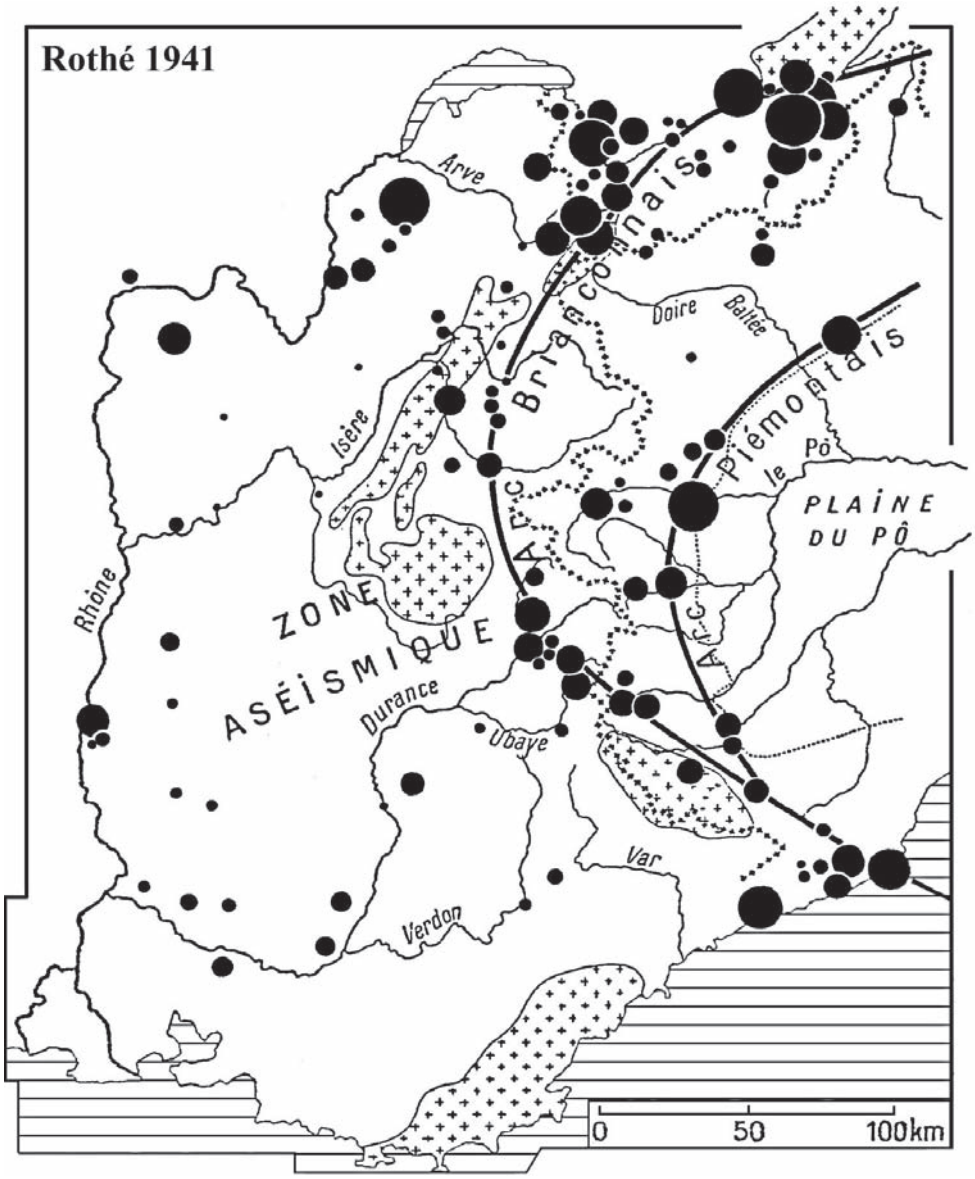


Figure 0-9: Sismicité alpine analysée par Rothé en 1941 définissant les arcs sismiques Briançonnais et Piémontais.

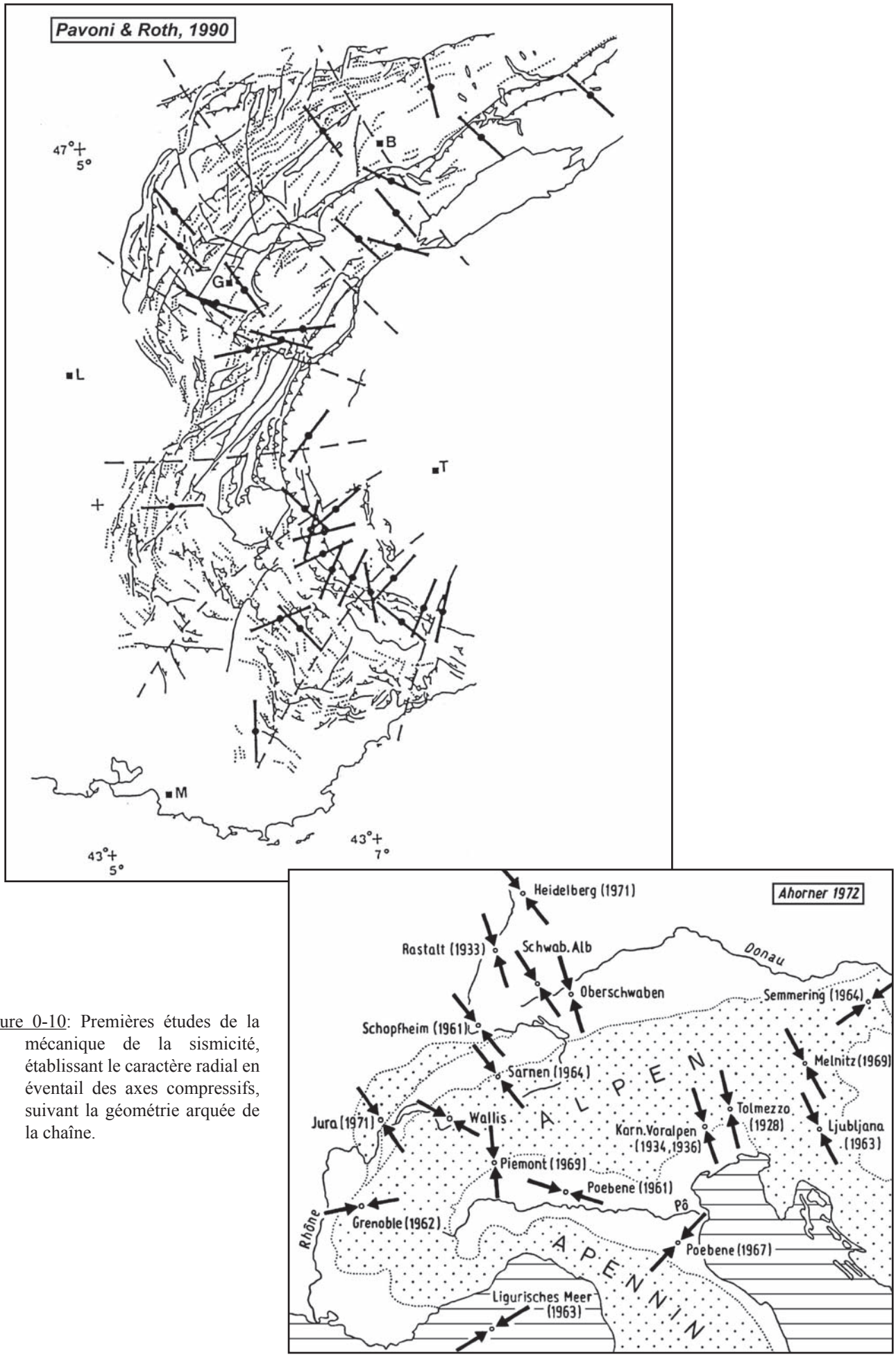


Figure 0-10: Premières études de la mécanique de la sismicité, établissant le caractère radial en éventail des axes compressifs, suivant la géométrie arquée de la chaîne.

3- Tectonique actuelle : état des connaissances

A partir des années 90, les études sismotectoniques locales/régionales ont mis en évidence la présence d'un **régime extensif**, caractérisant principalement les zones internes de la chaîne, mais aussi des domaines situés en zones externes, comme le plateau molassique Suisse (Maurer *et al.*, 1997; Eva *et al.*, 1998; Sue *et al.*, 1999; Baroux *et al.*, 2001; Kastrup, 2002). Cette tectonique extensive, d'abord considérée comme des complexités locales par la communauté scientifique, principalement intéressée à l'étude de la formation de la chaîne alpine dans un contexte de compression (collision), ont revêtu une importance particulière depuis les travaux de Tricart *et al.* (1996); Eva & Solarino (1998); Sue (1998); Sue *et al.* (1999); Sue & Tricart (1999); Baroux *et al.* (2001); Kastrup (2002); Sue & Tricart (2002); Champagnac *et al.* (2003); Sue & Tricart (2003); Champagnac *et al.* (2004); Kastrup *et al.* (2004), mettant en évidence le caractère répandu et homogène de ces zones affectées par un régime en extension (Fig. 0-11). Ainsi, les régions du Briançonnais, de l'Argentera, du sud du Valais et des Grisons ont été reconnues comme des zones dominés par un régime sismotectonique en extension, sans que la continuité entre ces différents domaines ne soit établie. Ce régime extensif, aujourd'hui considéré (à juste titre) d'une importance capitale, a été l'objet de tentatives d'explications géodynamiques, comme le slab roll-back (recul de la zone de subduction, (e.g. Sue, 1998)), le slab break-off (rupture de la plaque subduite, (e.g. Davies & von Blanckenburg, 1995; Sue, 1998)), l'extrusion latérale (e.g. Ratschbacher *et al.*, 1991a; Ratschbacher *et al.*, 1991b; Frisch *et al.*, 2000; Sachsenhofer *et al.*, 2000; Seyferth & Henk, 2004), l'étalement gravitaire (e.g. Sue, 1998; Bada *et al.*, 2001) ou l'extension d'extrado (e.g. Burg *et al.*, 2002), qui seront discutés plus en détail dans cet ouvrage.

Si la présence d'un régime en extension est aujourd'hui bien caractérisée, les études régionales ont mis en évidence l'occurrence de **séismes compressifs**, exclusivement localisés en zones externes de la chaîne (Fig. 0-11), au niveau du front de Belledonne, de la Provence (ainsi que de la marge Ligure), de la plaine du Pô et de l'est de l'Helvétique. Ces séismes compressifs, considérés (à tort ou à raison) comme des traits majeurs de la tectonique actuelle de l'arc alpin (du fait qu'ils s'intègrent dans l'histoire compressive de la chaîne), présente en réalité un caractère plus ou moins exceptionnel de part leur faible occurrence et du fait qu'il revêt d'un caractère 'local' du régime sismotectonique alpin. Cependant, leur rôle dans la dynamique alpine ne doit pas être sous-estimé, et leur relation avec la tectonique extensive sera l'objet d'analyses détaillées (chapitre I).

Les **décrochements** sont observés partout dans la chaîne, particulièrement abondants en domaines externes, mais aussi présents en zones internes (Fig. 0-11). D'un point de vue des axes de déformation (pression (axes P) et tension (axes T) sismotectoniques), ces décrochements s'intègrent bien dans les différents domaines caractérisés par un régime compressif ou extensif (définissant des régions à caractère transpressif ou transtensif). Ainsi, en domaine externe, ils participent à la reconnaissance d'un éventail d'axes compressifs (Eva & Solarino, 1998; Sue *et al.*, 1999; Baroux *et al.*, 2001; Kastrup *et al.*, 2004) perpendiculaires à l'axe d'allongement de l'arc alpin (déjà reconnue dans les travaux de Fréchet, 1978; Pavoni & Roth, 1990), depuis une direction NNW-SSE à l'est de la Suisse, jusqu'à une direction NE-SW dans le sud de la France. En zones internes, ces décrochements sont compatibles avec les directions régionales d'extension, N-S dans le sud du Valais et E-W à NE-SW dans le Briançonnais et l'Argentera.

Les études de **géodésie** montrent que le régime de déformation actuel de la chaîne des Alpes centrales/occidentales est caractérisé par de faibles vitesses de déformation, de l'ordre

de 1 à 2 mm an^{-1} (e.g. Gubler *et al.*, 1981; Calais *et al.*, 2002; Nocquet, 2002), que ce soit dans la dimension verticale (taux de soulèvement) ou dans la dimension horizontale (GPS). En ce qui concerne les taux de soulèvement (Gubler *et al.*, 1981), disponibles sur l'ensemble du territoire Suisse (taux relatifs par rapport à un point fixe situé au nord de la Suisse), on remarque (voir Fig. IV-3) une correspondance de premier ordre avec la topographie, avec une augmentation des taux de soulèvement lorsqu'on s'approche des Alpes, tandis qu'au second ordre, les taux de soulèvements maxima (de l'ordre de 1.5 mm an^{-1}) sont situés en domaine interne, au niveau de sud du Valais et des Grisons. Les vitesses horizontales, mesurées depuis une dizaine d'années par GPS (Calais, 1999a; Calais *et al.*, 2000a; Calais *et al.*, 2002; Vigny *et al.*, 2002; Nocquet & Calais, 2003; Nocquet & Calais, 2004), montrent des vitesses faibles (de l'ordre de 1 à 2 mm an^{-1}) et indiquent, sur une transversale Lyon-Turin, un régime de type extensif, avec une bonne correspondance avec le régime sismotectonique en extension (Calais *et al.*, 2002). Nous reviendrons dans le chapitre III-1 sur l'analyse des taux de déformations associées aux mesures GPS, qui indiquent des déformations de l'ordre de 3 à 6 an^{-1}, présentant des zones en compression et des régions en extension comparables aux domaines tectoniques définis par l'analyse de la sismicité. Cependant, malgré la bonne correspondance qualitative entre sismotectonique et géodésie, aucune faille n'a à ce jour été reconnue de manière unanime par les techniques de géodésie, montrant l'importance capitale des analyses sismotectoniques. A plus grande échelle, l'analyse des mesures GPS semble indiquer des conditions aux limites de la chaîne de type rotationnelles, avec un pôle de rotation situé au nord de Milan et une rotation antihoraire de la plaque apulienne de 0.52 ° Ma^{-1} (Calais *et al.*, 2002). Ce régime en rotation, postulé depuis les années 70 de part la géométrie arquée de la chaîne des Alpes occidentales (Gidon, 1974; Anderson & Jackson, 1987; Ménard, 1988; Vialon *et al.*, 1989), et d'après les mesures plus récentes de paléomagnétisme et de modélisation analogique (Aubourg *et al.*, 1999; Thomas *et al.*, 1999; Collombet, 2001; Collombet *et al.*, 2002), montre que le régime tectonique et géodynamique actuel de l'arc alpin doit être analysé avec précaution, loin de s'intégrer dans des concepts classiques de collision orogénique frontale.

4- Objectifs et méthodes employées

Dans cette étude, nous proposons d'analyser le régime tectonique et géodynamique actuel de la chaîne des Alpes centrales/occidentales dans son ensemble, en utilisant les différents outils complémentaires suivants :

- sismotectonique :

Une première partie concerne une étude locale réalisée dans le Chablais, permettant de définir 2 mécanismes au foyer, concernant le séisme de Bonneveaux (Ml 4.2, 1990, profondeur 17 km) et le choc principal de la séquence sismique de Samoëns (Ml 3.3, 2000, profondeur 5 km). De plus, une étude de localisations relatives (dans le domaine temporel) de la séquence de Samoëns permet, de part l'alignement de 6 répliques ainsi que du choc principal, de définir le plan de faille associé à cette crise de sismicité.

Ensuite, le régime tectonique de l'arc alpin est examiné grâce à la compilation du maximum de mécanismes au foyer disponibles dans cette partie de la chaîne, depuis l'est de la Suisse jusqu'au bassin Ligure. Cette étude synthétique aboutit à la compilation de 389 mécanismes au foyer qui sont l'objet d'analyses détaillées permettant de définir le régime

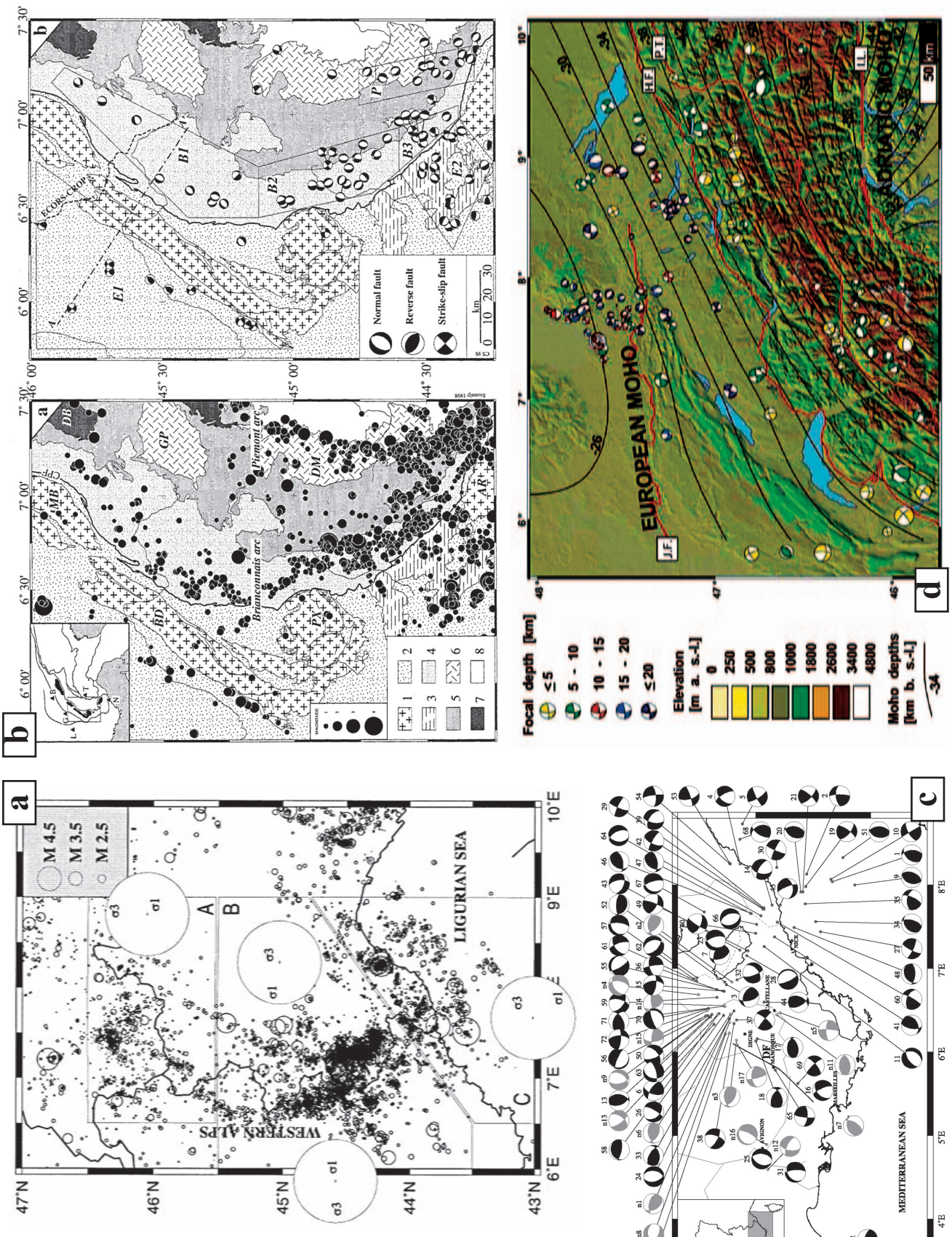


Figure 0-11: Etudes sismotectoniques locales/régionales (a : Eva et al., 1998; b : Sue et al., 1999; c : Baroux et al., 2001; d :Kastrup, 2004) mettant en évidence l'importance des mécanismes de déformation extensifs dans l'ensemble de la chaîne.

tectonique ainsi que les directions de déformation/contraintes à l'échelle de l'ensemble de l'arc, ainsi que d'examiner les corrélations avec l'architecture tridimensionnelle de la chaîne.

- <u>modélisation numérique</u> :

2 types de modélisations numériques par éléments finis, la première en 2.5D (géométrie 3D avec intégration verticale de l'état de déformation/contraintes) à l'aide du code SHELLS (Kong & Bird, 1995; Bird, 1999) et la seconde réalisée en 2D (coupe le long du profil ECORS) à l'aide du code ADELI (Hassani, 1994; Hassani *et al.*, 1997) sont réalisés dans le but de tester les hypothèses géodynamiques permettant d'aboutir aux champs de déformation/contraintes définis par l'étude sismotectonique. En particulier, nous testerons l'hypothèse d'un rééquilibrage gravitaire consécutif à un arrêt de la convergence aux limites de la chaîne, en précisant si cette hypothèse permet d'expliquer tout ou partie du régime tectonique actuel de l'arc alpin.

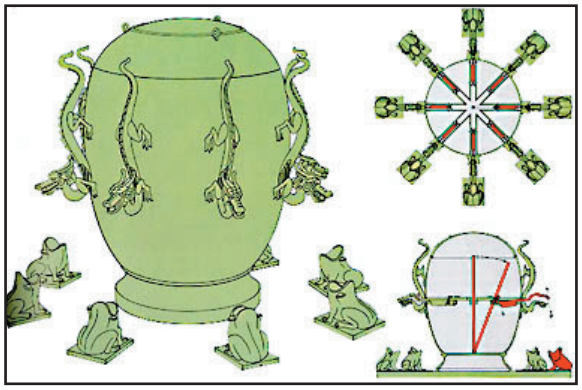
- <u>quantification de la déformation</u> :

Après avoir défini de manière qualitative l'état de déformation/contraintes à l'aide des outils sismotectoniques, une tentative de quantification de la déformation est réalisée, d'une part à partir d'une synthèse des données géodésiques (GPS) déjà établie par Nocquet (2002), d'autre part à l'aide du catalogue de sismicité établi dans la synthèse sismotectonique du chapitre I. La comparaison des 2 types de quantifications permettra ensuite d'analyser la mécanique de la déformation observée dans la chaîne.

En dernier lieu, les résultats de cette étude sont comparés aux résultats obtenus par **Jean-Daniel Champagnac** lors de son travail de thèse (réalisé en parallèle à la présente étude), intitulé 'Tectonique cassante de l'arc interne des Alpes occidentales – implications géodynamiques'. En particulier, les résultats d'inversion de contraintes réalisés à partir de mesures de couples failles/stries effectuées sur le terrain (au niveau des zones internes de la chaîne), permettront de proposer un modèle d'évolution tectonique et géodynamique Néogène à actuel de l'arc alpin.

Chapitre I

Analyse sismotectonique
- définition du régime tectonique actuel -



Sismographe d'Houfeng, inventé par Zhang Heng en 132 A.D. Des billes positionnées dans la bouche des dragons tombent dans la bouche de la grenouille correspondant à la direction de la secousse sismique. A l'aide de plusieurs de ces instruments, il a donc été possible de localiser un séisme, près de 1700 ans avant l'apparition des sismographes modernes.

Ce chapitre concerne l'étude sismotectonique de l'état de déformation/contraintes actuel de l'arc alpin, permettant de définir le régime tectonique actuel de la chaîne. Ce travail a été réalisé à 2 échelles différentes :

- étude locale : Chablais

Le régime tectonique du Chablais est étudié par l'analyse détaillée du séisme de Bonneveaux (1990, Ml 4.2) et de la crise de sismicité de Samoëns (2000, choc principal : Ml 3.3). Des études de ***tracés de rais*** *permettent de définir de manière précise les mécanismes au foyer ainsi que les profondeurs de ces 2 chocs. Le régime sismotectonique apparaît* ***consistant avec la profondeur****, avec des mécanismes au foyer de type* ***décrochants*** *avec une légère composante normale pour les 2 séismes, l'un étant placé dans le socle (Bonneveaux, profondeur 17 km) et l'autre proche de la limite socle/couverture (Samoëns, profondeur 5 km (choc principal)). L'analyse par* ***localisations relatives*** *dans le domaine temporel des répliques de la séquence de Samoëns permet d'aboutir à un alignement de 7 évènements (6 répliques + choc principal) s'alignant sur le plan nodal E-W du mécanisme au foyer du choc principal. On définit ainsi une* ***faille subverticale dextre*** *agissant à 5 km de profondeur (affectant possiblement le socle ainsi que la couverture), compatible avec le mécanisme au foyer plus profond du séisme de Bonneveaux. Ce contexte décrochant, replacé dans son contexte tectonique régional, s'intègre bien dans un système de décrochements conjugués retrouvés dans les régions du Jura et du Bassin Molassique Suisse et contraste avec le système décrochant dextre orienté NE-SW observé au niveau du Wildhorn/Martigny.*

- synthèse sismotectonique :

La tectonique actuelle de l'arc alpin dans son ensemble (depuis l'est de la Suisse jusqu'à la mer Ligure) est examinée grâce à la ***compilation de 389 mécanismes au foyer*** *couvrant l'ensemble de la chaîne. L'état de déformation est analysé par une méthode originale de* ***régionalisation de la déformation*** *permettant de mettre en valeur le régime de déformation (compressif / extensif / décrochant) associé à la sismicité. Un* ***régime extensif homogène et continu*** *est ainsi défini au niveau de la haute chaîne, tandis qu'un régime principalement décrochant, avec des tendances locales à la compression ou à l'extension, est observé en bordure de l'arc alpin. L'analyse des directions de déformation associées à la sismicité, ainsi que l'application des techniques d'inversion de contraintes, permettent de définir le caractère radial,* ***perpendiculaire à l'orogène*** *du régime extensif observé au cœur de la chaîne, tandis que les zones externes sont caractérisées par un éventail (lui aussi perpendiculaire à l'orogène) des axes de compression, centré sur la plaine du Pô. La comparaison avec la géométrie*

tridimensionnelle de la chaîne montre que le régime extensif est corrélé aux zones de ***croûte surépaissies*** *présentent au cœur de l'arc, tandis que les zones compressives locales observées en domaine externe se placent en bordure de ces zones d'épaisseur crustales 'anormales'. Cette corrélation permet de proposer un modèle de* ***rééquilibrage gravitaire*** *permettant d'aboutir au régime tectonique contrasté observé (avec l'occurrence d'extension et de compression), dans lequel la convergence aux limites de la chaîne semble stoppée, et interprété comme un* ***régime post-collisionnel****. Le rôle de conditions aux limites en* ***rotation*** *(rotation antihoraire de la plaque Apulienne), plus difficile à appréhender, pourrait permettre d'expliquer une partie du régime décrochant observé au niveau des zones externes.*

I-1) Etude locale : Chablais

Fracturation active en décrochement dans le Chablais (Alpes NW). Etude de localisation relative et régime sismotectonique associé.

Active strike-slip faulting in the Chablais area (NW Alps) from seismic relative locations and associated seismotectonics

Bastien Delacou[(1)], Nicolas Deichmann[(2)], Christian Sue[(1)], François Thouvenot[(3)], Jean-Daniel Champagnac[(1)], Martin Burkhard[(1)]

[(1)]Institut de Géologie, Université de Neuchâtel, Switzerland
[(2)]Swiss Seismological Service, Institute of Geophysics, ETH-Zûrich, Switzerland
[(3)]Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (LGIT), Maison des Géosciences, CNRS/UJF, Grenoble, France

Submitted for *Eclogae Geologicae Helvetiae*

ABSTRACT

The Chablais area is characterized by a complex geological setting, resulting from the transport of a nappe stack of various internal origins (the Préalpine nappes), thrusted in Oligocene times onto the helvetic cover of external zones of the alpine belt. While the structural setting and timing of nappe emplacement is well-understood, the current tectonics and associated faulting remains unclear. The detailed analysis of the Bonneveaux and Samoëns earthquakes, presented in this study, gives a fair image of the active tectonics of the Chablais area. The associated seismotectonic regime appears to be constant with depth, both focal mechanisms presenting a strike-slip regime, one in the crystalline basement at around 17 km depth and the other probably cross-cutting the cover/basement interface at around 5km depth. Relative location techniques, applied in this study in time domain on the seismic sequence associated to the Samoëns earthquake, represents the best way (if not the unique) to identified active faults in a region where neotectonic indices are very scarce and controversial. The resulting seismic alignment nicely corresponds to the E-W dextral fault of the focal mechanism. This strike-slip context, compared to the regional stress field and active tectonics, corresponds to the one observed in the Jura/Molasse basin area and contrasts with the exclusively dextral transcurrent regime of the Wildhorn/Martigny region.

Introduction and tectonic setting

The Chablais is part of the Préalpine nappe system, which consists of a complex stack of sedimentary nappes of various internal origin (Valaisan, sub-Briançonnais, Briançonnais and Piémontais), metamorphosed into anchizonal to greenschist facies at around 27 Ma (Jaboyedoff & Cosca, 1999), detached from its crystalline substratum in Oligocene times and thrusted onto external units of autochthonous sedimentary cover, helvetic nappes and subalpine molasse (Schardt, 1894; Schardt, 1898; Mosar, 1997; Mosar, 1999; Borel & Mosar, 2000; Wissing & Pfiffner, 2002). The nappe stack, approximately 2 km thick, can be subdivided into 4 different nappes, depending on its paleogeographic origin and tectonic imbrication (Fig.1). From external to internal origin, one can distinguish the Ultrahelvetic nappe, the Klippen nappe, the Breccia nappe and the "Nappe Supérieure" (subdivided into the Voirons and Simme nappes). The structural and tectonic settings of the Préalpes are dominated by kilometer-scale folds and imbricate structures (Mosar *et al.*, 1996; Mosar, 1997; Wissing & Pfiffner, 2002), with a NW transport direction, controlled by a thick evaporites detachment layer of Triassic (Carnian) age. For macrotectonic reasons, the Klippen nappe is classically divided in two parts (Lugeon & Gagnebin, 1941): the fold- dominated "Préalpes Médianes Plastiques" in the northwest, and the large imbricate structure of the "Préalpes Médianes Rigides" in the southeast. The Breccia nappe is disharmonically folded with respect to the Klippen nappe, implying an early phase of folding, prior to nappe emplacement (Wissing & Pfiffner, 2002). Underneath the Préalpine nappe stack, the Helvetic cover, whether autochthonous or allochthonous (Morcles nappe), is

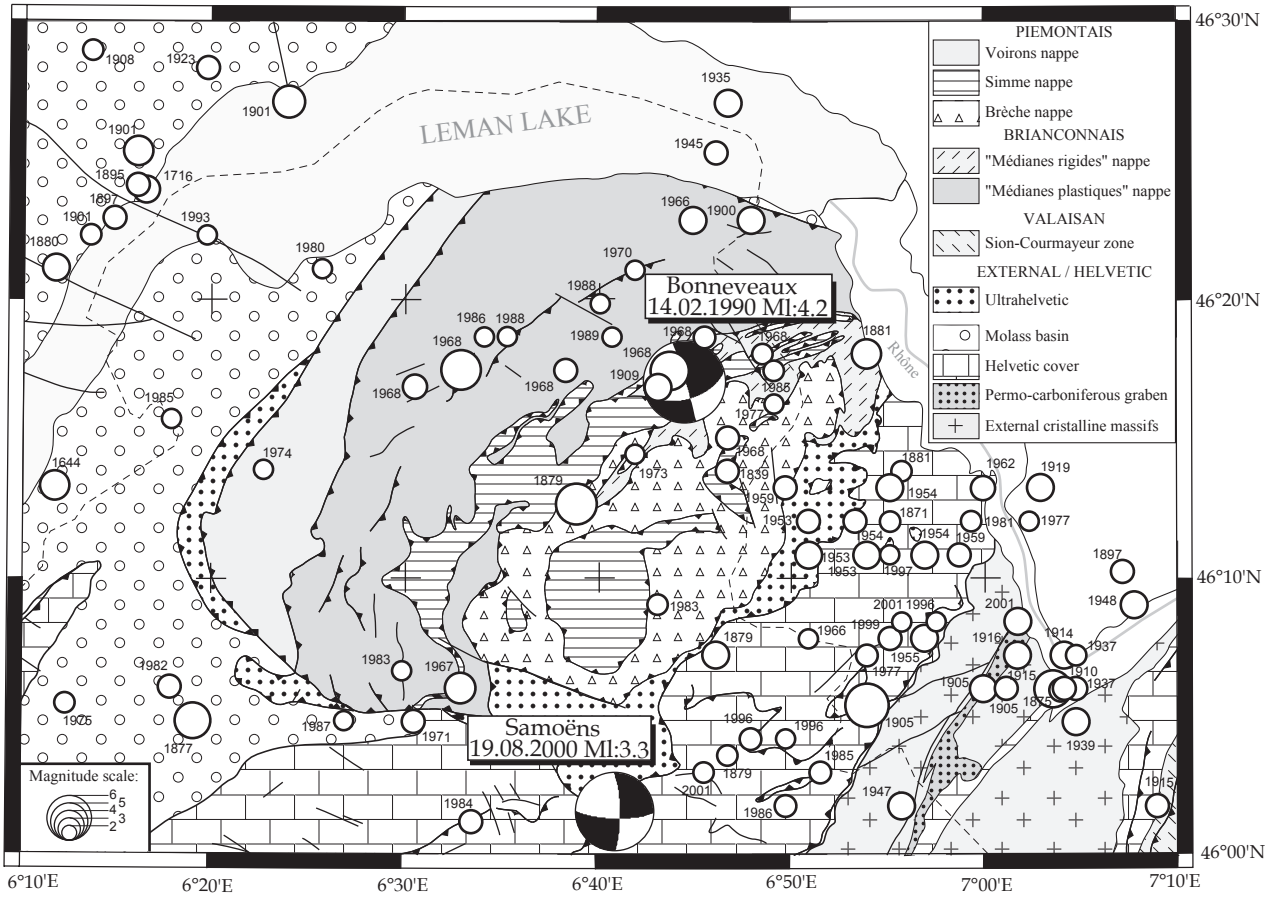


Figure 1: Geological and seismological settings of the Chablais area. The two studied Bonneveaux and Samoëns earthquakes are highlighted and plotted with their associated focal mechanisms. Note the quite numerous amounts of felt earthquakes (white circles, ECOS catalog) in a region where the seismicity is considered low to moderate.

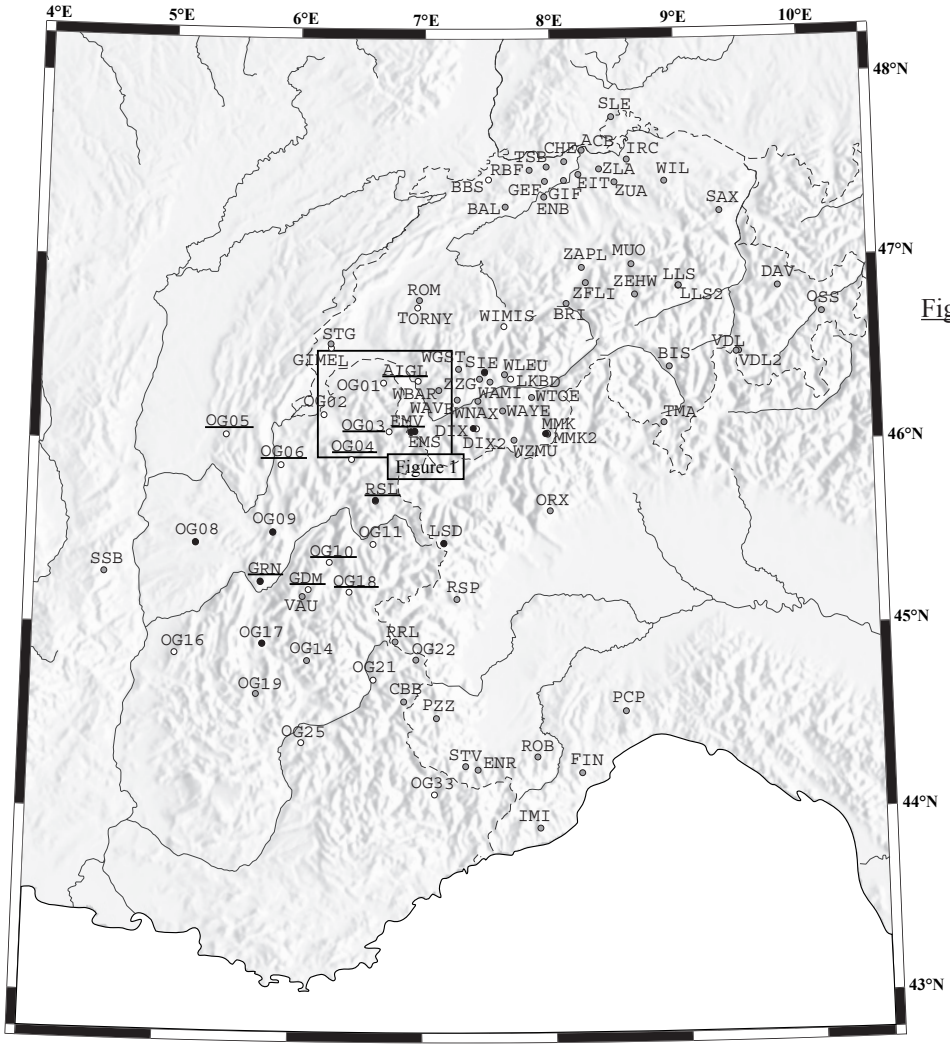


Figure 2: Location of seismic stations used in this study. Grey dots: stations used for the study of the Bonneveaux earthquake. White dots: stations used for the study of the Samoëns earthquake. Black dots: stations used for both studies. Underlined station names: stations used for the cross-correlation study of the Samoëns seismic sequence.

folded and thrusted in a NW direction under anchizonal conditions at Oligo-Miocene times (Burkhard & Sommaruga, 1998). Finally, the crystalline basement is affected by large-scale buckling and uplifted, forming the External Crystalline Massifs (ECM) of the Mont-Blanc and Aar massif in Miocene times (Burkhard, 1986).

While the tectonic setting and structural evolution of the Préalpes are relatively well-known, the current activity remains unclear. The seismicity of the studied area (Fig.1) is considered low to moderate, although quite numerous earthquakes have been felt by the population and reported in the historical catalog (ECOS catalog, Swiss Seismological Service). Despite this well-documented seismicity, modern seismotectonic studies are still lacking and the current tectonic and faulting settings of the Chablais area still rises up unresolved issues. In this study, we proposed to examine the current tectonic setting of the Chablais area by the seismotectonic analysis of the 1990 Bonneveaux earthquake and the 2000 Samoëns earthquake and its associated seismic sequence.

Data analysis

Bonneveaux 1990 earthquake

The Bonneveaux earthquake took place on the 14th February 1990 at 15h55mn54s, with a local magnitude (Ml) of 4.2 (Fig.1). While preliminary localization and associated focal mechanism have already been published in (Kastrup *et al.*, 2004), the lack of seismic stations

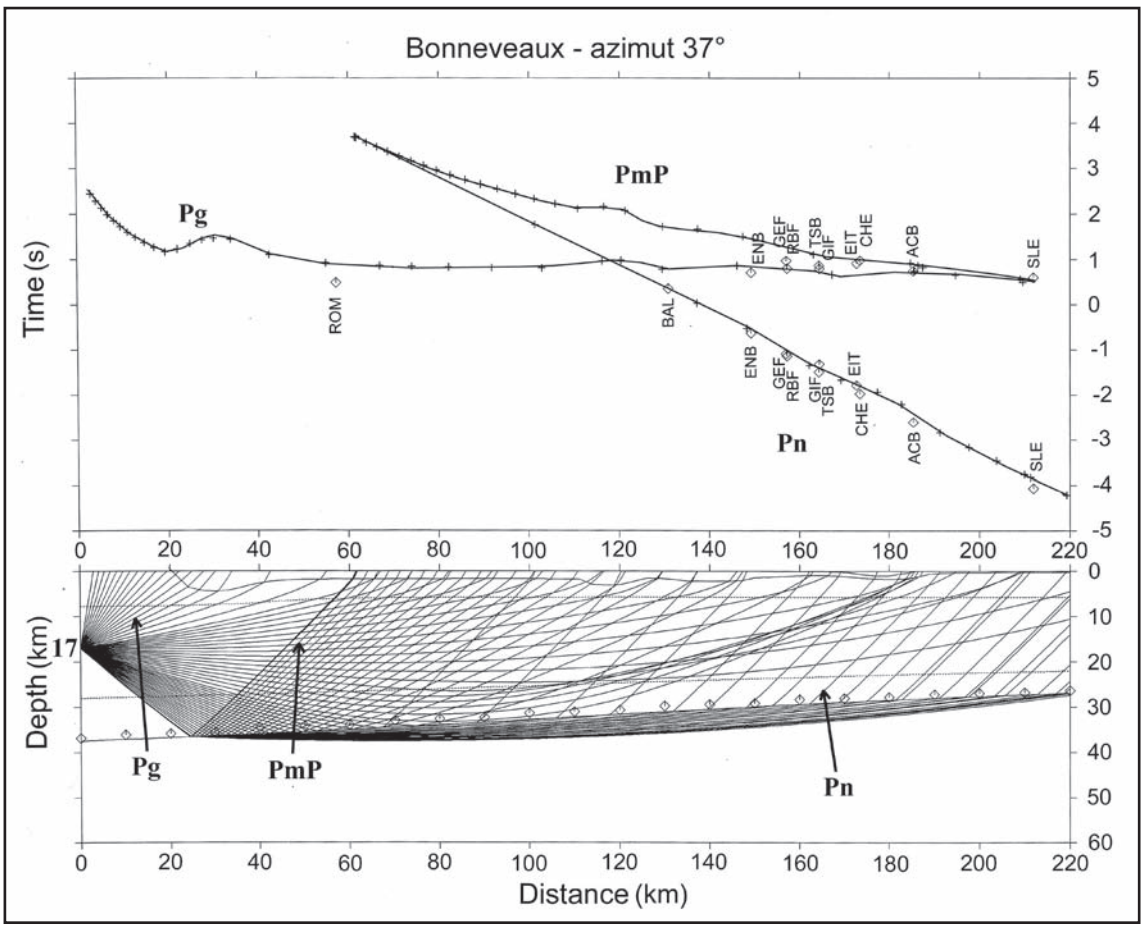


Figure 3: Ray-trace model in a N-37° azimuth from the Bonneveaux earthquake. This model, with a focal depth of 17 km, represents the best-fit between observed (diamonds) and calculated (black crosses) travel times. Pg (direct), PmP (reflected on the Moho) and Pn (refracted on the Moho) phases are shown.

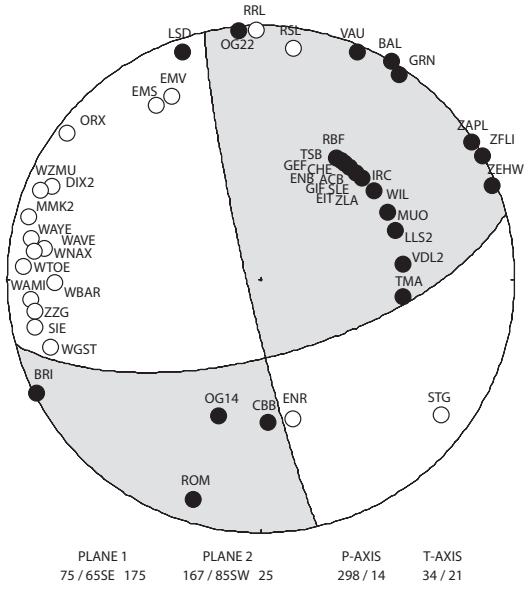


Figure 4: Calculated focal mechanism of the Bonneveaux earthquake. Black dots: positive arrivals. White dots: negative arrivals.

in the vicinity of the earthquake (minimum distance at station EMV at 26 km of the epicenter) imply a poor knowledge of the depth where it occured, in particular with standard localization techniques (automatized in a 1D velocity model). Consequently, the associated focal mechanism can also be considered as relatively poorly constrained, especially because of the uncertainty on the depth, and also of the ill constrained ray-paths.

In this study, we propose a new analysis of this earthquake based on 2D ray-trace modeling in order to better constrain the focal depth and focal mechanism (Deichmann, 1987; Deichmann & Rybach, 1989). Ray-trace modeling, by the calculations of realistic ray-paths in a 2D multilayer crustal velocity model, enable to have well-constrained travel times and take-off angles that permit the correction of the localization and focal mechanism (respectively) of the earthquake.

The Bonneveaux earthquake, by its geographical position, has been the subject of the collection of up to 85 stations recordings (Fig.2) regrouping Swiss (SED), French (SISMALP) and Italian networks. This high number of recording stations allows a good localization (with a modified version of HYPO-71 algorithm (Lee & Lahr, 1975)) and a well-constrained focal mechanism calculation, with a maximum azimutal gap of 88°. A ray-trace cross-section has been constructed for Swiss stations (Fig.3) in a N70° direction, in order to test the consequences of depth changes in travel times. The best fit between observed (pointed) and calculated travel times is obtained for a depth of 17 km (Fig.3). This earthquake can thus be considered as a deep one, the seismicity of the region being mainly concentrated in the topmost 10 km of the basement. From this model, a correction of initial take-off angles has been achieved. In particular, downgoing ray-paths, which can not be calculated with the standard localization technique, have been corrected by the ray-trace calculation. These changes, which have also been done for a cross-section going to Grenoble in a N220° direction permits, by the modeling of more realistic take-off angles, to have a new and much more constrained focal mechanism (Fig.4). The resulting focal mechanism is transcurrent, with a normal component and nodal planes oriented N75/65 (dextral) and N167/85 (sinistral). The associated fault, unknown between the E-W dextral and the N-S sinistral nodal planes, is clearly located in the crystalline basement of the European plate.

Samoëns 2000 seismic sequence

The Samoëns seismic sequence happened on August 2000 and is composed of 7 earthquakes. The main shock has been registered the 19th August 2000 at 08h37mn24s, with a local magnitude (Ml) of 3.4 and a focal depth of 5.2 km (Fig.1). The first station being very close to the epicenter (station OG03 at 5 km), this calculated depth can be considered as well-constrained (± 2-3km). The main shock has been followed by 6 aftershocks, the 19th August at 08h54mn16s (Ml 2.3), the 19th August at 16h33mn24s (Ml 1.6), the 20th August at 02h06mn42s (Ml 1.6), the 26th August at 02h00mn53s (Ml 1.5), the 26th August at 07h00mn10s (Ml 2.4) and the 29th August at 14h56mn46s (Ml 2.2), with almost the same focal depths as for the main shock (around 5 km depth).

A focal mechanism has been computed for the main shock (Fig.5). As for the Bonneveaux earthquake, take-off angles were corrected using the results of ray-trace modeling. The low azimutal gap (103°) and the high number of stations where the polarity was identifiable (34 stations) enable a well-constrained focal mechanism, despite the fact that extensional arrivals are rare. However, the position of nodal planes is strengthen by the analysis of earthquake's coda, with strong S-arrivals and weak P-arrivals for stations where take-off angles are close to nodal planes. This analysis results in a strike-slip mechanism (Fig.5), with a slight normal component and nodal planes oriented N90/80 (dextral) and N358/80 (sinistral).

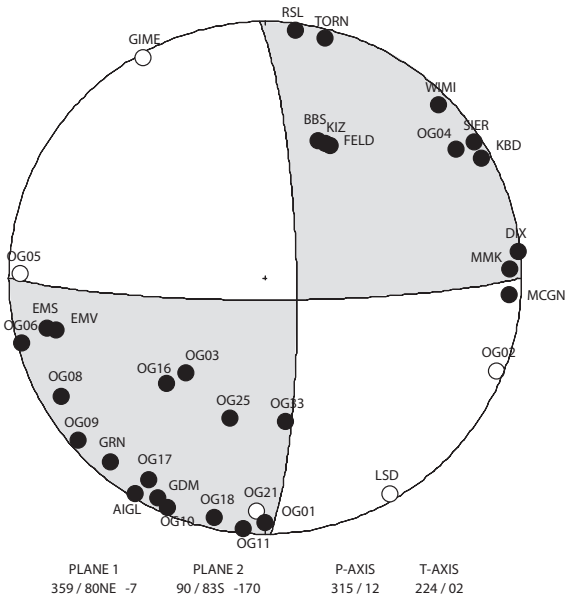


Figure 5: Calculated focal mechanism of the Samoëns main shock. Black dots: positive arrivals. White dots: negative arrivals.

The striking similarity between the signals of the different events (Fig.7) suggests a probable single fault activation for the entire seismic sequence, and the possibility of using of cross-correlation technique in order to resolve relative arrival time differences between the events of the cluster (Fréchet, 1985; Console & Di Giovambattista, 1987; Logan, 1987; Deichmann & Garcia-Fernandez, 1992; Augliera *et al.*, 1995). This cross-correlation, performed in the time domain, enables the precise relocation (relative errors of a few tens of meters) of all events relative to a chosen master event (event of the 20 August in this study). The ray paths being essentially identical for all the events of the sequence, systematic errors due to an incorrect velocity model will therefore be the same for all events and will have no effects on the accuracy of the relative location of earthquakes. Since the frequency content of seismograms is largely controlled by the magnitude of events, the cross-correlation technique is therefore applicable to earthquakes that do not differ so much in magnitude. This is why the main shock has not been chosen as the master event, because of its higher magnitude relative to the aftershocks. This is also mainly the reason why this main shock deviates from the alignment of other events in the relative location results. The cross-correlation technique is used to correlate the different phases (Pg, Sg and PmP phases) at the different stations where these phases have been identified. In the figure 6 are presented three examples of time-cross-correlations performed for the recordings of the stations EMV, OG05 and GRN (see Fig. 2 for the localizations of these stations). These examples illustrate the correlations of three different phases (Pg, Sg and PmP respectively)

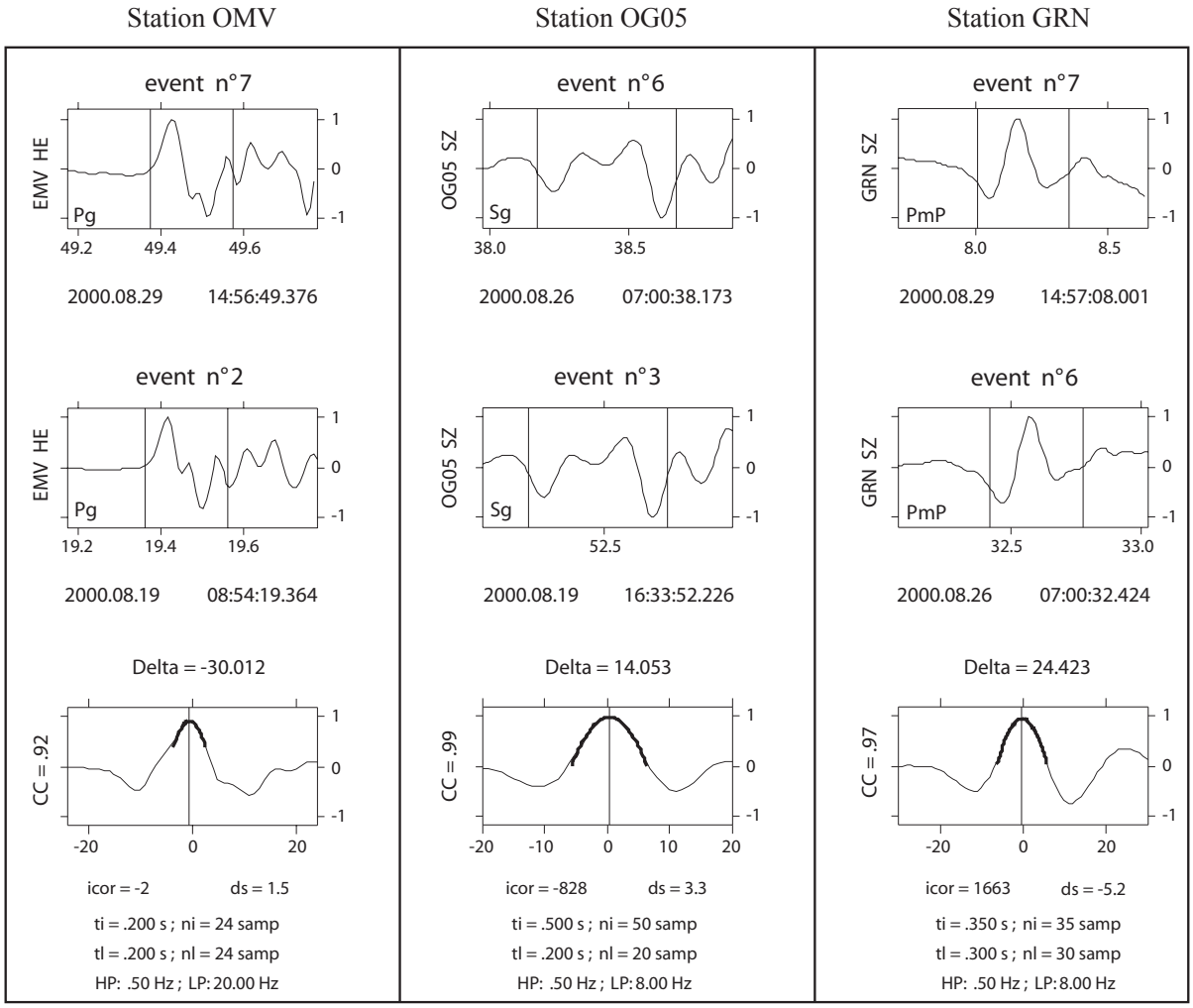


Figure 6: Examples of time-cross-correlations at the stations OMV (Pg phase), OG05 (Sg phase) and GRN (PmP phase). The cross-correlation function (CC, lower diagrams) is calculated for the phases of couples of events (two upper diagrams) by shifting in time the signals. The resulted time-shift, which is used for the relocation of the events, is Delta (ms).

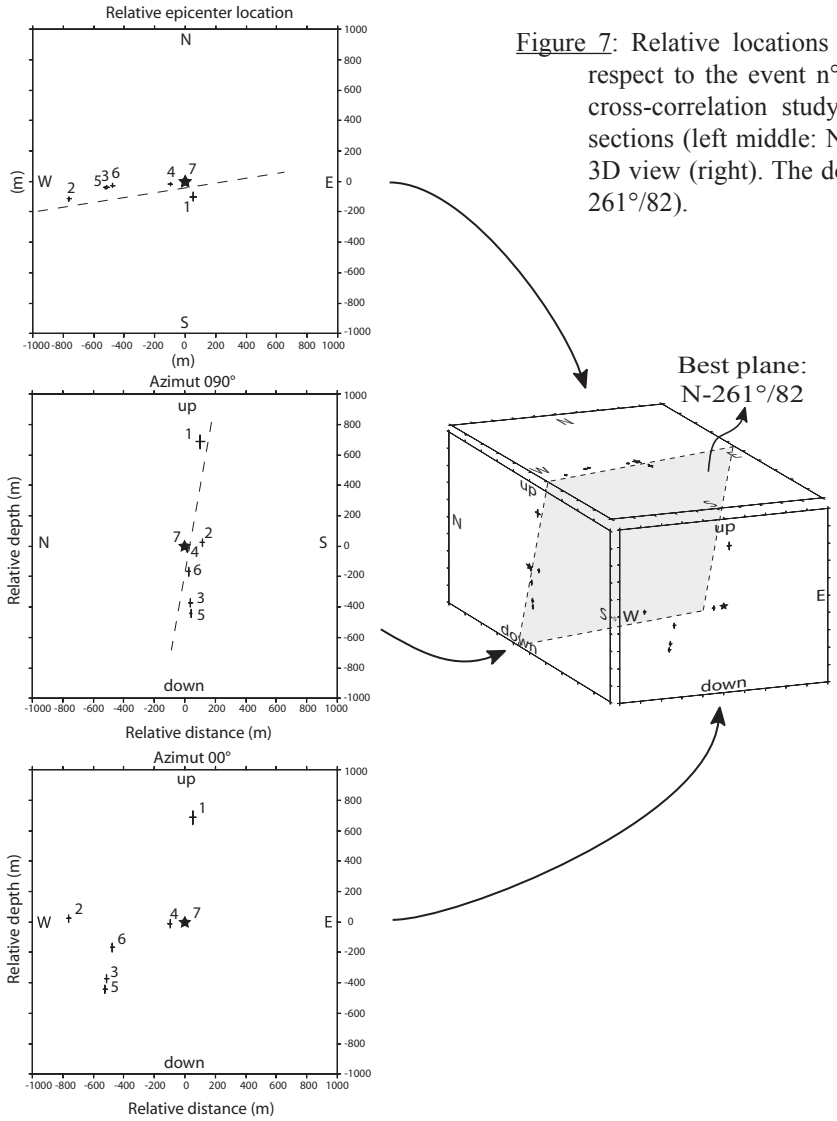


Figure 7: Relative locations of the Samoëns seismic sequence with respect to the event n°7 (black star) calculated from the time-cross-correlation study, in map view (left upper box), cross sections (left middle: N-S section, left lower: E-W section) and 3D view (right). The doted lines represent the best-fit plane (N-261°/82).

and three different couples of events (7 and 2, 6 and 3, 7 and 6 respectively). The highly similar signals (top and middle diagrams in Fig. 6) are shifted in time in order to resolve travel times differences between the different waves emerging from the different couples of events. The results of the cross-correlation are shown in figure 6 (bottom diagrams) with a best fit corresponding to the maximum of the cross-correlation function (CC=0.92, 0.99 and 0.97 for the three examples) and are presented travel time differences of -30.012 ms, 14.053 ms and 24.423 ms respectively. In order to resolve time differences smaller than the sampling interval, a quadratic curve is fitted to the cross-correlation curve (Fig.6) by a least-squares method (Deichmann & Garcia-Fernandez, 1992). The cross-correlation is then performed for all couples of events and all phases identifiable. Uncertainties in arrival time differences between master and slave events are minimized by a least-squares adjustment procedure, formulated in (Deichmann & Garcia-Fernandez, 1992). After the time cross-correlation has been achieved and adjusted, the differences in arrival times are converted into relative locations between slave and master events. The results of these relative locations are shown in Figure 7. The different events of the cluster define a well-visible E-W alignment, except for the master event that is located slightly to the south of the slave events lineament (probably because of uncertainties due to its higher magnitude). The plane that best-fits these relocations is oriented N261/82. It correlates well with the dextral nodal plane of the main shock's focal mechanism (N90/80). Given the assumption that all events of the Samoëns seismic sequence presented in this study stem from one single fault plane (reasonable assumption because of the similarities of the different signals), an active fault plane can therefore be define. This fault plane is oriented E-W, with a dextral movement (with a slight normal component), and is acting at around 5 km depth. In this area, the top of the ante-triassic crystalline basement is considered to be at around 6 km depth (Burkhard, 1988), despite the proximity of the Aiguilles Rouges external crystalline massif (Fig. 1). We can thus postulate that the Samoëns earthquake occured

in the Helvetic cover of the Aiguilles Rouges massif. However, given a vertical uncertainty of ± 2 km for the localization of the main Samoëns earthquake, and a vertical dispersion of about 1.2 km for the associated seismic sequence (Fig. 6), the associated fault can either be situated in the crystalline basement or in its sedimentary Helvetic cover, or either in both of them (cross-cutting the basement/cover interface).

Tectonic interpretation

In a region where the current active tectonics is still largely a matter of debate, our seismotectonic study gives a great advancement in the knowledge of active faulting prevailing in the Chablais area. Faulting appears to be consistent with depth, both Bonneveaux and Samoëns focal mechanisms showing a transcurent tectonic regime, with a slight normal component, acting in the crystalline basement at 17 km for the first one and probably in the Helvetic cover (or cross-cutting the basement/cover interface) at 5 km for the second one. The associated faulting for the Bonneveaux earthquake can either be on a dextral E-W or a sinistral N-S fault, while the detailed relative location of the seismic sequence associated to the Samoëns earthquake enabled the recognition of an unambiguous E-W dextral strike-slip fault.

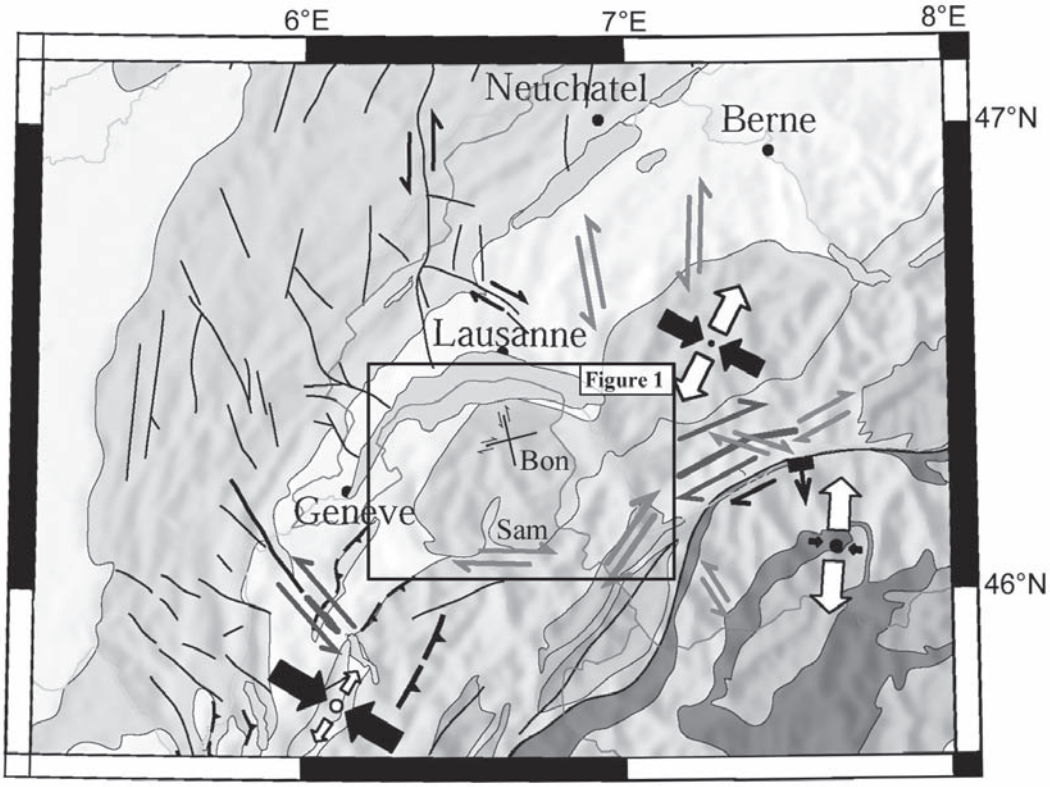


Figure 8: Stress field and active faulting of the NW Alps (synthesized from Maurer & Deichmann, 1995; Thouvenot *et al.*, 1998; Delacou *et al.*, 2004; Kastrup *et al.*, 2004). Grey: active faults revealed by seismic relative locations. Thick black lines: seismic alignments. Thin black lines: possible active faults (recognized on the field, with no proven activity). Doted lines: supposed active faults (corresponding to the seismotectonics, with no surface expression). Black/white arrows: calculated $\sigma 1$/ $\sigma 3$ stress axes from inversion of focal mechanisms. Bon: Bonneveaux earthquake (the 2 nodal planes are shown). Sam: Samoëns fault (see Fig. 8).

In a large scale view of the alpine belt, the current seismotectonic activity of the portion of the belt studied here is governed by (Fig.8):

- A conjugate transcurent regime affecting the Molasse Basin and the Jura mountains (Thouvenot *et al.*, 1998; Delacou *et al.*, 2004; Kastrup *et al.*, 2004). This system, conjugate around compressive axes perpendicular to the alpine trend, progressively rotates anticlockwise from north to south, following the curvature of the alpine belt. Sinistral faults then progressively rotate from a N-S direction in the Molasse Basin (Fribourg seismic relative locations (Kastrup *et al.*, 2004)) to NW-SE in the southern Jura mountains (Vuache fault seismic alignment (Thouvenot *et al.*, 1998)). Dextral faults belonging to this system and showing a current activity are rare, but many conjugate systems recognized in the field show large scale dextral faults that are supposedly potentially active (in a favorable orientation compared to the current stress field).
- A compressive zone, associated to several compressive focal mechanisms in the Bauges massif area (Ménard, 1988; Thouvenot, 1996; Delacou *et al.*, 2004). No associated active compressive fault has been identified in this area, neither by relative location nor by any seismic alignments or neotectonic studies. However, given a NW-SE orientation of compressive axes in these zones, optimum oriented faults should be NE-SW thrusts (which could be blinded).
- A dextral system, following the ECM alignment, from northern Valais to Martigny. This transcurrent system, very well documented from the Wildhorn seismic alignment and associated relative locations (Maurer & Deichmann, 1995; Maurer *et al.*, 1997) to the Martigny seismic relative locations (Deichmann *et al.*, 2002), documents an exclusively dextral strike-slip regime that follows the alpine arc. The continuation of this system to the south consists of the dextral seismic alignment of the front of the Belledonne massif (Thouvenot *et al.*, 2003) and further south to the high Durance/Argentera dextral fault system (Thouvenot, 1996; Sue, 1998; Sue *et al.*, 1999; Sue & Tricart, 2003).

In this framework, the Chablais area appears to be geographically just in-between the three seismotectonic zones (Fig.8). However, the strike-slip focal mechanisms computed in this study, and the identification of an E-W subvertical dextral fault at Samoëns appears to rely to the Molasse Basin/Jura transcurrent tectonic field, as the studied focal mechanisms have orogen-perpendicular P-axes and the associated faults are compatible with the conjugate system describe in these external areas. Thus, this system is in opposition to the one described in the Wildhorn/Martigny dextral seismic alignment, and the studied earthquakes show that the Chablais area, despite its geographical proximity to the Wildhorn/Martigny area, belongs to the most external Molass Basin/Jura tectonic field.

Conclusions

In a region where the geological and tectonic history is as complex as the Préalpes, the study of the current tectonic activity should represent the basis for the understanding of the recent evolution of this part of the alpine belt. Seismotectonics, by analyzing the present-day seismicity, represents a powerful tool to identify the active faulting and to define the current regime of deformation. Actually, the relative location of earthquakes belonging to a seismic sequence and activating a single fault, performed in this study by time-cross-correlation technique, represents the best way to identify active faults, especially in a region where neotectonic indices are very scarce. Our study in the Chablais area of the Bonneveaux and Samoëns earthquakes enabled

the recognition of a consistent regime of faulting with depth (in the crystalline basement at 17 km and probably in the Helvetic cover at 5 km respectively), with quite identical transcurrent focal mechanisms (Fig. 4 and 5), with a slight normal component and a NW orientation of P-axes. The detailed relative location analysis of 7 earthquakes belonging to the Samoëns seismic sequence permits the identification of an E-W subvertical fault (Fig.6 and 7), which nicely correspond to the E-W dextral nodal plane of the focal mechanism of the main shock.

These indices, and the comparison with the seismotectonic regime of this part of the alpine belt (Fig.8), allows to propose that the Chablais area belongs to the larger scale transcurrent regime prevailing in external zones of the Molass Basin and Jura mountains, characterized by conjuguate dextral and sinistral faults, associated with orogen-perpendicular P-axes progressively rotating with the alpine arc curvature. This system contrasts with the exclusively dextral transcurrent regime of the Wildhorn/Martigny region, with faults following the ECM alignment.

Acknowledgements
This study was supported by the Neuchâtel University, and by the Swiss National Science Foundation (grants # 21-61684.00 and #).

REFERENCES

Augliera, P., Cattaneo, M. & Eva, C. (1995). Seimic multiplets analysis and its implication in seismotectonics. *Tectonophysics*, **248**, 219-234.

Borel, G. D. & Mosar, J. (2000). Subsurface structures in the Chablais Prealpes: New tectonic interpretations of the Prealpes Medianes nappe based on palinspastic lengths. *Eclogae Geol. Helv.*, **93**(3), 307-314.

Burkhard, M. (1986). Déformation des calcaires de l'Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétations tectoniques). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **27**(5), 281-301.

Burkhard, M. (1988). L'helvetique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae Geol. Helv.*, **81**, 63-114.

Burkhard, M. & Sommaruga, A. (1998). Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. In: Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Ed. A. Mascles, C. Puigdefàbregas, H. P. Luterbacher and M. Fernàndez, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **134**.

Console, R. & Di Giovambattista, R. (1987). Local earthquake relative location by digital records. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, **47**, 43-49.

Deichmann, N. (1987). Focal depths of earthquakes in northern Switzerland. *Ann. Geophys.*, **5B**, 395-402.

Deichmann, N., Baer, M., Braunmiller, J., Ballarin Dolfin, D., Bay, F., Bernardi, F., Delouis, B., Fäh, D., Gerstenberger, M., Giardini, D., Huber, S., Kradolfer, M., Maraini, S., Oprsal, I., Schibler, R., Schler, T., Sellami, S., Steimen, S., Wiemer, S., Wössner, J. & Wyss, A. (2002). Earthquake in switzerland and surrounding region during 2001. *Eclogae Geol. Helv.*, **95**, 249-261.

Deichmann, N. & Garcia-Fernandez, M. (1992). Rupture geometry from high-precision relative hypocenter locations of microearthquakes clusters. *Geophys. J. Int.*, **110**, 501-517.

Deichmann, N. & Rybach, L. (1989). Earthquakes and temperatures in the lower crust below the Northern Alpine Foreland of Switzerland. *Geophysical Monograph*, **51**(6), 197-213.

Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D. & Burkhard, M. (2004). Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int.*, **158**, 753-774.

Fréchet, J. (1985). Sismogénèse et doublets sismiques. *PhD thesis, Université de Grenoble*.

Jaboyedoff, M. & Cosca, M. A. (1999). Dating incipient metamorphism using $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology and XRD modeling: a case study from the Swiss Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **135**, 93-113.

Kastrup, U., Zoback, M. L., Deichmann, N., Evans, K. & Giardini, D. (2004). Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. *J. Geophys. Res.*, **109**(B01402).

Lee, W. H. & Lahr, J. E. (1975). HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude and first-motion pattern of local earthquakes. *U.S. Geol. Surv. OpenFile Rep.*, **75-331**.

Logan, A. L. L. (1987). Accurate Relative Location of Similar Earthquakes. *PhD Thesis, University of*

Edinburgh.
Lugeon, M. & Gagnebin, E. (1941). Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Bulletin des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique et du Musée Géologique de l'Université de Lausanne*, **72**, 1-90.
Maurer, H., Burkhard, M., Deichmann, N. & Green, G. (1997). Active tectonism in the central Alps: Contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. *Terra Nova*, **9**, 91-94.
Maurer, H. & Deichmann, N. (1995). Microearthquake cluster detection based on waveform similarities, with an application to the western Swiss Alps. *Geophys. J. Int.*, **123**, 588-600.
Ménard, G. (1988). Structure et cinématique d'une chaîne de collision: Les Alpes occidentales et centrales. *Thèse de Doctorat d'état, Université Joseph Fourier*,*Grenoble*.
Mosar, J. (1997). Folds and thrusts in the Préalps Médianes Plastiques Romandes. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, **84.4**, 347-384.
Mosar, J. (1999). Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and decollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **173**(3), 143-155.
Mosar, J., Stampfli, G. M. & Girod, F. (1996). Western Prealpes Medianes Romandes: Timing and structure. A review. *Eclogae Geol. Helv.*, **89**(1), 389-425.
Schardt, H. (1894). Sur l'origine des Préalpes romandes (zone du Chablais et du Stockhorn). *Eclogae Geol. Helv.*, **4**, 129-142.
Schardt, H. (1898). Les régions exotiques du versant Nord des Alpes Suisses. Préalpes du Chablais et du Stockhorn et les Klippes. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, **34**, 113-219.
Sue, C. (1998). Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes-Approche structurale et sismologique. *Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier*,*Grenoble,* 299pp.
Sue, C., Thouvenot, F., Frechet, J. & Tricart, P. (1999). Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.*, **104**(B11), 25611-25622.
Sue, C. & Tricart, P. (2003). Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics*, **22**(5).
Thouvenot, F. (1996). Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogénèses (Atlas, Pyrénées, Oural). *Thèse de doctorat d'Etat, Université Joseph Fourier*,*Grenoble,* 378pp.
Thouvenot, F., Frechet, J., Jenatton, L. & Gamond, J. F. (2003). The Belledonne Border Fault: Identification of active seismic strike-slip fault in the western Alps. *Geophys. J. Int.*, **155**(1), 174-192.
Thouvenot, F., Frechet, J., Tapponnier, P., Thomas, J. C., Le Brun, B., Menard, G., Lacassin, R., Jenatton, L., Grasso, J. R., Coutant, O., Paul, A. & Hatzfeld, D. (1998). The M-L 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache Fault. *Geophys. J. Int.*, **135**(3), 876-892.
Wissing, S. & Pfiffner, A. (2002). Structure of the eastern Klippen nappe (BE, FR): Implications for its Alpine tectonic evolution. *Eclogae Geol. Helv.*, **95**, 381-398.

I-2) Synthèse sismotectonique

Géodynamique actuelle des Alpes centrales/occidentales
- analyse de la sismicité -

Geophys. J. Int. (2004) **158,** 753–774 doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02320.x

Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis

Bastien Delacou,* Christian Sue, Jean-Daniel Champagnac and Martin Burkhard
Institut de Géologie, Université de Neuchâtel, Switzerland

Accepted 2004 March 26. Received 2004 March 3; in original form 2003 May 28

SUMMARY

The contrasted tectonics of the western/central Alps is examined using a synthesis of 389 reliable focal mechanisms. The present-day strain regime is mapped and interpolated for the entire Alpine belt based on a newly developed method of regionalization. The most striking feature is a continuous area of extension which closely follows the large-scale topographic crest line of the Alpine arc. Thrusting is observed locally, limited to areas near the border of the Alpine chain. A majority of earthquakes within the Alps and its forelands are in strike-slip mode. Stress inversion methods have been applied to homogenous subsets of focal plane mechanisms in order to map regional variations in stress orientation. The stress state is confirmed to be orogen-perpendicular both for σ_3 in the inner extensional zones and σ_1 in the outer transcurrent/transpressional zones. Extensional areas are well correlated with the part of the belt which presents the thickest crust, as shown by the comparison with the Bouguer anomaly and the average topography of the belt. In the northwestern Swiss Alps, extension is also correlated with currently uplifting zones. These observations and our strain/stress analyses support a geodynamic model for the western Alps in which the current activity is mostly a result of gravitational 'body' forces. Earthquakes do not provide any direct evidence for ongoing convergence in the Alpine system, but a relationship with ongoing activity of complex block rotations of the Apulian microplate cannot be ruled out.

Key words: active tectonics, buoyancy forces, earthquake focal mechanisms, orogen-perpendicular extension, stress inversion, western/central Alps.

1 INTRODUCTION AND TECTONIC SETTING

The Alpine belt resulted from the Tertiary convergence between the European and African plates. The Apulian microplate was caught in between the two, leading to the closure of the mid-Jurassic Ligurian Tethys ocean during Upper Cretaceous–Eocene times and to subsequent continent–continent collision during the Tertiary (Coward & Dietrich 1989; Dewey *et al.* 1989; Laubscher 1991; Stampfli *et al.* 1998; Schmid & Kissling 2000). Thus, the Apulian plate acted as an indenter with respect to the European plate (Tapponnier 1977). The complex collision history is characterized by the propagation of the compressive front towards external zones. This collision started in Palaeogene times with syn-metamorphic structuring of the internal (Penninic) zones, which consists of a stack of high-temperature (HT) to high-pressure (HP) metamorphic nappes (Dal Piaz *et al.* 1972; Ernst 1973; Goffé & Choppin 1986; Droop *et al.* 1990; Pognante 1991; Spalla *et al.* 1996; Duchêne *et al.* 1997). The metamorphic internal zones overthrusted the external zones along the Penninic frontal thrust during Oligocene times (Butler *et al.* 1986; Choukroune *et al.* 1986; Mugnier & Ménard 1986; Fry 1989; Gratier *et al.* 1989; Butler 1992). The most recent manifestations of collision tectonics are seen in the thin-skinned external fold and thrust belts (Isler 1985; Laubscher 1987; Burkhard 1990; Burkhard & Sommaruga 1998; Schönborn 1999; Becker 2000) which developed in Oligocene (Helvetic chain) to Late Miocene times (Jura, sub-Alpine massifs, southern Alps). At the scale of the western/central Alps, the compressive structures present a fan-shaped pattern, resulting in a near 180° arcuate Alpine chain of 200 to 400 km in width and approximately 1000 km long from eastern Switzerland to the Ligurian margin. The mountain belt is surrounded by peripheral foreland troughs such as the Molasse and Pô basins north and south of the Alps respectively, by Oligo-Miocene rifts such as the Rhine, Bresse and Rhône graben system to the northwest; as well as the Oligocene Ligurian ocean to the southwest. In addition to the dominant and well-studied compressional structures such as nappes, thrusts and folds, extensional structures are now widely recognized to have played an important role in Alpine

*Corresponding author: Université de Neuchâtel, Institut de Géologie, Rue Argand, 11, Case postale 2, CH-2007 Neuchâtel, Switzerland. E-mail: Bastien.Delacou@unine.ch

© 2004 RAS

tectonics since at least Miocene times (Mancktelow 1992; Selverstone *et al.* 1995; Fügenschuh *et al.* 1999; Bistacchi & Massironi 2000; Sue *et al.* 2002; Champagnac *et al.* 2003; Sue & Tricart 2003; Champagnac *et al.* 2004).

While the Alpine structural setting is well constrained, the current tectonic regime and associated geodynamics remain a matter of debate. Instrumental earthquake monitoring began in the Alpine chain in the 1920s (e.g. Rothé 1941; Pavoni 1961; Ahorner *et al.* 1972; Fréchet 1978). The monitoring progressively improved with increasingly more dense seismic networks, so that today more than 74 stations (regrouping French and Swiss networks) are monitoring earthquakes in the central/western Alps (e.g. Pavoni 1980, 1986; Béthoux *et al.* 1988; Ménard 1988; Deichmann & Rybach 1989; Thouvenot *et al.* 1990). The seismicity is considered to be only low to moderate for most parts of the belt (typical magnitude range $3 < M_L < 5$), while a relatively high level of seismicity is found in the southern Valais, the Briançonnais and Piemontais arcs and the southern Rhine graben. Modern seismotectonic studies document the complexity of the present-day tectonic regime. In terms of stress field an orogen-perpendicular orientation of the maximum horizontal compression axis is established along the western periphery of the Alpine chain (Fréchet 1978; Pavoni 1986). In the inner Alpine arc, however, recent surveys have led to the unexpected discovery of an extensional regime (e.g. Maurer *et al.* 1997; Eva *et al.* 1998; Sue *et al.* 1999; Baroux *et al.* 2001; Kastrup *et al.* 2004).

These studies remained rather localized, and no Alpine synthesis has yet been achieved. In this paper we present a seismotectonic synthesis of the entire western/central Alps, leading to a new and comprehensive image of the overall stress state of the belt. The coexistence of extensional, compressional and transcurrent regimes in various areas of the Alps and surroundings still poses unsolved issues. Our synthesis provides a starting point for a discussion of the current geodynamic situation of the Alpine belt. Different scenarios will be discussed in the light of data from neighbouring fields such as geology, geodesy, gravimetry and neotectonics.

2 SEISMOTECTONIC DATA

This study is based on an extensive collection of previously published focal mechanism data, covering the entire arc of the western/central Alps from eastern Switzerland to the Mediterranean sea (Ligurian margin). Our compilation (tabulated in Appendix A) includes all available regional syntheses and local studies for this zone (Ménard 1988; Thouvenot 1996; Eva & Solarino 1998; Sue *et al.* 1999; Baroux *et al.* 2001; Kastrup *et al.* 2004). This database now contains 389 reliable focal mechanisms. The local magnitudes (*Ml*) range from 0.7 to 6.0 for earthquakes recorded between 1969 and 2000 (Fig. 1, see Appendix A). Focal mechanisms have systematically been controlled for their first-arrival polarity and the coherence of their nodal planes (low azimuthal gap and high number of stations) by both previous and present studies (nearly 4 per cent of focal mechanisms were discarded). They can thus be considered as good to very good quality focal solutions.

The complete database has been used to plot the epicentral locations shown in Figs 1 and 2. Cross-sections have been taken from (Schmid & Kissling 2000) and (Calais *et al.* 2000) and earthquakes have been projected vertically onto these sections from a horizontal distance of 25 to 40 km (depending on the density of earthquakes). Note that our catalogue is not a complete catalogue of the seismic activity recorded in the western central Alps, but only presents events for which reliable focal mechanisms are available. Nevertheless, the distribution of the available focal mechanisms provides a fair image of the overall seismic activity of the belt. In comparison with more complete seismic maps of the belt (Thouvenot 1996; Pavoni *et al.* 1997; Béthoux *et al.* 1998; Sue *et al.* 1999; Baer *et al.* 2001), different seismic zones can be distinguished by their relative activity level (Fig. 1): concentrated seismicity occurs in localized zones such as the Basel region, the Valais area and the Piemontais and Brianconnais arcs (defined in Rothé 1941; Thouvenot 1996; Sue *et al.* 1999); more diffuse seismicity characterizes large zones such as the Swiss Molasse basin, the foreland northwest of the Belledonne massif or the Provence area. Large areas, such as the Vercors or the Lepontin areas, appear as almost aseimic.

Alpine earthquakes occur mainly within the upper crust (the first 15 km), as illustrated by the map and the cross-sections (Fig. 2). However, a few areas with relatively deep seismicity do exist: the Swiss Molasse basin (down to 30 km), the Pô plain (down to 25 km) and the Ligurian margin (down to 20 km). The deep seismicity of the Molasse basin has been interpreted as an indicator of high fluid pressure (Deichmann 1992). In contrast, the seismicity in more internal zones of the belt is restricted to the upper 15 km. It is important to note that informations about present-day stress orientations from focal plane solutions are restricted to this uppermost brittle part of the crust. Any inferences about deeper processes are necessarily indirect and rely on models regarding the coupling between the upper and deeper parts of the orogen.

3 SEISMIC DEFORMATION ANALYSIS

We have used our new database to map regional trends and principal stress orientations as well as to distinguish areas with contrasting stress regimes. In order to constrain the strain state associated with the seismicity, two key parameters have been analysed: the type of deformation (strike-slip, extension, compression) and the directions of *P* (compressional) and *T* (extensional) axes of deformation.

3.1 Type of deformation

In order to better visualize the type of deformation derived from focal mechanisms, we used an original approach based on the plunge of *P* and *T* axes. Extension is characterized by near vertical *P* axes, whereas compressional deformation is characterized by near vertical *T* axes. This qualitative assessment has been used for the calculation of a scalar parameter (see Appendix A), fully sufficient to define the type of deformation, based on assigning negative values of *T*-axes dips for extensional to transtensional mechanisms and positive values of *P*-axes dips for compressional to transpressional ones. This 'r' parameter thus ranges linearly from -90 for pure extension to 0 for pure strike-slip and to $+90$ for pure compression. Negative intermediate values indicate a transtensional tectonic regime ($-90 < r < 0$), and positive intermediate values indicate a transpressional tectonic regime ($0 < r < +90$). This approach allows us to interpolate the scalar field of the parameter *r*, and the corresponding tectonic regime, over the entire area of interest. Such an interpolation (GMT continuous curvature splines in tension, Smith & Wessel 1990) remains open to criticism, as it 'creates' data, as for all interpolation procedures. This is why we also provide the coloured dots on the maps and cross-sections, which correspond to focal mechanisms, with calculated *r* parameters (see Appendix A). Areas with several dots of the same colour are well constrained by data, while areas in between, especially those with colour gradients and no data points, are filled in purely by interpolation. Different tests have been made in the smoothing procedure (with only minor changes in the resulting maps),

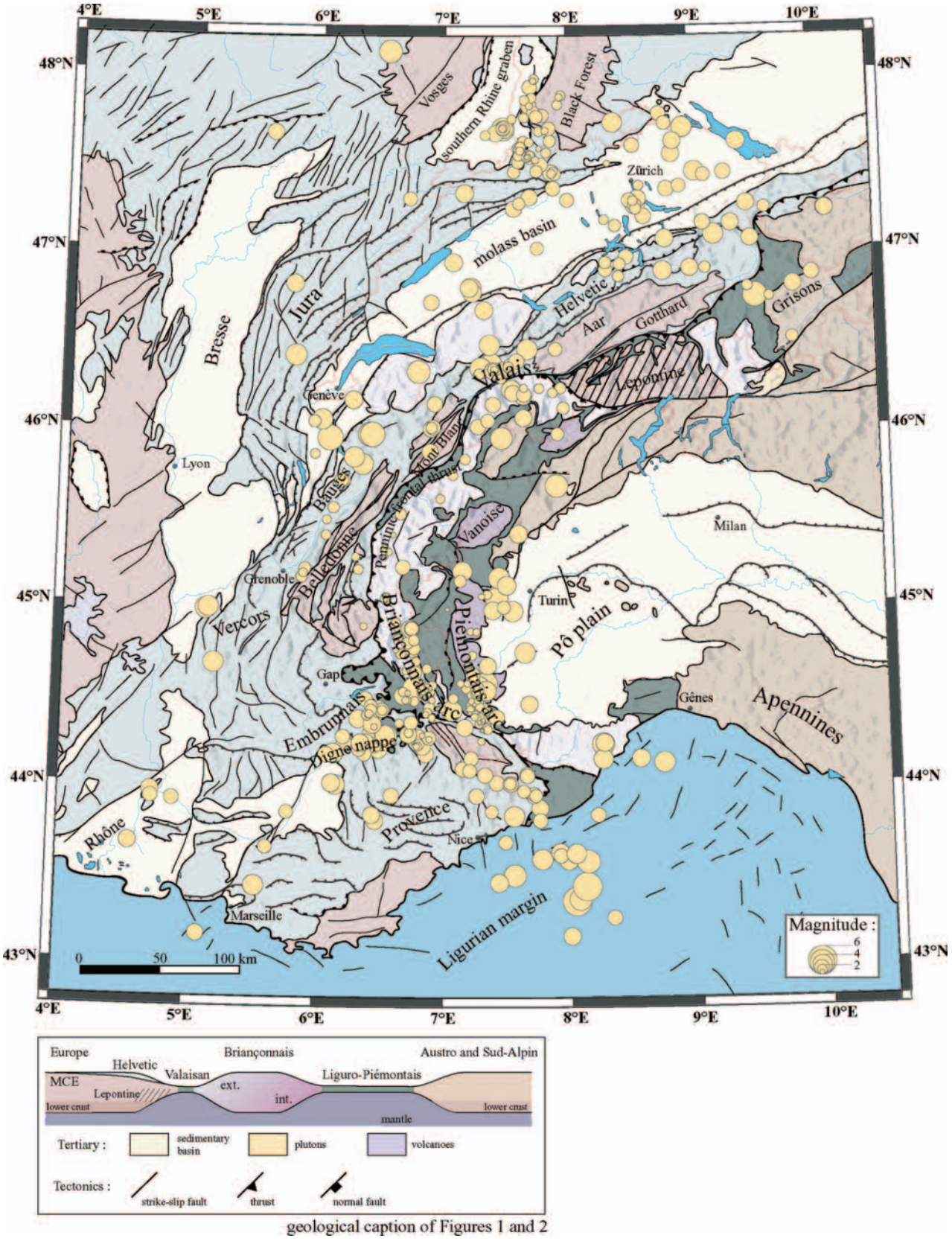


Figure 1. Seismicity map of the western/central Alps showing only the database used in this paper, namely the earthquakes for which a reliable focal mechanism is available. This synthetic database of 389 events recorded between 1969 and 2000 presents the overall features of the classical seismic maps for the Alpine belt: near-aseismic areas (e.g. the Lepontin dome, Vercors), areas of diffuse activity (e.g. Provence, the front of the Belledonne massif, eastern Switzerland) and concentrated active zones (e.g. the so-called Briançonnais and Piemontais arcs, Valais, and the Basel area). The size of the symbols is related to the local magnitude. The geological colour caption is given in the schematic paleogeographical cross-section.

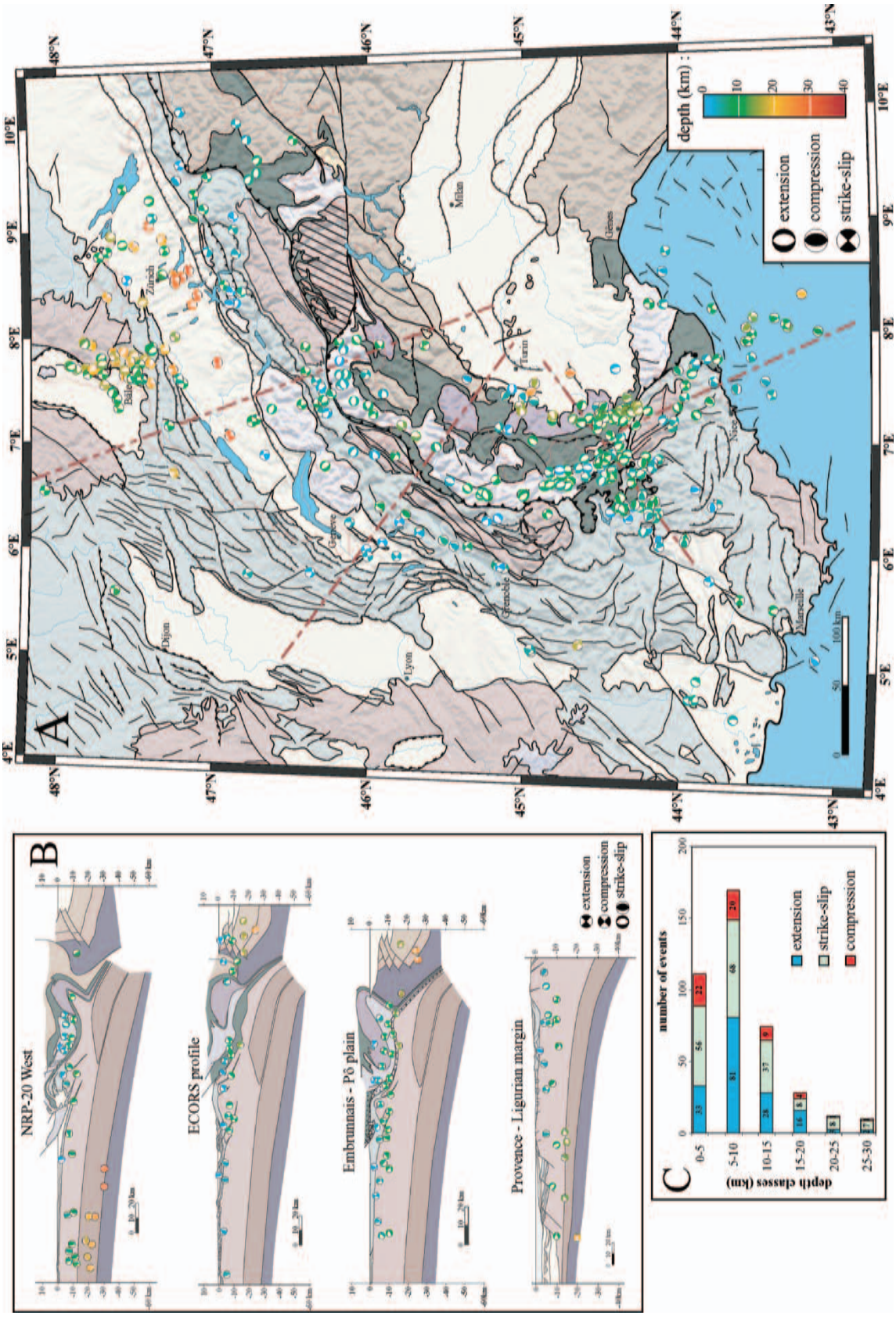


Figure 2. Seismotectonic map of the western Alps (A) showing the whole database used in this study. The colour code of the focal mechanisms corresponds to their depth, and ranges from blue for the shallower ones to red for the deeper ones (up to 35 km beneath the Swiss Molasse basin). The cross-sections (B) are drawn from the recent crustal reinterpretations of the ECORS–CROP and NRP20–West profiles by Schmid & Kissling (2000), and Calais *et al.* (2000) for the Ligurian margin. These key sections illustrate the upper-crustal seismicity in the belt (within the first 15–20 km), and the locally deep seismicity under the forelands. Strike-slip mechanisms are found throughout the whole belt. Reverse faulting is limited to its periphery, whereas extension characterizes the tectonics of the internal zones. The histogram (C) show the depth distribution related to the deformation type for the whole database. See Fig. 1 for the geological caption.

and the parameters have been fixed to reflect the regional patterns and the structural setting of the different areas of interest. Taking into account the limitations inherent in all interpolation methods, our approach allows an accurate assessment of the regional variations of the tectonic regime over the entire western/central Alps (Fig. 3). This approach has its limitations, however, since strike-slip types of deformation (with low *r* values, corresponding to the green colour code) are obtained not only for the true strike-slip zones (where green dots for strike-slip events are present) but also as an artefact of interpolation between areas of pure extension and pure compression. Nevertheless, this artefact does not hinder compressive and extensive zones to clearly emerge from our interpolation. In summary, our large-scale regionalization approach allows the recognition of large zones with a homogeneous state of deformation and their spatial relationship with regions of contrasting strain regime all along the Alpine arc and the surrounding areas.

The most important feature revealed by the strain regime (Fig. 3) is the emergence of a continuous zone of extension prevalent in the internal zone of the chain, all along the belt from the southern Valais in Switzerland to the north of the Argentera external crystalline massif in southern France. Extension is also found in eastern Switzerland (Grisons area), but without any documented continuity with the western extensional areas. This discontinuity might be an artefact due to a lack of seismicity in the Lepontine dome that separates the extensional domains of Valais and Grisons. Extension has been recognized previously in various regional studies (Fréchet 1978; Roth *et al.* 1992; Maurer *et al.* 1997; Eva *et al.* 1998; Sue 1998; Sue *et al.* 1999; Kastrup *et al.* 2004); here we document a lateral continuity between these areas all along the internal zones of the western central Alps.

Another main feature is the presence of discontinuous transpressive zones localized along the borders of the Alpine belt (Fig. 3). Compression is observed in the eastern Helvetic domain, at the front of the Belledonne massif, in front of the Digne nappe and in the western Pô plain. These zones present only a few compressive focal mechanisms, always associated with strike-slip ones, defining a global transpressive mode of deformation. These compressional/transpressional areas remain very localized in the outer portions of the Alpine realm.

At the margins of the Alpine belt, peripheral systems are interfering with the Alpine system. This is the case for the southern Rhine graben, characterized by a transtensional type of deformation, extending continuously southward to the eastern Swiss Molasse basin in the Zurich region. This is also the case for the Ligurian margin, presenting a clear compressive tectonic regime, extending into the southern Provence area.

3.2 Directional data

Directional informations contained in focal plane mechanisms are visualized through projections of the *P*- and *T*-axes orientations on to the horizontal plane (Figs 4 and 5). This directional information is spatially interpolated (Fig. 4) using GMT continuous curvature splines in tension (Smith & Wessel 1990). The resulting maps for *P*- and *T*-axes trajectories are shown in Fig. 5. In this representation, *P*-axis trajectories are shown in transpressional to compressional areas whereas *T*-axis trajectories are displayed in transtensional to extensional areas (compare Fig. 3).

P-axis trajectories around the bend of the western Alps describe a large-scale fan pattern, convergent towards the Pô Plain, confirming earlier work based on far fewer data (Fréchet 1978; Pavoni 1986). *P*-axis trajectories are systematically oriented in an orogen-perpendicular fashion, nearly perpendicular to the structural trend of the Alps. The *P*-axis fan swings of 120° from a NNW direction in eastern Switzerland to northwest in front of Belledonne massif, and southwest in front of the Digne nappe. The Ligurian margin, at the southernmost tip of the belt, is also characterized by horizontal *P* axis, directed northwest.

T-axis trajectories in internal zones define a radial orogen-perpendicular pattern very similar to the *P*-axis pattern of the outer Alpine border zones. *T*-axis trajectories are oriented at a high angle to the bend of the western/central Alpine relief, striking north–south in the Valais to east–west behind the Pelvoux massif area and southwest–northeast behind the Argentera massif. The eastern Swiss Alps (Grisons area) are characterized by *T* axis striking in a northeast–southwest direction. Thus, the seismic strain documented by these *T* axis within the internal zone of the Alps is indicating an orogen-perpendicular extensional tectonic regime.

4 STRESS INVERSION

To further characterize the present-day stress state of the western Alps, we applied stress inversion methods to subsets of the focal mechanism database using the software TENSOR (Delvaux 1993). Stress inversion methods assume a uniform state of stress within the study area. Furthermore, in contrast to the inversion of fault-striae data, standard inversion of earthquake data (e.g. Michael 1987; Gephart 1990; Delvaux 1993) does not *a priori* discriminate between the active and the virtual nodal plane. Despite such restrictions, stress inversion has been shown to provide a powerful tool for analysing focal plane mechanism data sets (Larroque *et al.* 1987; Rebaï *et al.* 1992; Delouis *et al.* 1993; Madeddu *et al.* 1996; Maurer *et al.* 1997; Plenefisch & Bonjer 1997; Eva *et al.* 1998; Montone *et al.* 1999; Sue *et al.* 1999; Baroux *et al.* 2001; Kastrup *et al.* 2004). The aim of the inversion of focal plane data is the determination of a regional stress tensor that satisfies most, if not all, observed individual earthquakes in a given area. In contrast to the simple interpolation of isolated, projected *P*- and *T*-axes directions (Figs 4 and 5), inversion methods take the entire 3-D orientation of focal plane mechanisms into account and search for a common stress tensor. Our inversion is based on an objective, visual selection of large homogeneous zones, which are characterized by an apparently uniform type of deformation. This selection of zones was based on both Fig. 3, following our regionalization of the *r* parameter, and Fig. 5, considering the orientation of *P* and *T* axes.

Stress inversion was performed for 21 zones (Table 1, Appendix A and B), with 6 to 34 focal mechanisms per zone (18 on average). This very finely divided data set (a high number of stress zones) is required by the extreme curvature of the Alpine arc. As a standard test of the coherence and quality of an inversion procedure, the misfit between the predicted and observed slip direction is calculated for each nodal plane. Average misfit values range from 11° to 27°, with a mean value of 18.8°. These are rather high values, which can be explained by the frequent occurrence of mixed types of focal mechanism (compressional, extensional and/or transcurrent) observed at the local scale. The coexistence of strike-slip focal planes with either extension (internal Alps) or compression (Alpine border) is the rule rather than the exception. Despite this pattern, stress inversion results appear to be fairly robust and reproducible on the regional scale. Our results are very similar to those presented in previous regional studies which used different inversion methods (Michael 1987; Gephart 1990; Delvaux 1993) and different subsets of focal

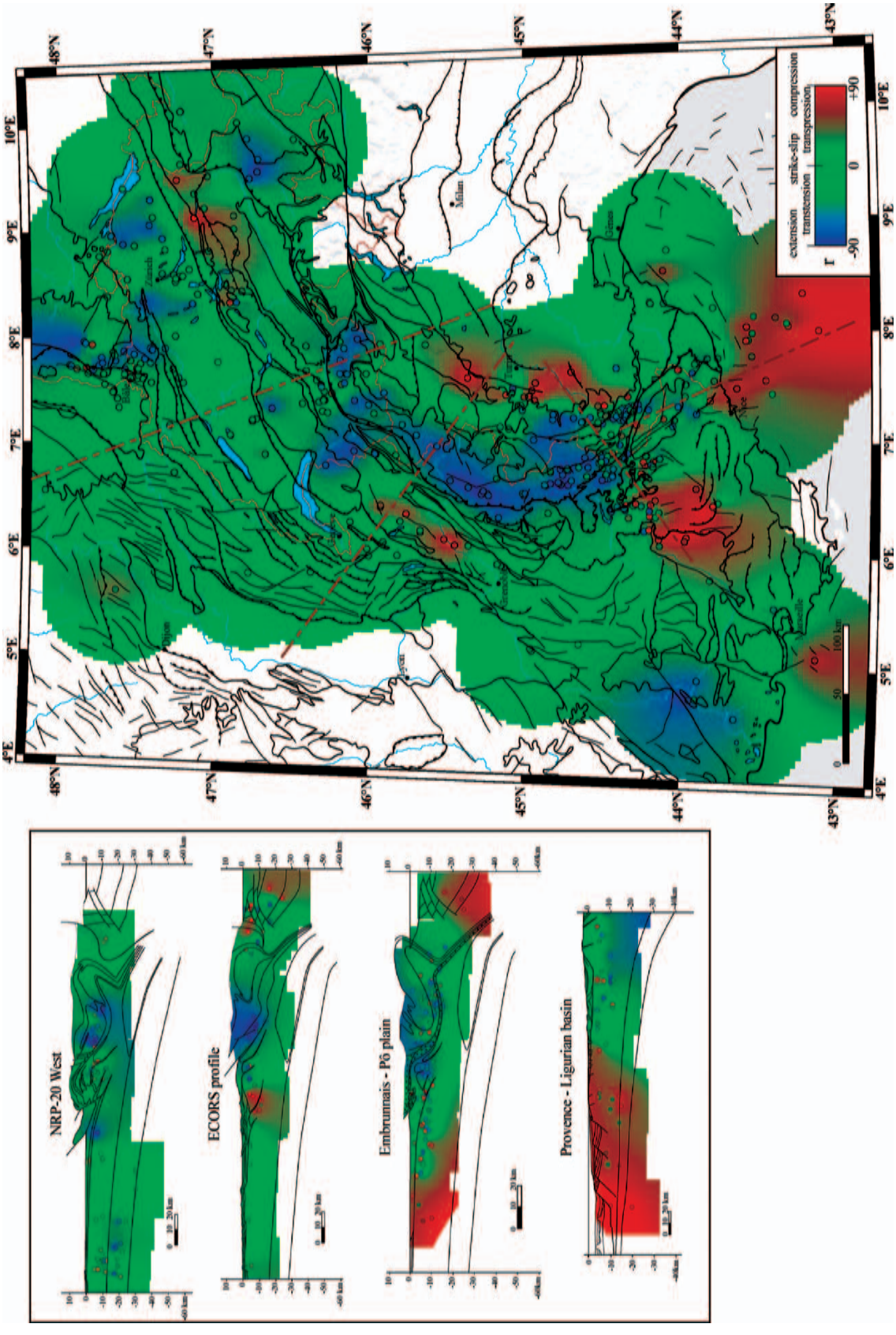


Figure 3. Regionalization of the deformation in the Alpine realm (*r* parameter, based on the *P*/*T*-axes dips, see text) in map and cross-sections. The colour code corresponds to the type of deformation (shortening in red, extension in blue, strike-slip in green). Small circles are observed focal mechanism drawn with their own colour code. The background colour comes from the interpolation of the type of deformation known where focal mechanisms are available. A mask (areas with no colour) is put on areas placed at a distance greater than 55 km from the nearest earthquake. This interpolation shows that extension prevails in the core of the belt, whereas shortening areas remains pretty local and limited to the border of the belt.

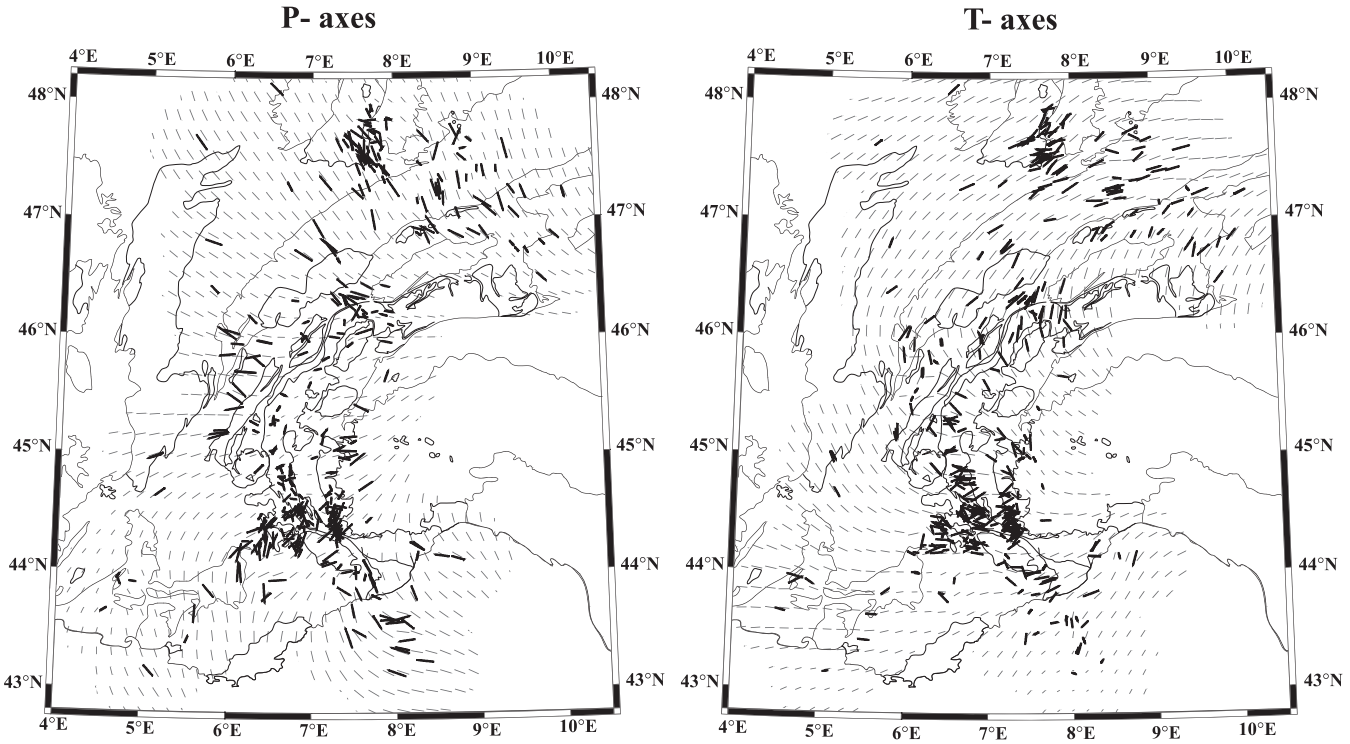


Figure 4. *P*- and *T*-axes fields. Thick lines represent observed *P* (left map) and *T* axes (right map) at the location of focal mechanisms. Thin lines represent interpolated axes. The lengths of axes are inversely proportional to their dips (as projected on the horizontal plane). Note the regionally stable orientation of axes.

plane solutions, such as Maurer *et al.* (1997) for the Valais region, Sue *et al.* (1999) in the southwestern Alps, (Kastrup *et al.* 2004) for all of Switzerland and Baroux *et al.* (2001) in the Provence and Ligurian areas.

Stress inversion results are shown in Fig. 5, together with the interpolated P/T-axes directions. Stress ellipsoids are further characterized by the shape parameter ($\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$), listed in Table 1.

4.1 Internal zones

Orogen-perpendicular extensional stress directions are confirmed and shown to be continuous all along the internal zones, systematically at a high angle to the Penninic frontal thrust (almost perpendicular). The direction of σ_3 varies from N6° in a pure extensive stress state in southern Valais (vss, $\Phi = 0.72$), N119° near radial extension in northern Briançonnais (b1, $\Phi = 0.08$), N91° pure extension in central Briançonnais (b2, $\Phi = 0.50$), N101° transtension in southwestern Briançonnais (b3N, $\Phi = 0.86$) and N53° pure extension in southeastern Briançonnais (b3S, $\Phi = 0.48$). For the Piemontais seismic arc, we also find orogen-perpendicular σ_3 directions with a N131° direction in the north (pieN) and N74° in the south (pieS), both with a nearly pure extensive stress state ($\Phi = 0.56$ and 0.36 respectively). An exception to this overall internal extension is revealed by a few compressive focal mechanisms mixed with extensive ones that have occurred in the southern Piemontais area (Fig. 2). A precise relocation of seismic events recorded in this zone with a dense temporary network (Béthoux *et al.* 2004) show a possible decoupling of the stress state in front of the Ivrea zone, with extension at shallow levels, and compression at depth. This decoupling is not resolved in our large-scale analysis. This is a very complex area with uncertainties in the geometry of the Ivrea body and associated high-pressure tectonic units, as well as in the regional kinematics. Nevertheless, the two types of deformation are analysed independently, following the results of Béthoux *et al.* (2004). We therefore define an independent compressive stress state ($\Phi = 0.22$) in the southern Piemontais zone (pieScomp), with σ_1 oriented N50°.

4.2 External zones

External zones are characterized by contrasted states of stress, with the occurrence of all three possible tectonic modes: strike-slip, extension and compression, according to the zone of investigation (Figs 3 and 4). Generally speaking, strike-slip focal mechanisms dominate in external zones, and lateral variations of tectonic mode to extension (transtension) or compression (transpression) are only locally important. The extensional tectonic mode ranges from pure extensive stress state in northern Provence (pro, $\Phi = 0.63$), eastern Embrunais (diE, $\Phi = 0.76$) and Chamonix areas (cham, $\Phi = 0.43$) to transtensive ones in northeastern Switzerland (zu, $\Phi = 0.92$) and the northern Basel area (balN, $\Phi = 0.92$). Pure strike-slip stress state prevails in northern Valais (vsn, $\Phi = 0.62$). The compressional tectonic mode ranges from pure compressive stress states in the western Pô Plain area (po, $\Phi = 0.4$), the western Embrunais (diW, $\Phi = 0.35$) and the northern Ligurian zone (lig, $\Phi = 0.3$) to transpressive states in front of the Belledonne massif (bel, $\Phi = 0.1$) and eastern Helvetic zones (hel, $\Phi = 0.31$). The front of the Digne nappe (Embrunais) is characterized by a diffuse zone of mixed type of focal mechanisms (compressive, transcurrent and extensive) at the transition between an internal extensive zone and an external compressive one (see Fig. 3). In order to obtain a homogeneous database for the stress inversion, the two types of focal mechanisms (extensive and compressive) have been regrouped independently, resulting in two different stress states (diW and diE zones).

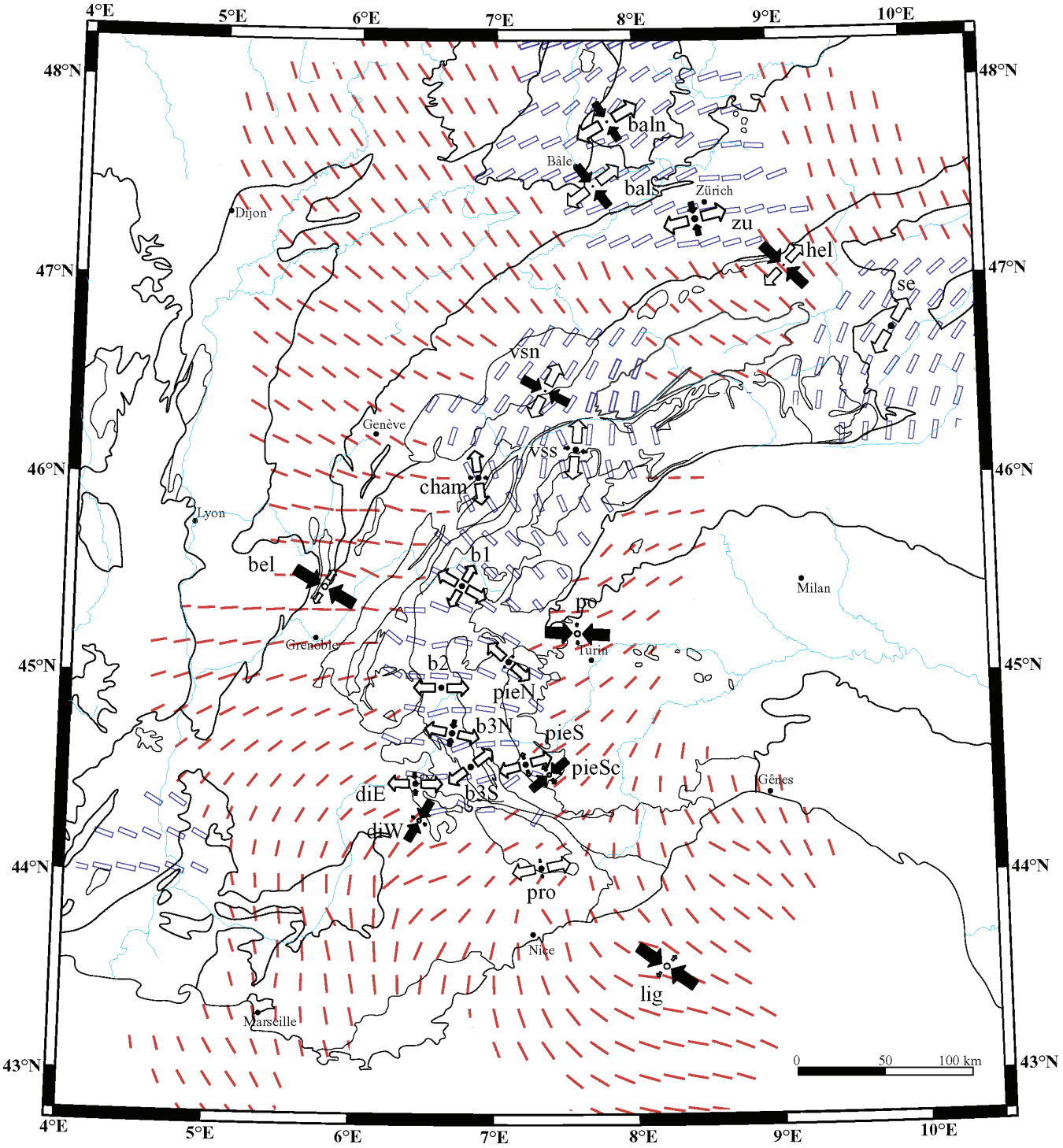


Figure 5. Map of the Alpine strain/stress states. The stress tensors have been inverted in homogeneous areas of deformation determined using the regionalization drawn Fig. 3. Each tensor is presented with the code of the area of inversion (see Table 1 and Appendix B), a black arrow for horizontal σ_1, and an open arrow for horizontal σ_3. The thin red lines correspond to the interpolation of the *P* axes for transpressive to compressive areas, and the large blue lines correspond to the interpolation of the *T* axes for transtensive to extensive areas (see Fig. 4).

Despite the complex pattern of stress state at the local/regional scale, large-scale principal stress directions remain coherent all along the external zones, rotating progressively and defining a large-scale radial orogen-perpendicular pattern of σ_1 perpendicular to the belt, from a NNW–SSE direction in northern Switzerland to northwest–southeast in front of Belledonne and southwest–northeast in front of the Digne nappe system.

4.3 Foreland areas

The southern Rhine graben (northern Basel zone, balN) shows a transtensive stress state that continuously extends southeastwards beyond the eastern Jura (balS) and into northern Switzerland (Molass basin, zu), with almost the same σ_1 direction (N140°/160°). The slight differences in the extensive versus transtensive state of

Table 1. Stress tensor parameters. For each stress inversion, the name of the area and the corresponding code (see Fig. 5) are given, with the trend and dip of the principal stress axes σ_1, σ_2, σ_3 (strike, dip). Φ is the shape parameter of the ellipsoid shape, N is the number of focal mechanisms used for the inversion and M is the misfit parameter (average of the differential angles).

Zone	Code	N	σ_1		σ_2		σ_3		Φ	M
			Strike	Dip	Strike	Dip	Strike	Dip		
Northern Valais	vsn	20	118	10	264	78	27	6	0.62	16.81
Grisons	se	6	288	66	122	23	30	5	0.52	11.04
Eastern Helvetic	he1	18	133	1	228	78	43	12	0.31	20.64
Southern Valais	vss	15	253	63	101	24	6	11	0.72	21.71
Chamonix	cham	6	230	55	93	27	352	20	0.43	13.6
Belledonne Front	be1	17	301	1	211	3	50	87	0.1	11.84
Zürich	zu	25	158	59	346	31	254	3	0.92	17.08
Northern Briançonnais	b1	13	340	82	210	5	119	6	0.08	17.27
Western Briançonnais	b2	19	52	85	180	3	271	4	0.5	15.89
Southwestern Briançonnais	b3N	22	194	71	11	19	101	1	0.86	15.94
Southern Briançonnais	b3S	14	335	59	139	30	233	7	0.48	21.86
Eastern Embrunnais	diE	19	12	54	176	35	271	8	0.76	12.16
Western Embrunnais	diW	24	31	3	301	0	206	86	0.35	22.22
Ligure	lig	25	124	13	222	29	13	58	0.3	21.96
Northern Provence	pro	14	160	69	352	21	260	4	0.63	27.31
Basel north	ba1N	28	147	39	336	50	240	4	0.92	24.39
Basel south	ba1S	31	142	12	355	76	233	8	0.69	18.23
Northern Piemontais	pieN	13	29	87	221	3	131	1	0.56	21.85
Southern Piemontais (ext.)	pieS	34	205	77	343	10	74	8	0.36	23.45
Southern Piemontais (comp.)	pieSc	11	230	7	326	37	130	52	0.22	24.77
Pô Plain	po	9	93	17	356	21	218	63	0.4	15.76

stress can be explained by permutations between the two principal stress axes σ_1 and σ_2, as evidenced by the high Φ ratios computed in these zones (respectively 0.92, 0.69 and 0.92). In contrast, the Ligurian margin is characterized by a pure compressive stress state (lig, $\Phi = 0.3$), with σ_1 oriented N124° perpendicularly to the extensive structures of the Oligocene Ligurian opening. It thus appears that the Ligurian sea is currently reactivated in a compressional tectonic regime (Béthoux *et al.* 1992; Baroux *et al.* 2001).

In summary, the stress field around the arc of the western central Alps is defined as follows: generalized and continuous extension in the core of the belt, with orogen-perpendicular σ_3 axes, contrasting with localized zones of transpression at the outer limits of the belt, in external zones, with σ_1 also perpendicular to the structural trend of the Alpine arc.

5 DISCUSSION

The west European intraplate stresses are characterized by a near spherical ellipsoid of stresses and a consistent N145° ± 26° σ_1/Shmax direction (Zoback *et al.* 1989; Muller *et al.* 1992; Zoback 1992; Golke & Coblentz 1996; Muller *et al.* 1997). This stable σ_1 direction is thought to derive from the Atlantic ridge push, perturbed in a complex fashion in the proximity of the Alps (i.e. within some 300 km around this mountain chain). Numerical modelling by Golke & Coblentz (1996) suggests that the dominant factor responsible for the West European stress field is ridge push, with little or no influence from the Europe/Africa convergence in the Alpine belt. In that case, the West European stress field does not necessarily have to be interpreted in terms of collision processes. However, the near spherical stress ellipsoid allows minor sources of stress to exert a strong influence on the regional to local scale. Thus, the Alpine stress field, with its strong correlation between topography and orogen-perpendicular stress axis trajectories, appears to be largely independent of the far-field European stress fields.

In the following, we will compare the results of our seismotectonic analysis with other geophysical parameters related to the strain/stress states of the Alpine belt.

5.1 Geodesy

On the scale of the western Alps, GPS monitoring puts tight constraints on the permissible present-day displacement vectors between plates and microplates involved in the Europe–Africa collision belt (Calais *et al.* 2002; Nocquet 2002; Oldow *et al.* 2002). While an overall convergence between Africa and Europe is ongoing at rates of 3 to 8 mm yr^{-1} in a general north to northwest direction (Argus *et al.* 1989; Demets *et al.* 1990, 1994; Albarello *et al.* 1995; Crétaux *et al.* 1998; Kreemer & Holt 2001; Nocquet 2002) no clear signal of any relative displacements between northern Italy, eastern France and southern Germany has been detected so far. Given the accuracy of GPS and a limited time span of observation of less than 10 yr, overall Alpine convergence, divergence and/or strike slip movements, if any, have to be less than about 2 mm yr^{-1}.

Within the western Alps, however, 6 yr of continuous GPS monitoring, does indicate some significant displacements (Calais *et al.* 2002; Nocquet 2002). Notably, extension is documented along the Lyon–Turin profile across the western Alps. Along this profile, southeast-directed velocities with increasing strain rates from northwest to southeast, from 0.5 ± 0.9 mm yr^{-1} at La Feclaz (Bauges massif) to 1.7 ± 0.4 mm yr^{-1} at Modane (Vanoise massif), are observed. This results in a lengthening of the Lyon–Modane baseline (along the ECORS–CROP profile) at a rate of 1.4 ± 0.4 mm yr^{-1}. This lengthening correlates very well with the extensional regime documented in our seismotectonic analysis. In the outermost zones of the belt, GPS shows localized zones of convergence, e.g. at the western Pô plain with 1.0 ± 0.5 mm yr^{-1} of east–west to northwest–southeast convergence between Modane and Turin and in the Provence area with 1.4 ± 0.5 mm yr^{-1} of north–south to northwest–southeast shortening between Grasse and Turin. In

summary, GPS results confirm and strengthen the results obtained from seismotectonic investigations, notably the extensional nature of the present-day core of the Alps, apparently compensated by localized compression near the Alpine border.

Additional geodetic information is provided by repeated precise levelling investigations, spanning about 100 yr, available for Switzerland from the Swiss Federal Topographic Office (Gubler *et al.* 1981) and France (see Fourniguet 1977). The Swiss survey has the advantage of covering a large portion of the central Alps including a north–south section across the Gotthard traverse. Furthermore, in contrast to France, where levelling data remain isolated within individual levelling profiles, the entire Swiss levelling data set has been processed so as to provide a coherent picture of the present-day velocity field of vertical movements, with a reference point at Aarberg in central northern Switzerland. With respect to this 'stable' foreland, the entire body of the Alps is rising at a rate of between 1.2 and 1.6 mm yr^{-1}. Maximum velocities are observed in two broad elliptical zones centred in the Valais near Brig-Sion (1.6 mm yr^{-1}) and in the Grisons area (1.4 mm yr^{-1}). In between these two maxima, the Gotthard region appears as a saddle with 'only' about 1.2 mm yr^{-1}. Vertical velocities decrease smoothly northwards and southwards, with isolines running parallel to the general strike of the Alpine chain. Not a single one of the numerous late Alpine faults (post-Miocene) and lineaments which have been crossed by levelling lines shows any indication of tectonic activity within the last 100 yr. This is in stark contrast to the French survey of (Fourniguet 1977), who identified a series of local discontinuities of similar magnitude but barely any regional, large-scale trend when approaching the Alps.

5.2 Deformation versus crustal thickness

5.2.1 Topography

In order to qualitatively examine the relationship between the state of strain/stress and topography we used the GTOPO30 Digital Elevation Model (DEM) database (US Geological Survey EROS Data Center, http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html). High-frequency topographic features were removed using a smoothing algorithm, calculating at each point the average altitude within a radius of 25 km. This smoothing process provides a proxy for the topographic load, relevant on the scale of the lithosphere, where high average topography is associated (to first order in the western/central Alps) with thickened crust. By smoothing the DEM, we discard high-frequency signals, such as lineaments, or faults. Our purpose was not to correlate the Alpine seismicity with the complex Alpine structures but to study the large-scale relationship between average topography and stress state. Maxima in average topography exist in eastern Switzerland, in the Valais and in the Vanoise areas, whereas more localized and isolated high mountain ranges in external zones, such as the Mont Blanc massif, almost disappeared in our smoothing process. We tested a series of different filters before subjectively choosing the 25 km smoothing radius. Actually, when draping the map of the regionalized deformation (Fig. 3) over the average smoothed Alpine topography (Fig. 6), the high internal areas (the convex crest line of the Alps) appear to very closely match the areas undergoing extensional deformation (eastern Switzerland, southern Valais, Briançonnais and Piemontais arcs). Moreover, transpression very nicely coincides with the negative (concave) curvature at the transition between the Alps and its flat foreland (eastern Helvetic chains, front of the Belledonne massif, western Pô plain, front of the Digne nappe).

5.2.2 Gravimetry

High-resolution gravimetric map have been published recently for the entire western Alpine arc (Masson *et al.* 1999). Internal zones are characterized by strong negative Bouguer anomalies (−160 to −220 mGal), directly related to the thickened Alpine crustal root resulting from the stacking of low-density materials during the Alpine orogenesis. The Bouguer anomaly is closely related to the topography (in the Alpine chain, high topography is generally related to thickened crust), with the exception of the area surrounding the Ivrea body, characterized by a remarkable positive anomaly which is not reflected in topography. This anomaly is classically interpreted as a slab of dense mantle and/or lower crust (Berkhemer 1968; Kissling 1993; Paul *et al.* 2001). Except for the Ivrea body, negative Bouguer anomalies (e.g. zones of high crustal thickness) are closely correlated with internal extensional deformation (Fig. 3) continuously from the Valais to the edge of the Mont Blanc massif, the Vanoise zone and all along the Briançonnais arc (up to the Argentera massif).

In summary, in the western/central Alps as a whole there exists a very close correlation between the generalized Alpine extensional tectonic regime and the zones of high crustal thicknesses (characterized by high large-scale topography and strong negative Bouguer anomalies). This correlation is a strong argument for proposing a geodynamic model in which the current Alpine tectonism is controlled, at least partly, by internal gravitational body forces. In this model, external zones will undergo compression/transpression in response to the balance of gravitational potential energy.

6 MODELS

Several different non-unique geodynamic models can be envisaged in the light of our large-scale seismotectonic analysis and the comparisons previously mentioned.

6.1 Gravitational body forces

Recent studies in the eastern Alps and the adjacent Pannonian basin (Bada *et al.* 2001) using numerical modelling, show that a topography of 1000 to 3000 m can induce 6 to 22 MPa of extensive stress in high zones (eastern Alps relief) and 3 to 12 MPa of compressive stress in the bordering Pannonian basin, contradicting the idea that the relief of the Alps is not high enough to induce significant topographic stresses (Sue *et al.* 1999). Topographically induced stresses would be expected at a high angle to the strike of the belt, as observed in the western Alpine arc (with orogen-perpendicular stresses).

Assuming that large-scale convergent tectonics are negligible in the western Alps (as supported by GPS monitoring, Nocquet 2002), gravitational body forces will tend to equilibrate the mountain belt by balancing the gravitational potential energy between the core of the belt characterized by high crustal thicknesses and its margins. In this case, extensional tectonics are expected within the inner parts of the belt and compressional stresses at the borders. As an isostatic response to this equilibration, uplift is expected in the core of the belt, correlated with negative Bouguer anomalies, as observed in Switzerland (e.g. the Valais and Grisons areas). In terms of isostasy, further complications arise from perturbations induced by Quaternary glaciations, which may have an effect on the rates of vertical uplift and the stress state observed within the upper crust. Simple models of glacial rebound depend strongly on the unknown elastic thickness of the Alpine lithosphere as well as assumed viscosities of the underlying asthenosphere (Gudmundsson 1994). In any case, isostatic rebound effects are expected to correlate with the well-known maximum thickness of glaciers. In Switzerland, two

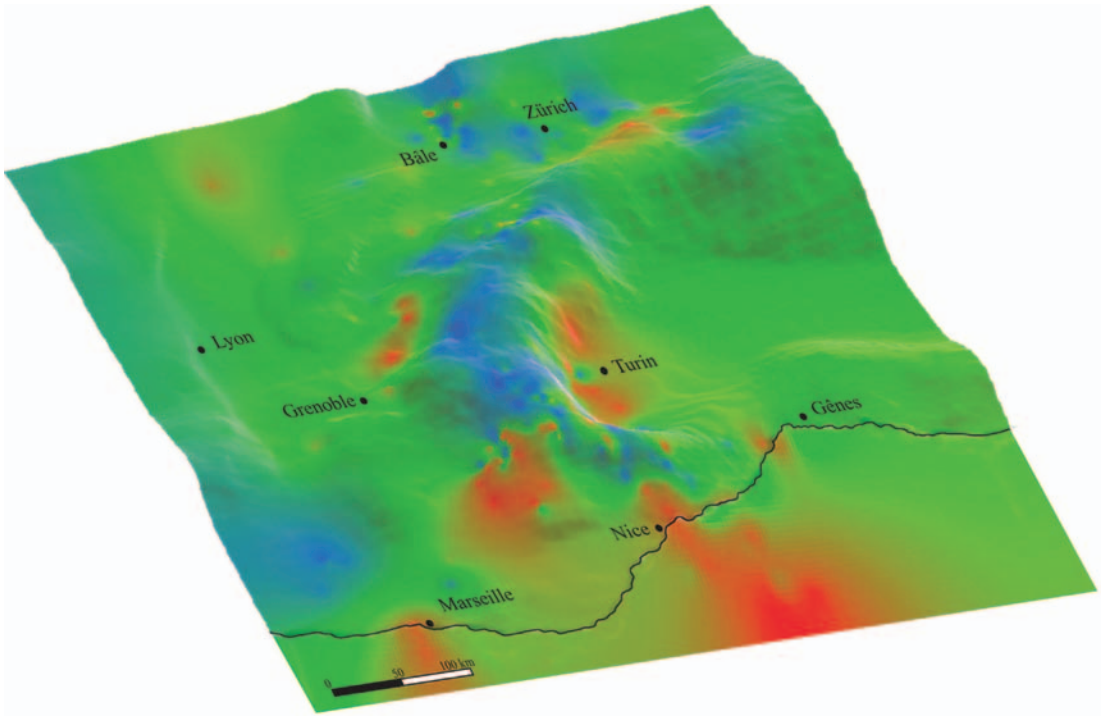


Figure 6. 3-D view of the regionalization of the Alpine deformation. The map of deformation is draped on a smooth digital elevation model (average topography within a radius of 25 km). The continuous extensive zone perfectly correlates with high average topography. Localized external compressive/transpressive zones are located at the bottom of high topographic gradients.

most important ice masses were present in the areas of lakes Geneva and Constance (Jäckli 1962, 1970; Florineth & Schlüchter 1998). Maps of present-day uplift do not exactly reflect this pattern, however, and if present, we think that the effect of glacial rebound on present-day uplift is hidden in the much stronger signal of crustal-scale uplift.

6.2 Rotational models

Geologists have long speculated about the possibility of block rotations between Apulia (African promontory) and Europe as an important factor in the building of the western Alpine arc (Gidon 1974; Anderson & Jackson 1987; Ménard 1988; Vialon *et al.* 1989; Thomas *et al.* 1999; Calais *et al.* 2002). Simple analogue rotation models using sand-box experiments (Collombet 2001; Collombet *et al.* 2002) show great similarities with the Alpine structure: external oblique strike-slip zones, local external thrusting, multiscale arcuate tectonic features. Therefore, rotation models could allow us to explain the large-scale strike-slip mode of deformation, in an overall dextral style, that is observed in external zones (e.g. northern Valais, Mont Blanc/Aiguilles Rouges, front of Belledonne, Briançonnais arc), and that cannot be driven by gravitational body forces. Apulian rotation is further supported by large-scale GPS monitoring regrouping French, Swiss and Italian stations resulting in a microplate anticlockwise rotation of 0.52° Myr^{-1} around a pole located at 45.36°N/9.10°S, near Milan (Calais *et al.* 2002). However, rotation models cannot explain by themselves the overall orogen-perpendicular extension observed on the highest zones of the Alpine belt that is likely to be induced by body forces.

6.3 Proposed model

A combination between gravitational body forces and rotational tectonics could explain most of the current features observed in the western/central Alps. This association, which remains to be quantified, succeeds in explaining the current strain/stress states analysed in this study using seismotectonic tools, namely the generalized orogen-perpendicular extension we characterized in the highest areas of the chain correlated to crustal uplift, the contrasted tectonics between the highest core of the belt and its outer limits in transpression, and the transcurrent part of the Alpine tectonism.

However, the limitations of this analysis (especially in depth) do not permit us to identify the deep deformation processes that could interact in this model. In particular the role of the Ivrea body (moving bloc, passive indenter, etc.) remains unclear. Our impression is that focal mechanism data imply rather consistent deformation with depth. However, improvements in our knowledge of the deep geometry of the Alpine chain would allow us to better define deep tectonic processes.

7 CONCLUSIONS

The compilation of 389 focal mechanisms, all along the Alpine arc and its foreland, allowed us to provide a synthetic and innovative view of the strain/stress states of the western/central Alpine realm as a whole (Fig. 7). The main features of this state of strain/stress are: continuous orogen-perpendicular extension in the inner areas of the belt, and localized zones of compression/transpression at the outer boundaries of the belt, associated with strike-slip areas in external zones, and defining a large-scale fan pattern with orogen-perpendicular σ_1/P axes. Correlations are established between extensional areas and high crustal thicknesses as well as between localized compressive/transpressive areas in external zones and the bottom of high topographic gradients. Moreover, internal extensive zones correlate in its northern part (Switzerland) with areas of maximum crustal uplift (of about 1.6 mm yr^{-1}). In a context of slow horizontal motions (GPS extensional velocities of less than 2 mm

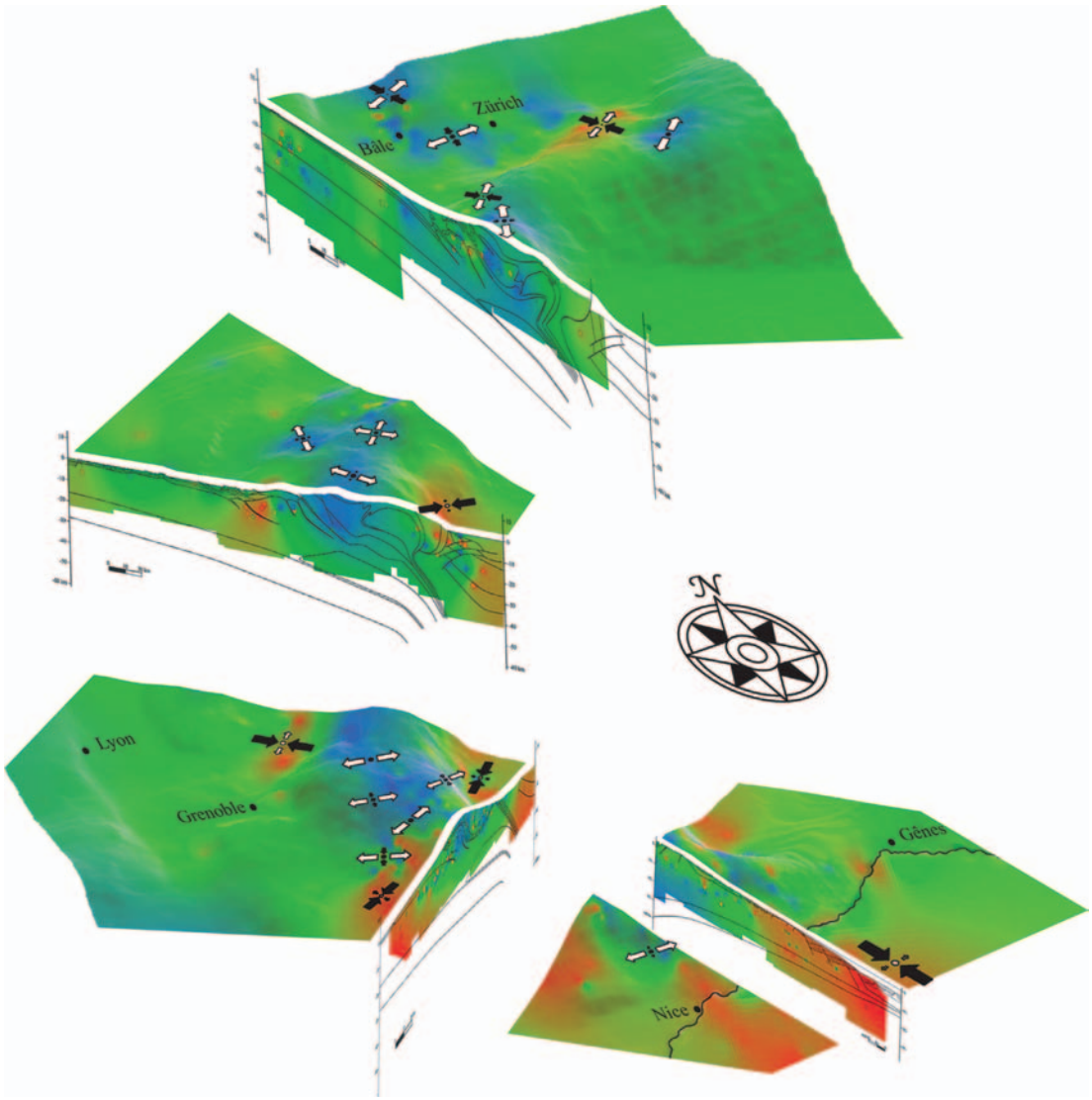


Figure 7. Synthetic 3-D split block of the western Alps showing both the state of stress (inversion) and the deformation state inside the whole belt. The contrasted tectonics between inner and outer areas of the chain and the role of topography and deep structures of the belt are underlined.

yr^{-1} across the whole belt, Calais *et al.* 2002), we propose a model to explain such a strain/stress field combining the following factors: gravitational body forces tending to equilibrate the contrasted gravitational potential energies between the zones of high and low crustal thickness, and large-scale rotational tectonics at the limits of the chain.

Our study addresses the importance of current collisional processes in the realm of the western/central Alps, and more generally the problem of the convergence accommodation between the European and African plates, which should range from 3 to 8 mm yr^{-1} in a north to northwest direction at the longitude of the Alps (Argus *et al.* 1989; Demets *et al.* 1990, 1994; Albarello *et al.* 1995; Crétaux *et al.* 1998; Kreemer & Holt 2001; Nocquet 2002). This convergence could be consumed in different geodynamic areas located between 'stable' Europe and 'stable' Africa such as the Maghrebian belts, the Calabrian subduction, the Apennines, the Dinarides or the eastern Alps. However, in the light of our large-scale seismotectonic study, no direct effect of Europe/Africa convergence can be identified in the western Alpine belt, since the stress field appears to be mostly controlled by internal body forces.

ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by Neuchâtel University and by the Swiss National Science Foundation (grant #21-61684.00). We wish to thank U. Kastrup and N. Béthoux for kindly making their seismological data available, and U. Eichenberger, J. Martinod, M.L Zoback and D. Hatzfeld for many improvements they brought to the manuscript. Maps were prepared using GMT software (Wessel & Smith 1991).

REFERENCES

Ahorner, Z., Murawski, H. & Scheinder, G., 1972. Sismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin, *Geol. Rundschau,* **61,** 915–942.

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

Anderson, H. & Jackson, J., 1987. Active tectonics in the Adriatic region., *Geophys. J. R. astr. Soc.,* **91,** 937–983.

Argus, D.F., Gordon, R.G., Demets, C. & Stein, S., 1989. Closure of the Africa–Eurasia–North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault, *J. geophys. Res.,* **94,** 5585–5602.

Bada, G., Horvath, F., Cloetingh, S., Coblentz, D. & Toth, T., 2001. Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion: the case study of the Pannonian basin, *Tectonics,* **20**(3), 343–363.

Baer, M. *et al.*, 2001. Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2000, *Eclogae Geol. Helv.,* **94,** 253–264.

Baroux, E., Béthoux, N. & Bellier, O., 2001. Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms, *Geophys. J. Int.,* **145,** 336–348.

Becker, A., 2000. The Jura Mountains—an active foreland fold-and-thrust belt?, *Tectonophysics,* **321**(4), 381–406.

Berkhemer, H., 1968. Topographie des Ivrea-Körpers abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten, *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.,* **48,** 235–246.

Béthoux, N., Cattaneo, M., Delpech, P.Y., Eva, C. & Réhault, J.-P., 1988. Mécanismes au foyer de séismes en mer Ligure et dans le sud des Alpes occidentales: résultats et interprétation, *C. R. Acad. Sci. Paris,* **307,** 71–77.

Béthoux, N., Fréchet, J., Guyoton, F., Thouvenot, F., Cattaneo, M., Eva C., Nicolas, M. & Granet, M., 1992. A closing Ligurian Sea?, *Pageoph,* **139,** 179–194.

Béthoux, N., Ouillon, G. & Nicolas, M., 1998. The instrumental seimicity of the western Alps: spatio-temporal patterns analysed with the wavelet transform, *Geophys. J. Int.,* **135,** 177–194.

Béthoux, N., Sue, C., Paul, A., Virieux, J., Cattaneo, M., Fréchet, J. & Thouvenot, F, 2004. Local tomography and focal mechanisms in the southwestern Alps: comparison of methods and tectonic implications, *Tectonophysics* (in press).

Bistacchi, A. & Massironi, M., 2000. Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach, *Tectonophysics,* **327**(3–4), 267–292.

Burkhard, M., 1990. Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (subalpine Molasse to Jura fold belt), *Eclogae Geol. Helv.,* **83**(3), 559–583.

Burkhard, M. & Sommaruga, A., 1998. Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt, in *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, Geological Society of London Special Publication 134, pp. 279–298, eds Mascles, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H.P. & Fernàndez, M., The Geological Society, London.

Butler, R.W.H., 1992. Thrusting patterns in the NW French Subalpine chains, *Ann. Tecton.,* **6,** 150–172.

Butler, R.W.H., Matthews, S.J. & Parish, M., 1986. The NW external Alpine thrust belt and its implication for the geometry of the western Alpine orogen, in *Alpine Tectonics*, Geological Society of London Special Publication 45, pp. 245–260, eds Coward, M., Dietrich, D. & Park, R.G., The Geological Society, London.

Calais, E. *et al.,* 2000. Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948–1998, *Tectonophysics,* **319**(1), 1–17.

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

Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B. & Burkhard, M., 2003. Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais), *Eclogae Geol. Helv.,* **96,** 325–338.

Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B. & Burkhard, M., 2004. Brittle deformation in the inner north-western Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpindicular collapse, *TerraNova,* doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00555.x.

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.

Collombet, M., 2001. Cinématique et rotation des Alpes occidentales: approche paléomagnétique et modélisation analogique, *Thèse de doctorat,* Université Joseph Fourier, Grenoble.

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,** 352–366.

Coward, M. & Dietrich, D., 1989. Alpine tectonics: an overview, in *Alpine Tectonics,* Geological Society of London Special Publication 45, pp. 1–29, eds Coward, M., Dietrich, D. & Park, R., The Geological Society, London.

Crétaux, J.-F., Soudarin, L., Cazenave, A. & Bouillé F., 1998. Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system, *J. geophys. Res.,* **103,** 30 167–30 181.

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

Deichmann, N., 1992. Structural and rheological implications of lower-crustal earthquakes below northern Switzerland, *Phys. Earth planet. Inter.,* **69,** 270–280.

Deichmann, N. & Rybach, L., 1989. Earthquakes and temperatures in the lower crust below the Northern Alpine Foreland of Switzerland, *Geophys. Monogr.,* **51**(6), 197–213.

Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A. & Rivera, L., 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions, *Tectonophysics,* **221,** 413–437.

Delvaux, D., 1993. The TENSOR program for reconstruction: examples from the East African and the Baïkal rift systems, *TerraNova*, (abstract suppl. 1), **5,** 216.

Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.,* **101,** 425–478.

Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.,* **21,** 2191–2194.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.W.H. & Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean, in *Alpine Tectonics*, Geological Society of London Special Publication 45, pp. 265–283, eds Coward, M., Dietrich, D. & Park, R., The Geological Society, London.

Droop, G.T.R., Lombardo, B. & Pognante, U., 1990. Formation and distribution of eclogite-facies rocks in the Alps, in *Eclogite-facies Rocks*, pp. 225–259, ed. Carswell, D.A., Blackie, Glasgow.

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

Ernst, W.G., 1973. Interpretation synthesis of metamorphism in the Alps, *Geol. Soc. Am. Bull.,* **84,** 2053–2078.

Eva, E. & Solarino, S., 1998. Variations of stress directions in the western Alpine arc, *Geophys. J. Int.,* **135,** 438–448.

Eva, E., Pastore, S. & Deichmann, N., 1998. Evidence for ongoing extensional deformation in the Western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland, *J. Geodyn.,* **26**(1), 27–43.

Florineth, D. & Schlüchter, C., 1998. Reconstructing the Last Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps, *Eclogae Geol. Helv.,* **91**(3), 391–407.

Fourniguet, J., 1977. Mise en évidence de mouvements néotectoniques actuels verticaux dans le Sud-Est de la France par comparaison de nivellements succesifs, *Rapport BRGM 77SGN081GEO*, Ed, BRGM, Orléans, France, 1–35.

Fréchet, J., 1978. Sismicité du sud-est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique, *Thèse de doctorat d'Etat,* Université des Sciences Technologiques et Médicales, Grenoble.

Fry, M., 1989. Southwestward thrusting and tectonics of the Western Alps, in *Alpine Tectonics*, Geological Society of London Special Publication 45, pp. 83–109, eds Coward, M., Dietrich, D. & Park, R., The Geological Society, London.

Fügenschuh, B., Loprieno, A., Ceriani, S. & Schmid, S., 1999. Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoy, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences, *Int. J. Earth Sci.,* **88,** 201–218.

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

Gidon, M., 1974. L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire?, *C. R. Acad. Sci. Paris,* **278,** 21–24.

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

Golke, M. & Coblentz, D., 1996. Origins of the European regional stress field, *Tectonophysics,* **266**(1–4), 11–24.

Gratier, J.P., Ménard, G. & Arpin, R., 1989. Strain-displacement compatibility and retoration of the Chaînes Subalpine of the western Alps, in *Alpine Tectonics*, Geological Society of London Special Publication 45, pp. 65–81, eds Coward, M., Dietrich, D. & Park, R.G., The Geological Society, London.

Gubler, E., Kahle, H.G., Klingele, E., Mueller, S. & Olivier, R., 1981. Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation, *Tectonophysics,* **71**(1–4), 125–152.

Gudmundsson, G.H., 1994. An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland by the Würm Alpine deglaciation, *Eclogae Geol. Helv.,* **87**(2), 545–557.

Isler, A., 1985. *Literatur Zusammenstellung zur Neotektonik/Une Collection Exhaustive de tous les Indices Néotectoniques de Toute la Suisse*, NAGRA International Report 187, NAGRA, Wettingen.

Jäckli, H., 1962. Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum, *Eclogae Geol. Helv.,* **55**(2), 285–294.

Jäckli, H., 1970. Die Schweiz zur letzen Eiszeit, Karte 1:550000, *Atlas der Schweiz*, Blatt 6, Office Fédéral de Topographie, Wabern.

Kastrup, U., Zoback, M.L., Deichmann, N., Evans, K. & Giardini, D., 2004. Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions, *J. geophys. Res.,* **109**(B01402), doi:10.1029/2003JB002550.

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

Kreemer, C. & Holt, W.E., 2001. A no-net-rotation model of present day surface motion, *Geophys. Res. Lett.,* **28,** 4407–4410.

Larroque, J.M., Etchecopar, A. & Philip, H., 1987. Evidence for the permutation of stresses o1 and o2 in the Alpine foreland: the example of the Rhine graben, *Tectonophysics,* **144,** 315–322.

Laubscher, H., 1987. Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz, *Eclogae Geol. Helv.,* **80**(2), 287–303.

Laubscher, H., 1991. The arc of the Western Alps today, *Eclogae Geol. Helv.,* **84**(3), 631–659.

Madeddu, B., Béthoux, N. & Stephan, J.-F., 1996. Champ de contrainte postpliocène et déformations récentes dans les Alpes sud-occidentales, *Bull. Soc. Geol. Fr.,* **167**(6), 197–810.

Mancktelow, N.S., 1992. Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland), *Tectonophysics,* **215,** 295–317.

Masson, F., Verdun, J., Bayer, R. & Debeglia, N., 1999. Une nouvelle carte gravimétrique des Alpes occidentales et ses conséquences structurales et tectoniques, *C. R. Acad. Sci. Paris,* **329,** 865–871.

Maurer, H., Burkhard, M., Deichmann, N. & Green, G., 1997. Active tectonism in the central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley, *TerraNova,* **9,** 91–94.

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

Michael, A.J., 1987. Use of focal mechanisms to determine stress; a control study, *J. geophys. Res.,* **92**(B1), 357–368.

Montone, P., Amato, A. & Pondrelli, S., 1999. Active stress map of Italy, *J. geophys. Res.,* **104**(B11), 25 595–25 610.

Mugnier, J.-L. & Ménard, G., 1986. Le développement du bassin molassique suisse et l'évolution des Alpes externes: un modèle cinématique, *Bull. Centre de Recherche et d'Exploration-Production d'Elf Aquitaine Pau,* **10,** 167–180.

Muller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. & Ljunggren, C., 1992. Regional patterns of tectonic stress in Europe, *J. geophys. Res.,* **97**(B8), 11 783–11 803.

Muller, B., Wehrle, V., Zeyen, H. & Fuchs, K., 1997. Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees, *Tectonophysics,* **275**(1–3), 199–219.

Nicolas, M., Santoire, J.-P. & Delpech, P.-Y., 1990. Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe, *Tectonophysics,* **179,** 27–53.

Nocquet, J.-M., 2002. Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale, *Thèse de doctorat*, Université de Nice.

Oldow, J.S. *et al.,* 2002. Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen, *Geology,* **30,** 779–782.

Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Béthoux, N. & Fréchet, J., 2001. A three-dimensional crustal structure velocity model of the south-western Alps from local earthquake tomography, *J. geophys. Res.,* **106,** 19 367–19 389.

Pavoni, N., 1961. Faltung durch horizontal Verschiebung, *Eclogae Geol. Helv.,* **54,** 515–534.

Pavoni, N., 1980. Crustal stresses inferred from fault-plane solutions of earthquakes and neotectonic deformation in Switzerland, *Rock Mech.,* (Suppl. 9), 63–68.

Pavoni, N., 1986. Regularities in the pattern of major fault zones of the earth and the origin of arcs, in *Origin of Arcs*, pp. 63–78, ed. Wezel, F.C., Elsevier, Amsterdam.

Pavoni, N., Maurer, H.R., Roth, P. & Deichmann, N., 1997. Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps, in *Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP20*, pp. 241–250, eds Pfiffner, O.A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S. & Steck, A., Birkhäuser, Basel.

Plenefisch, T. & Bonjer, K.P., 1997. The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters, *Tectonophysics,* **275**(1–3), 71–97.

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

Rebaï, S., Philip, H. & Taboada, A., 1992. Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales, *Geophys. J. Int.,* **110,** 106–140.

Roth, P., Pavoni, N. & Deichmann, N., 1992. Seismotectonics of the eastern Swiss Alps and evidence for precipitation-induced variations of seimic activity, *Tectonophysics,* **207,** 183–197.

Rothé, J.P., 1941. Les séismes des Alpes Françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales, *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg,* **3,** 1–105.

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.

Schönborn, G., 1999. Balancing cross sections with kinematic constraints: the Dolomites (northern Italy), *Tectonics,* **18**(3), 527–545.

Selverstone, J., Axen, G.J. & Bartley, J.M., 1995. Fluid inclusion constraints on the kinematics of footwall uplift beneath the Brenner-line normal fault, Eastern Alps, *Tectonics,* **14**(2), 264–278.

Smith, W.H.F. & Wessel, P., 1990. Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics,* **55,** 293–305.

Spalla, M.I., Lardeaux, J.M., Dal Piaz, G.V., Gosso, G. & Messiga, B., 1996. Tectonic significance of Alpine eclogites, *J. Geodyn.,* **21,** 257–285.

Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T. & Borel, G., 1998. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps, *Tectonophysics,* **296**(1–2), 159–204.

Sue, C., 1998. Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes—Approche structurale et sismologique, *Thèse de doctorat,* Université Joseph Fourier, Grenoble.

Sue, C. & Tricart, P., 2003. Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics, *Tectonics,* **5**, doi: 10.1029/2002TC001426 .

Sue, C., Thouvenot, F., Frechet, J. & Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis, *J. geophys. Res.,* **104**(B11), 25 611–25 622.

Sue, C., Grasso, J.R., Lahaie, F. & Amitrano, D., 2002. Mechanical behavior of western Alpine structures inferred from statistical analysis of seismicity, *Geophys. Res. Lett.,* **29**(8), 65–69.

Tapponnier, P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. Geol. Fr.,* **7,** 437–460.

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 planet. Sci. Lett.,* **171**(4), 561–574.

Thouvenot, F., 1996. Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogénèses (Atlas, Pyrénées, Oural), *Thèse de doctorat d'Etat,* Université Joseph Fourier, Grenoble.

Thouvenot, F., Fréchet, J., Guyoton, F., Guiguet, R. & Jenatton, L., 1990. SISMALP: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps, *Cah. Cent. Eur. Geodyn. Seismol.,* **1,** 1–10.

Vialon, P., Rochette, P. & Ménard, G., 1989. Indentation and rotation in the Alpine arc, in *Alpine Tectonics,* Geological Society of London Special Publication 45, pp. 329–338, eds Coward, M., Dietrich D. & Park, R., The Geological Society, London.

Wessel, P. & Smith, W.H., 1991. Free software helps map and display data., *EOS, Trans. Am. geophys. Un.,* **72,** 441, 445–446.

Zoback, M.L., 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project, *J. geophys. Res.,* **97**(B8),11 703–11 728.

Zoback, M.L. *et al.*, 1989. Global patterns of tectonics stress, *Nature,* **341**(6240), 291–298.

APPENDIX A: FOCAL MECHANISMS COMPILED IN THE SYNTHETIC DATABASE

Table A1. List and characteristics of focal mechanisms compiled in the synthetic database.

Yr	Mo	Dy	Hr	Mn	Long.	Lat.	Depth	Mag.	Az	Dip	Rake	Az*P*	Dip*P*	Az*T*	Dip*T*	*r*	Zone	Ref.
1968	6	18	05	27.583	7.9000	45.6700	12.0	4.7	240	56	0	200	24	100	25	25	none	M
1970	12	30	02	20.000	8.2530	44.1380	5.0	4.0	224	52	-25	193	42	93	11	−42	none	E
1971	6	21	07	25.000	5.8000	46.4000	3.0	4.4	99	57	−166	315	32	54	14	−32	none	K
1975	1	8	09	12.000	5.7800	46.8000	5.0	3.7	242	70	169	108	7	200	22	22	none	K
1979	4	16	12	27.183	5.1900	44.6700	17.0	4.3	012	60	180	233	22	330	20	−22	none	M
1984	2	19	21	14.628	5.5400	43.4200	8.0	4.3	226	44	−27	204	47	095	17	−47	none	B
1984	4	17	08	53.662	5.1200	44.9700	5.0	4.4	025	90	164	072	14	338	14	14	none	N
1984	4	19	20	41.312	5.1400	44.9800	5.0	4.2	018	84	152	068	15	331	24	24	none	N
1984	12	29	11	2.602	6.5400	48.1100	10.0	4.8	00	89	11	135	07	226	08	08	none	N
1985	11	5	21	35.593	5.6000	47.6500	12.0	3.4	013	63	21	324	05	231	33	33	none	N
1986	2	25	17	10.665	4.7200	43.9500	5.0	3.6	203	43	−78	212	82	105	03	−82	none	B
1987	2	5	9	59.630	4.5600	43.6600	5.0	3.5	356	72	−113	236	57	104	24	−57	none	B
1988	8	5	22	1.554	6.4690	43.7877	5.0	3.6	270	70	−9	228	20	135	08	−20	none	B
1989	4	30	03	38.000	6.7150	47.2820	19.0	2.9	115	61	−156	332	36	66	5	−36	none	K
1992	1	28	21	35.090	5.1043	43.1460	0.5	3.4	250	36	122	137	13	260	67	67	none	B
1996	3	25	4	27.544	4.7263	43.9135	6.0	3.1	190	57	−29	157	42	062	05	−42	none	B
1996	9	26	11	5.672	6.3683	44.8775	6.7	1.5	5	70	−170	227	21	320	7	−21	none	S
1996	10	7	12	26.465	5.7845	43.8335	3.0	2.9	094	67	169	319	09	053	23	23	none	B
1996	11	24	0	27.135	7.6783	44.4450	3.0	3.5	212	27	−45	226	59	089	23	−59	none	B
1997	2	8	19	18.713	5.6228	43.6370	9.0	2.9	050	73	11	004	05	273	19	19	none	B
1998	2	9	14	16.939	4.8913	43.9055	6.0	3.1	024	73	−102	277	60	123	27	−60	none	B
1993	7	21	01	59.272	6.6577	45.5092	3.8	2.4	25	30	−90	115	75	295	15	−75	b1	S
1993	11	22	03	28.905	6.9702	45.5955	6.6	1.8	40	35	−120	205	69	331	13	−69	b1	S
1994	8	1	21	39.438	6.3238	45.1963	1.1	2.1	45	65	−100	295	68	142	19	−68	b1	S
1995	4	21	18	19.517	7.0707	45.7275	13.7	2.1	45	20	−50	75	58	284	29	−58	b1	S
1996	3	31	05	43.134	6.5952	45.3927	8.1	1.2	60	50	−70	35	74	136	3	−74	b1	S
1996	8	1	00	13.047	6.2992	45.2673	2.4	1.7	80	65	−150	299	38	208	1	−38	b1	S
1996	10	25	08	37.133	6.5337	45.3083	7.6	2.0	335	50	−100	192	81	72	5	−81	b1	S
1996	10	28	07	35.518	6.5400	45.2713	8.0	0.8	70	65	−90	340	70	160	20	−70	b1	S
1996	11	5	03	32.343	6.5250	45.2627	8.0	1.2	60	45	−80	56	83	323	0	−83	b1	S
1997	2	19	05	12.897	6.5640	45.2970	6.9	1.5	15	55	−90	285	80	105	10	−80	b1	S
1997	5	15	00	24.064	6.6755	45.2127	9.4	3.1	35	30	−10	15	42	248	33	−42	b1	S
1997	7	14	02	57.936	7.1692	45.8192	14.1	2.2	90	55	−40	60	51	327	2	−51	b1	S
1989	12	13	08	8.227	6.7153	44.7882	9.8	2.3	5	30	−80	69	74	268	15	−74	b2	S
1991	2	11	15	43.713	6.7383	44.8648	6.0	3.8	45	65	−10	5	24	270	11	−24	b2	S
1991	2	13	15	49.650	6.7500	44.8683	3.9	3.0	45	75	−30	1	32	97	9	−32	b2	S
1991	2	13	12	54.704	6.7500	44.8683	5.6	2.8	135	45	−160	341	42	90	19	−42	b2	S
1991	8	12	22	56.152	6.7662	44.8027	2.7	2.2	0	35	−90	90	80	270	10	−80	b2	S
1993	7	10	20	3.983	6.6205	44.8940	2.8	2.2	65	35	−40	61	57	300	19	−57	b2	S
1993	10	30	05	45.205	6.6297	44.7973	5.6	1.2	170	55	−70	131	72	246	8	−72	b2	S
1993	11	10	19	13.288	6.6237	44.7517	8.5	1.4	140	45	−90	301	90	50	0	−90	b2	S
1993	12	14	03	7.120	6.5423	45.0383	7.1	1.9	10	25	−70	61	67	265	21	−67	b2	S
1994	6	18	04	59.971	6.6363	44.8657	9.2	1.2	160	45	−80	156	83	63	0	−83	b2	S
1994	9	17	11	46.998	6.5268	45.0343	8.7	1.5	135	35	−100	262	78	52	10	−78	b2	S
1995	11	22	11	12.878	6.5442	45.0430	8.4	2.1	40	30	−30	36	52	267	26	−52	b2	S
1996	2	18	04	16.551	6.7555	44.7540	9.6	3.3	0	40	−100	147	82	277	5	−82	b2	S
1997	2	21	20	1.752	6.6488	44.8143	9.9	1.9	125	50	−80	88	81	208	5	−81	b2	S
1997	2	21	19	51.549	6.6405	44.8085	8.1	1.8	25	20	−80	98	65	287	25	−65	b2	S
1997	7	19	01	25.708	6.5427	45.0278	9.8	2.0	10	35	−60	25	69	259	13	−69	b2	S
1997	8	3	10	26.424	6.6223	44.9027	7.5	1.8	45	20	−40	64	55	276	31	−55	b2	S
1997	8	30	06	56.607	6.6638	44.7303	8.8	2.2	45	70	−70	344	60	120	22	−60	b2	S
1997	9	13	17	59.648	6.7688	44.7572	8.8	2.6	305	40	−150	142	50	255	18	−50	b2	S

Table A1. (*Continued.*)

Yr	Mo	Dy	Hr	Mn	Long.	Lat.	Depth	Mag.	Az	Dip	Rake	Az*P*	Dip*P*	Az*T*	Dip*T*	*r*	Zone	Ref.
1959	4	5	10	48.000	6.7800	44.5300	0.0	5.3	170	72	−142	34	39	295	11	−39	b3N	E
1977	9	16	18	27.000	6.7848	44.6242	3.1	2.5	6	29	−90	96	74	276	16	−74	b3N	E
1988	3	26	12	17.172	6.6862	44.4912	7.0	3.7	008	56	−123	222	63	121	06	−63	b3N	B
1991	2	7	00	46.907	6.8902	44.4245	9.7	2.3	345	70	−140	208	42	108	11	−42	b3N	S
1991	4	23	05	52.637	6.7173	44.4677	9.8	1.7	95	45	−30	73	49	326	14	−49	b3N	S
1991	11	27	12	18.425	6.8618	44.5240	9.1	1.6	355	50	−110	200	74	99	3	−74	b3N	S
1992	4	11	06	56.862	6.7043	44.4658	9.4	1.6	60	50	−50	37	60	303	2	−60	b3N	S
1993	10	21	15	30.287	6.8777	44.4002	10.6	1.9	60	55	−20	26	37	287	12	−37	b3N	S
1994	2	11	11	35.378	6.9125	44.3682	6.8	1.5	355	45	−110	182	76	279	2	−76	b3N	S
1994	6	22	23	8.599	6.9138	44.5498	11.2	1.8	70	85	−10	25	11	116	3	−11	b3N	S
1994	9	16	17	58.180	6.8715	44.6440	6.1	2.1	160	50	−70	135	74	236	3	−74	b3N	S
1994	9	24	04	18.298	6.8770	44.5363	3.6	2.5	5	70	−110	246	60	110	22	−60	b3N	S
1995	9	11	22	55.888	6.7847	44.6850	5.0	1.9	180	60	−40	145	48	237	2	−48	b3N	S
1995	10	8	06	7.783	6.8955	44.5137	4.8	2.1	10	75	−90	280	60	100	30	−60	b3N	S
1995	10	13	22	7.705	6.8488	44.5113	6.1	2.9	340	70	−140	203	42	103	11	−42	b3N	S
1995	11	17	00	48.739	6.6838	44.5148	8.3	1.8	95	40	−70	108	76	351	7	−76	b3N	S
1995	12	29	02	20.878	6.7205	44.5083	7.9	1.2	95	65	−40	55	45	152	6	−45	b3N	S
1996	6	10	09	2.932	6.8770	44.5338	5.4	1.8	155	65	−90	65	70	245	20	−70	b3N	S
1996	9	9	08	13.402	6.8858	44.4990	10.2	1.0	335	75	−150	199	32	103	9	−32	b3N	S
1996	9	12	08	46.391	6.8262	44.5532	8.8	1.6	345	65	−130	207	52	103	11	−52	b3N	S
1996	12	15	03	56.178	6.8357	44.5383	8.1	1.2	260	80	0	215	7	125	7	7	b3N	S
1996	12	30	11	22.634	6.7030	44.6308	5.4	1.6	80	55	−20	46	37	307	12	−37	b3N	S
1977	9	23	02	41.000	6.8660	44.5327	2.0	2.5	0	22	−57	36	61	245	26	−61	b3S	E
1978	9	30	09	41.000	6.8577	44.5108	7.7	2.5	167	70	−117	293	57	57	20	−57	b3S	E
1980	10	10	21	42.868	7.0700	44.4100	5.0	4.2	128	80	52	9	25	254	42	42	b3S	E
1993	3	22	04	27.046	6.9057	44.4692	8.5	1.6	95	65	150	147	1	56	38	38	b3S	S
1993	6	15	15	0.363	6.8567	44.5213	7.4	1.6	155	70	−90	65	65	245	25	−65	b3S	S
1995	10	18	02	13.158	6.8883	44.5092	4.3	2.1	135	55	−110	354	72	239	8	−72	b3S	S
1996	1	22	16	41.756	6.7720	44.4610	5.4	2.0	5	45	−40	347	55	242	10	−55	b3S	S
1996	8	22	16	14.833	6.9133	44.4677	4.7	1.3	30	70	20	342	1	251	28	28	b3S	S
1996	9	3	01	40.645	6.6710	44.5333	5.4		115	40	−90	205	85	25	5	−85	b3S	S
1996	9	8	17	46.488	6.8625	44.3875	7.8	1.4	150	30	−110	287	71	75	16	−71	b3S	S
1996	10	25	06	13.180	6.8427	44.5120	8.1	1.1	155	35	−60	170	69	44	13	−69	b3S	S
1997	3	1	11	23.335	6.9903	44.4217	10.2	1.7	115	45	−130	309	62	52	7	−62	b3S	S
1997	5	14	17	23.018	7.0803	44.4775	9.1	2.0	200	85	30	330	17	68	24	24	b3S	S
1980	7	15	12	54.000	7.4850	47.6740	10.0	3.7	117	46	−132	314	60	55	6	−60	balN	K
1980	7	15	12	17.000	7.4750	47.6730	12.0	4.7	125	80	174	350	3	81	11	11	balN	K
1980	7	16	15	0.000	7.4810	47.6710	13.0	3.8	201	42	64	129	6	21	72	72	balN	K
1982	10	4	04	6.000	7.8520	47.6740	23.0	2.9	36	74	−6	353	15	261	7	−15	balN	K
1984	6	16	06	43.000	7.8000	47.7500	9.0	2.7	295	41	−118	113	70	225	8	−70	balN	K
1985	2	28	21	33.000	7.4130	47.6500	10.0	3.4	292	49	−169	145	34	250	21	−34	balN	K
1985	9	15	18	18.000	7.7330	47.9540	14.0	2.0	180	44	−33	160	51	52	14	−51	balN	K
1986	1	20	03	48.000	7.7260	47.9450	12.0	1.4	200	40	−48	193	62	81	12	−62	balN	K
1986	10	7	22	23.000	7.9540	47.8600	18.0	2.1	297	42	−114	116	74	224	5	−74	balN	K
1987	7	18	08	59.000	7.4760	47.6730	12.0	2.8	299	80	177	164	5	255	9	9	balN	K
1987	11	21	14	1.000	7.4760	47.6790	12.0	2.8	209	38	64	138	9	18	72	72	balN	K
1988	3	23	21	11.000	7.4740	47.6750	11.0	1.6	7	30	−13	350	44	222	33	−44	balN	K
1988	8	26	00	30.000	7.6880	47.8040	19.0	3.3	307	30	−118	97	67	237	18	−67	balN	K
1988	8	28	20	45.000	7.6940	47.8030	20.0	1.5	296	33	−134	111	61	237	19	−61	balN	K
1988	10	18	11	19.000	7.6480	47.7380	12.0	2.0	272	73	170	138	5	229	19	19	balN	K
1988	11	20	20	43.000	7.5480	47.7300	17.0	1.9	263	68	−177	125	17	220	13	−17	balN	K
1989	3	18	14	26.000	7.6980	47.9090	14.0	3.0	184	27	7	154	36	23	42	42	balN	K
1989	8	12	14	19.000	7.7260	47.7670	19.0	2.7	275	35	−120	80	69	206	13	−69	balN	K
1990	5	11	06	29.000	7.9240	47.8080	20.0	2.0	58	14	56	356	33	193	56	56	balN	K
1990	6	20	10	59.000	7.7130	47.8480	17.0	2.0	31	35	145	263	20	24	54	54	balN	K
1990	7	31	19	13.000	7.7700	47.6590	19.0	2.0	318	21	−109	80	64	243	25	−64	balN	K
1990	12	11	09	10.000	7.9410	47.8530	13.0	1.5	92	35	−132	269	62	32	16	−62	balN	K
1991	1	1	07	29.000	7.6540	47.8360	12.0	2.0	68	63	−176	288	21	25	16	−21	balN	K
1991	5	20	00	13.000	7.8230	47.6640	17.0	1.5	105	73	−170	328	19	59	5	−19	balN	K
1991	8	25	00	6.000	7.3300	47.6380	12.0	2.0	292	76	−172	155	16	247	4	−16	balN	K
1991	11	12	19	10.000	7.4750	47.6790	12.0	1.8	175	59	−22	139	36	44	8	−36	balN	K
1992	12	30	21	34.000	8.3800	47.7100	22.0	4.0	181	71	3	137	11	44	15	15	balN	K
1995	1	10	11	26.000	7.7480	47.7440	14.0	2.7	336	36	−108	126	75	259	10	−75	balN	K
1978	8	13	04	2.000	7.6900	47.2900	24.0	3.4	121	66	−168	341	25	75	8	−25	balS	K
1982	3	25	18	45.000	7.6010	47.4870	7.0	2.5	110	79	−172	334	13	64	2	−13	balS	K

Table A1. (*Continued.*)

Yr	Mo	Dy	Hr	Mn	Long.	Lat.	Depth	Mag.	Az	Dip	Rake	Az*P*	Dip*P*	Az*T*	Dip*T*	*r*	Zone	Ref.
1982	9	3	19	12.000	7.9000	47.4200	11.0	2.5	97	70	−175	319	18	53	10	−18	balS	K
1984	4	10	16	50.000	7.5650	47.4320	22.0	2.6	300	62	−176	160	22	257	17	−22	balS	K
1984	4	12	00	50.000	7.7480	47.4350	21.0	2.5	162	42	−30	143	49	32	17	−49	balS	K
1986	11	1	04	1.000	7.7700	47.5650	19.0	1.2	296	81	−174	160	11	251	2	−11	balS	K
1987	1	8	19	24.000	7.6050	47.2550	6.0	2.6	298	62	−174	158	23	255	16	−23	balS	K
1987	4	11	03	14.000	7.8700	47.4280	7.0	3.4	190	76	−11	146	18	56	2	−18	balS	K
1987	12	11	02	25.000	7.1610	47.3130	9.0	3.7	274	70	168	140	6	232	22	22	balS	K
1987	12	16	09	36.000	7.6750	47.5210	9.0	2.7	6	86	36	134	21	236	28	28	balS	K
1987	12	31	15	16.000	7.6760	47.5180	12.0	1.1	53	40	14	13	26	258	41	41	balS	K
1988	4	16	14	5.000	7.8890	47.4360	9.0	1.9	310	63	−108	187	67	53	16	−67	balS	K
1988	5	11	11	12.000	7.6770	47.5150	10.0	1.5	199	75	−16	156	22	66	0	−22	balS	K
1988	10	27	20	52.000	7.7410	47.5000	12.0	1.6	275	77	−177	139	11	230	7	−11	balS	K
1989	5	5	17	44.000	7.6090	47.5590	10.0	2.2	312	79	−170	176	15	266	1	−15	balS	K
1990	6	16	22	41.000	7.6190	47.5760	18.0	2.0	293	80	177	158	5	249	9	9	balS	K
1990	7	25	14	38.000	7.6720	47.5160	10.0	2.0	180	86	−32	131	25	231	19	−25	balS	K
1990	8	16	18	39.000	7.5990	47.5230	11.0	2.1	282	61	−167	140	29	237	12	−29	balS	K
1990	11	8	19	38.000	7.6980	47.5240	11.0	2.0	282	50	−141	127	53	225	6	−53	balS	K
1990	11	28	01	38.000	7.8300	47.5390	18.0	2.0	319	48	−130	159	61	256	4	−61	balS	K
1991	6	4	17	17.000	7.6140	47.5520	7.0	1.7	360	56	24	311	9	213	39	39	balS	K
1991	11	5	09	13.000	7.6920	47.5990	17.0	1.8	334	43	−122	160	68	266	7	−68	balS	K
1992	3	25	05	33.000	7.6330	47.5150	8.0	2.6	278	65	−160	137	31	230	5	−31	balS	K
1996	4	24	09	36.000	7.6070	47.5650	12.0	2.7	292	55	174	153	20	254	28	28	balS	K
1996	6	15	01	5.000	7.6420	47.6020	21.0	2.4	314	73	165	180	2	271	23	23	balS	K
1996	12	15	04	49.000	7.8860	47.3410	20.0	3.0	313	50	−141	158	53	256	6	−53	balS	K
1997	2	21	05	4.000	7.8750	47.4220	8.0	1.8	316	55	−114	171	69	63	7	−69	balS	K
1997	9	2	00	30.000	7.8610	47.6060	23.0	2.6	128	53	−90	38	82	218	8	−82	balS	K
1999	7	13	20	47.000	7.6960	47.5140	19.0	2.7	215	70	−5	173	17	79	11	−17	balS	K
2000	6	20	06	19.000	7.7870	47.4710	18.0	2.9	111	35	−118	273	70	41	13	−70	balS	K
2000	11	13	16	31.000	7.5600	47.2250	10.0	3.4	90	75	−178	313	12	45	9	−12	balS	K
1975	5	29	00	32.000	6.0200	46.0400	0.0	4.2	242	70	174	106	10	200	18	18	bel	K
1980	12	2	05	58.000	6.2800	45.8300	1.0	4.3	302	76	−4	258	13	167	7	−13	bel	K
1982	11	8	13	2.000	6.2700	46.1500	4.0	3.8	97	62	−167	316	28	52	12	−28	bel	K
1983	11	16	00	27.000	5.9600	46.0300	4.0	2.6	349	90	0	304	0	34	0	0	bel	K
1994	12	14	08	56.000	6.4250	45.9580	10.0	5.1	332	44	29	282	15	173	49	49	bel	K
1996	7	15	00	13.000	6.0880	45.9380	2.0	5.3	316	70	−11	274	22	181	7	−22	bel	K
1994	12	14	08	55.983	6.4090	45.9570	7.0	5.1	220	70	130	281	16	173	49	49	bel	T
1995	4	25	13	2.967	5.9660	45.8450	4.0	2.1	220	85	−169	264	11	354	4	−11	bel	T
1995	9	4	21	1.667	6.1820	45.7000	3.0	2.8	225	70	160	93	1	183	28	28	bel	T
1995	9	4	17	2.900	6.1990	45.7000	11.0	2.9	225	75	160	93	3	181	25	25	bel	T
1995	8	28	12	42.500	6.1190	45.5460	6.0	2.3	25	45	60	315	4	215	69	69	bel	T
1995	12	24	04	5.100	6.0670	45.4760	4.0	1.8	15	45	60	305	4	205	69	69	bel	T
1994	2	4	22	19.783	6.0630	45.3890	7.0	2.0	212	80	164	259	4	168	18	18	bel	T
1995	9	8	16	46.950	5.8990	45.2010	7.0	2.5	45	75	−156	268	18	359	4	−18	bel	T
1994	7	25	00	18.950	5.8850	45.1780	2.0	1.8	215	75	160	263	3	171	25	25	bel	T
1992	3	9	01	54.567	5.8720	45.1540	6.0	2.3	25	70	160	253	1	343	28	28	bel	T
1968	8	19	00	36.683	6.7900	46.3100	9.0	4.8	150	60	−71	098	70	231	09	−70	cham	M
1985	5	25	10	39.951	6.9130	45.9990	4.0	3.0	75	75	81	136	20	25	45	45	cham	E
1986	1	17	07	5.510	6.8952	45.9878	3.0	3.4	50	20	−40	211	55	359	31	−55	cham	E
1988	6	11	22	44.000	6.8860	45.8610	8.0	3.4	34	50	−174	249	31	354	23	−31	cham	K
1988	8	4	10	35.980	6.8978	45.9948	3.0	2.4	40	45	−130	234	62	337	7	−62	cham	E
1999	12	29	09	29.000	6.9230	46.1290	4.0	3.3	111	34	−105	249	76	32	11	−76	cham	K
1986	1	17	20	27.317	6.3960	44.2290	6.0	3.6	010	43	−73	013	78	268	03	−78	diE	B
1986	3	23	13	59.398	6.4400	44.2800	7.0	3.7	140	40	−155	339	47	093	20	−47	diE	B
1987	5	9	6	0.283	6.8650	44.1640	6.0	3.4	050	47	−28	025	47	280	14	−47	diE	B
1990	5	7	14	20.862	6.7480	44.3400	5.0	2.9	255	58	−9	217	28	118	16	−28	diE	B
1990	6	29	8	55.000	6.3420	44.1900	6.0	2.8	018	64	−22	340	33	247	04	−33	diE	B
1992	1	2	02	12.431	6.4352	44.4127	8.3	2.3	50	55	−30	18	44	282	7	−44	diE	S
1992	4	19	22	24.888	6.2155	44.2607	5.0	3.0	121	54	−62	089	67	192	05	−67	diE	B
1992	7	31	20	14.458	6.3883	44.4722	0.5	3.0	035	39	−51	033	64	278	12	−64	diE	B
1994	6	27	17	48.804	6.4328	44.4330	7.2	2.7	165	15	−40	190	53	34	34	−53	diE	S
1994	11	28	08	28.238	6.6562	44.3372	9.2	1.8	15	60	−40	340	48	72	2	−48	diE	S
1996	4	18	05	39.741	6.8903	44.2473	10.0	1.4	5	35	−60	20	69	254	13	−69	diE	S
1996	8	9	17	31.270	6.4180	44.3878	5.9	1.7	350	80	−170	214	14	304	0	−14	diE	S
1996	8	9	18	40.889	6.4025	44.3827	8.7	2.2	345	50	−130	188	60	282	2	−60	diE	S
1996	10	7	02	13.415	6.8093	44.2190	7.9	2.2	175	50	−110	20	74	279	3	−74	diE	S

Table A1. (*Continued.*)

Yr	Mo	Dy	Hr	Mn	Long.	Lat.	Depth	Mag.	Az	Dip	Rake	Az*P*	Dip*P*	Az*T*	Dip*T*	*r*	Zone	Ref.
1996	10	26	16	21.972	6.8013	44.2067	3.4	1.9	25	70	−60	333	55	93	19	−55	diE	S
1996	12	1	11	23.484	6.7923	44.2078	4.7	1.4	15	75	−20	332	25	63	3	−25	diE	S
1997	10	3	15	3.591	6.4440	44.3303	0.5	3.8	037	52	−27	007	43	267	11	−43	diE	B
1997	10	22	04	51.145	6.5215	44.4098	9.1	2.1	20	20	−140	181	55	329	31	−55	diE	S
1969	11	22	07	49.250	6.8060	44.2550	7.0	3.6	166	60	127	231	08	128	58	58	diW	B
1972	6	19	4	9.850	6.3330	44.3600	2.0	3.8	199	60	153	070	05	163	39	39	diW	B
1980	3	15	8	0.798	6.3528	44.2248	5.0	3.8	147	45	124	034	05	135	67	67	diW	B
1983	3	20	16	1.518	6.4500	44.3800	6.0	3.9	010	40	114	263	07	018	73	73	diW	B
1983	12	22	18	12.350	6.7280	44.2750	6.0	3.5	356	57	155	226	08	322	39	39	diW	B
1984	6	19	11	40.618	6.1600	43.9900	10.0	4.1	278	44	109	175	02	276	77	77	diW	B
1984	6	30	19	34.097	6.1300	44.0000	6.0	3.8	300	55	129	003	02	269	59	59	diW	B
1987	5	9	6	0.279	6.8377	44.2050	0.5	3.4	316	43	133	197	10	304	60	60	diW	B
1987	6	28	2	12.881	6.1410	44.1668	1.0	4.0	125	53	118	194	04	095	68	68	diW	B
1989	2	12	3	52.062	6.4930	44.1900	9.0	3.8	302	60	119	012	10	261	63	63	diW	B
1990	6	29	1	19.000	6.3840	44.1670	6.0	3.1	309	86	166	355	07	264	13	13	diW	B
1990	11	9	10	59.043	6.5980	43.9300	2.0	3.3	152	58	55	266	07	008	60	60	diW	B
1993	4	14	10	32.113	6.2272	44.2285	3.0	3.2	134	34	79	052	11	260	77	77	diW	B
1993	5	5	04	34.020	6.8372	44.2683	10.4	1.2	115	25	110	10	21	166	67	67	diW	S
1994	4	15	02	58.218	6.7310	44.2833	6.3	1.8	150	75	−70	85	34	224	63	63	diW	S
1994	11	13	00	36.083	6.4608	44.3180	7.1	1.4	100	70	100	182	24	26	64	64	diW	S
1994	11	24	21	17.590	6.4443	43.8198	1.5	3.5	077	49	77	176	03	285	80	80	diW	B
1996	4	18	05	31.680	6.8898	44.2552	9.7	2.8	65	90	0	20	0	110	0	0	diW	S
1997	10	31	04	23.711	6.5467	44.2710	5.4	4.0	60	60	50	177	7	277	55	55	diW	S
1997	11	6	12	39.799	6.5185	44.4105	8.6	3.1	95	75	30	223	9	319	32	32	diW	S
1998	5	6	12	2.437	6.0858	44.1605	4.0	3.2	166	80	142	221	18	118	34	34	diW	B
1985	9	29	23	36.000	8.3080	46.9220	1.0	2.5	39	26	122	285	22	70	64	64	hel	K
1985	12	21	17	19.000	8.3110	46.8800	2.0	2.9	320	46	−63	307	71	211	2	−71	hel	K
1987	7	26	10	56.000	9.1210	46.8900	1.0	2.4	90	72	144	145	10	47	38	38	hel	K
1987	10	28	23	49.000	9.1960	47.0780	7.0	4.2	178	70	13	132	5	40	23	23	hel	K
1987	11	1	10	16.000	9.6170	47.2250	1.0	2.6	295	78	−169	159	16	249	1	−16	hel	K
1989	4	2	06	58.000	9.1110	47.1440	8.0	3.2	31	43	87	303	2	168	87	87	hel	K
1989	11	19	21	20.000	8.4160	46.8450	6.0	2.4	196	45	8	157	25	47	35	35	hel	K
1990	11	22	15	51.000	8.9990	46.8900	5.0	3.6	341	60	6	298	17	200	24	24	hel	K
1994	8	28	06	4.000	8.7770	46.8750	4.0	3.9	68	56	156	297	9	34	39	39	hel	K
1995	11	16	05	57.000	8.7980	47.0570	4.0	3.8	16	45	0	341	30	231	30	30	hel	K
1996	12	7	05	34.000	8.4250	46.9130	2.0	2.5	172	74	36	297	11	36	37	37	hel	K
1998	4	21	02	30.000	9.3380	47.1400	10.0	3.6	209	78	6	164	4	73	13	13	hel	K
2000	2	23	04	7.000	9.4990	47.0520	7.0	3.6	183	56	18	137	12	38	35	35	hel	K
2000	3	4	15	43.000	9.4700	47.2500	3.0	3.6	235	20	90	145	25	325	65	65	hel	K
2000	6	3	15	14.000	10.1150	47.2140	3.0	3.8	23	57	−12	347	31	247	15	−31	hel	K
2000	6	10	05	51.000	10.1160	47.2120	3.0	3.6	19	53	−13	345	33	243	18	−33	hel	K
2000	8	17	07	14.000	8.4800	46.9540	10.0	3.0	280	80	172	145	1	235	13	13	hel	K
1963	7	19	5	46.067	8.0390	43.3360	14.0	6.0	356	53	60	107	04	205	66	66	lig	B
1963	7	27	5	57.000	8.1300	43.5600	14.0	4.8	000	80	31	129	13	226	28	28	lig	B
1971	9	25	10	34.000	8.7300	44.1170	5.0	4.2	150	75	−11	107	18	016	04	−18	lig	B
1981	1	5	8	10.000	8.0000	43.1410	10.0	3.6	020	50	90	110	05	290	85	85	lig	B
1981	4	22	4	26.350	8.0650	43.3490	9.0	4.5	240	68	0	103	15	197	15	15	lig	B
1985	10	4	15	22.183	7.9160	43.6100	14.0	3.9	210	45	108	107	01	204	77	77	lig	B
1985	10	4	13	17.358	7.9800	43.5700	10.0	4.0	132	66	17	085	06	352	28	28	lig	B
1985	10	5	15	58.667	7.9160	43.5930	11.0	3.1	040	77	159	088	05	356	24	24	lig	B
1986	5	1	00	28.030	7.4400	43.4400	5.0	3.8	115	78	166	341	00	007	17	17	lig	B
1986	10	29	08	13.567	8.2100	43.8210	10.0	3.0	204	84	−9	159	11	250	02	−11	lig	B
1989	12	26	19	59.983	7.5610	43.4830	4.0	4.5	015	60	70	119	13	244	68	68	lig	B
1990	4	15	7	50.600	7.7740	43.5740	5.0	4.3	025	70	42	148	12	259	43	43	lig	B
1990	9	8	8	31.382	7.3800	43.8400	11.0	2.7	060	40	132	301	12	053	61	61	lig	B
1991	2	19	15	33.000	7.6580	44.0430	7.0	3.0	215	40	55	149	10	036	66	66	lig	B
1991	2	25	11	30.197	7.6600	44.0480	4.0	3.3	215	40	53	151	10	038	64	64	lig	B
1991	6	28	23	48.800	7.4900	43.6700	5.0	2.9	092	62	108	169	15	038	68	68	lig	B
1992	9	21	12	37.067	8.3278	43.2445	20.0	3.0	000	50	80	097	05	217	81	81	lig	B
1993	7	17	11	8.387	8.2623	44.2273	9.0	3.7	085	70	−171	307	21	040	07	−21	lig	B
1993	7	17	10	35.010	8.2525	44.2215	7.8	4.5	165	65	10	120	11	25	24	24	lig	E
1995	4	21	8	2.958	7.5563	43.8155	4.0	4.3	030	80	39	155	19	259	35	35	lig	B
1996	11	25	19	47.387	8.5465	44.1390	3.0	3.8	335	40	40	278	14	165	58	58	lig	B
1983	1	22	12	41.950	7.1500	45.1900	5.0	4.1	192	51	−154	041	43	142	12	−43	pieN	N
1984	1	12	08	24.773	7.3500	44.6600	10.0	3.6	5	20	166	215	37	358	46	46	pieN	E

Table A1. (*Continued.*)

Yr	Mo	Dy	Hr	Mn	Long.	Lat.	Depth	Mag.	Az	Dip	Rake	Az*P*	Dip*P*	Az*T*	Dip*T*	*r*	Zone	Ref.
1989	10	30	11	24.095	7.2332	44.6117	9.8	3.0	135	60	−110	4	68	239	13	−68	pieN	S
1989	12	2	08	56.516	7.2277	44.7180	13.6	1.8	120	55	−110	339	72	224	8	−72	pieN	S
1990	1	20	19	25.324	7.1308	45.1347	1.6	2.5	315	90	−140	188	27	82	27	27	pieN	S
1991	7	29	08	46.278	7.2153	44.8510	8.8	1.6	45	25	−60	81	64	293	22	−64	pieN	S
1994	2	9	08	33.383	7.3450	45.0583	15.2	1.8	90	50	−20	60	40	316	16	−40	pieN	S
1995	4	24	00	39.664	7.1958	44.6608	11.4	1.8	10	70	−110	251	60	115	22	−60	pieN	S
1996	10	22	03	39.881	7.0303	44.9755	9.0	0.8	20	60	−110	249	68	124	13	−68	pieN	S
1996	11	3	19	4.203	7.1930	44.6665	10.8	1.1	350	70	−120	222	55	102	19	−55	pieN	S
1996	11	23	10	49.445	7.1927	44.6645	9.4	1.5	170	30	−70	213	71	65	16	−71	pieN	S
1996	12	11	17	50.689	7.2620	44.8483	16.5	1.5	85	45	−60	74	69	334	4	−69	pieN	S
1996	12	16	05	22.622	7.3020	45.0470	16.2	1.4	40	50	−140	245	53	343	6	−53	pieN	S
1971	2	1	12	26.103	7.2600	44.4300	2.0	4.3	150	55	−133	120	56	211	1	−56	pieS	E
1981	1	4	04	9.000	7.3410	44.3280	5.0	3.5	135	70	−50	88	49	197	15	−49	pieS	E
1986	1	17	18	48.050	7.3390	44.3510	6.0	3.3	210	33	−50	219	63	092	17	−63	pieS	B
1986	3	11	07	46.630	7.3200	44.4000	5.0	3.6	247	79	−159	203	23	295	7	−23	pieS	E
1986	7	17	07	35.568	7.2600	44.5300	1.0	3.2	225	45	−140	207	55	102	10	−55	pieS	E
1987	6	15	21	27.302	7.3100	44.4100	10.0	3.3	222	35	−138	44	58	166	18	−58	pieS	E
1992	10	27	03	12.527	7.2428	44.5018	8.7	2.9	140	75	−70	205	56	66	27	−56	pieS	E
1992	11	11	00	59.882	7.2640	44.4847	7.6	2.1	170	45	−80	166	83	73	0	−83	pieS	S
1993	2	15	12	15.046	7.2993	44.3350	11.3	1.9	115	40	−100	262	82	32	5	−82	pieS	S
1993	3	15	23	43.491	7.3235	44.3642	12.3	3.4	110	55	−120	323	65	221	6	−65	pieS	S
1993	4	7	16	36.056	7.2132	44.4185	7.3	1.5	130	75	−100	26	59	228	29	−59	pieS	S
1993	4	10	17	54.425	7.2867	44.4310	14.6	1.8	245	60	−30	210	41	117	3	−41	pieS	S
1994	3	5	08	12.031	7.2238	44.4633	11.4	1.4	130	50	−90	40	85	220	5	−85	pieS	S
1994	9	28	12	43.587	7.3003	44.2363	8.3	1.5	130	55	−110	349	72	234	8	−72	pieS	S
1994	12	7	21	45.618	7.1787	44.5308	12.9	1.8	160	40	−70	173	76	56	7	−76	pieS	S
1995	10	7	19	15.023	7.2803	44.3738	12.5	2.1	10	30	−130	176	62	309	20	−62	pieS	S
1995	10	18	12	52.979	7.3502	44.3028	15.6	1.8	120	45	−100	304	83	37	0	−83	pieS	S
1995	11	24	05	50.275	7.2907	44.3800	15.2	1.6	165	30	−80	229	74	68	15	−74	pieS	S
1996	1	26	01	0.837	7.2583	44.5103	11.9	1.7	335	60	−120	196	62	86	10	−62	pieS	S
1996	1	26	02	19.767	7.2563	44.5043	14.3	2.0	120	35	−130	295	63	58	16	−63	pieS	S
1996	8	9	17	14.630	7.2697	44.4633	9.8	1.4	65	70	−10	23	21	290	7	−21	pieS	S
1996	8	11	08	25.196	7.1908	44.5620	6.9	1.4	325	70	−150	187	35	93	5	−35	pieS	S
1996	8	17	20	5.313	7.2677	44.3692	13.1	1.5	155	50	−100	12	81	252	5	−81	pieS	S
1996	8	23	05	54.655	7.2767	44.4560	11.1	2.0	10	75	−140	236	38	134	15	−38	pieS	S
1996	9	2	00	8.617	7.2533	44.3810	14.9	2.0	125	45	−140	323	55	68	10	−55	pieS	S
1996	9	2	00	17.566	7.2455	44.3753	14.3	1.5	185	30	−80	249	74	88	15	−74	pieS	S
1996	9	11	05	40.641	7.2972	44.3490	12.6	1.9	40	70	−40	357	42	97	11	−42	pieS	S
1996	9	20	22	5.383	7.2592	44.5423	12.2	1.4	345	60	−160	201	34	297	8	−34	pieS	S
1996	10	27	10	11.068	7.2833	44.3442	13.1	0.9	10	50	−110	215	74	114	3	−74	pieS	S
1996	11	3	20	1.406	7.2092	44.3953	11.3	0.8	145	60	−70	96	68	221	13	−68	pieS	S
1996	11	15	23	17.671	7.3070	44.2993	15.5	0.7	170	25	−60	206	64	58	22	−64	pieS	S
1996	11	15	23	35.246	7.3045	44.2990	15.0	1.1	125	50	−130	328	60	62	2	−60	pieS	S
1996	12	12	16	25.964	7.2453	44.4445	12.5	0.9	30	65	−120	257	59	141	15	−59	pieS	S
1996	12	26	19	33.821	7.3038	44.3527	14.9	2.5	335	70	−160	196	28	287	1	−28	pieS	S
1972	12	29	0	14.283	7.1690	44.3140	9.0	3.6	295	48	54	229	03	134	64	64	pieSc	B
1977	2	6	16	1.045	7.3400	44.5200	10.0	4.0	120	48	78	202	2	97	81	81	pieSc	E
1985	2	21	18	0.575	7.4200	44.3700	14.0	3.2	157	65	62	227	15	108	60	60	pieSc	E
1992	11	9	13	11.646	7.3448	44.3137	12.8	1.8	110	70	110	185	22	49	60	60	pieSc	S
1994	1	20	06	59.239	7.3380	44.5612	4.8	4.7	22	75	123	281	20	170	45	45	pieSc	E
1994	1	20	07	5.717	7.2803	44.5473	14.1	4.3	160	75	139	104	15	207	39	39	pieSc	E
1996	8	17	19	29.111	7.2982	44.3528	13.5	1.7	70	90	60	187	38	313	38	38	pieSc	S
1996	9	28	15	48.133	7.1367	44.5628	9.2	1.6	160	85	120	225	33	99	42	42	pieSc	S
1996	11	25	08	39.352	7.2460	44.5110	12.0		40	40	170	258	28	13	38	38	pieSc	S
1996	12	26	19	38.673	7.2908	44.3400	14.0	1.1	350	75	160	38	3	307	25	25	pieSc	S
1996	12	26	19	58.853	7.2830	44.3357	13.5	1.8	270	90	40	37	27	143	27	27	pieSc	S
1980	1	5	14	31.498	7.4190	45.0340	4.0	4.8	215	55	40	92	2	185	51	51	po	E
1981	2	8	04	30.175	7.4390	45.1520	5.0	4.4	155	40	120	266	9	153	69	69	po	E
1981	2	8	04	30.117	7.5000	45.1100	1.0	3.9	100	50	−74	060	78	177	03	−78	po	M
1983	9	6	22	43.307	7.3900	44.9700	5.0	3.8	000	72	75	101	26	249	60	60	po	N
1987	7	3	10	46.951	7.5955	45.3990	3.0	3.7	20	35	80	297	10	147	78	78	po	E
1990	2	11	07	7.797	7.4757	44.9872	24.0	2.7	0	65	120	69	15	313	59	59	po	E
1990	2	11	07	0.630	7.5473	44.9650	16.0	4.2	120	55	120	231	6	333	65	65	po	E
1995	3	4	01	58.230	7.6445	44.7342	25.1	4.3	160	40	60	56	9	162	69	69	po	E
1982	9	2	21	45.417	7.2630	43.9280	10.0	3.3	235	60	−71	185	69	311	13	−69	pro	B

Table A1. (*Continued.*)

Yr	Mo	Dy	Hr	Mn	Long.	Lat.	Depth	Mag.	Az	Dip	Rake	Az*P*	Dip*P*	Az*T*	Dip*T*	*r*	Zone	Ref.
1983	12	4	17	34.850	7.7590	43.8600	4.0	3.5	190	54	−32	160	46	063	07	−46	pro	B
1986	8	18	11	37.200	7.1550	44.0810	6.0	3.2	155	75	−95	065	60	245	30	−60	pro	B
1986	10	20	20	29.183	7.7090	43.9300	2.0	3.0	203	79	−10	159	15	069	01	−15	pro	B
1990	7	2	18	42.000	7.7250	43.9320	4.0	2.7	190	63	−43	152	49	249	06	−49	pro	B
1990	8	9	19	16.960	7.4200	44.0030	6.0	3.2	116	60	−12	078	29	341	13	−29	pro	B
1990	10	2	2	6.402	7.7100	43.9400	11.0	2.9	300	80	−153	165	26	070	11	−26	pro	B
1990	10	22	2	11.147	7.2200	44.1400	4.0	3.0	353	60	−46	053	05	317	52	52	pro	B
1991	2	5	9	6.172	7.7600	43.7900	8.0	3.0	339	75	−44	296	40	037	17	−40	pro	B
1991	7	14	20	47.842	7.2100	44.0700	5.0	2.9	020	81	151	071	13	334	27	27	pro	B
1996	9	26	21	37.612	7.6307	43.9562	7.0	2.7	187	40	−64	194	72	079	08	−72	pro	B
1996	10	17	15	21.646	7.5235	43.9990	11.5	2.5	40	75	−10	357	18	266	4	−18	pro	S
1987	4	29	20	41.000	9.8210	46.4930	8.0	2.6	353	67	−12	312	24	219	8	−24	se	K
1988	4	17	03	41.000	9.4670	46.7830	6.0	2.2	327	43	−59	321	69	216	6	−69	se	K
1988	5	23	21	56.000	9.6420	46.7260	7.0	2.1	345	47	−54	328	64	230	4	−64	se	K
1990	3	18	09	54.000	9.8370	46.7920	4.0	3.5	326	38	−38	317	56	201	17	−56	se	K
1991	11	20	01	54.000	9.5270	46.7310	6.0	5.0	294	37	−72	321	76	191	9	−76	se	K
2000	2	22	22	46.000	9.9940	46.8540	4.0	3.3	174	68	−10	133	22	39	9	−22	se	K
1965	10	24	12	15.937	7.3770	46.3560	10.0	4.4	165	75	−130	115	45	226	20	−45	vsn	E
1967	3	24	17	37.000	7.3630	46.4620	10.0	4.3	265	80	−160	130	21	37	7	−21	vsn	E
1970	8	18	04	25.528	7.6690	46.4370	10.0	4.2	160	60	2	119	19	20	22	22	vsn	E
1979	7	3	21	13.000	7.0720	46.9250	30.0	3.8	285	86	179	150	2	240	4	4	vsn	K
1981	9	26	13	54.768	7.2900	46.3300	5.0	4.4	189	83	23	321	11	55	21	21	vsn	E
1986	10	9	10	8.000	7.4720	46.3190	4.0	3.6	79	61	167	304	12	41	28	28	vsn	K
1987	9	20	11	53.000	7.2200	46.7560	9.0	3.9	7	81	0	323	6	232	6	6	vsn	K
1988	10	14	19	2.000	6.8890	46.6980	2.0	3.3	350	69	20	302	2	211	29	29	vsn	K
1989	1	7	02	29.000	7.5390	46.3420	4.0	3.4	57	68	170	282	9	16	22	22	vsn	K
1989	9	30	04	41.000	7.3940	46.3170	6.0	3.5	110	90	140	163	27	57	27	27	vsn	K
1990	4	28	22	24.000	7.5160	46.3370	3.0	2.2	266	46	−145	108	52	212	11	−52	vsn	K
1990	5	7	16	6.000	7.4040	46.3230	7.0	1.6	175	45	−31	153	49	46	14	−49	vsn	K
1990	6	3	19	23.000	7.2820	46.2980	3.0	2.2	100	60	−151	315	41	48	3	−41	vsn	K
1990	7	26	12	30.000	7.3950	46.3250	7.0	2.4	285	80	−140	154	35	50	19	−35	vsn	K
1990	8	31	10	57.000	7.4580	46.2710	7.0	2.0	181	53	25	132	11	32	42	42	vsn	K
1995	9	17	16	29.000	7.2000	46.7820	10.0	3.8	175	88	3	310	1	40	4	4	vsn	K
1996	2	21	18	57.000	7.5790	46.3680	5.0	3.3	242	87	−178	107	4	197	1	−4	vsn	K
1997	11	28	08	30.000	7.8980	46.4370	12.0	2.9	250	60	−150	105	41	198	3	−41	vsn	K
1999	2	14	05	58.000	7.2120	46.7820	10.0	4.3	354	88	9	129	5	219	8	8	vsn	K
1999	5	20	13	11.000	7.3200	46.6550	7.0	3.8	300	42	−82	326	84	204	3	−84	vsn	K
1968	7	8	05	45.582	7.5400	46.2100	5.0	4.0	79	58	156	30	8	294	38	38	vss	E
1985	1	4	16	57.000	7.2690	46.0020	10.0	3.2	329	82	−40	279	33	23	21	−33	vss	K
1986	1	19	06	54.000	7.6400	46.1830	6.0	3.0	110	40	−80	143	82	13	5	−82	vss	K
1986	2	15	01	43.000	7.6380	46.0510	5.0	3.6	27	70	170	252	7	345	21	21	vss	K
1986	2	26	13	7.000	7.3500	46.0340	7.0	2.9	249	51	−133	94	58	188	2	−58	vss	K
1986	6	9	17	58.649	7.9578	46.1063	10.0	2.6	60	35	−80	113	78	323	10	−78	vss	E
1987	3	22	01	36.000	7.8720	46.1920	4.0	2.1	311	51	−47	286	58	192	2	−58	vss	K
1987	5	30	19	45.000	7.9090	45.9610	9.0	2.7	135	50	−10	101	33	357	21	−33	vss	K
1990	5	11	08	16.000	7.7650	46.2180	1.0	2.0	263	40	−116	76	72	191	8	−72	vss	K
1990	9	25	05	19.000	7.6350	46.1730	5.0	3.6	70	50	−130	273	60	7	2	−60	vss	K
1990	12	17	23	34.000	7.6380	46.2190	5.0	1.7	319	42	−49	310	62	201	10	−62	vss	K
1991	9	7	18	9.000	7.9370	46.2190	8.0	2.4	135	55	−19	101	37	2	12	−37	vss	K
1996	3	31	06	8.000	7.4600	45.9380	4.0	4.6	44	38	−137	231	59	347	15	−59	vss	K
1998	5	7	17	16.000	7.3930	46.1260	6.0	3.3	92	55	−90	2	80	182	10	−80	vss	K
1998	12	9	22	8.000	7.5520	46.1910	4.0	3.4	256	28	−80	323	72	159	17	−72	vss	K
1976	3	2	08	27.000	9.4000	47.6000	10.0	3.7	31	90	0	346	0	76	0	0	zu	K
1977	11	21	19	27.000	8.5800	47.2800	25.0	3.5	33	80	−5	349	11	258	4	−11	zu	K
1978	8	28	14	44.000	8.9200	47.3500	22.0	2.8	9	40	−46	1	60	249	12	−60	zu	K
1979	11	30	00	44.000	8.5100	47.2700	27.0	3.1	296	84	−176	161	7	251	1	−7	zu	K
1983	9	4	21	51.000	8.8070	47.7030	8.0	2.8	159	74	175	24	8	116	15	15	zu	K
1984	1	11	14	11.000	8.8150	47.3350	11.0	3.2	36	76	5	351	6	259	13	13	zu	K
1984	9	5	05	16.000	8.5620	47.2470	15.0	4.0	8	44	−26	345	46	236	17	−46	zu	K
1984	9	14	22	30.000	8.5570	47.2430	24.0	2.9	315	67	−158	175	31	266	2	−31	zu	K
1985	1	7	09	52.000	8.3030	47.1620	27.0	2.1	336	46	−125	170	65	270	4	−65	zu	K
1985	7	7	00	8.000	7.7530	47.0030	30.0	2.7	124	80	169	170	1	80	15	15	zu	K
1986	2	27	12	7.000	8.9550	47.6800	17.0	4.2	304	38	−138	131	58	247	15	−58	zu	K
1986	10	8	03	12.000	8.5420	47.2670	28.0	2.0	315	66	−160	174	30	267	4	−30	zu	K
1987	1	29	00	7.000	9.2870	47.4260	8.0	3.2	10	45	−54	357	65	255	6	−65	zu	K

Table A1. (*Continued.*)

Yr	Mo	Dy	Hr	Mn	Long.	Lat.	Depth	Mag.	Az	Dip	Rake	Az*P*	Dip*P*	Az*T*	Dip*T*	*r*	Zone	Ref.
1987	5	5	20	29.000	8.5640	47.2250	29.0	2.3	304	75	−170	167	18	258	4	−18	zu	K
1988	9	11	23	1.000	8.3900	47.1300	29.0	2.5	298	74	180	162	11	254	11	11	zu	K
1989	2	21	23	36.000	8.8580	47.5310	22.0	3.5	273	62	−165	131	30	227	10	−30	zu	K
1989	6	9	01	30.000	8.3310	47.4780	18.0	1.3	142	42	−105	311	79	63	4	−79	zu	K
1989	10	24	12	3.000	8.5910	47.3530	12.0	2.1	314	30	−166	150	44	278	32	−44	zu	K
1990	1	5	04	21.000	9.1230	47.4120	5.0	2.9	126	78	−160	350	23	258	5	−23	zu	K
1990	8	11	05	31.000	8.0000	47.2740	15.0	2.8	11	90	0	326	0	236	0	0	zu	K
1995	6	25	18	53.000	8.8730	47.6040	12.0	3.5	167	58	−90	77	77	257	13	−77	zu	K
1996	6	28	03	43.000	8.7610	47.7590	9.0	3.1	289	78	−172	153	14	244	3	−14	zu	K
1996	8	24	02	38.000	9.0490	47.4320	29.0	4.0	184	42	−63	183	72	75	6	−72	zu	K
1997	10	23	12	7.000	8.6240	47.1810	30.0	3.2	221	65	−2	179	19	84	16	−19	zu	K
1999	9	12	13	25.000	8.5380	47.5800	2.0	3.1	151	80	175	16	3	107	11	11	zu	K

Yr, year; Mo, month; Dy, day; Hr, hours; Mn, minutes and seconds; Long., longitude; Lat., latitude; Mag., magnitude (M_L); Az, azimuth of fault plane; Dip, dip of fault plane; Rake, rake of fault plane solution; Az*P*(*T*), azimuth of *P*(*T*) axes; Dip*P*(*T*), dip of *P*(*T*) axes; *r*, parameter defining the type of deformation (see Fig. 3; Zone, associated stress inversion zone; Ref., reference (B, Baroux *et al.* (2001); E, Eva & Solarino (1998); K, Kastrup *et al.* (2004); M, Ménard (1988); N, Nicolas *et al.* (1990); S, Sue *et al.* (1999); T, Thouvenot (1996)).

APPENDIX B:

Stereograms of inverted stress tensors and associated focal planes used for the inversion. Inside the stereograms: circles are σ_1 principal stress axes; squares σ_2 axes; triangles σ_3 axes. Outside the stereograms: black arrows represent the horizontal direction of compression and open arrows the direction of extension. The size of the arrows is a function of the Φ ratio of the ellipsoid shape.

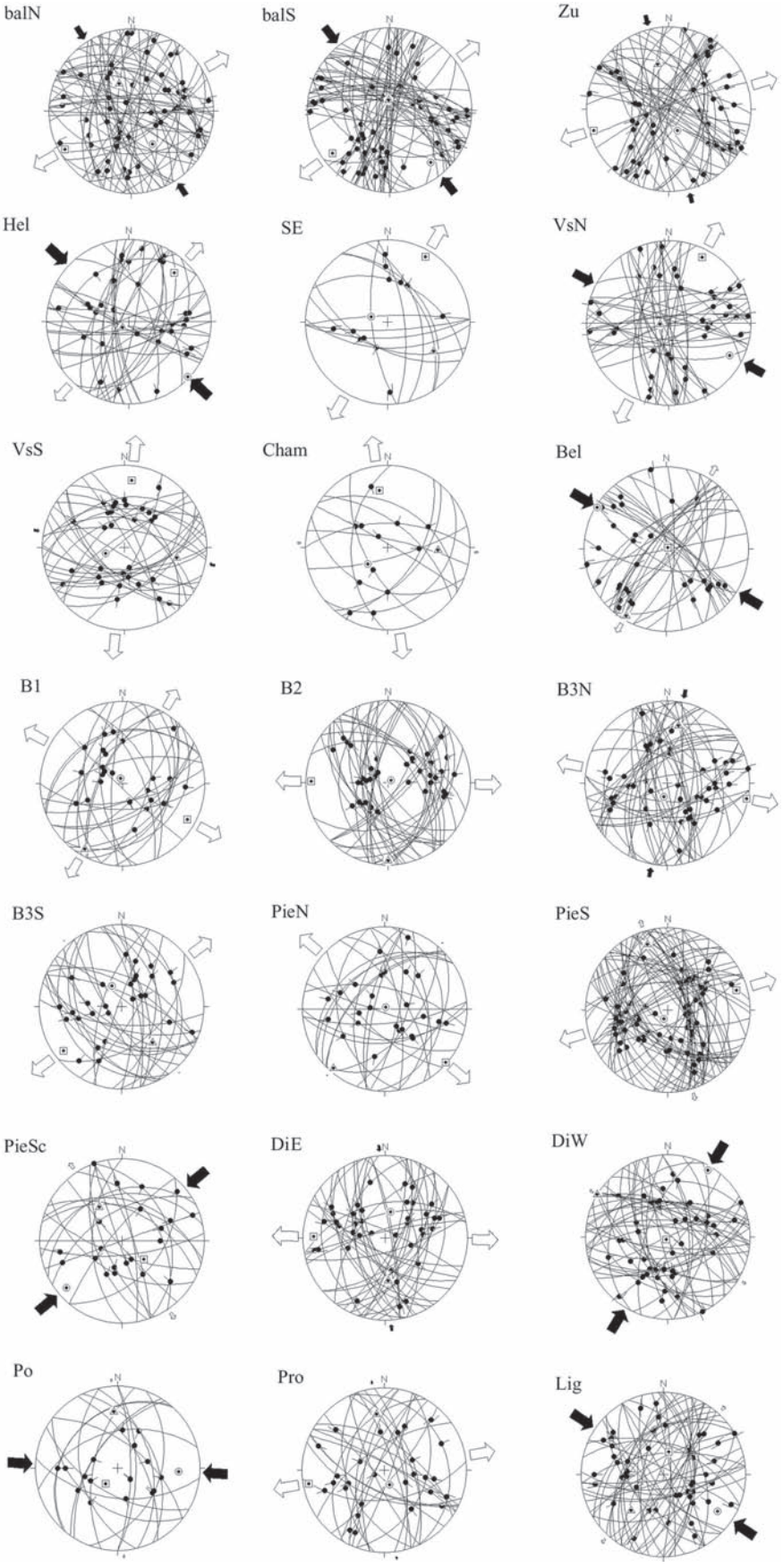
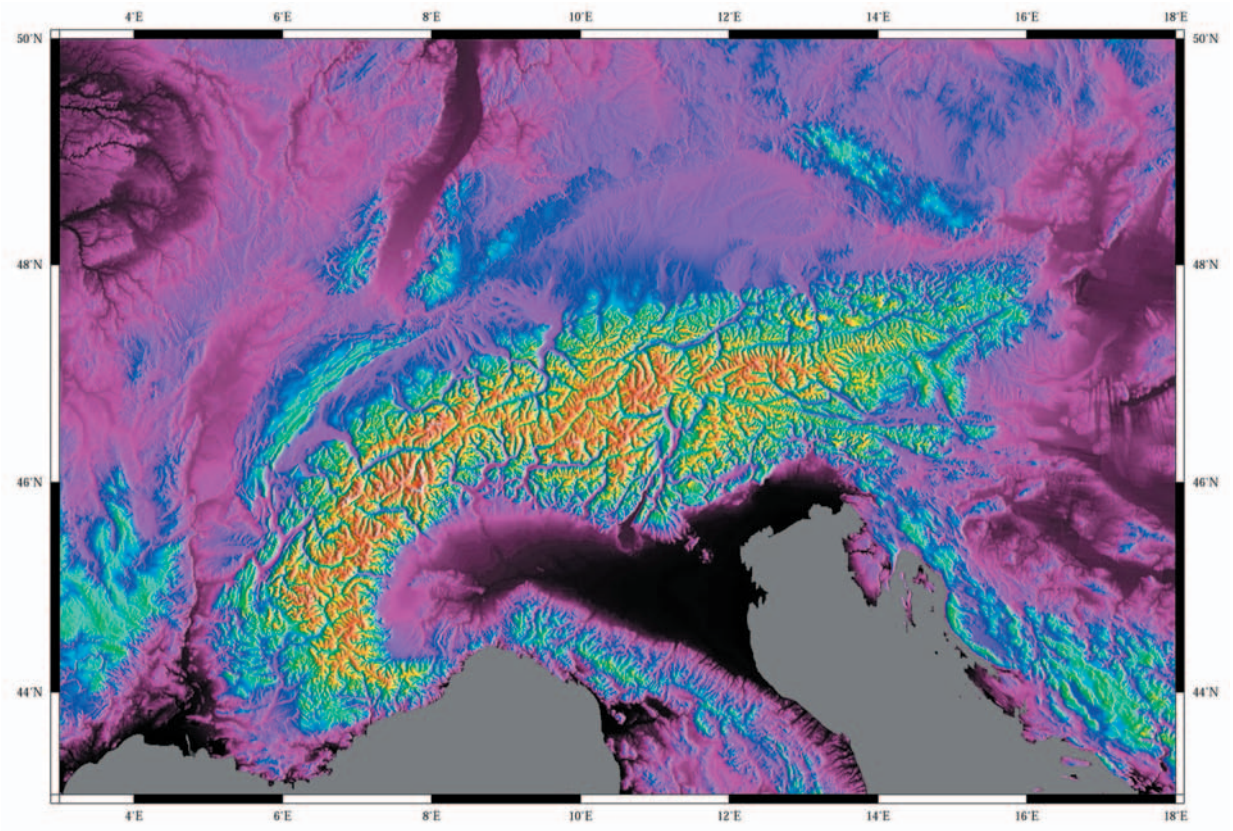

balN
balS
Zu
Hel
SE
VsN
VsS
Cham
Bel
B1
B2
B3N
B3S
PieN
PieS
PieSc
DiE
DiW
Po
Pro
Lig

Figure B1.

Chapitre II

Modélisation numérique
de l'état de déformation/contraintes



De manière à analyser l'origine géodynamique du régime tectonique défini dans le chapitre I, une étude de modélisation numérique par éléments finis est proposée, d'une part en 2.5D (calcul 2D de l'état de déformation/contraintes dans une structure 3D) et d'autre part en 2D (coupe), le long du profil ECORS. En particulier, nous testerons l'hypothèse de rééquilibrage gravitaire avancée sur la base de l'analyse qualitative du régime sismotectonique.

- modélisation 2.5D (SHELLS)

*Le régime tectonique de l'arc alpin central/occidental est modélisé avec des **conditions aux limites fixes**, de manière à analyser l'effet des variations d'énergies potentielles gravitationnelles dues aux hétérogénéités d'épaisseurs crustales (**rééquilibration gravitaire**). L'état de déformation/contraintes calculé pour différents modèles, caractérisés par des géométries crustales différentes, apparaît proche de celui analysé par les outils sismotectoniques, avec un régime d'**extension perpendiculaire** à l'orogène aux niveau de la haute chaîne (zones de croûte surépaissies) et un régime de **compression en éventail**, perpendiculaire aux structures alpines, au niveau des zones externes (caractérisés par des épaisseurs crustales 'normales'). Le rôle de conditions aux limites en **rotation**, testé dans nos modèles, apparaît mineur, aboutissant à la réorientation locale des axes de déformation/contraintes. Cependant, la rotation antihoraire de la bordure orientale de la chaîne pourrait permettre le développement du système de décrochements dextres parcourant la bordure occidentale de la chaîne, depuis le nord Valais, la bordure de Belledonne, jusqu'au massif de l'Argentera. Ces résultats quantitatifs permettent d'appuyer le modèle proposé dans le chapitre I (de manière qualitative) d'un **régime géodynamique post-collisionnel** dans lequel les forces de volume gravitaires dominent le régime tectonique actuel de l'arc alpin, en l'absence de conditions aux limites en convergence.*

- modélisation 2D en coupe (ADELI) : profil ECORS

*L'état de déformation/contraintes de la chaîne alpine occidentale est analysé dans un modèle en coupe, le long du profil ECORS, répondant à des conditions aux limites variables (fixes, convergentes, divergentes). Le meilleur modèle obtenu concerne les **conditions aux limites fixes**, avec un régime tectonique proche de celui observé par l'analyse sismotectonique du chapitre I, caractérisé par l'occurrence d'un régime extensif au cœur de la chaîne et d'un régime compressif localisé au niveau des bordures de l'orogène. Ce régime contrasté, induit par le **rééquilibrage gravitaire** des épaisseurs crustales, confirme les résultats obtenus dans les modèles 2.5D du chapitre II-1. Par contre, lorsque des conditions aux limites mobiles sont appliqués aux modèles 2D, l'état de déformation/contraintes s'écarte rapidement de celui observé par l'analyse sismotectonique. Avec des taux de **convergence** de 1 mm a^{-1}, plus aucune extension n'est observée au cœur de la chaîne, tandis qu'avec des taux très faibles de 0.03 mm a^{-1}, l'extension est déjà minoritaire et le système globalement compressif. De la même*

manière, lorsqu'on applique aux modèles des conditions aux limites en ***divergence****, la part de la déformation exprimée par un régime compressif décroît très rapidement, n'étant même plus observée à des taux de 0.03 mm* a^{-1}*. Ces résultats confortent le modèle avancé dans les chapitres précédents d'un* ***régime géodynamique actuel post-collisionnel*** *faisant suite à un arrêt de la convergence des plaques Apulienne et Européenne.*

II-1) Modélisation 2.5D (SHELLS)

Origine du champ de contraintes actuel des Alpes centrales/occidentales : rôle de la ré-équilibration gravitaire analysé par modélisation numérique

Origin of the current stress field in the western/central Alps: role of gravitational re-equilibration constrained by numerical modelling

Bastien Delacou, Christian Sue, Jean-Daniel Champagnac, Martin Burkhard

Institut de Géologie, Université de Neuchâtel, Switzerland

Accepted for *J. Geol. Soc. London, DRT 2003 Special Publication*.

Abstract

We interpret the strain and stress fields of the western/central Alpine arc on the basis of 2.5D finite element modelling and a recent seismotectonic synthesis (Delacou *et al.*, 2004). Models have fixed boundary forces and different crustal geometries, so that they respond to buoyancy forces (variations in gravitational potential energies). The seismotectonic regime, characterized by orogen-perpendicular extension in the high topographic core of the belt and local orogen-perpendicular compressional/transpressional deformation in the external zones, appears to be very close to the modelled gravitational regime. Rotation of Apulia has a minor effect on the current strain or stress fields of the Alpine realm. Nevertheless, it could help to explain the orogen-parallel dextral faulting that is observed all along external zones, from the northern Valais to the Argentera external crystalline massif. Our results highlight the consequences for the Alpine realm of ongoing convergence between the African and European plates. Our interpretation is that collision is no longer ongoing and that buoyancy-driven stresses dominate the present-day geodynamics of the western/central Alps.

Key words: western/central Alps, finite element modelling, buoyancy forces, gravitational potential energy, stress field, geodynamics.

The Alpine belt has resulted from Tertiary collision between the Apulian micro-plate (considered as an African promontory) and the European plate, following Late Cretaceous to Eocene subduction of the Alpine Tethys (Coward & Dietrich, 1989; Dewey *et al.*, 1989; Laubscher, 1991; Stampfli *et al.*, 1998; Schmid & Kissling, 2000). Whereas compressional structures, such as nappes, metamorphic zones and phases of folding have been well documented (e.g. Choukroune *et al.*, 1986; Fry, 1989; Burkhard, 1990; Pognante, 1991; Butler, 1992; Spalla *et al.*, 1996; Duchêne *et al.*, 1997; Burkhard & Sommaruga, 1998; Becker, 2000) the current tectonic context remains debatable. Is collision still active or has the Alpine belt come to the end of its compressive history ? The relatively recent discovery of extensional tectonics, through seismotectonic and structural analyses (Mancktelow, 1992; Maurer *et al.*, 1997; Eva *et al.*, 1998; Fügenschuh *et al.*, 1999; Sue *et al.*, 1999; Bistacchi *et al.*, 2000; Kastrup, 2002; Sue & Tricart, 2002; Champagnac *et al.*, 2003; Sue & Tricart, 2003; Champagnac *et al.*, in press) goes a long way toward answering the question. Extensional earthquakes have been known for a long time (Pavoni, 1961; Ahorner *et al.*, 1972; Fréchet, 1978). The large scale seismotectonic synthesis of (Delacou *et al.*, 2004) demonstrates that an extensional regime operates throughout all the internal zones of the belt. In addition, structural analyses of fault slip data indicate that extensional tectonics have been prevalent in these zones since at least Miocene times (Mancktelow, 1992; Bistacchi *et al.*, 2000; Tricart *et al.*, 2001; Sue & Tricart, 2003; Champagnac *et al.*, in press). Extension is a therefore a major feature of the recent to present-day geodynamics of the Alpine arc. Various contradictory models have been put forward to explain such intra-orogenic extensional tectonics: (1) large scale buckling under compressive conditions combined with outer-arc extension (Burg *et al.*, 2002), (2) lateral extrusion in an active convergent belt (Ratschbacher *et al.*, 1991a; Frisch *et al.*, 2000; Sachsenhofer *et al.*, 2000), (3) slab break-off re-equilibration (Davies & von Blanckenburg, 1995; Sue, 1998), (4) rotational tectonics (Calais *et al.*, 2002; Collombet *et al.*, 2002) and (5) gravitational re-equilibration of an over-thickened crust (Bada *et al.*, 2001). While overall convergence between the African and European plates is still ongoing at a rate of 3 to 8 mm/year (Argus *et al.*, 1989; Demets *et al.*, 1994; Albarello *et al.*, 1995; Crétaux *et al.*, 1998; Nocquet, 2002), the boundary conditions around the Alpine belt, as estimated by recent GPS results (Calais *et al.*, 2002; Nocquet, 2002; Vigny *et al.*, 2002; Nocquet & Calais, 2003; Nocquet & Calais, 2004), reveal no clear relative movements between the Apulian and European microplates. Velocities across the belt are between 1 and 2 mm/year and they provide no clear indication of convergence or divergence. At best, the GPS data indicate anticlockwise rotation of Apulia with respect to Europe at an angular velocity of 0.5°/Ma, about a pole near Milan (Calais *et al.*, 2002).

In this study we use numerical modelling and the large-scale seismotectonic analysis of (Delacou *et al.*, 2004), to test the effects of gravitational body forces, coupled with rotation, on the current stress and strain fields of the western/central Alps. Numerical modelling has proved to be a powerful tool for analysing the geodynamics of different areas, such as the Himalayas (Cattin & Avouac, 2000; Cattin *et al.*, 2001), New Zealand (Liu & Bird, 2002), southern Spain and northern Africa (Negredo *et al.*, 2002), the United States and Mexico (Bird, 2002), the Baikal rift zone (Lesne *et al.*, 1998), the Basin and Range province (Hassani & Chéry, 1996) and Central Europe (Grünthal & Stromeyer, 1992; Golke & Coblentz, 1996). Here, we use a 3D-model of the Alps to study the origins of the current stress and strain fields of the western/central Alpine arc.

Seismotectonic data

We test our numerical models by comparing calculated strain and stress fields with those obtained from earthquake analysis (Delacou *et al.*, 2004). Our data base is a compilation of 389 reliable focal mechanisms (Ménard, 1988; Thouvenot, 1996; Eva & Solarino, 1998; Sue *et al.*, 1999; Baroux *et al.*, 2001; Kastrup, 2002), covering the entire arc of the western/central Alps, from eastern Switzerland to the Ligurian margin (Fig. 1). Local magnitudes (Ml) range from 0.7 to 6.0, for earthquakes recorded between 1969 and 2000. Foci are mainly in the upper crust (first 20 km), especially in the core of the belt where no deeper earthquakes have occurred. There are a few exceptions in external areas (30 km under the Swiss Molasse basin, 25 km under the western Po plain and 20 km under the Ligurian margin).

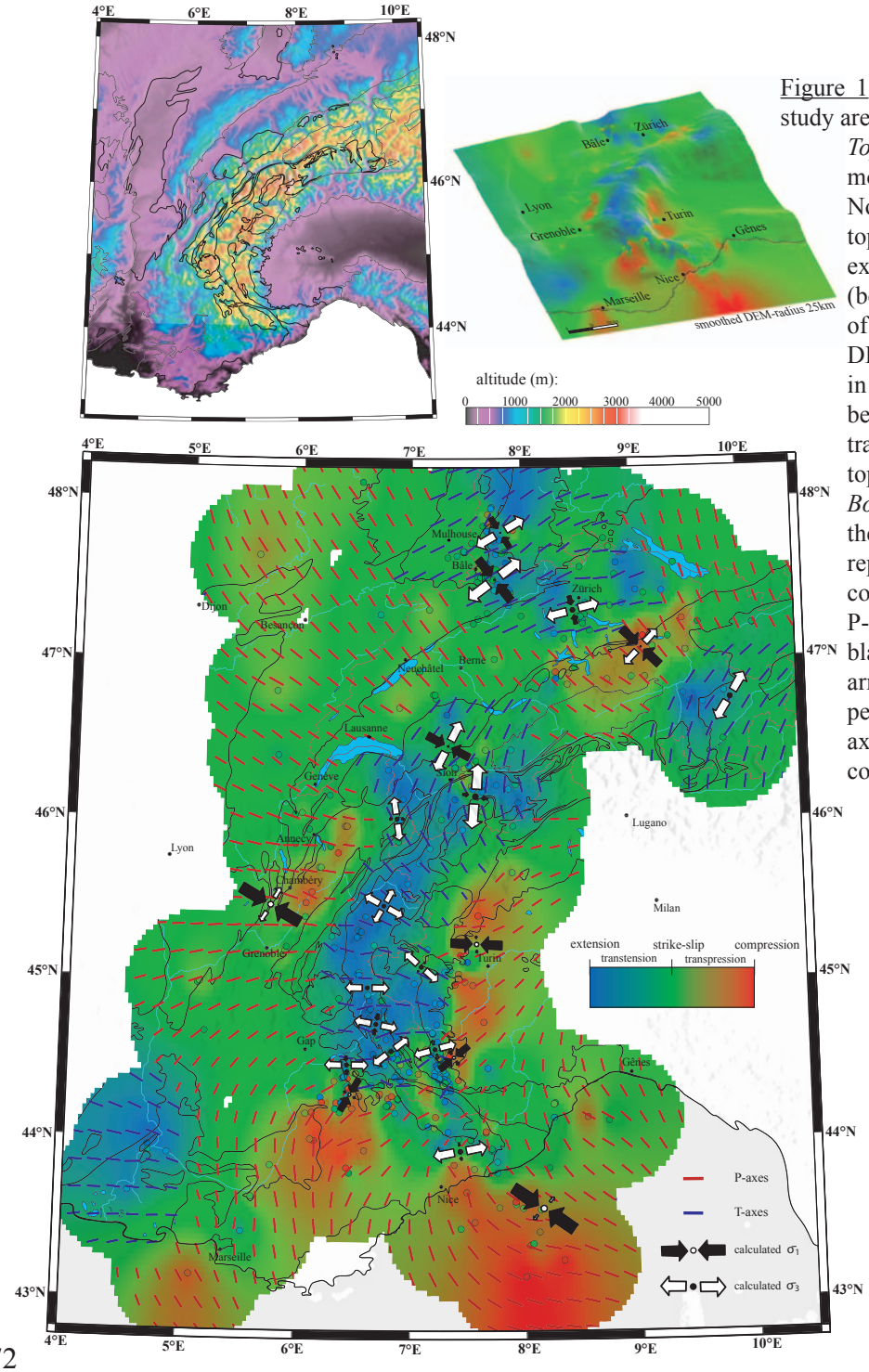


Figure 1: Seismotectonic overview of the study area (Delacou *et al.*, 2004).
Top: Left: Digital elevation model and geological contours. Note correspondence between topographically high areas and extensional zones of deformation (bottom map). Right: Regionalization of deformation draped on smooth DEM (radius 25km). Note extension in inner areas that follows crest of belt and localized compressive/ transpressive areas at feet of topographic gradients.
Bottom: Strain and stress fields of the Alpine realm. Background colour represents type of deformation, small coloured lines represent earthquake P-axes (red) and T-axes (blue), black arrows are σ1 axes and white arrows σ3 axes. Note the orogen-perpendicular pattern of both tensile axes (in the core of the belt) and compressive axes (in external areas).

Seismotectonic strain and stress fields

The strain and stress states of the Alpine realm are defined via three parameters (Fig. 1): type of deformation (compressional, extensional or transcurrent), principal directions of deformation (P- and T- axes) and principal stress axes (σ1, σ2, σ3) obtained from inversion of focal plane solutions.

We used the dips of P- and T-axes to calculate an r-parameter (P-axis dip - T-axis dip) that summarizes the type of deformation, *i.e*. compressional, extensional or transcurrent (Delacou *et al.*, 2004). In Figure 1 the r-parameter is shown by coloured dots at epicentres, whereas interpolation provides the background colour. This large-scale regionalization reveals large zones of homogeneous deformation. In the internal zones, a continuous zone of extension follows the crest line from the southern Valais to the Argentera massif. Extension is also found in eastern Switzerland, over topographic highs, but continuity with the main zone is not proven, because the Lepontine dome is almost seismically active. Other notable features are local zones of compressional/transpressional deformation along the edges of the Alpine belt, in the eastern Helvetic domain, the front of the Belledonne massif, the front of the Digne nappe and the western Po plain.

We made a map of P- and T-axis trajectories, by projecting the axes onto a horizontal plane and interpolating vectorially (Fig. 1). In internal zones, orogen-perpendicular extension prevails, T-axes striking N-S in the Valais, E-W behind the Pelvoux massif and SW-NE behind the Argentera massif. In external zones, P-axis trajectories define a large-scale fan, convergent toward the Po plain. Orogen-perpendicular compressive axes swing through 120°, from a NNW trend in eastern Switzerland, to NW in front of the Belledonne massif, and SW in front of the Digne nappe. This orogen-perpendicular configuration confirms earlier results, which were based on far fewer data (Fréchet, 1978; Pavoni, 1986).

Stress inversion methods have been applied to subsets of the focal mechanism data, to constrain the present day stress field of the Alpine arc. For details of the analysis and calculations, see (Delacou *et al.*, 2004). The results (Fig. 1) reveal a generalized extensional stress field in the core of the belt. Orogen-perpendicular σ3, contrasts with localized zones of transpression in external zones, where fan-shaped orogen-perpendicular σ1 converges toward the Po plain. Strike-slip faulting occurs everywhere in the belt, but is especially abundant in external zones.

Correlations with crustal thickness

We have used a Digital Elevation Model (DEM), GTOPO30, to calculate average Alpine topography, where each point of the grid represents average altitude within a radius of 25 km (Fig. 1). This average topography provides a proxy for topographic loading at the scale of the lithosphere, high average altitude being associated with over-thickened crust. The resulting map closely matches gravimetric maps (*e.g.* Masson *et al.*, 1999), high average topography (higher than 2500 m) corresponding to strong negative Bouguer anomalies (-160 to –220 mgal). On draping the map of regionalized deformation over the average DEM (Fig. 1), internal areas of high topography appear to match closely with areas where the state of strain/stress is extensional. In contrast, transpressive external zones coincide with zones of concave-upward curvature, between high mountains and low foreland.

To explain the close correlation between areas of large crustal thickness (directly correlated with high average topography) and generalized Alpine extensional tectonics, we favour a geodynamic model, where the current Alpine regime is controlled, at least partly,

by internal gravitational body forces. In this model, gravitational potential anomalies (GPA), driven by crustal thickness heterogeneities between internal and external zones, will induce extension in high internal zones. In response to this extensional regime, external areas will undergo compression/transpression. This kind of model will induce orogen-perpendicular extensional stress axes in high internal zones and orogen-perpendicular compressional stress axes in low external zones. In what follows, we use numerical techniques to test this model of gravitational re-equilibration, alone or combined with rotation.

2.5D finite element modelling

A numerical code (2.5D thin-shell finite element code, SHELLS) has been used to model the stress and strain field of the western/central Alpine arc. Basically, this code solves for stress equilibrium and conservation of mass, given the rheology and density at each point (Bird, 1989; Kong & Bird, 1995; Bird, 1999). Models include three dimensional variations in topography and thickness of crust and lithosphere. Because the code solves a momentum equation in a vertically integrated form (2D approximation), it is referred to as a "2.5D finite element method". The thin-shell approximation yields only horizontal components of the momentum equation (the vertical component being replaced by an isostatic approximation) and no vertical shear traction is considered on vertical planes (flexural strength is ignored). Material behaviour is assumed to be anelastic: thermally activated non-linear dislocation creep in the lower crust and mantle, and Mohr-Coulomb frictional plasticity in the shallow parts of crust and upper mantle (Table 1). Given values of initial surface heat flow and steady thermal conduction are used to compute a 3D temperature distribution with constant but distinct heat productivity and conductivity for crust and mantle (Table 1).

Parameter	values (crust / mantle)	units
Heat conductivity	2.7 / 3.2	$J.m^{-1}.s^{-1}.K^{-1}$
Heat productivity	7.27E-7 / 3.2E-8	$J.m^{-3}.s^{-1}$
mean densities (P=0 and T=0)	2816 / 3332	$kg.m^{-3}$
Mohr-Coulomb frictional parameters:		
Fault friction coef.	0.03	
Continuum friction coef.	0.85	
Biot coef. (efficiency of pore pressure)	1	
Dislocation-creep parameters:		
ACREEP (shear stress coef.)	2.3E9 / 9.5E4	$Pa\ s^{1/3}$
BCREEP (temperature coef.)	4000 / 18314	K
CCREEP/G/p (pressure coef.)	0 / 0.0171	$K.Pa^{-1}$
DCREEP (max. shear stress)	5.00E+08	Pa
ECREEP (exponent) =1/n	0.333333	

Table1: Thermal parameters, densities and rheological parameters of models. For detailed description of rheological parameters, see (Bird, 1989).

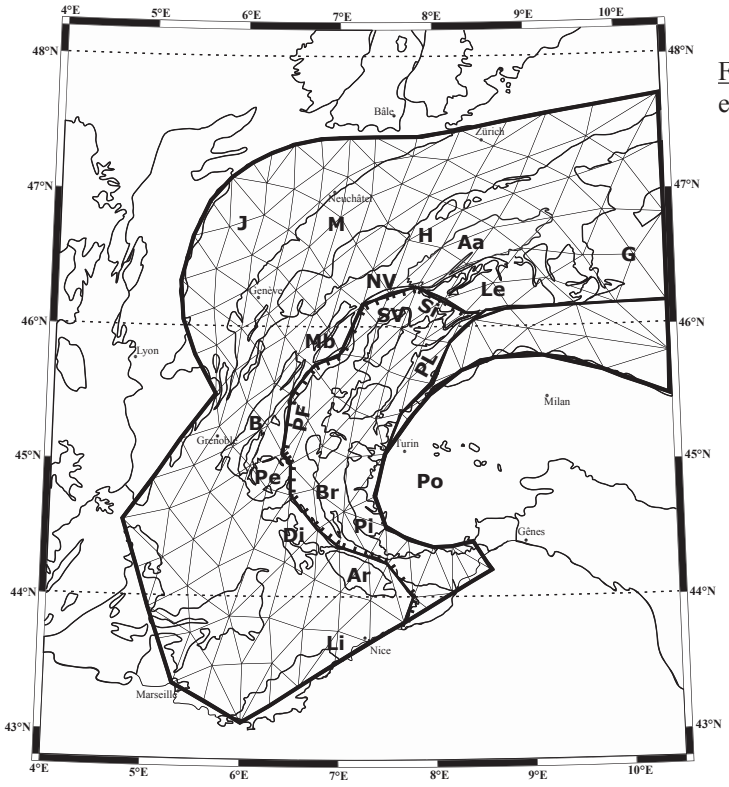


Figure 2: Grid and configuration in our finite element models.

Models have 295 elements, regularly spaced in the area of the western/central Alps. Bold lines inside models represent faults: Pennine Front (PF), Simplon fault (Si) and Periadriatic Line (PL). Aa: Aar external crystalline massif, Ar: Argentera external crystalline massif, B: Belledonne external crystalline massif, Br: Briançonnais area, Di: Digne nappe, G: Grisons, H: Helvetic zones J: Jura fold and thrust belt, Le: Lepontine dome, Li: Ligurian margin, M: Molasse basin, Mb: Mont-Blanc external crystalline massif, NV: Northern Valais, Pi: Piemontais area, Pe: Pelvoux external crystalline massif, Po: Po plain, SV: Southern Valais.

In summary, the assumptions and approximations of this method enable modelling of large-scale geodynamic systems over long time scales (given the anelastic assumption, time scales smaller than a few thousand years are not adequately modelled). For orogenic systems like the one in this study, the thin-shell code can efficiently model the response to gravitational potential anomalies (GPA), but will not account for flexural strength (or isostatic rebound). However, even in processes such as post-glacial rebound or erosional denudation, where flexure is a significant component, the models would probably yield a stress pattern that is close to the one indicated by earthquakes (that is, extensional tectonics in internal uplifted areas). Another limitation of the 2.5D approximation is that decoupling of the stress field cannot occur at depth. Thus, it is not possible to model compression in the deep lithosphere and simultaneous extension at shallower depths. However, this limitation may not be serious, because no vertically decoupled tectonics of this kind have yet been identified at a large scale in the Alpine arc.

Given the assumptions, the models in this study are limited to the analysis of the stress or strain field generated by re-equilibration of gravitational potential anomalies (GPA) and its possible combination with rotational tectonics.

The boundaries of the models have been chosen to reflect the limits of the western/central Alps, as well as the limits of our seismotectonic study (Fig. 2). In the north, the boundary follows the outer edge of the Molasse Basin; in the northwest and west, the outer edges of theJura and Subalpine chains; in the southwest, the lower Rhone valley; in the south, the Ligurian margin; and in the southeast, the Po plain. The eastern boundary of the model is an arbitrary north-south line, that is assumed to be frictionless and that limits our study area to the western/central Alps. The models in this study all have 295 cells, used in the finite element technique (Fig. 2).

Another feature of the code SHELLS is that it can take into account faults (Fig. 2, Table 1). In the western/central Alps, the problem has been to identify large faults that are potentially active. Indeed, recognized seismically active faults are scarce and of limited extents. Moreover, an exhaustive list of active faults is difficult to establish, as every new local seismic swarm defines a new active fault system. In our models, we have decided to take into account large-scale inherited structures that are supposed to play an important role in the current dynamics of the studied area, these being the Pennine front and the Insubric line (Fig. 2).

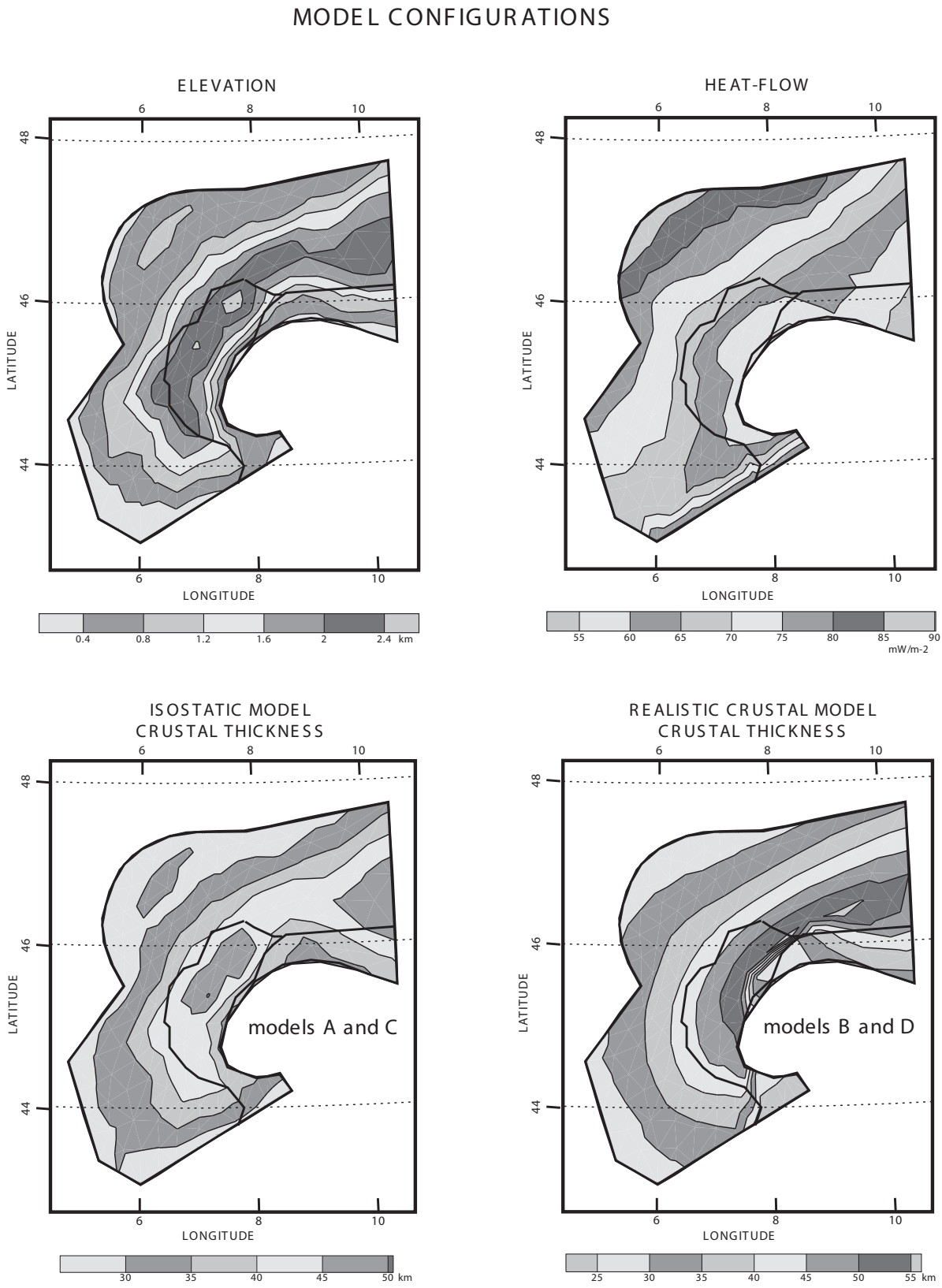


Figure 3: Model configuration.
Elevation and surface heat flow are common to all models. Note differences in crustal thicknesses between isostatic models (models A and C), where Moho depth is directly related to topography, and realistic models (models B and D), characterized by a Moho dipping toward the E/SE on the European side of the belt, and a complex geometry at eastern Po plain boundary. Moho geometry is taken from (Waldhauser *et al.*, 1998)

Models with fixed boundaries

In order to test the effects of buoyancy forces alone, models are assumed to have fixed boundaries. The strain/stress field is generated only by contrasting gravitational potential anomalies (GPA) between the inner areas of thickened crust and external "normal" ones.

Isostatic model (model A)

As a first step, a simple 3D model has been constructed under the assumption of isostatic equilibrium (Figs. 3 and 4). From the surface topography (taken from the GTOPO30 DEM data, smoothed at the mesh spacing size) and the surface heat flow (compiled from the European Geotraverse experiments (Blundell *et al.*, 1992)), SHELLS calculates routinely the 3D structure of the crust and the lithosphere that satisfies isostatic equilibrium (Fig. 3) and steady state thermal conduction, by taking into account the densities and thermal properties of crust and mantle (Table 1). We assume that all boundary nodes are stationary.

For model A, the calculated stress field is characterized by orogen-perpendicular extension in regions of high topography in the core of the belt and by orogen-perpendicular compression in external zones (Fig. 4). This pattern results from equilibration between regions of positive GPA in the inner areas, where high topography correlates with large crustal thickness (according to the assumption of isostatic equilibrium) and regions of "normal" GPA (near zero) in external zones, where altitudes are small and the Moho is close to its normal depth (around 30 km). This configuration results in an extensional stress state in the core of the belt, tending to reduce the over-thickened crust, and a compressional stress state in external regions.

In terms of strain rate (Fig. 4), a belt of horizontal stretching appears to follow the high topography, especially on its external side, from the Aar massif to the Argentera massif. Extensional strain rates are between 1 and 7 x 10^{-16} s^{-1}. Compressional strain rates are about 2 x 10^{-16} s^{-1} in external zones. They seem to be guided by the fixed boundaries of the model, reaching a maximum in front of the Jura, the Po plain and the Rhone valley. This could be explained by GPA equilibration, whereby crustal thickness decreases over the whole system as far as the boundaries of the model, where it creates compression. In reality, external boundaries (that can be considered as fixed, far away from the Alps) are not as sharp as they are in our models, so that shortening should be more distributed.

The surface velocity field also follows the shape of the model, velocities reaching about 0.15 to 0.25 mm/year in directions (NW to SW) that are perpendicular to the belt. In internal zones, stretching leads to southeast-directed surface velocities, which reach 0.3 mm/year in the northern part (Valais).

Motion on faults is mainly manifest as extensional reactivation of the Pennine front. Slip perpendicular to this fault zone reaches 0.7 mm/year on its northern segment and decreases progressively toward the south. Near the Mediterranean, the fault appears to be locked. The Periadriatic line does not slip at all.

Realistic crustal model (model B)

For a more realistic 3D crustal structure, we have constructed a model (model B, Fig. 5), where the Moho geometry (Fig. 3) has been interpreted from wide-angle seismic

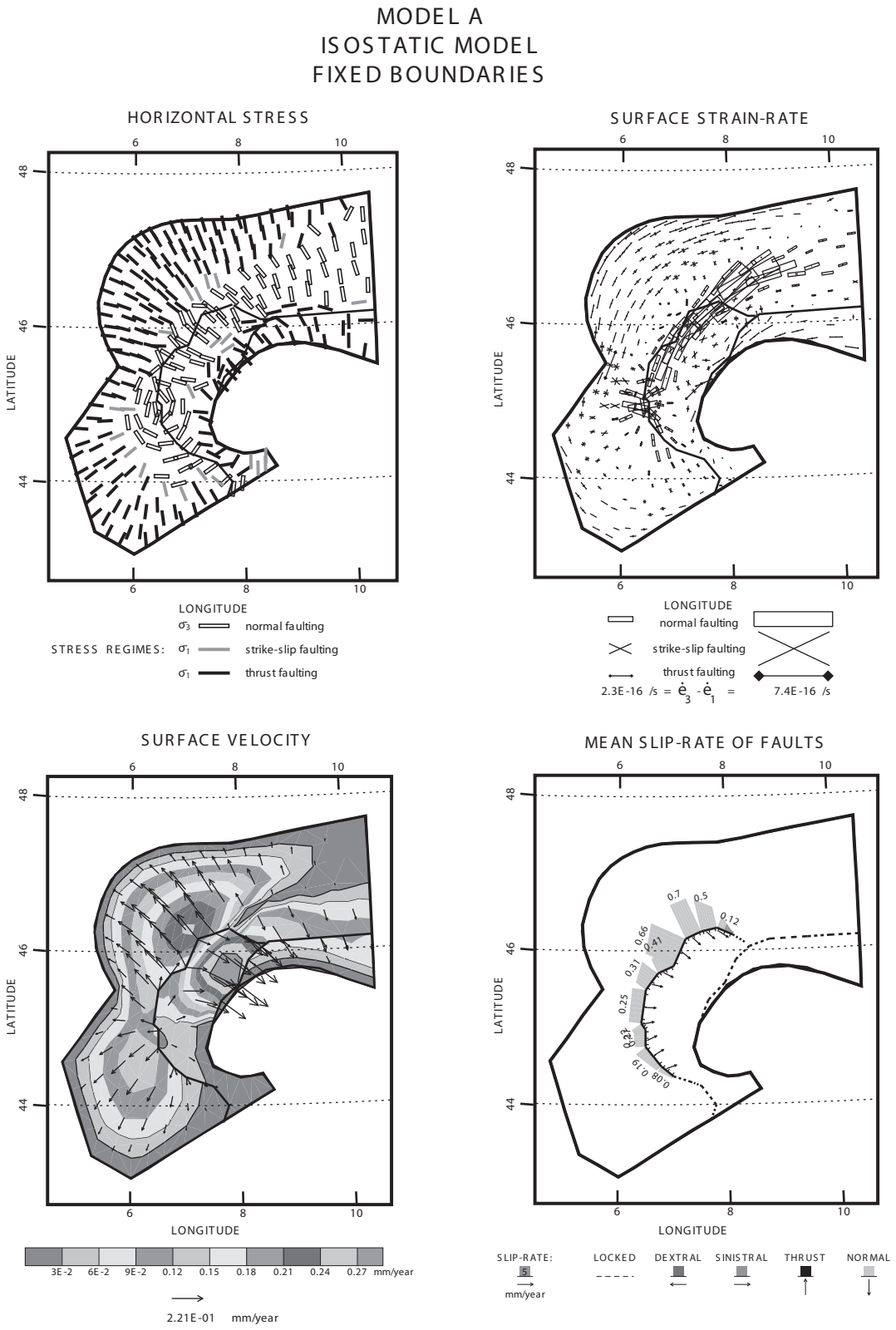


Figure 4: Model A.

Model with isostatic 3D crustal geometry (see Fig. 3) and fixed boundaries. This starting model represents tectonic response of Gravitational Potential Anomalies (GPA) in a simple model of the western/central Alps (see text for explanations).

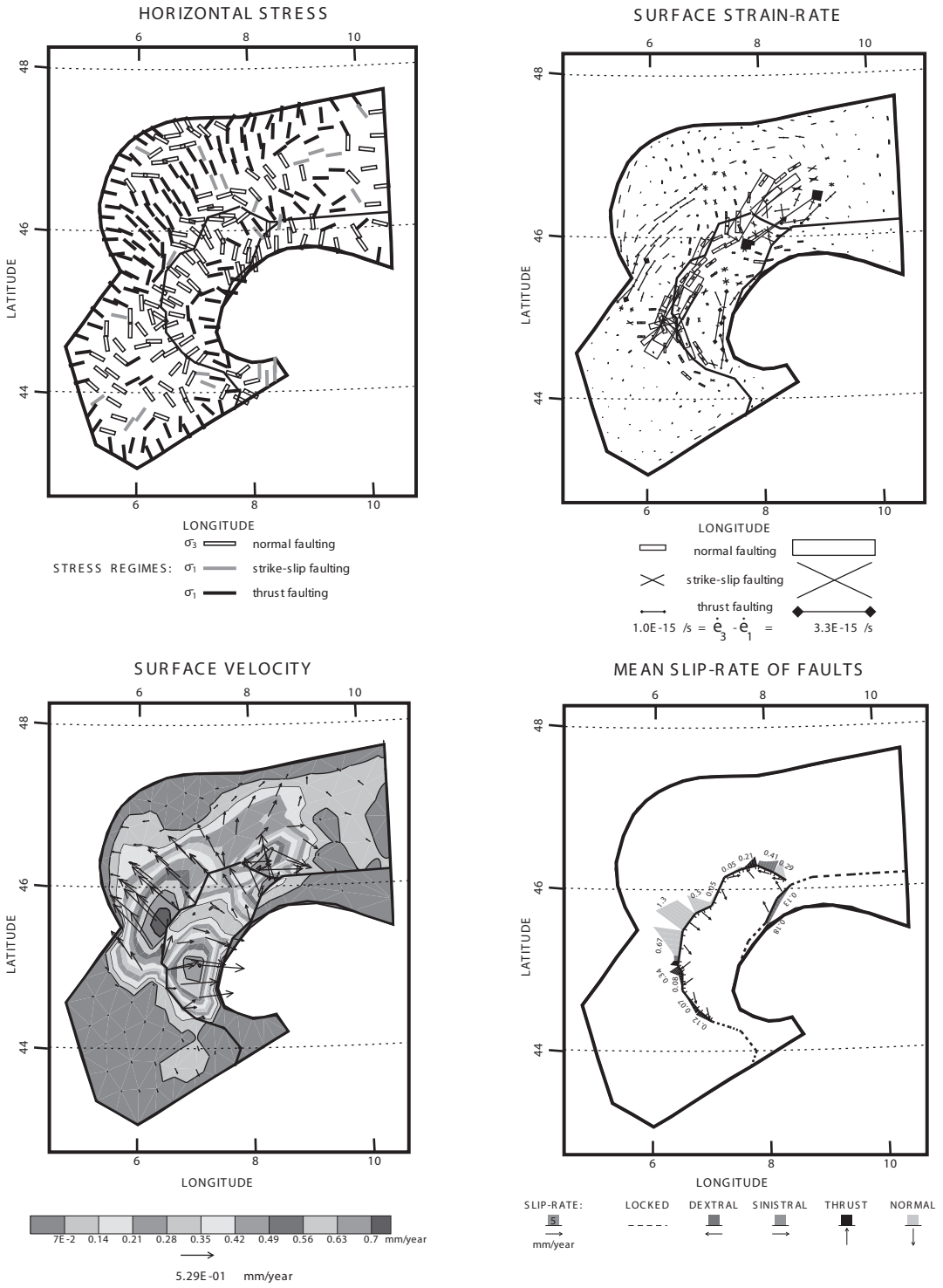


Figure 5: Model B.

Model with realistic 3D crustal geometry (see Fig. 3) and fixed boundaries. This model exhibits a more complex tectonic response than model A, as a result of complex crustal geometry (see text for explanation).

experiments (Waldhauser *et al.*, 1998). Given the topography, surface heat flow and realistic crustal geometry, lithosphere thickness is calculated, so as to respect the thermal properties of crust and mantle (assuming steady thermal conduction). This results in a complex 3D geometry (Fig. 3), where the highest altitudes do not directly overly the crustal root. The latter reaches a depth of about 50 - 55 km at a point that appears to be shifted toward the S/SE with respect to large-scale topography. A consequence of such a setting is that GPAs do not correlate in a simple manner with topography (as they do in model A), but depend on the whole 3D crustal structure. In regions of high topography and relatively shallow Moho depth, the GPA is positive and extension is expected in the anomalous lithosphere, whereas in regions of deep Moho and relatively moderate topography, the GPA is negative and compression is expected. Thus, the resulting stress field (Figure 5), appears to be more complex than in model A. A general trend, from inner extension to outer compression, is still present (as in model A), but with regional variations. This is so in the Jura, where extension now occurs in the northern inner part, in the southwestern external Alps, where there is a mix of compression and extension, and in the northwestern Po plain, where extension is observed. These can be considered as local effects of crustal thickness variations, which were not present in model A. In the southwestern Alps, where focal mechanisms are of mixed type (compressional, extensional and transcurent), the model seems to fit the observations. In the northern part of the internal zone, the general orogen-perpendicular extension is cross-cut by an E-W band of N-S extension. This correlates with the northern edge of the Apulian crustal wedge (Figure 3), which may be correlate to the Val d'Aosta extensional fault zone (Bistacchi *et al.*, 2001).

Three bands of high strain rate (up to 3 x 10^{-15} s^{-1}) can be recognized: a band of WNW-ESE shortening in the external zones beyond the Belledonne and Mont-Blanc massifs, a band of fan-shaped stretching that follows the topographic high (with two peaks in the Aar and Pelvoux regions), and E-W shortening in the western Po plain. These bands correlate fairly well with the seismotectonic setting and the concentrations of epicentres (see Figure 1).
There are three zones of high surface velocities: NW-directed velocities of up to 0.75 mm/year in external zones, E-directed velocities of up to 0.7 mm/year in the southern inner area, and a complex zone over the Aar massif.

The pattern of slip along faults is more complex than in model A. Extensional fault slip (up to 1.3 mm/year) occurs along the middle segment of the Pennine front, whereas the northern branch seems to accommodate complicated local movements, due to dextral transtension in the Simplon area and compression in the Valais. The southern branch of the Pennine front is now accommodating local thrusting (less than 0.3 mm/year), decreasing toward the south to reach a locked state near the Argentera massif. The Periadriatic line is almost inactive, except along its western segment, where dextral slip rates reach 0.15 mm/year.

Models with rotational boundaries

Rotation may have played an important role in the dynamics of the western/central Alps, since at least Oligo-Miocene times (Gidon, 1974; Anderson & Jackson, 1987; Ménard, 1988; Vialon *et al.*, 1989; Thomas *et al.*, 1999; Collombet *et al.*, 2002). On the strength of GPS monitoring, involving French, Swiss and Italian stations, (Calais *et al.*, 2002) claim that the Apulian promontory is rotating anticlockwise with respect to "stable" Europe at a rate of 0.52°/Ma, around a pole located at 45.36°N/9.10°S (near Milan).

In order to test the effects of such a rotation on the strain and stress field of the western/central Alpine arc, boundary nodes for the Po plain have been given appropriate velocities in

model C (same 3D crustal structure as model A) and model D (same 3D crustal structure as model B).

In terms of stress (Fig. 6 and Fig. 7), results for the rotation models appear to be quite similar to those for fixed models at a large scale. Orogen-perpendicular extensional stress is present in the internal zones, and orogen-perpendicular fan-like compression in the external zones (at least in the northwestern part). Only the regional/local pattern of stress axes is different from that of the fixed models. Thus rotation induces frontal compression at the eastern edge of the SW Alps and near the Po plain. This is especially true for model C, where compressional axes follow the rotational motion of boundary nodes). For model D, stress axes deviate less than for model C. This may be because GPAs are more variable in the non-isostatic model (model D), so that body forces are more dominant.

In terms of strain-rate, as well as stress, axes are almost the same as for fixed models and only small regional reorientations are observed. The main differences are at boundaries. For example, at the south Ligurian boundary, anticlockwise rotation induces large shortening.
Surface velocities of up to 1.4 - 1.5 mm/year concentrate in internal zones and appear to be strongly linked to the rotational boundary. Velocity vectors follow this rotation, pointing more to the south than for fixed models. Rotation seems to have little effect on velocities of external zones.

Slip directions along faults are more south-directed than those of fixed models. For the Pennine front, this implies S-verging stretching of up to 1.7 mm/year in the northern segment (model C), dextral transtension in the middle segment (1.1 to 2 mm/year for model C, 2.1 mm/year for model D), and dextral transpression in the southern segment (1.4 mm/year for model C, 1.2 mm/year for model D). Another major difference with fixed models is the small dextral motion on the Periadriatic line (up to 0.22 mm/year for model C and 0.4 mm/year for model D).

Geodynamic implications

Numerical modelling and comparison with large-scale seismotectonic analysis have shown that body forces play a major role in determining the current stress field of the western Alpine arc. Balance of GPAs explains the orogen-perpendicular contrasted stress field in the western/central Alps (extensional in the core of the belt, locally compressional at the periphery). The role of rotational boundary forces is less obvious, as only local stress reorientations appear in our models. Nevertheless, rotation models seem suitable to explain dextral strike-slip faulting along the external zones (from the northern Valais to the Argentera massif). In addition, our results are consistent with GPS studies (*e.g.* Calais *et al.*, 2002) that give velocities of about 1 mm/year within the Alpine realm, compatible with velocities of 1 - 1.5 mm/year obtained in the models of this study. More precisely, GPS studies reveal extension in the core of the belt, including lengthening of the line Lyon-Turin (0.5 ± 0.9 mm/year to the SE at La Feclaz in the Subalpine chains and 1.4 ± .4 mm/year to the SE at Modane (in the internal Vanoise area). This geodetic stretching correlates well with the values obtained for the core of the belt by seismotectonic analysis and numerical modelling. Moreover, GPS results also indicate shortening in the western Po plain (1.0 ± 0.5 mm/year of E-W shortening between Modane and Turin) and in Provence (1.4 ± 0.5 mm/year of N-S shortening between Grasse and Turin). Despite this qualitative agreement with the results of our modelling and seismotectonic analysis, more detailed comparisons cannot be made, because the GPS data still have insufficient resolution.

This study addresses the consequences of ongoing convergence between Europe and

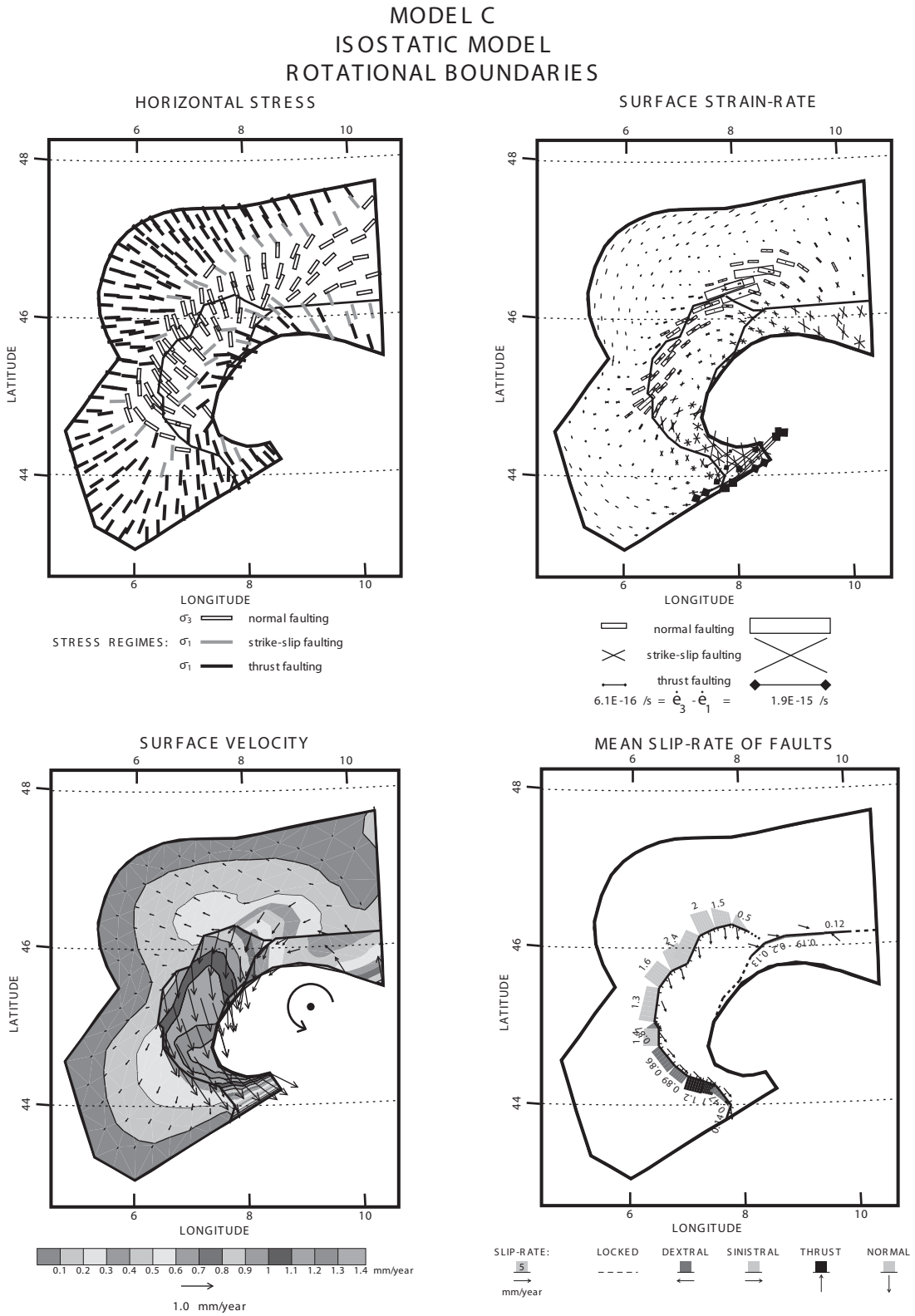


Figure 6: Model C.
Model with isostatic 3D crustal geometry and rotational Po plain boundary nodes. See Figure 4 for comparison. Differences between models A and C are only due to rotational Po plain boundary. Curved arrow on surface velocity map indicates rotation pole (see text for explanation).

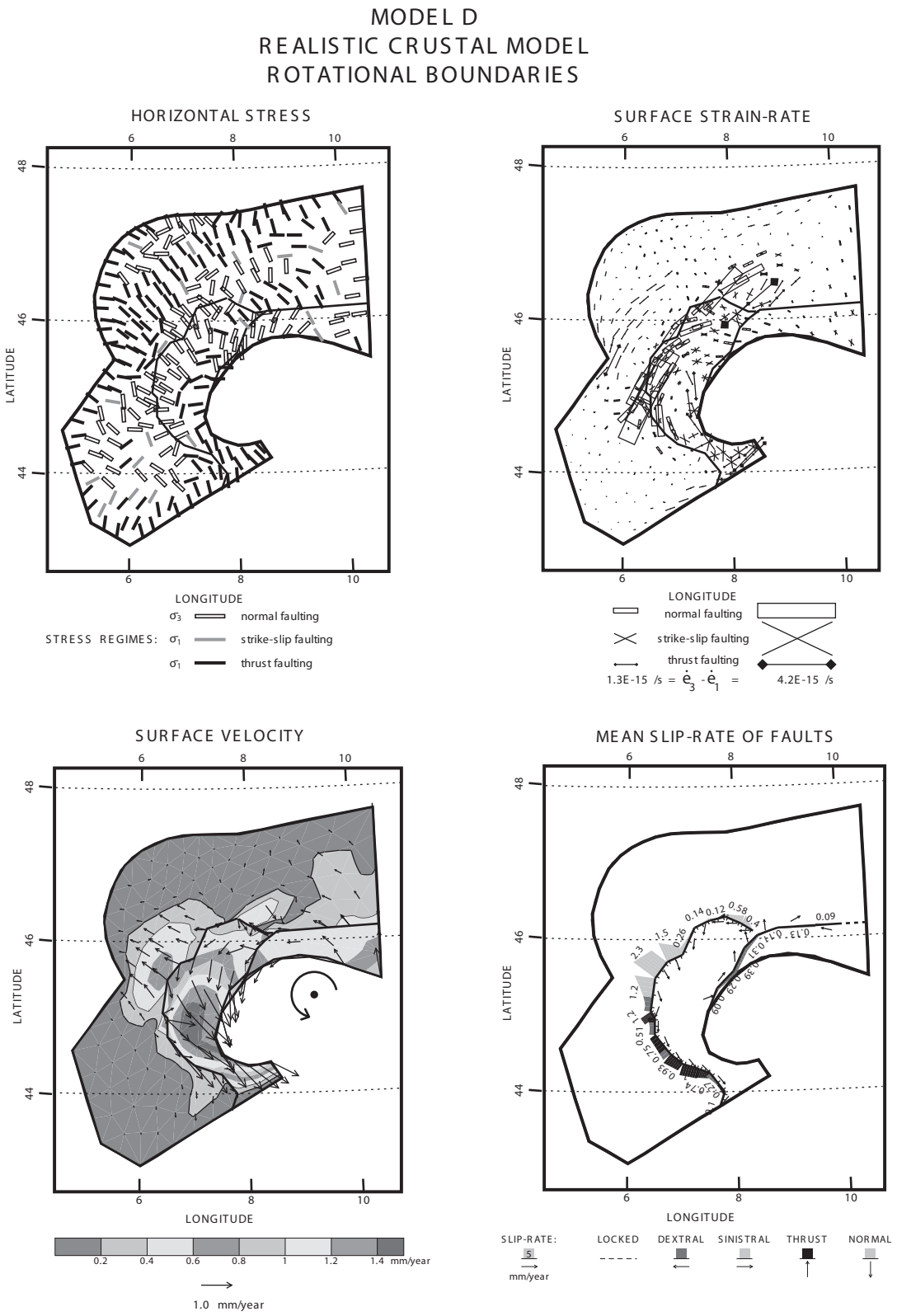


Figure 7: Model D.

Model with realistic 3D crustal geometry and rotational Po plain boundary nodes. See Figure 5 for comparisons. Differences between models B and D are only due to rotational Po plain boundary (see text for explanation).

Africa. The convergence velocity is estimated at 3 to 8 mm/year in a N to NW direction at the longitude of the Alps (Argus *et al.*, 1989; Demets *et al.*, 1990; Demets *et al.*, 1994; Albarello *et al.*, 1995; Crétaux *et al.*, 1998; Kreemer & Holt, 2001; Nocquet, 2002). It could be taken up in different areas between the European and African stable continents, such as Northern Africa, the Apennines, the Dinarides or the Calabrian subduction zone. In the vicinity of the western/central Alpine arc, the interaction between boundary forces and body forces is still a matter for debate. Studies, such as the one by (Thatcher *et al.*, 1999) in the Basin and Range province, show that gravitational extensional tectonics can interact with boundary conditions, leading to reorientation of extensional axes parallel to plate tectonic directions. However, in our study, direct effects of plate tectonics are less useful to explain the stress field of the western/central Alps, which appears to be controlled mostly by internal body forces. A more detailed analysis of the possible interactions between boundary forces and body forces in the Alpine belt would require a detailed 3D geometry of the models (accounting for lithospheric complexities), a fully 3D finite element code, as well as more constraints on boundary conditions between Apulian and European microplates. Recent tomographic studies (Lippitsch, 2002) have yielded a complex 3D geometry at great depth, which has been interpreted in terms of lithospheric slabs, possibly detached in the western Alps and sub-vertical under the central Alps. These lithospheric structures cannot be modelled by the techniques used in this study. Their consequences for the current stress field and recent tectonics of the Alpine arc remain to be analysed.

Conclusions

A seismotectonic investigation along the entire arc of the western/central Alps has revealed contrasting stress regimes. Within a zone of extension, that follows the arcuate crest line from the southern Valais to the Argentera massif, extensional axes are perpendicular to the orogen. Compression is limited to the external zones, where compressional axes are also perpendicular to the orogen. Strike-slip faulting occurs in both external and internal zones, but is particularly abundant in the latter, where it is right-lateral, all the way from the northern Valais to the Durance fault (northwest of the Argentera massif). This well-defined seismotectonic stress state, comparable to the ones computed with 2.5D numerical modelling, highlights the essential role of gravitational body forces, which are able to produce orogen-perpendicular extension in the topographic highs and resulting orogen-perpendicular compression at the periphery. The role of rotation, which has been tested in our models, is more ambiguous, but could explain the arcuate right-lateral faulting prevailing in the external zones.

In a context of ongoing far-field convergence between the European and African plates, no direct evidence of collision has been found in the Alpine realm, either by seismotectonic analyses, numerical modelling or GPS studies. This suggests that the current stress field in the western/central Alps is post-collisional.

Acknowledgements

Neuchâtel University and the Swiss National Science Foundation (grant # 21-61684.00) supported this study. We wish to thank Peter Bird for free online access to his finite element codes (http://element.ess.ucla.edu/) ; Jean Chéry and Rob Butler for their reviews ; Peter Cobbold for his great help to the manuscript ; and Nicole Béthoux, Jean-Mathieu Nocquet and Riad Hassani for fruitful discussions.

References

Ahorner, Z., Murawski, H. & Scheinder, G. (1972). Sismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin. *Geologische Rundschau*, **61**, 915-942.

Albarello, D., Mantovani, E., Babbucci, D. & Tamburelli, C. (1995). Africa-Eurasia Kinematics - Main Constraints and Uncertainties. *Tectonophysics*, **243**(1-2), 25-36.

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

Argus, D. F., Gordon, R. G., Demets, C. & Stein, S. (1989). Closure of the Africa-Eurasia-north America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 5585-5602.

Bada, G., Horvath, F., Cloetingh, S., Coblentz, D. & Toth, T. (2001). Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion: the case study of the Pannonian basin. *Tectonics*, **20**(3), 343-363.

Baroux, E., Béthoux, N. & Bellier, O. (2001). Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophysical Journal International*, **145**, 336-348.

Becker, A. (2000). The Jura Mountains - An active foreland fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, **321**(4), 381-406.

Bird, P. (1989). New finite element techniques for modeling deformation histories of continents with stratified temperature-dependent rheology. *Journal of Geophysical Research*, **94**(B4), 3967-3990.

Bird, P. (1999). Thin-plate and thin-shell finite-element programs for forward dynamic modeling of plate deformation and faulting. *Computers & Geosciences*, **25**, 383-394.

Bird, P. (2002). Stress-direction history of the western United States and Mexico since 85 Ma. *Tectonics*, **21**(3), 5-12.

Bistacchi, A., Dal Piaz, G. V., Massironi, M., Zattin, M. & Balestrieri, M. L. (2001). The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene- Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps. *International Journal of Earth Sciences*, **90**(3), 654-667.

Bistacchi, A., Eva , E., Massironi, M. & Solarino, S. (2000). Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology. *Journal of Geodynamics*, **30**, 205-228.

Blundell, D., Freeman, R. & Mueller, S. (1992). A Continent Revealed: The European Geotraverse. *Cambridge University Press*, 275pp.

Burg, J. P., Sokoutis, D. & Bonini, M. (2002). Model-inspired interpretation of seismic structures in the Central Alps: Crustal wedging and buckling at mature stage of collision. *Geology*, **30**, 643-646.

Burkhard, M. (1990). Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **83**(3), 559-583.

Burkhard, M. & Sommaruga, A. (1998). Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. In: Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Ed. A. Mascles, C. Puigdefàbregas, H. P. Luterbacher and M. Fernàndez, *Geological Society of London, Special Publication*, **134**.

Butler, R. W. H. (1992). Thrusting patterns in the NW French Subalpine chains. *Annales Tectonicae*, **6**, 150-172.

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

Cattin, R. & Avouac, J. P. (2000). Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal. *Journal of Geophysical Research*, **105**(B6), 13389-13407.

Cattin, R., Martelet, G., Henry, P., Avouac, J. P., Diament, M. & Shakya, T. R. (2001). Gravity anomalies, crustal structure and thermo-mechanical support of the Himalayas of Central Nepal. *Geophysical Journal International*, **147**, 381-392.

Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B. & Burkhard, M. (2003). Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **96**, 325-338.

Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B. & Burkhard, M. (in press). Brittle deformation in the inner northwestern Alps : from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. *Terra Nova*.

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.

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**, 352-366.

Coward, M. & Dietrich, D. (1989). Alpine tectonics: an overview. In: Alpine tectonics. Ed. M. Coward, D. Dietrich and R. Park, *Geological Society of London, Special Publication*, **45**, 1-29.

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

Davies, J. H. & von Blanckenburg, F. (1995). Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **129**(1-4), 85-102.

Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D. & Burkhard, M. (2004). Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophysical Journal International*, doi:10.1111/j.1365-1246X.2004.02320.x.

Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, **101**, 425-478.

Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, **21**, 2191-2194.

Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. W. H. & Knott, S. D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. In: Alpine tectonics. Ed. M. Coward, D. Dietrich and R. Park, *Geological Society of London, Special Publication*, 265-283.

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

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

Eva, E. & Solarino, S. (1998). Variations of stress directions in the western Alpine arc. *Geophysical Journal International*, **135**, 438-448.

Fréchet, J. (1978). Sismicité du sud-est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique. *Thèse de doctorat d'Etat, Univ. Sci. Technol. Medic.,Grenoble*.

Frisch, W., Dunkl, I. & Kuhlemann, J. (2000). Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. *Tectonophysics*, **327**(3-4), 239-265.

Fry, M. (1989). Southwestward thrusting and tectonics of the Western Alps. In: Alpine tectonics. Ed. M. Coward, D. Dietrich and R. Park, *Geological Society of London, Special Publication*, **45**, 83-109.

Fügenschuh, B., Loprieno, A., Ceriani, S. & Schmid, S. (1999). Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoy, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences. *International Journal of Earth Sciences*, **88**, 201-218.

Gidon, M. (1974). L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire ? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **278**, 21-24.

Golke, M. & Coblentz, D. (1996). Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, **266**(1-4), 11-24.

Grünthal, G. & Stromeyer, D. (1992). The recent crustal stress field in Central Europe : trajectories and finite element modeling. *Journal of Geophysical Research*, **97**(B8), 11805-11820.

Hassani, R. & Chéry, J. (1996). Anelasticity explains topography associated with Basin and Range normal faulting. *Geology*, **24**(12), 1095-1098.

Kastrup, U. (2002). Seismotectonics and stress-field variations in Switzerland. *PhD Thesis, ETHZ*, *Zürich*.

Kong, X. & Bird, P. (1995). SHELLS: A thin-shell program for modeling neotectonics of regional or global lithosphere with faults. *Journal of Geophysical Research*, **100**(B11), 22129-22131.

Kreemer, C. & Holt, W. E. (2001). A no-net-rotation model of present day surface motion. *Geophysical Research Letters*, **28**, 4407-4410.

Laubscher, H. (1991). The arc of the Western Alps today. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **84**(3), 631-659.

Lesne, O., Calais, E. & Deverchere, J. (1998). Finite element modeling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into the active-passive rifting debate. *Tectonophysics*, **289**, 327-340.

Lippitsch, R. (2002). Lithosphere and Upper Mantle P-Wave Velocity Structure Beneath the Alps by High-Resolution Teleseismic Tomography. *PhD Thesis, ETHZ*, *Zurich,* 137pp.

Liu, Z. & Bird, P. (2002). Finite element modeling of neotectonics in New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, **107**(B12), 2328-2346.

Mancktelow, N. S. (1992). Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps : Evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics*, **215**, 295-317.

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

Maurer, H., Burkhard, M., Deichmann, N. & Green, G. (1997). Active tectonism in the central Alps: Contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. *Terra Nova*, **9**, 91-94.

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

Negredo, A. M., Bird, P., Sanz de Galdeano, C. & Buforn, E. (2002). Neotectonic modeling of the Ibero-Maghrebian region. *Journal of Geophysical Research*, **107**(B11), 2292.

Nocquet, J.-M. (2002). Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale. *Thèse de doctorat, Université de Nice,* 307pp.

Nocquet, J. M. & Calais, E. (2003). Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. *Geophysical Journal International*, **154**(1), 72-88.

Nocquet, J. M. & Calais, E. (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure & Applied Geophysics*, **161**(3), 661-681.

Pavoni, N. (1961). Faltung durch horizontal verschiebung. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **54**, 515-534.

Pavoni, N. (1986). Regularities in the pattern of major fault zones of the earth and the origin of arcs. In : Wezel, F.C. ed. - Origin of Arcs. *Elsevier, Amsterdam*, 63-78.

Pognante, U. (1991). Petrological constraints on the eclogite- andblueschist-facies metamorphism and P-T-t paths in the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**, 5-17.

Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H.-G. & Merle, O. (1991). Lateral extrusion in the Eastern Alps; part 2: structural analysis. *Tectonics*, **10**(2), 257-271.

Sachsenhofer, R. F., Kogler, A., Polesny, H., Strauss, P. & Wagreich, M. (2000). The Neogene Fohnsdorf Basin: basin formation and basin inversion during lateral extrusion in the Eastern Alps (Austria). *International Journal of Earth Sciences*, **89**(2), 415-430.

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.

Spalla, M. I., Lardeaux, J. M., Dal Piaz, G. V., Gosso, G. & Messiga, B. (1996). Tectonic significance of Alpine Eclogites. *Journal of Geodynamics*, **21**, 257-285.

Stampfli, G. M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T. & Borel, G. (1998). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, **296**(1-2), 159-204.

Sue, C. (1998). Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes-Approche structurale et sismologique. *Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier*, *Grenoble,* 299pp.

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*, **104**(B11), 25611-25622.

Sue, C. & Tricart, P. (2002). Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps: a new constrain on arc dynamic. *Geological Society of London*, **159**, 61-70.

Sue, C. & Tricart, P. (2003). Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics*, **22**(5).

Thatcher, W., Foulger, G. R., Julian, B. R., Svarc, J., Quilty, E. & Bawden, G. W. (1999). Present-day deformation across the Basin and Range Province, Western United States. *Science*, **283**, 1714-1718.

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 Sciences Letters*, **171**(4), 561-574.

Thouvenot, F. (1996). Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogénèses (Atlas, Pyrénées, Oural). *Thèse de doctorat d'Etat, Université Joseph Fourier*, *Grenoble,* 378pp.

Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G. & Lardeaux, J.-M. (2001). La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes Occidentales): une dynamique miocène à actuelle. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **172**(1), 49-58.

Vialon, P., Rochette, P. & Ménard, G. (1989). Indentation and rotation in the Alpine arc. In: Alpine tectonics. Ed. M. Coward, D. Dietrich and R. Park, *Geological Society of London, Special Publication*, **45**, 329-338.

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

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

II-2) Modélisation 2D en coupe (ADELI)

Dans le but de mieux contraindre les effets des forces de volume gravitaires sur l'état de contraintes/déformation de la chaîne alpine, un profil en coupe, le long du profil sismique ECORS, a été modélisé à l'aide du code en éléments finis ADELI (Hassani, 1994; Hassani *et al.*, 1997). L'intérêt de ces modélisations, en comparaison avec l'analyse réalisée en 2.5D dans le chapitre II-1, est que le code ADELI utilise des rhéologies plus réalistes, prenant en compte des mécanismes de déformation élastiques ou élasto-plastiques (parties superficielles) et visco-plastiques ou visqueuses (parties profondes). Ce type de calcul apparaît donc plus robuste, bien que ne prenant pas en compte des effets 3D tels que la courbure de l'arc alpin ou les effets des décrochements. L'intégration de rhéologies élastiques (ou élasto-plastiques) permet en outre de modéliser les effets de flexures, qui ne pouvaient pas être modélisés à l'aide du code SHELLS (Bird, 1999) utilisé dans les modélisations 2.5D du chapitre II-1.

1- Description du code

Le code ADELI (Analyse de la DEformation LIthosphérique), développé par Hassani (1994), est un code en éléments finis pseudo-quadrangulaires (éléments triangulaires groupés deux à deux) fonctionnant sur un schéma explicite de résolution des équations d'équilibre, permettant une discrétisation quelconque du domaine en matériaux et utilisant les lois de comportements rhéologiques suivantes (cf. Tab II-2-1 pour la description des paramètres utilisés) :

- <u>élasticité</u> :

Sous des taux de contraintes faibles, la croûte se déforme de manière élastique (Byerlee, 1978), l'équation linéaire classique reliant déformation et contraintes utilisée étant la suivante :

$$\epsilon_{ij} = ((1+\upsilon) / E)\, \sigma_{ij} - (\upsilon/E)\, \sigma_{kk}\, \delta_{ij}$$

avec E : module d'Young, υ : rapport de Poisson.

L'étude de la propagation des ondes S et P ont fournit des valeurs pour le module d'Young de l'ordre de 10^{11} *Pa* et de l'ordre de 0.25 pour le rapport de Poisson, valeurs que nous utiliserons dans nos modèles.

- <u>plasticité</u> :

Au-delà d'une gamme de contraintes définie par le critère de plasticité (f, tel que $f(\sigma)<0$), la rhéologie des matériaux peut être modélisée par une loi plastique, permettant de prendre en compte l'accroissement de résistance des matériaux avec la profondeur. La loi plastique utilisée dans cette étude est celle de Drucker-Prager (Desai & Siriwardane, 1984), qui définie la rupture si :

$$½(\sigma_1 - \sigma_3) = [c\ (\cot\Phi) + ½(\sigma_1+\sigma_3)]\sin\Phi$$

avec c : cohésion, Φ : coefficient de friction interne et :

$$f(\sigma) = \sqrt{(2/3)} \left| \sigma_{dev} \right| + (2 \sin\Phi)/(3-\sin\Phi)\ P$$

avec $\left| \sigma_{dev} \right|$: norme du déviateur de contraintes, P : pression.

- viscosité :

Pour les domaines profonds, une rhéologie visqueuse est utilisée, répondant à des déformations s'effectuant par diffusion/dislocations à l'échelle atomique, définie par la loi puissance de fluage suivante (Kirby, 1985; Kirby & Kronenberg, 1987) :

$$d\text{Є}/dt = Ap\ (\sigma_1 - \sigma_3)^{\,n} \exp(-Ep/RT)$$

avec R : constante de gaz universelle, T : temperature, Ep : énergie d'activation, Ap : fluidité, n : exposant de la loi puissance.

- élasto-visco-plasticité :

En addition aux lois rhéologiques décrites précédemment, le code ADELI permet de coupler les comportements rhéologiques élastiques, plastiques et visqueux, en ne prenant pas partie sur un des comportements, mais en laissant la déformation s'effectuer de manière élastique ou plastique (déformation élasto-plastique) suivant l'intensité de la déformation (déformation plastique au-delà du seuil de plasticité) ; et de manière plastique ou visqueuse (déformation visquo-plastique) selon l'état de contraintes du milieu. Les comportements rhéologiques peuvent ainsi être combinés de différentes manières, en définissant des matériaux répondant aux lois de déformation exclusivement élastiques ou visqueuses, aux lois élasto-plastiques, ou alors par combinaison de toutes ces lois, ce comportement décrivant des matériaux élasto-visco-plastiques.

zone	loi de comportement	densité	paramètres rhéologiques			
			élastique	plastique	visqueux	
					model 06	model R
IVaire plaine du Po	élasto-plasticité	2,4	Young = 1E11 Poisson = 0,25	cohes = 1E6 phin = 30	_____	_____
croûte supérieure	élasto-plasticité	2,7	idem	cohes = 1E7 phin = 30	_____	_____
croûte inférieure W	élasto-visco-plasticité	2,9	idem	idem	gamm0 = 1E-28 Eacti = 137E3 exp = 1,9	6,31E-20 276E3 3,05
croûte inférieure E	élasto-visco-plasticité	3	idem	idem	idem	idem
corps d'Ivrée	élasto-plasticité	3,1	idem	cohes = 1E8 phin = 30	_____	_____
manteau	viscosité	3,3	_____	_____	gamm0 = 7,5E-25 Eacti = 444E3 exp = 3,35	7E-14 510E3 3,0

Tableau II-2-1: Paramètres rhéologiques utilisés dans les modèles. Young : module d'Young, Poisson : rapport de Poisson, cohes : cohésion, phin : coefficient de friction interne, gamm0 : fluidité, Eacti : énergie d'activation, exp : exposant de la loi puissance.

2- Modèle ECORS

Dans cette étude, un modèle simplifié suivant le profil sismique ECORS contenant environ 7000 éléments de maillage a été construit (Fig. II-2-1) en tenant compte de différentes interprétations décrites dans la littérature (e.g. Bayer *et al.*, 1987; Bayer *et al.*, 1989; Nicolas *et al.*, 1990; Roure *et al.*, 1996; Thouvenot, 1996; Burov *et al.*, 1999; Schmid & Kissling, 2000; Schmid *et al.*, 2004a), et en réduisant les complexités, qu'elles soient crustales (aucune distinction socle/couverture n'a été introduite pour la partie 'alpine') mais aussi lithosphériques (pas de continuité des slabs lithosphériques en profondeur) afin de pouvoir satisfaire aux exigences du code ADELI. En particulier, la structure devant être en équilibre (calcul quasi-statique), le modèle a du être construit d'une manière à satisfaire au mieux l'équilibre isostatique, en introduisant une racine crustale réaliste sous-jacente à la topographie. Un des problèmes majeurs pour satisfaire cet équilibre a été de pouvoir modéliser le corps d'Ivrée (Berkhemer, 1968; Kissling, 1993; Paul *et al.*, 2001; Vernant *et al.*, 2002), considéré comme du matériel mantellique remonté en sub-surface lors du poinçonnement Apulien, qui de toute évidence, par sa densité (introduite à 3.1 dans notre modèle), provoque un déséquilibre isostatique. Ce problème a été résolu par l'introduction des sédiments quaternaires de la plaine du Pô sus-jacents, peu denses (2.4), réduisant ce déséquilibre. De plus, la rhéologie du corps d'Ivrée (visco-plastique) a été fixée avec une viscosité importante (± réaliste), de manière à réduire les déséquilibres liés à sa position anormalement haute. Les paramètres rhéologiques utilisés sont présentés dans le Tableau II-2-1. Ces paramètres, choisis à partir des données de déformation expérimentale effectuée en laboratoire (e.g. Kirby, 1983; Kirby, 1985; Kirby & Kronenberg, 1987; Strehlau & Meissner, 1987; Vermeer, 1990; Cloetingh & Banda, 1992; Cloetingh & Burov, 1996; Lowrie, 1997) ainsi que par comparaison aux modèles numériques tectoniques décrits dans la littérature (e.g. Chéry *et al.*, 1990; Hassani & Chéry, 1996; Cattin *et al.*, 1997; Lesne *et al.*, 1998; Burov *et al.*, 1999; Cattin & Avouac, 2000; Ranalli, 2000; Cattin *et al.*, 2001) présentent de grandes variabilités, en particulier en ce qui concerne les viscosités. Ces dernières ont été fixées par essais/erreurs (dans une gamme réaliste) de telle sorte que l'équilibre quasi-statique soit respecté, et que l'état de déformation/contraintes obtenu soit 'réaliste' (différents modèles sont présentés

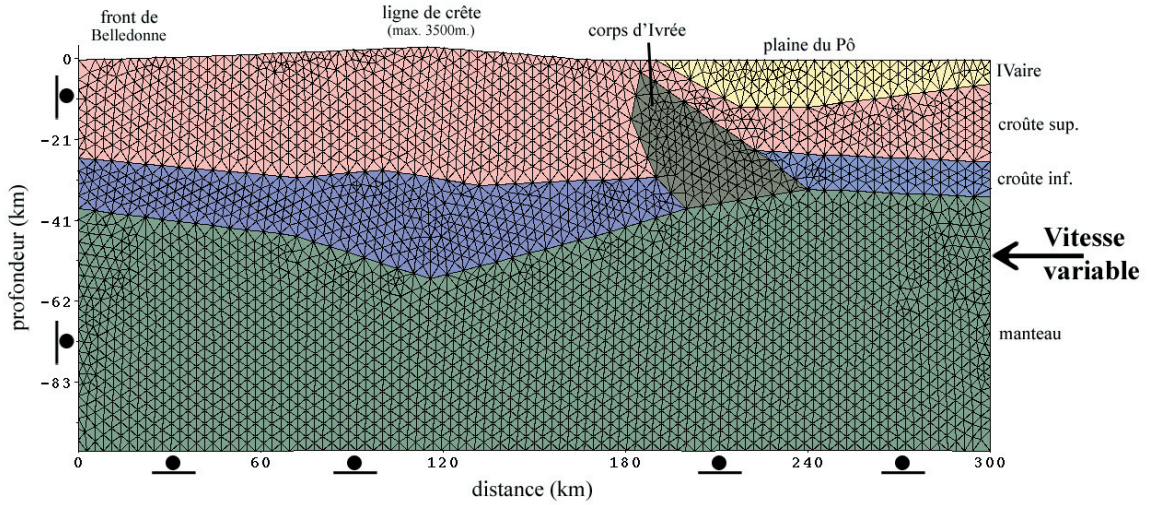


Figure II-2-1: Configuration du modèle construit sur la base du profil ECORS. Les conditions aux limites sont caractérisées par une vitesse normale nulle et une vitesse tangentielle libre pour les faces de gauche (occidentale) et inférieure du modèle tandis que la face de droite (orientale) présente une vitesse normale variable et une vitesse tangentielle libre.

(Fig. II-2-2)). L'analyse des différents modèles montre que la modification de ces paramètres rhéologiques n'influence que peu les grandes tendances de l'état de déformation/contraintes (Fig. II-2-2), se limitant à des modifications locales/régionales des taux associés, qui importent peu dans notre étude à grande échelle se concentrant sur l'état général de la chaîne.

Les conditions aux limites imposées dans nos modèles sont caractérisées par (Fig. II-2-1) :

- une surface inférieure, située dans le manteau à 100km de profondeur, permettant des mouvements tangentiels libres, mais annulant les déplacements normaux à la surface, simulant une surface de compensation isostatique,

- une face occidentale (sur la gauche des modèles), avec le même type de comportement que la surface inférieure (déplacements tangentiels libres, déplacements normaux nuls),

- une face orientale (sur la droite des modèles) caractérisée par une liberté de mouvements tangentiels (identique aux faces précédentes), avec une vitesse normale variable, permettant la simulation de conditions aux limites variables. Dans cette étude, 3 types de conditions aux limites ont été testés. Dans un premier temps, des conditions aux limites fixes ont été introduites dans le but de modéliser les effets des forces de volume gravitaires sur le champ de déformation/contraintes (Fig. II-2-2). Dans un second temps, nous avons testé les effets de conditions aux limites convergentes (Fig.II-2-3) ou divergentes (Fig. II-2-4) afin d'analyser les variations introduites par ces forces 'externes'.

Le logiciel ADELI permettant une résolution thermomécanique, les températures sont calculées dans l'ensemble des modèles par l'introduction de conditions aux limites, avec une température imposée de 285°K en surface (au niveau de la topographie), et 1473°K à la base du modèle. Le calcul des températures est ensuite effectué en tenant compte d'une chaleur spécifique des matériaux de 1070°K, d'une conductivité thermique de 3.0 et des sources de chaleurs internes variables suivant les matériaux, fixées à 1e-7 W m^{-3} pour les sédiments de la plaine du Pô, 2.5e-6 W m^{-3} pour la croûte supérieure, 0.3e-6 W m^{-3} pour la croûte inférieure et le corps d'Ivrée et nulle dans le manteau.

3- Résultats

A partir du modèle défini précédemment, aligné sur le profil ECORS, différents tests ont été réalisés, d'une part concernant les paramètres rhéologiques, d'autre part concernant les conditions aux limites du modèle, l'état de déformation/contraintes calculé étant analysé dans ce qui suit, et ensuite comparé à celui défini par l'analyse des données sismotectoniques, décrit dans le chapitre I.

3.1- Conditions aux limites fixes (Fig. II-2-2)

Une première étape dans cette étude de modélisation en coupe a consisté à effectuer des tests sur les rhéologies des matériaux, en imposant des vitesses aux limites nulles. La bordure orientale est alors considérée fixe (mouvements tangentiels libres, mouvements normaux nuls), le modèle évoluant uniquement par réajustements internes des potentiels gravitationnels et des équilibres isostatiques.

2 modèles sont présentés sur la figure II-2-2, représentant la variabilité des différents tests effectués. Sur cette figure sont représentés l'état de déformation (couleur de fonds représentant J1(epsilon) : la variation relative de volume ; rouge : extension, bleu :compression) ainsi que l'état de contraintes (flèches représentant les axes de compression et extension maximum du déviateur de contraintes, d'intensité Dev(sigma)).

Dans les grandes lignes, les états de déformation/contraintes calculés pour les 2 modèles sont relativement similaires, les variations ne s'observant qu'à l'échelle locale/régionale au niveau des intensités ou des directions de déformation et/ou de contraintes. Les caractéristiques

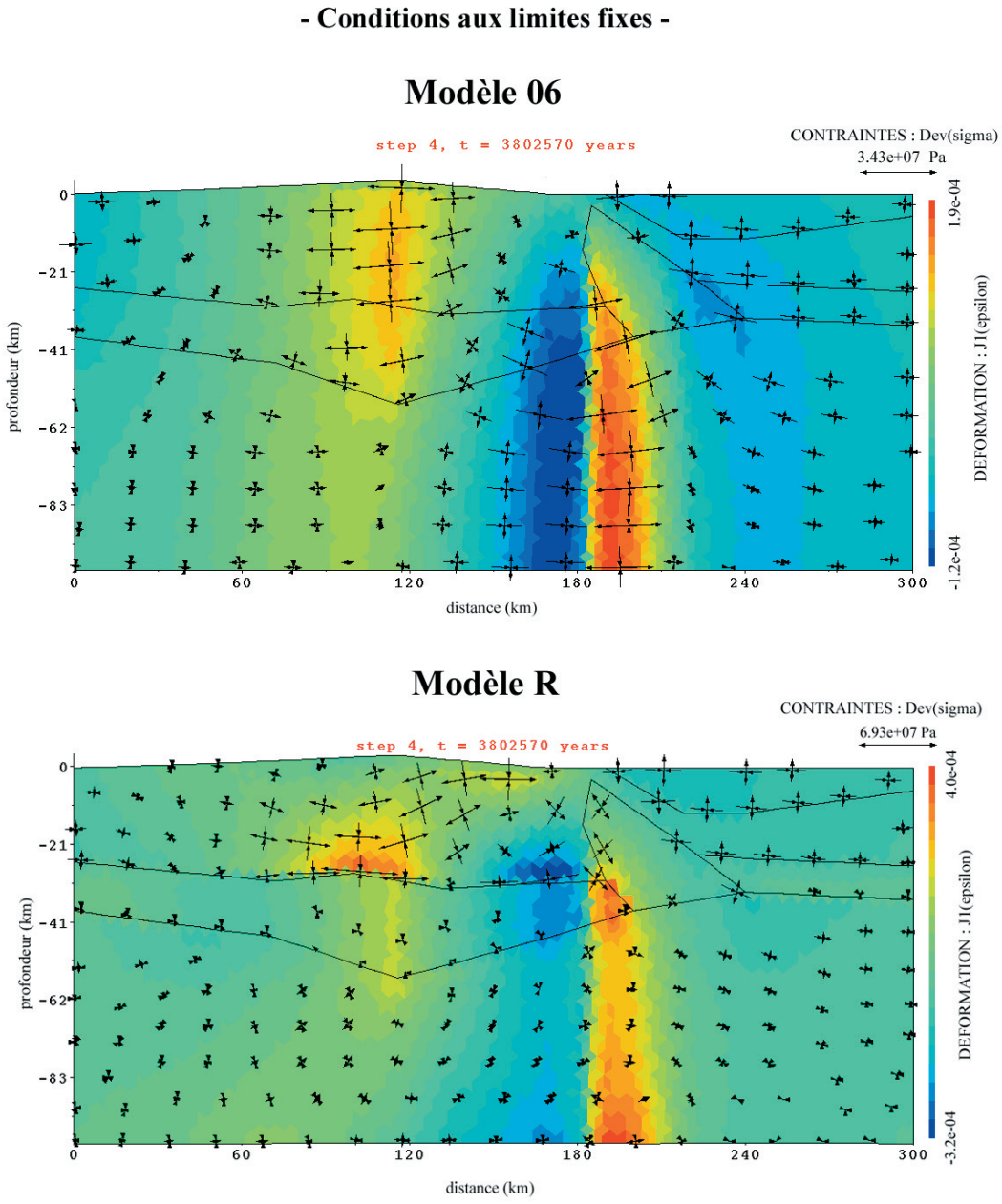


Figure II-2-2: Etat de déformation/contraintes calculé avec des conditions aux limites fixes. Tons jaune/rouge : déformation extensive, tons bleus : déformation compressive. Flèches : déviateurs de contraintes. Les 2 modèles présentés (R et 06) diffèrent par leurs caractéristiques rhéologiques (voir Tableau II-2-1).

principales de ces modèles sont :

- la présence d'une zone extensive au niveau des zones crustales surépaissies, sous-jacente à la crête topographique, comprenant l'ensemble de la croûte (inférieure et supérieure) pour le modèle 06 et uniquement la croûte supérieure dans le cas du modèle R. Pour ce dernier, l'intensité maximale de déformation/contraintes (J1(epsilon)= 4e-04 et Dev(sigma)= 6.9e+07 Pa) se situe en base de croûte supérieure, un deuxième pic se trouvant plus proche de la topographie (de l'ordre de 2e-04 pour J1(epsilon) et 5e+07 Pa pour Dev(sigma)) mais décalé vers l'est par rapport à la crête topographique. Pour le modèle 06, les intensités sont plus faibles, de l'ordre de 1e-04 (J1(epsilon)) et 3e+07 Pa (Dev(sigma)) au maximum,

- la présence de zones compressives, de part et d'autre de la chaîne, au niveau du front de Belledonne (extrémité occidentale des modèles) et de la bordure occidentale de la plaine du Pô. Les intensités de déformation/contraintes sont plus importantes pour la partie orientale (plaine du Pô), de l'ordre de -1.4e-04 (J1(epsilon)) et 3e+07 Pa (Dev(sigma)) pour le modèle R et -0.7e-04 et 2e+07 Pa pour le modèle 06, ce dernier étant caractérisé par un maximum plus profond (en base de croûte) que le modèle R (maximum au niveau de la couverture IVaire de la plaine du Pô). Au niveau de la bordure W du modèle (front de Belledonne), les intensités sont de -0.5e-04 (J1(epsilon)) et 2e+07 Pa (Dev(sigma)) pour le modèle R et de -0.4e-04 et 1.5e+07 Pa pour le modèle 06,

- une zone complexe, relié au réajustement isostatique du corps d'Ivrée, particulièrement dense (3.1 dans nos modèles) et en position anormalement haute, entraînant le développement d'une zone extensive sous son apex ainsi que d'une zone compressive sous sa bordure occidentale. Les intensités de déformation/contraintes observées dans ces zones sont les plus importantes calculées dans nos modèles, avec des maxima de l'ordre de 4e-04 (J1(epsilon)) et 7e+07 Pa (Dev(sigma)) pour le modèle R et de 2e-04 et 3.4e+07 Pa pour le modèle 06. L'absence de ce type de réponse à l'anomalie du corps d'Ivrée sous sa bordure orientale tient du fait qu'à ce niveau, l'introduction des sédiments peu denses de la plaine du Pô (2.4) contrebalance le déséquilibre gravitaire introduit par la densité mantellique de ce corps. Ces caractéristiques complexes de l'état de déformation /contraintes calculé ne pouvant être comparées au régime réel observé par la sismotectonique (pas de sismicité à ces profondeurs), sa véracité reste discutable (artefact ?), raison pour laquelle nous décidons de ne pas la discuter dans les modèles suivants, nous concentrant sur les caractéristiques crustales où la sismicité est concentrée.

3.2- Conditions aux limites convergentes (Fig. II-2-3)

Sur la base du modèle 06 décrit précédemment, des tests en convergence ont été réalisés en considérant la bordure orientale en mouvement vers l'W, avec une vitesse variable suivant les cas :

- vitesse de convergence de 0.1e-11 m s^{-1} (~0.0315 mm a^{-1}) : l'image de l'état de déformation/contraintes obtenue présente les mêmes caractéristiques que celles décrites dans les modèles avec bordures fixes, avec une zone extensive au niveau des zones de croûte surépaissies et des zones de compression de part et d'autre de la chaîne, les différences étant dans l'intensité relative des taux de compression/extension, avec un système devenant globalement plus compressif, les taux d'extension devenant très faibles (J1(epsilon)=0.3e-04 au maximum)). Les taux de compression observés en bordure de chaîne atteignent dans ce modèle -1.7e-04

(J1(epsilon)) et 5.4e+07 Pa (Dev(sigma)) au niveau de la plaine du Pô et -1.4e-04 et 4.6e+07 Pa (Dev(sigma)) au niveau du front de Belledonne.

- vitesse de convergence de 3e-11 m s^{-1} (~0.946 mm a^{-1}) : dans ce modèle, avec un taux de convergence relativement faible, de l'ordre de 1 mm a^{-1}, l'état de déformation/contraintes obtenu est compressif dans sa totalité, les zones extensives présentes dans les modèles précédents n'étant visible que de part le fait qu'il s'agit maintenant de zones de moindre compression, de l'ordre de -1.0e-04 (J1(epsilon)). Les taux maxima de compression sont observés dans les zones compressives des modèles précédents (Fig. II-2-2), et atteignent des valeurs de -3.1e-04 (J1(epsilon)) et 8.3e+07 (Dev(sigma)).

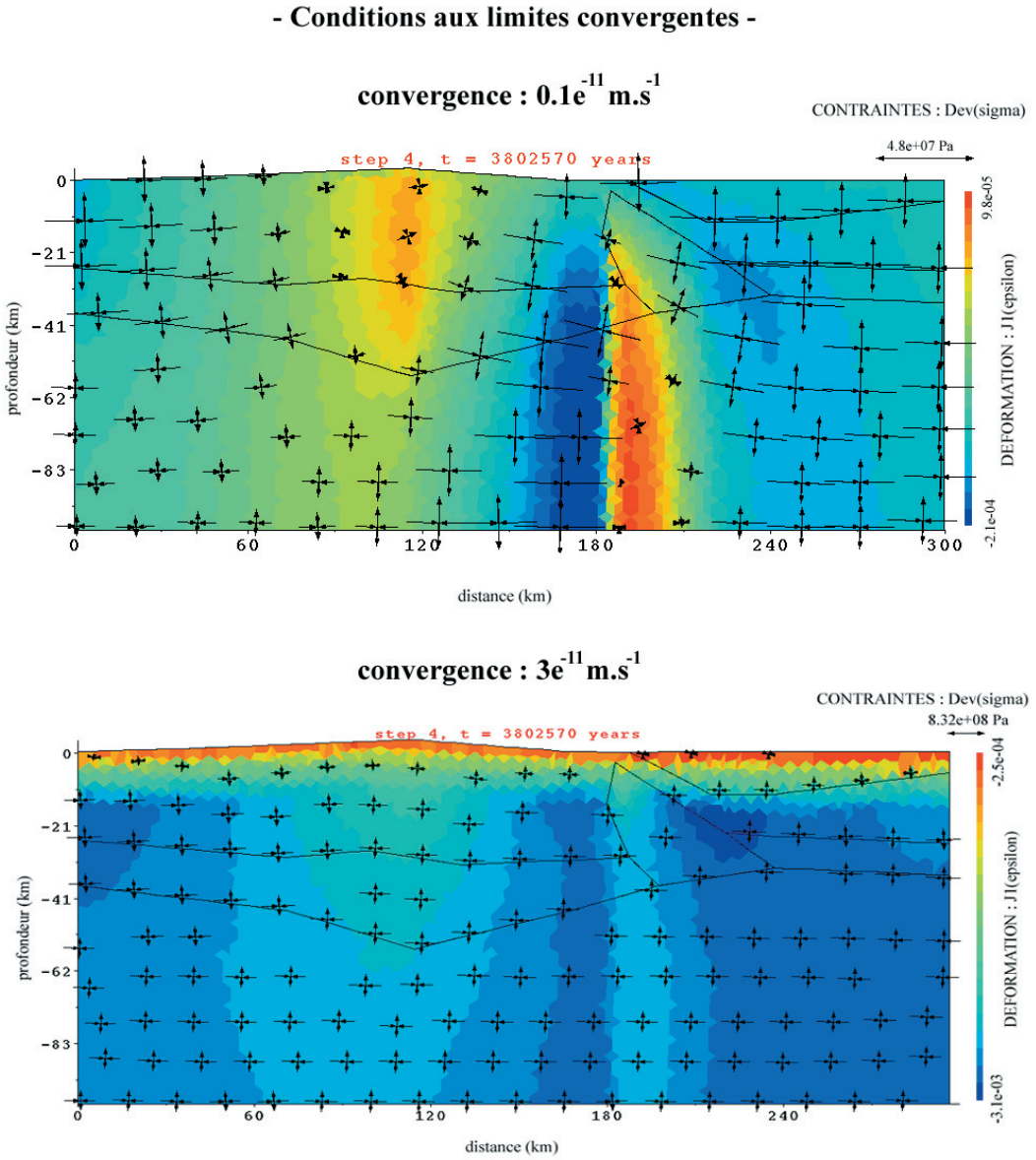


Figure II-2-3: Etat de déformation/contraintes calculé avec des conditions aux limites convergentes. Tons jaune/rouge : déformation extensive, tons bleus : déformation compressive. Flèches : déviateurs de contraintes. Les 2 modèles présentés correspondent à des taux de convergence de 0.0315 mm a^{-1} (haut) et 0.946 mm a^{-1} (bas).

3.3- Conditions aux limites divergentes (Fig. II-2-4)

Le même type de test que précédemment a été réalisé avec des conditions aux limites en divergence, là encore avec des vitesses variables :

- vitesse de divergence de 0.1e-11 m s^{-1} (~0.0315 mm a^{-1}) : de la même manière que les modèles en convergence avec un taux identique, l'état de déformation/contraintes calculé est relativement similaire à celui avec bordures fixes, possédant les mêmes caractéristiques générales, mais cette fois avec un système devenant globalement extensif, les taux de compression se limitant à la zone située sous le corps d'Ivrée. Dans ce modèle, aucune compression n'est dorénavant observée dans la croûte de part et d'autre de la ligne de crête (au niveau du front

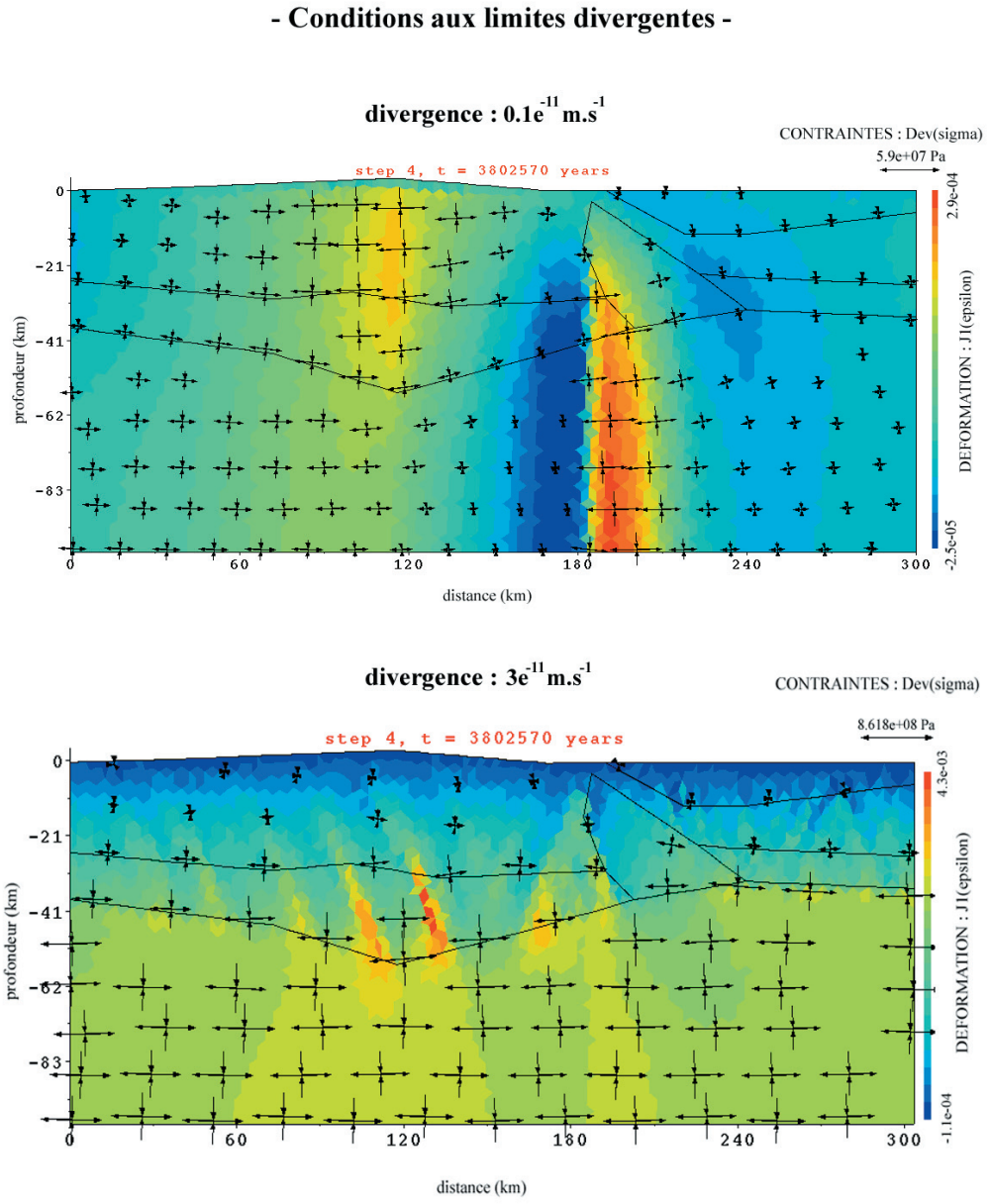


Figure II-2-4: Etat de déformation/contraintes calculé avec des conditions aux limites divergentes. Tons jaune/rouge : déformation extensive, tons bleus : déformation compressive. Flèches : déviateurs de contraintes. Les 2 modèles présentés correspondent à des taux de divergence de 0.0315 mm a^{-1} (haut) et 0.946 mm a^{-1} (bas).

de Belledonne et de la plaine du Pô), ces zones se démarquant alors uniquement par des taux d'extension plus faibles (J1(epsilon) ~ 0.1e+04) que dans la zone de croûte surépaissie, caractérisée par des taux d'extension de 2.3e-04 (J1(epsilon)) et 5.6e+07 Pa (Dev(sigma)).

- vitesse de divergence de 3e-11 m s^{-1} (~0.946 mm a^{-1}) : dans ce modèle, la déformation est maintenant exclusivement extensive, excepté pour les zones superficielles du modèle (2-3 premier km de profondeur), où la flexure générale et le bombement de la partie supérieure (due à l'introduction de la topographie) entraîne le développement d'une 'bande' compressive (J1(epsilon) ~ -1e-04), qui peut être considérée comme un artefact lié à la géométrie et la configuration du modèle (en partie lié à l'introduction d'une limite inférieure fixe ne permettant pas d'importants réajustements flexuraux). Pour le reste du modèle, la déformation extensive atteint 4.3e-04 (J1(epsilon)) au maximum, se localisant dans des bandes de cisaillement extensives à fort pendage, alors que les taux de contraintes atteignent 8.6e+08 Pa (Dev(sigma)), les valeurs les plus élevées se localisant dans le manteau.

4- Discussion – lien avec le régime sismotectonique

Le régime sismotectonique des Alpes centrales/occidentales, détaillé et analysé dans le chapitre I, permet des comparaisons avec les différents régimes calculés dans nos modélisations numériques 2D en coupe. En effet, le long de la coupe ECORS, le régime sismotectonique (représenté en carte et en coupe sur la Fig. I-2-3) est caractérisé par l'existence d'une zone extensive au cœur de la chaîne, dans l'ensemble de la croûte supérieure en dessous de la ligne de crête (zones crustales surépaissies, voir Fig. I-2-6), tandis que les zones externes sont caractérisées par un régime compressif/transpressif, se localisant au pied de la topographie alpine au niveau du front du massif de Belledonne ainsi que sur la bordure de la plaine du Pô.

Ce régime contrasté (présence d'extension et de compression), par comparaison aux modèles présentés de ce chapitre, trouve son meilleur équivalent dans les modèles réalisés avec des bordures fixes (Fig. II-2-2), évoluant uniquement par rééquilibrage interne des forces de volume (gravitaires et isostatiques) et induisant un régime extensif dans les zones de croûte surépaissies et, en réponse à cette extension, la compression observé sur les flancs de la chaîne.

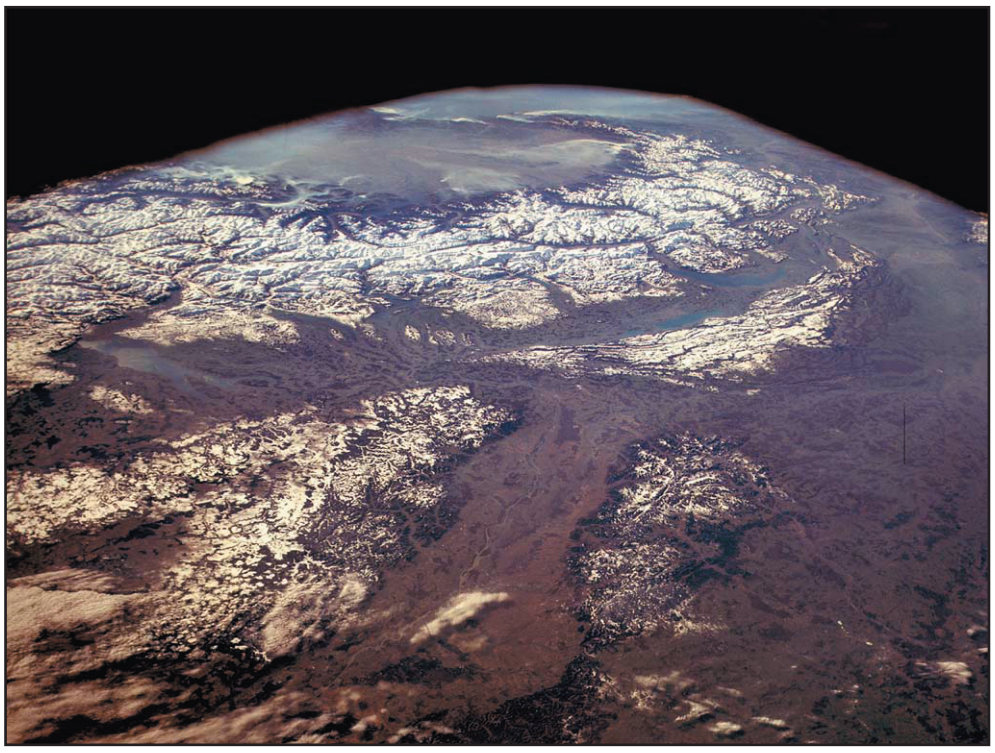
Par contre, lorsque nos modèles ont été soumis à des forces aux limites en convergence (Fig. II-2-3), l'importance relative de l'extension par rapport à la compression diminue rapidement, même avec des taux de convergence très faibles. Avec un taux de 0.03 mm a^{-1}, l'extension est encore observée dans les zones internes, mais avec des taux inférieurs à ceux des zones compressives externes. Avec un taux de convergence de 1 mm a^{-1}, plus aucune extension n'est observée dans nos modèles, ce qui tendrait à prouver que la topographie alpine (et la racine crustale associée) n'est pas suffisante pour induire une extension de type 'gravitaire' dans un contexte de convergence (même faible). De manière similaire, lorsque les modèles sont soumis à des forces aux limites en divergence (Fig. II-2-4), l'état de déformation/contraintes s'éloigne de celui observé en sismotectonique, avec un système ne comportant plus aucune compression même avec des taux de divergence très faibles de 0.03 mm a^{-1}.

5- Conclusions

De la même manière que dans le chapitre précédent concernant la modélisation 2.5D de l'état de déformation/contraintes de l'arc des Alpes centrales/occidentales, la modélisation en coupe le long du profil ECORS tend à montrer que le régime tectonique actuel de la chaîne est générer par les forces de volume internes de réajustements gravitaires. En effet, le régime sismotectonique observé présente une bonne correspondance avec les modèles réalisés avec des conditions aux limites fixes (avec l'occurrence d'extension en interne et de compression en externe), tandis que le système s'écarte rapidement des observations lorsqu'il est soumis à des conditions en convergence ou en divergence (devenant globalement compressif ou extensif respectivement). Dans un contexte de faibles déformations, attesté par des mesures GPS de l'ordre de 1 à 2 mm a^{-1} au maximum (cf. chapitre III-1), les résultats de cette étude de modélisation 2D permettent de proposer un scénario géodynamique dans lequel les Alpes occidentales serait soumises, à l'actuel, à un régime tectonique post-collisionnel faisant suite à un arrêt de la convergence des plaques Apulienne et Européenne.

Chapitre III

Taux de déformation géodésiques et sismologiques



Dans ce chapitre, une quantification des taux de déformation est réalisée, d'une part à partir des données géodésiques (GPS) et d'autre part à partir du catalogue sismologique présenté dans le chapitre I. Les 2 types de quantifications seront ensuite comparés, en prenant en compte les incertitudes inhérentes à chaque type de calcul, de façon à analyser la part de la déformation exprimée par la sismicité par rapport à celle calculée à partir des vitesses de surface mesurées par GPS.

- taux de déformation géodésique

*La base de données GPS synthétique établie par Nocquet (2002), couvrant l'ensemble des Alpes occidentales, est utilisée pour réaliser une quantification des taux de déformation, en utilisant 2 techniques différentes. Tout d'abord, le calcul est effectué à partir de bases triangulaires de vitesses, définies à partir du champ GPS mesuré (**base GPS brute**). De manière artificielle, nous avons réalisé une interpolation des vitesses GPS, de façon à ce que la densité de vitesses corresponde aux longueurs d'ondes attendues (de part l'analyse sismotectonique) des variations de régime de déformation (**base GPS interpolée**). En ce qui concerne les taux de déformation en cisaillement pur, les 2 types de calculs aboutissent à un régime de déformation comparable à celui établi par l'analyse sismotectonique, avec un **régime d'extension** E-W au niveau du cœur de la chaîne occidentale et un **régime compressif** au niveau du front de Belledonne (de direction E-W), de la bordure de la plaine du Pô (direction E-W) ainsi que de la Provence (direction N-S). Malgré les différences locales/régionales des estimations réalisées par les 2 types de calculs, les taux maxima estimés atteignent **4 à 6 e-08 an^{-1}** au niveau des zones extensives (correspondant à 2 à 3 mm a^{-1} avec une ligne de base caractéristique de 50 km) et **-2 à -6 e-08 an^{-1}** au niveau des zones compressives (correspondant à 1 à 3 mm a^{-1} de raccourcissement), montrant que l'état de déformation de la chaîne résulte d'un équilibre subtil entre extension et compression. Le deuxième paramètre analysé concerne les **taux de rotations**. De manière surprenante, la géométrie arquée de la chaîne est retrouvée dans une bande de **rotations horaires** (de l'ordre de 3 à 10 rad an^{-1}) parcourant la bordure occidentale de l'arc, tandis que le cœur et la bordure orientale de la chaîne sont affectés de **rotations antihoraires** (de l'ordre de 2 à 3 rad an^{-1}). Cette configuration est interprétée dans une dynamique de rotation antihoraire de la plaque Apulienne, entraînant la rotation antihoraire des parties internes de l'arc et la rotation horaires de blocs situés le long des grands décrochements dextres parcourant la bordure occidentale de la chaîne (Wildhorn/Aiguilles Rouges, front de Belledonne, Haute Durance/Argentera).*

- taux de déformation sismique

A partir de la base de données sismologique établie dans le chapitre I, un calcul de ***tenseur de moment*** *est établi dans des zones caractérisées par un régime de déformation homogène (correspondant aux zones d'inversion de contraintes du chapitre I-2). L'analyse de la contribution des différentes magnitudes dans l'énergie totale de chaque zones montre que les magnitudes fortes (Ml >3) régissent plus de 99% des taux de déformation calculés, justifiant l'utilisation du catalogue de sismicité utilisé, qui ne représente que les séismes 'mécanisés'. Cependant, les incertitudes d'estimation de magnitudes, estimées à Ml ± 0.5, aboutissent à une incertitude sur les calculs d'énergie d'un facteur 5, montrant la difficulté de ce type de quantification de taux de déformation sismique. Malgré tout, les* ***taux 'maximisés'*** *calculés (en ajoutant 0.5 à toutes les magnitudes) montrent des déformations très faibles, atteignant au maximum* ***0.1 à 0.4 mm*** a^{-1}. *Les différences entre taux de déformation sismiques (0.1 à 0.4 mm* a^{-1} *au maximum) et géodésiques (1 à 3 mm* a^{-1} *au maximum) montrent qu'uniquement* ***10 à 20% de la déformation*** *observée en surface par* ***géodésie*** *semble être exprimée par la sismicité. Ces différences pourraient être associées à la charge pré-sismique élastique associée à de futurs évènements de fortes magnitudes (Ml >4-5), ou à des mécanismes de déformations asismiques, tels que le glissement asismique sur les plans de failles ('creeping') ou à un mode général de déformation proche de la limite fragile/ductile (une partie de la déformation s'exprimant asismiquement dans un mode plastique), relié aux faibles vitesses de déformation actuelles dans la chaîne.*

III-1) Taux de déformation géodésique (GPS)

Ayant caractérisé le régime de déformation de l'arc des Alpes centrales/occidentales de manière qualitative grâce aux données sismotectoniques, le but de ce chapitre est de tenter une quantification de ces déformations à l'aide des données géodésiques (GPS). Une telle tentative de quantification présente dès le premier abord des problèmes/limitations, surtout en considérant la faiblesse des mouvements mesurés (de l'ordre de 1 à 2 mm a^{-1} au maximum) et donc le manque de précision sur ces mesures, malgré une période de mesure allant jusqu'à une dizaine d'années pour les plus anciennes. Il est d'ailleurs intéressant de noter que plus la précision des mesures augmente, plus les quantifications de vitesses sont faibles : estimée à 3-5 mm a^{-1} sur la période 1995-1998 (Calais, 1999a; Calais *et al.*, 2000a; Vigny *et al.*, 2002), à 1-2 mm a^{-1} aujourd'hui (Calais *et al.*, 2002; Nocquet & Calais, 2003). Le contexte de déformation actuel de la chaîne alpine présente alors des caractéristiques particulières, avec des vitesses de déformation très faibles par rapport à d'autres orogènes (1-2 mm a^{-1} au maximum), ce qui était d'ailleurs pressenti dans l'analyse qualitative de la sismicité, caractérisée par un régime faible à modéré (voir Fig. I-2-1). Des quantifications locales/régionales de déformation géodésique ont déjà été réalisées, à partir de résultats de campagnes, et ont montrées des taux de déformation de l'ordre de 2 à 4 mm a^{-1} en extension E-W dans le Briançonnais (Sue *et al.*, 2000), 3 à 5 mm a^{-1} en compression/décrochement au front de Belledonne (Martinod *et al.*, 1996; Martinod *et al.*, 2001) ou encore 5 mm a^{-1} en compression E-W à NE-SW au niveau de la terminaison sud du Jura (Jouanne *et al.*, 1994). Dans ce chapitre, nous proposons une quantification des taux de déformation géodésique à plus grande échelle, prenant en compte l'ensemble de la chaîne alpine occidentale, en reprenant les résultats de mesures GPS déjà établis au niveau international, national ou régional par différents réseaux géodésiques qui ont été mis en place depuis une dizaine d'années (pour les stations les plus anciennes).

1- Base de données utilisée

A l'échelle de notre étude, qui porte sur l'ensemble de l'arc des Alpes centrales et occidentales, la base de données utilisée est celle établie par Nocquet (2002). Cette base de données synthétise l'ensemble des données géodésiques disponibles pour cette zone (Fig. III-1-1), prenant en compte les résultats de la combinaison des réseaux GPS permanents et temporaires suivants (certaines stations pouvant être communes à plusieurs réseaux) :

- réseaux permanents :

  ITRF2000 : International Terrestrial Reference Frame, solution réalisée en 2000 par l'ITRS (International Reference System) par combinaison de solutions de positions/vitesses issues des techniques SLR (Satellite Laser Ranging, 7 solutions utilisées), LLR (Lunar Laser Ranging, 1 solution utilisée), DORIS (Doppler Orbitography Radiopositioning Integrated by Satellite, 2 solutions utilisées), VLBI (Very Long Baseline Interferometry, 3 solutions utilisées) et GPS (9 solutions utilisées). L'ITRF constitue le squelette de référence géodésique, définissant un système de repère cohérent à l'échelle terrestre. La durée de mesure va de 2 à 11 ans pour les solutions DORIS et GPS jusqu'à une vingtaine d'années pour les solutions VLBI et SLR. 37 sites sont utilisés dans la combinaison.

RGP : Réseau GPS Permanent, mis en place à l'initiative de l'IGN en 1998. Une quarantaine de stations permanentes sont gérées à ce jour par l'IGN dans le cadre du RGP, 23 sont utilisés dans la combinaison.

REGAL : REseau GPS permanent dans les ALpes. Mis en place en 1996 dans le cadre du programme Géofrance 3D Alpes. 35 sites sont utilisés dans la combinaison.

EUREF-EPN : European Reference Framework. Réseau mis en place en 1995 comprenant plus de 100 stations sur l'ensemble de l'Europe et environs (Proche Orient, Maroc). Tous les 2 ans, les solutions EUREF servent à la réalisation de l'ITRF. 45 sites sont utilisés dans la combinaison.

- campagnes GPS :

RRF 1993-96 : Réseau de Référence Français, comprenant 23 sites sur la France continentale et la Corse. L'observation du réseau en 1993 a abouti à la définition du système de référence français RRF93, remesuré en 1996 (solution RRF96) en calibrant les mesures par l'installation de stations permanentes sur les sites d'anciennes stations temporaires (Grasse, Toulouse, Brest, Marseille, Ajaccio). 34 sites sont inclus dans la combinaison.

Jura 2000 : campagne réalisée en juin 2001, dans le cadre de l'expérience sur les mesures semi-permanentes menées par l'IPSN et Géosciences Azur dans le but de remesurer les sites du réseau Alpes et RRF dans le Jura. Chaque site a bénéficié de 3 jours de mesures.

Rhin 1999-2000 : réseau de 26 sites dans le sud du graben du Rhin réalisé dans le cadre des programmes Géofrance 3D-Fossé Rhénan et EUCOR-URGENT, observée en 1999 et 2000 par sessions de 48 heures.

Alpes 1993-1998 : campagnes de mesures réalisées dans le domaine alpin en 1993 (69 sites) et 1998 (76 sites). Les solutions utilisées sont celles de Vigny *et al.* (2002).

L'ensemble des données a été harmonisé grâce à la combinaison des données de campagnes avec celles issues des réseaux permanents (modèle de combinaison décrit par Boucher *et al.* (1998) et Nocquet (2002)), en effectuant des rattachements géodésiques entre les stations et en imposant des contraintes d'égalité de vitesses et des corrections d'antennes. Ces vitesses, pour permettre une interprétation tectonique, sont exprimées par rapport à l'Europe « stable », définie par une rigidité caractérisée par des vitesses résiduelles (vitesses relatives des points positionnés sur la plaque stable) inférieures à 0.7 mm a^{-1}.

2- Méthode employée et limitations

Afin de quantifier le champ de déformation associé aux vitesses GPS mesurées, un calcul de la matrice de déformation est effectué dans une base triangulaire de vitesses (Fig. III-1-2). Cette matrice de déformation non-symétrique D est classiquement décomposée en une matrice de cisaillement pur S et une matrice de rotation rigide R. La matrice de cisaillement pur S étant symétrique, elle admet 2 valeurs propres S_1 et S_2 dans 2 directions propres perpendiculaires, correspondant aux raccourcissement et étirement maximum. La somme de ces valeurs propres définie le différentiel des déformations (représenté sur la figure III-1-4), correspondant à un régime compressif lorsque celui-ci est négatif et à un régime extensif lorsqu'il est positif. La

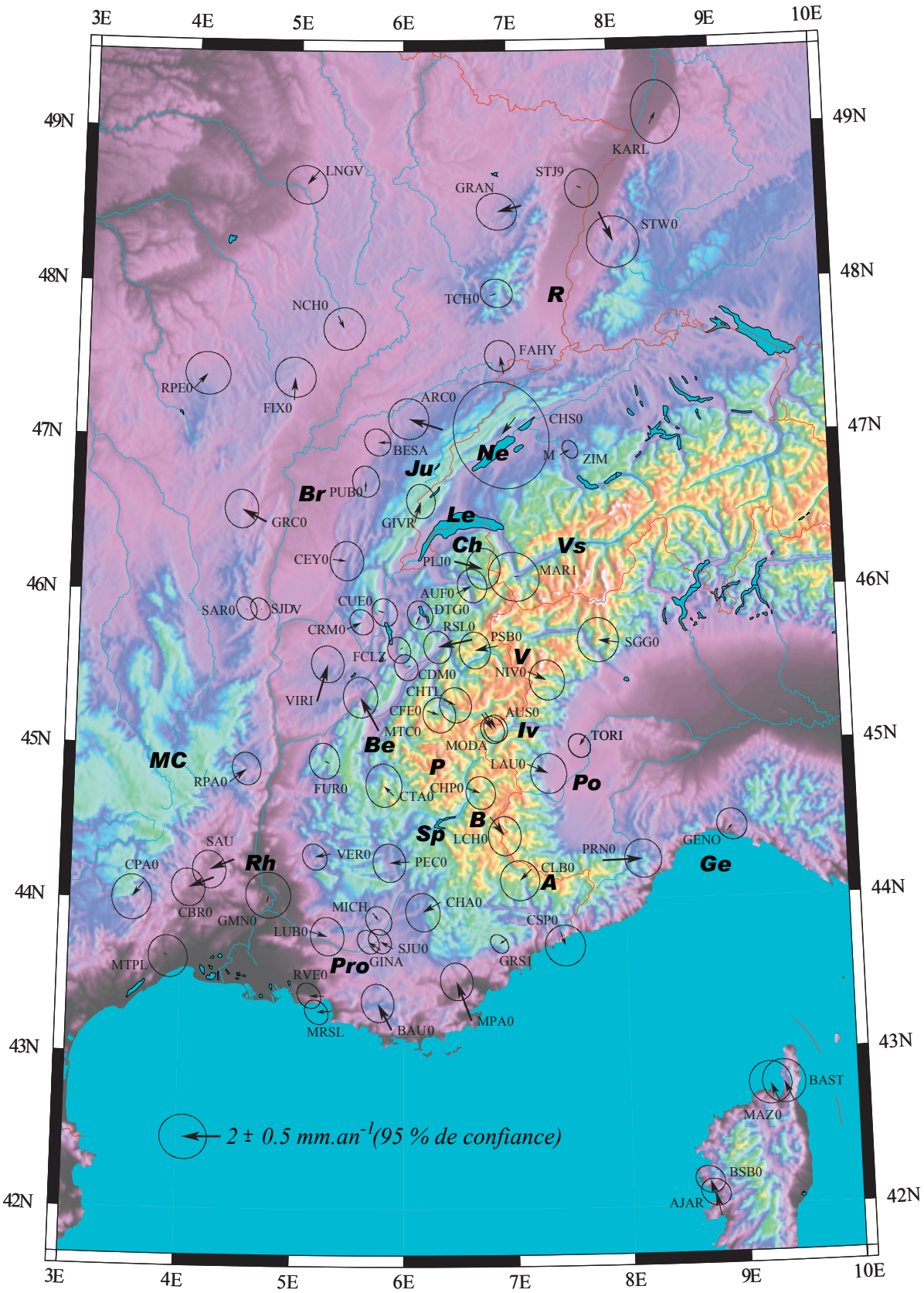


Figure III-1-1: Base de données GPS utilisée, compilée et harmonisée par Nocquet (2002). Les vitesses sont définies par rapport à l'Europe stable et l'ellipse d'erreur à 95% de confiance est figurée. Localisations des sites discutés : A : Argentera, B : Briançonnais, Be : Belledonne, Br : Bresse, Ch : Chablais, Ge : golfe de Gênes, Iv : zone d'Ivrée, Ju : Jura, Le : lac Léman, MC : Massif Central, Ne : lac de Neuchâtel, P : Pelvoux, Po : plaine du Pô, Pro : Provence, R : graben du Rhin, Rh : vallée du Rhône, Sp : lac de Serre-Ponçon, V : Vanoise, Vs : Valais.

matrice de rotation rigide R définie l'angle de rotation rigide ω (représenté sur la figure III-1-5). Les données de base étant les vitesses GPS, mesurées en mm a^{-1}, les taux de déformations sont donc des dérivés temporelles mesurées en an^{-1} (cisaillement pur) et en rad a^{-1} (rotation).

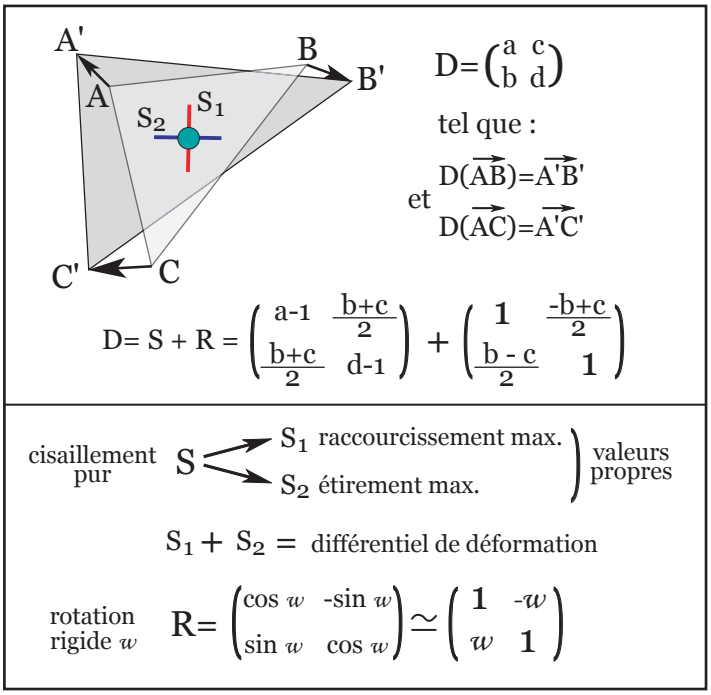


Figure III-1-2: Méthode de calcul des taux de déformation en cisaillement pur (différentiel de déformation : S_1+S_2) et en rotation (ω) à partir d'une base triangulaire de vitesses.

Un des problèmes majeurs de ce type de calcul de taux de déformation réside dans le choix de la base triangulaire de vitesses. En particulier, ne connaissant pas a priori la longueur d'onde réelle des variations du régime de déformation, le mauvais choix de la base triangulaire, si elle est prise trop grande par exemple, peut aboutir à un moyennage de déformations contrastées (compressives et extensives par exemple), ce qui donnerait une image fausse du régime de déformation et une quantification par conséquent sans signification réelle. L'analyse sismotectonique réalisée dans le chapitre I montre d'ailleurs qu'il existe des variations rapides du régime de déformation au sein de la chaîne alpine et de son avant pays, variations qui sont de plus petites longueurs d'ondes que la densité du réseau GPS. Les mesures GPS, malgré une densification croissante au cours des dernières années et malgré l'apport des résultats de campagnes, présentent donc un sous-échantillonnage des déformations qu'il faut prendre en compte dans la considération des calculs de taux de déformation. Dans un cas idéal pour une quantification réaliste des taux de déformations, la densité de stations GPS devrait être supérieure ou égale à la longueur d'onde des variations de régime de déformation, correspondant à une distance entre stations d'environ 50-60 km. Dans cette étude, 2 techniques différentes, permettant d'effectuer des comparaisons, ont été utilisées dans le choix du maillage à base triangulaire :

- base GPS brute :

A partir des positions des stations GPS et des vitesses calculées dans le référentiel Europe-fixe, une base triangulaire (dénommée base GPS brute, Fig. III-1-1) a été établie pour le calcul de taux de déformation. Le choix des interconnexions entre stations définissant la base triangulaire a été établi de manière à réduire la surface triangulaire dans le but de minimiser le sous-échantillonnage des déformations (voir ci-dessus). Ce sous-échantillonnage étant inévitable étant donné la configuration des réseaux géodésiques, les quantifications présentées représentent donc des taux de déformation minimum, inférieurs ou égaux aux taux de déformations réels.

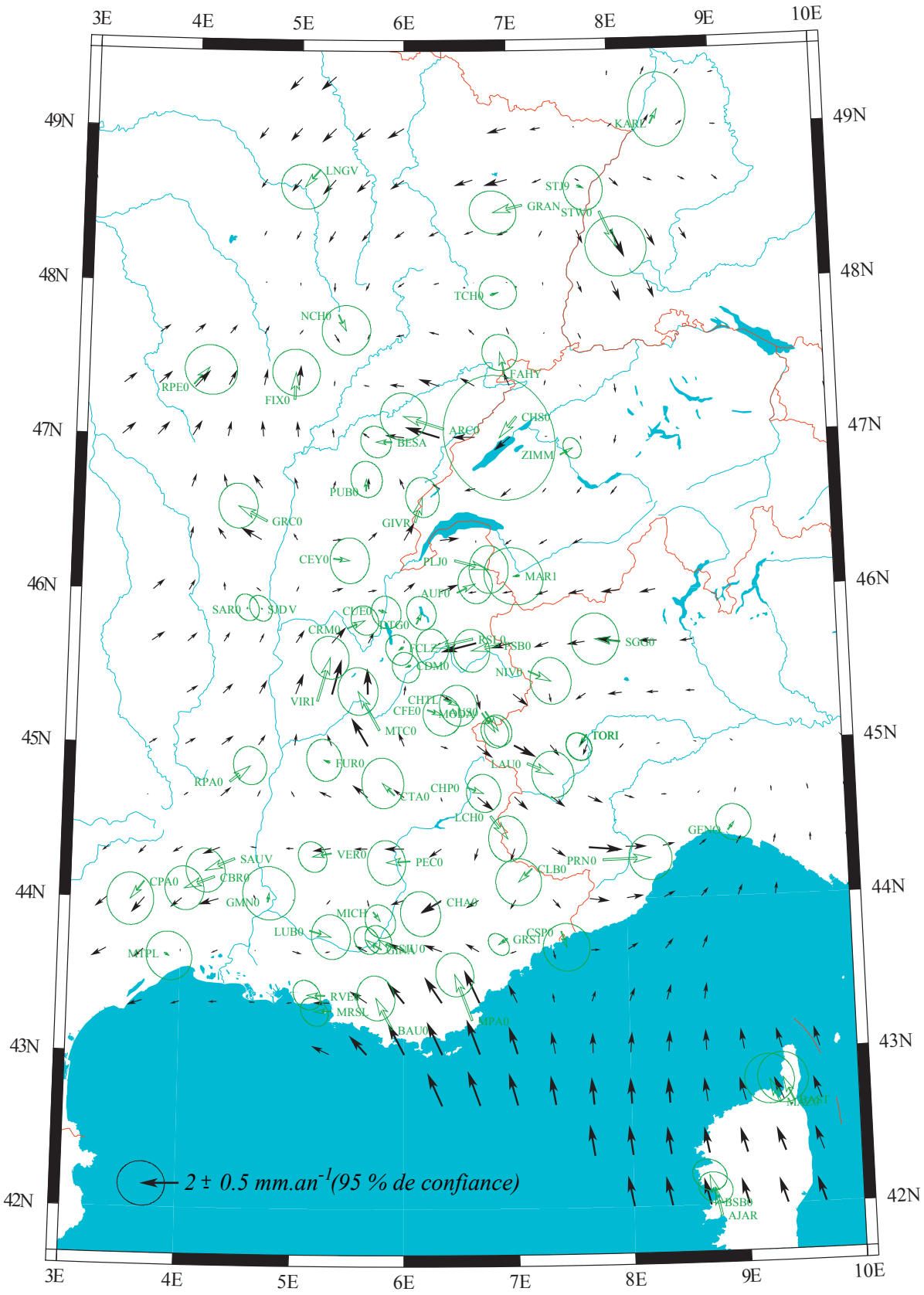


Figure III-1-3: Champs de vitesses GPS brutes (vert) et interpolée (noir) utilisés dans le calcul des taux de déformation. Noter la bonne correspondance entre les vitesses brutes et les vitesses interpolées.

- base GPS interpolée :

Dans le but de densifier les données de vitesses afin qu'elles correspondent aux longueurs d'ondes des variations de régime de déformation établies par l'analyse sismotectonique, un champ de vitesses théorique a été réalisé par interpolation des vitesses mesurées (Fig. III-1-3), avec un maillage correspondant à une estimation de vitesse tous les 0°20' (correspondant environ à 25 km en longitude et 37 km en latitude). Ce type d'interpolation peut apparaître hautement discutable, en particulier parce qu'elle est basée sur des mesures étant affectés d'importantes ellipses d'erreurs (souvent du même ordre de grandeur que les vitesses elle mêmes), mais aussi car elle aboutit à un champ de vitesse présentant des variations continues, sans prendre en compte les effets de possibles discontinuités de vitesses, correspondant à des failles. Cependant, les failles avec une activité reconnue pendant la période de mesure des vitesses GPS sont rares, et leur liste certainement incomplète, avec des mouvements différentiels des blocs mis en jeu trop faibles pour qu'ils soient pris en compte dans ce type d'analyse à grande échelle. Malgré ces limitations, l'analyse du champ de vitesses interpolées montre une bonne correspondance avec les vitesses mesurées (Fig. III-1-3), et permet de proposer une carte théorique homogène de déplacements pouvant être comparée à des solutions GPS futures. En ce qui concerne la quantification des déformations, ce champ de vitesses théorique minimise par interpolation les écarts de vitesses et de directions de mouvement entre chaque estimation et aboutit donc à une moyenne des taux de déformation par zone, éliminant les pics de déformation observés dans le calcul réalisé à partir de la base GPS brute.

3- Résultats

Les taux de déformation calculés sont présentés sur les figures III-1-4 (différentiel de déformation de la matrice de cisaillement pur) et III-1-5 (rotation angulaire). Pour les calculs réalisés à partir du champ de vitesses brut, un point de couleur figure au centre de chaque cellule, représentant le taux de déformation calculé dans la cellule associée. La couleur de fond représente une interpolation des taux de déformation calculés dans chaque cellule, réalisée dans le but de mieux visualiser les variations du régime de déformation (le même code couleur que celui utilisé pour l'analyse de régionalisation de la déformation sismotectonique (Fig. I-2-3) est employé de façon à faciliter les comparaisons). Pour les taux de déformation en cisaillement pur, les directions de raccourcissement maximum et d'étirement maximum sont aussi figurées (barres rouges et bleues respectivement) au centre de chaque cellule. Pour les calculs réalisés à partir du champ de vitesses interpolées, le nombre de cellules étant important (environ 880), l'interpolation des taux de déformation est uniquement présentée, ainsi que les directions de raccourcissement maximum (barres rouges) pour les zones à tendance compressive et les axes d'étirement maximum (barres bleues) pour les zones à tendance extensive (une direction par cellule).

3.1-Taux de déformation en cisaillement pur (différentiel de déformation), Fig. III-1-4

L'analyse du différentiel de déformation permet d'identifier les zones concernées par un régime de déformation compressif ou, au contraire, extensif et permet donc une comparaison directe avec l'analyse qualitative de régionalisation de la déformation sismotectonique présentée dans le chapitre I. Cependant, une telle comparaison doit être effectuée avec prudence, en prenant

particulièrement en compte le fait que les déformations sismologiques sont réparties dans toute la croûte supérieure, tandis que les mesures GPS ne représentent que les mouvements de surface. Aussi, la période de temps de mesure GPS étant très courte vis-à-vis des taux de récurrence de séismes importants, le catalogue de sismicité peut apparaître incomplet. Cependant, la période de mesure pour les 2 techniques (sismologique et géodésique) étant équivalente, les déformations sismiques observées pendant cette période devraient être enregistrés dans le signal GPS, les sources d'erreurs pouvant résultées de déformations non-enregistrées par les réseaux sismiques (déformation asismique) ou de différences de comportement entre la déformation profonde sismogène (dans l'ensemble de la croûte) et celle observée en surface par géodésie.

De la même manière que le régime sismotectonique présenté dans le chapitre I, le champ de déformation géodésique est caractérisé par un régime contrasté, avec la présence de zones à tendance compressive, opposées à des zones à tendance extensive. Dans ce qui suit (Fig. III-1-4), nous présentons les résultats des 2 types de calcul de taux de déformation en cisaillement pur (à partir de la base GPS brute et de la base GPS interpolée), en nous concentrant sur leurs points communs, sensés représenter les résultats les plus fiables.

- <u>zones extensives</u> :

Différentes zones extensives sont identifiables sur les cartes de la Fig. III-1-4, corrélables d'une technique de calcul à l'autre (Fig. III-1-4a et III-1-4b), mais présentant toutefois des différences notables dans leur répartition géographique.

En ce qui concerne la partie alpine à proprement parler, l'extension se concentre dans 3 zones, essentiellement concentrées dans les zones à topographie élevée, de manière plus ou moins continue suivant la technique utilisée. En Vanoise, entre les stations RSL0 et PSB0 à l'ouest et NIV0 à l'est, le régime extensif est orienté globalement E-W à WNW-ESE, avec une étendue vers l'ouest plus importante et des valeurs plus fortes pour le calcul sur une base GPS brute (de l'ordre de 6-7e-08 an^{-1}) que pour celui réalisé à partir de la base GPS interpolée (de l'ordre de 3-4e-08 an^{-1}). Cette zone se poursuit vers le SSW vers le Briançonnais/Pelvoux (autour de 6°E/45°N), avec la même direction d'extension, de manière continue (base GPS interpolée) ou non (base GPS brute). Une autre zone extensive, séparée des précédentes par une zone de faible déformation, se situe au niveau de l'est du massif de l'Argentera (autour de 7.5°E/45°N), s'étendant vers le N/NNE. Là encore, la direction d'extension est orientée E-W et les taux calculés par les 2 techniques de l'ordre de 4 à 5e-08 an^{-1}.

Au niveau des zones situées en périphérie de la chaîne, l'extension est observée au nord du graben du Rhin (autour de 7.5°E/48.5°N) avec une direction E-W à l'ouest et N-S à l'est (peu stable) ; au nord-est du lac de Neuchâtel (7°E/47°N) avec une direction très instable, se poursuivant jusqu'à l'ouest du lac Léman (uniquement pour le calcul sur base GPS brute) ; dans la plaine de la Bresse (5°E/46.5°N) avec une direction stable E-W à WNW-ESE ; ainsi qu'en basse vallée du Rhône (4.5°E/44°N) avec une direction E-W (peu stable). Les taux maxima d'extension atteignent 15e-08 an^{-1} au nord-est du lac de Neuchâtel pour le calcul sur base GPS brute, tandis que le calcul sur base GPS interpolée 'moyenne' les déformations, avec des maxima de l'ordre de 3-4e-08 an^{-1} au niveau du nord-est du lac de Neuchâtel et du nord du graben du Rhin, et de l'ordre de 2-3e-08 an^{-1} au niveau de la Bresse et de la basse vallée du Rhône.

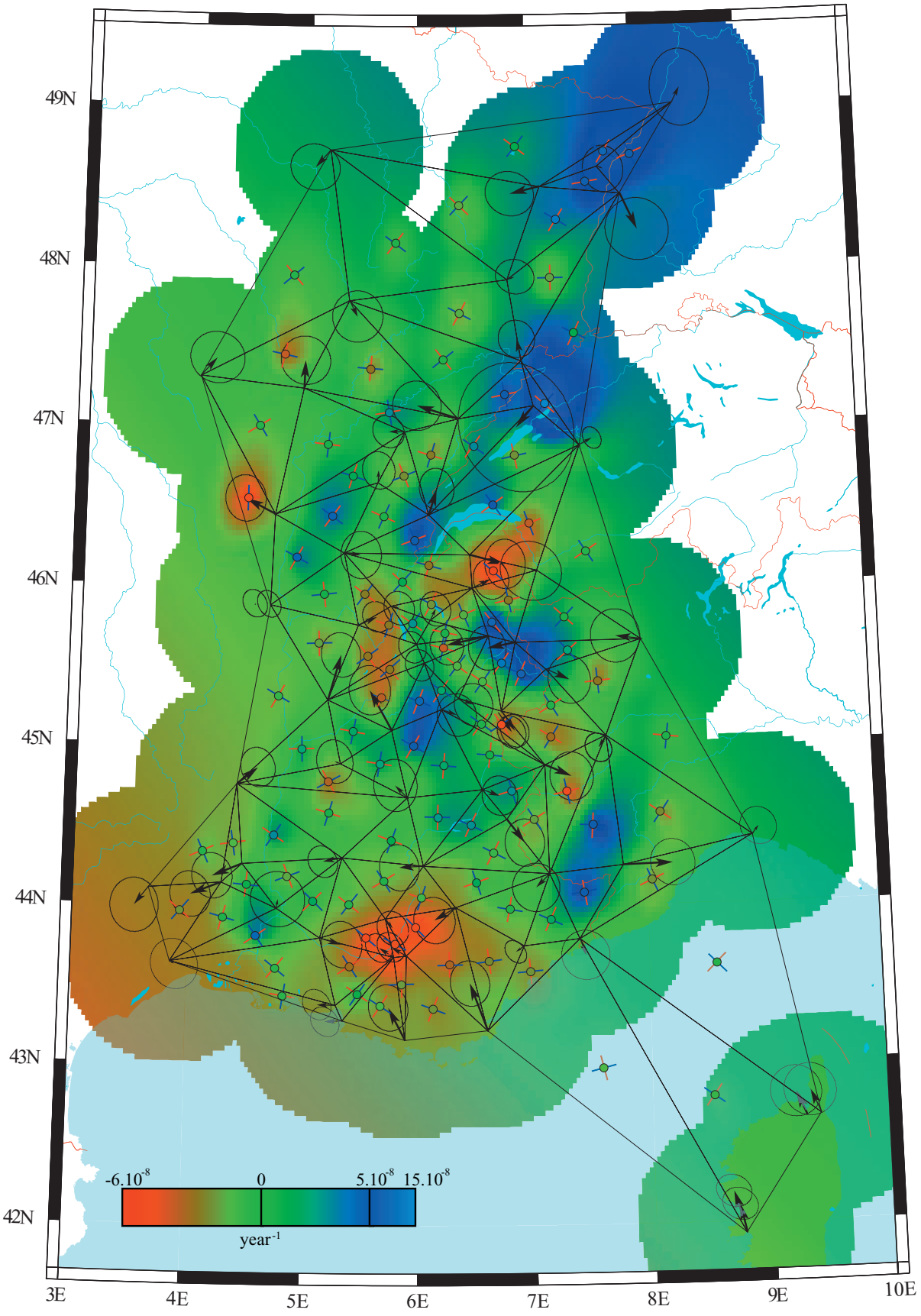


Figure III-1-4a: Taux de déformation en cisaillement pur (différentiel de déformation) calculés à partir de la base GPS brute.

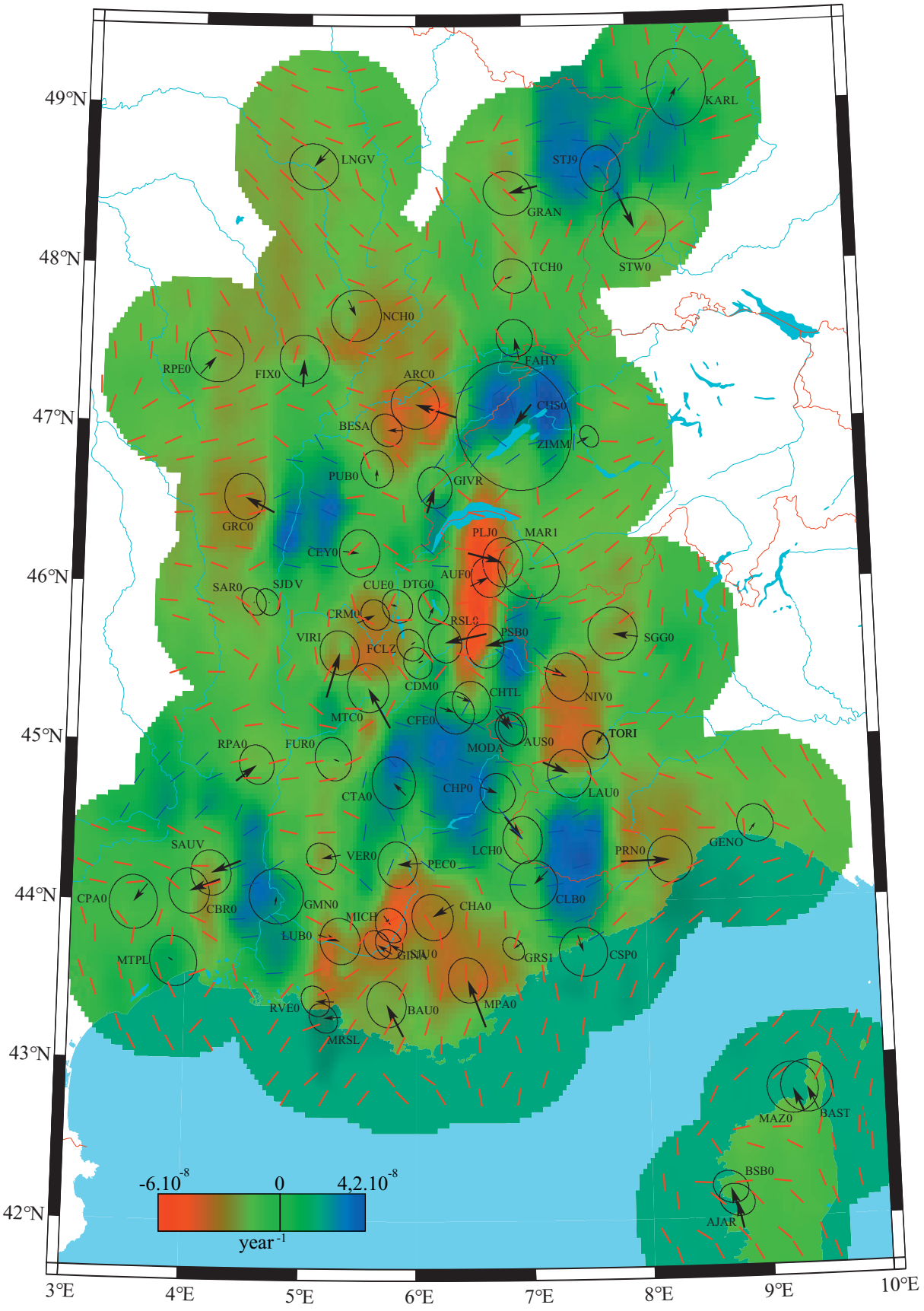


Figure III-1-4b: Taux de déformation en cisaillement pur (différentiel de déformation) calculés à partir de la base GPS interpolée.

- zones compressives :

De la même manière que pour les zones extensives, les zones compressives présentées à partir les 2 techniques de calcul (Fig. III-1-4a et III-1-4b) se corrèlent dans leurs grandes lignes, les différences étant dans leur étendue géographique et dans les taux quantitatifs calculés.

Au niveau de la zone alpine, la compression se retrouve en bordure de la chaîne, au niveau du sud du lac Léman (7°E/46°N) avec une direction E-W bien exprimée ; au niveau de la terminaison sud du Jura (5.5°E/46.5°N) avec une direction N-S à NW-SE ; au niveau de la bordure de la plaine du Pô (7.5°E/45°N) avec une direction globalement E-W ; ainsi que dans la Provence (6°E/44°N) avec une direction N-S à l'est de cette zone et NE-SW à l'ouest. La répartition géographique de ces zones est globalement homogène suivant la technique de calcul, excepté au sud du lac Léman, où le calcul à base GPS interpolé étend la zone compressive vers le sud ainsi que sur la bordure ouest de la plaine du Pô, où le calcul à base GPS interpolé homogénéise les pics de compression observés sur la base de calcul GPS brute. Les taux de compression maxima sont atteints au sud du lac Léman, avec des valeurs de l'ordre de -6e-08 an^{-1}, un deuxième maximum se trouvant en Provence, de l'ordre de -5e-08 an^{-1} (valeurs identiques suivant les techniques de calcul). Au niveau de la plaine du Pô, les taux de compression sont plus faibles, d'environ -3 à - 4e-08 an^{-1} pour le calcul à base GPS interpolée et d'environ -2 à -3e-08 an^{-1} pour le calcul à base GPS brute. Au sud du Jura, les taux calculés sont d'environ -3 à -4e-08 an^{-1}.

En périphérie de la chaîne, les zones compressives sont rares, et ne se retrouvent pas de manière équivalente selon le mode de calcul. On trouve un régime compressif à la bordure du Massif Central (4.5°E/46.5°N), bien exprimé dans le calcul à base GPS brute entre les stations RPE0, GRC0 et SJDV avec une direction de compression E-W et un taux d'environ -6e-08 an^{-1}, tandis que pour le calcul à base GPS interpolé, la direction de compression est identique mais le taux calculé est bien plus faible (-2e-08 an^{-1}). Une autre zone compressive se situe dans le massif du Jura (6°E/47°N), bien visible dans le calcul à base GPS interpolé avec une direction de compression peu stable environ E-W et un taux de compression de -3 à -4e-08 an^{-1} au maximum. Cette zone n'est par contre pas retrouvée dans le calcul à base GPS brute, où elle correspond à une zone de faible déformation en cisaillement pur (la direction de compression restant toutefois similaire, orientée E-W). Il s'agit ici de rester prudent vis-à-vis de l'interprétation de ces résultats peu significatifs.

3.2- Taux de déformation en rotation, Fig. III-1-5

Le deuxième paramètre calculé dans cette étude de taux de déformation concerne les taux de rotation angulaires par rapport à l'Europe 'stable'. La technique de calcul reste identique avec d'une part des calculs réalisés à partir du champ de vitesses GPS brut et d'autre part, ceux réalisés à partir du champ GPS interpolé. Les résultats sont présentés sur la figure III-1-5, les rotations horaires figurant dans les tons rouges (valeurs négatives) et les rotations antihoraires dans les tons bleus (valeurs positives). Comme on peut le voir de premier abord en comparant les 2 cartes obtenues (Fig. III-1-5a et Fig. III-1-5b), l'image des taux de rotation est beaucoup plus stable entre les 2 techniques de calculs que pour le calcul de taux de déformation en cisaillement pur (voir Fig. III-1-4), les grandes lignes restant identiques en ce qui concerne la répartition des zones de rotations horaires/antihoraires ; les différences étant uniquement quantitatives.

- rotations antihoraires :

Pour ce qui concerne la zone alpine, les rotations antihoraires (Fig. III-1-5) sont situées dans la plaine du Pô occidentale, débordant sur les zones internes alpines en Vanoise (6.5°E/45.5°N), atteignant 3 à 3.5e-08 rad an^{-1} au maximum dans sa partie nord (Vanoise/zone d'Ivrée), avec un pic secondaire situé plus au sud (7.5°E/44.5°N), avec des rotations d'environ 1e-08 rad an^{-1} (calcul sur base GPS brute) à 2e-08 rad an^{-1} (calcul sur base GPS interpolée).

Dans les zones périphériques de la chaîne, les rotations anti-horaires sont moins clairement exprimées. Les zones où le signal ressort sont situées dans la basse vallée du Rhône (4.5°E/44°N), avec des rotations antihoraires de 1.5e-08 rad an^{-1} (base GPS interpolée) à 3e-08 rad an^{-1} (base GPS brute) ; au sud-ouest du massif du Jura (6°E/47°N), avec de faibles rotations de l'ordre de 1 à 1.5e-08 rad an^{-1} ; et au nord-est du lac de Neuchâtel (7.5°E/47°N) avec des rotations variables suivant la méthode de calcul, de 1e-08 rad an^{-1} (base GPS interpolée) à 3e-08 rad an^{-1} (base GPS brute).

- rotations horaires :

Les rotations horaires de la partie alpine se localisent dans 2 bandes globalement perpendiculaires (Fig. III-1-5), formant un arc calqué sur celui de la chaîne mais décalé sur la bordure occidentale de la crête topographique, dont le cœur est constitué par la zone de rotation anti-horaires décrite ci-dessus, située dans la plaine du Pô occidentale. Cet arc de rotation horaire, relativement continu et dont les taux maxima atteignent -3e-08 rad an^{-1} (base GPS interpolée) à -10e-08 rad an^{-1} (base GPS brute), s'étend de la zone du Chablais (6.5°E/46°N) aux environs de la terminaison sud du Jura (5.5°E/46.5°N) pour sa branche nord, jusqu'au lac de Serre-Ponçon (6.5°E/44.5°N) en passant par le massif du Pelvoux (6°E/45°N) et l'ouest du Briançonnais (6.5°E/44.5°N) pour sa branche sud.

En périphérie de la chaîne, les zones de rotations horaires bien exprimées sont juxtaposées aux zones de rotations antihoraires, dans la basse vallée du Rhône (4.5°E/44.5°N) ainsi qu'au nord du lac de Neuchâtel (6.5°E/47°N), avec toutes deux des taux de rotation maxima d'environ -2.5e-08 rad an^{-1}. D'autres zones sont affectées par des rotations antihoraires, moins bien exprimées, ou visibles uniquement par l'une ou l'autre des techniques utilisées. Il s'agit de la Provence (5.5°E/43.5°N), avec des rotations d'environ -2e-08 rad an^{-1} (observé uniquement à partir de la base GPS brute) ; le nord de la Bresse (5°E/47.5°N), avec des rotations faibles de -1 à -1.5e-08 rad an^{-1} ; ainsi que le golfe de Gênes (8°E/44°N), avec des rotations d'environ -2e-08 rad an^{-1} (observé uniquement à partir de la base GPS brute, Fig. III-1-5a).

4- Discussion - interprétations

Dans cette partie, par comparaison avec l'étude sismotectonique du chapitre I, nous tenterons d'interpréter d'un point de vue tectonique les cartes de taux de déformation géodésiques calculées. Nous nous concentrerons principalement sur les traits majeurs de l'état de déformation obtenue, sachant que les incertitudes importantes des mesures GPS (de l'ordre de 50 jusqu'à plus de 150% des vitesses mesurées, dans un intervalle à 95% de confiance) ne nous permettent pas d'avoir une image fiable de la déformation dans les zones caractérisées par une grande variabilité géographique de régime de déformation ou dans les zones où l'état de déformation est très différent suivant la méthode de calcul (base GPS brute ou interpolée).

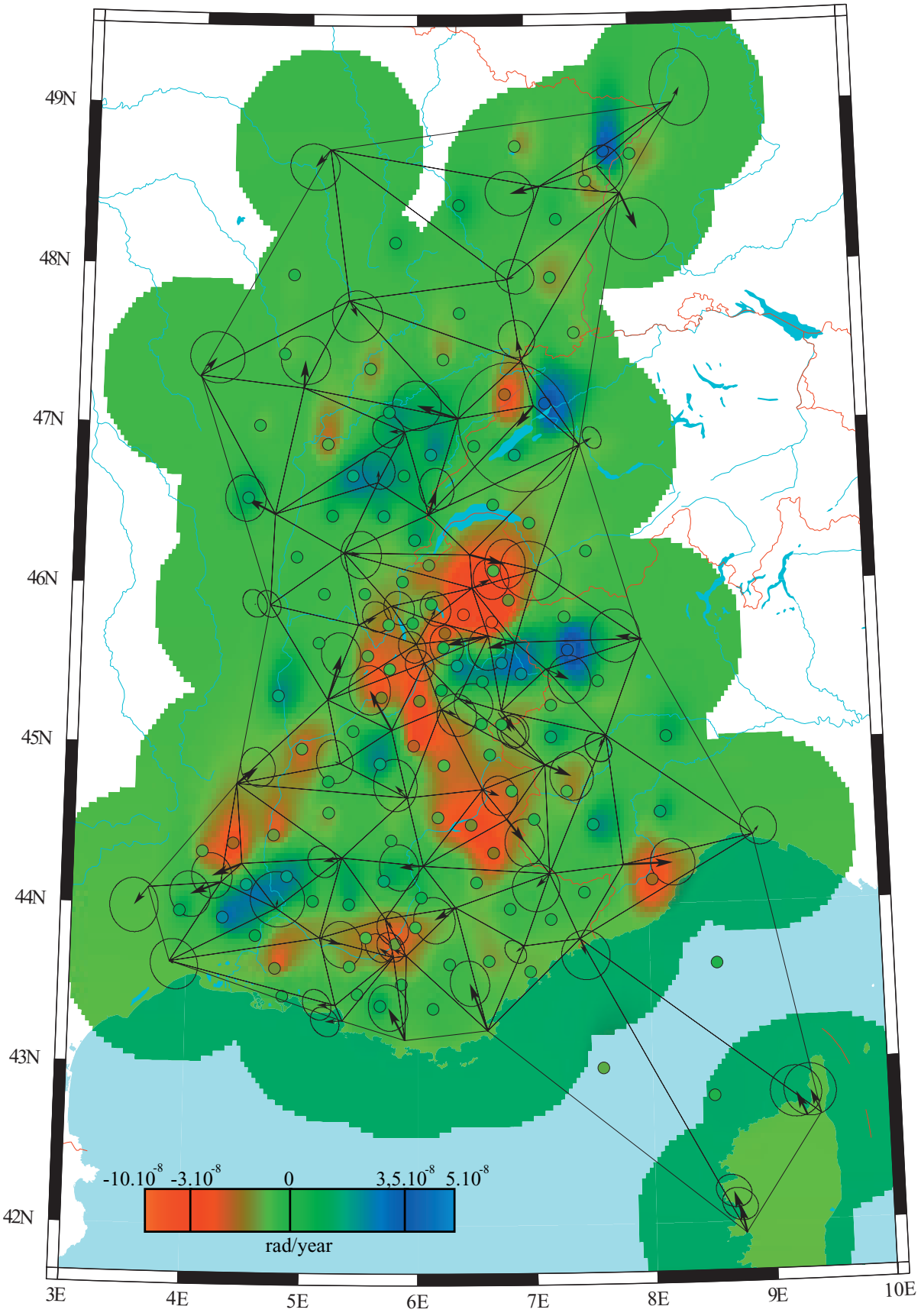


Figure III-1-5a: Taux de déformation en rotation (différentiel de déformation) calculés à partir de la base GPS brute.

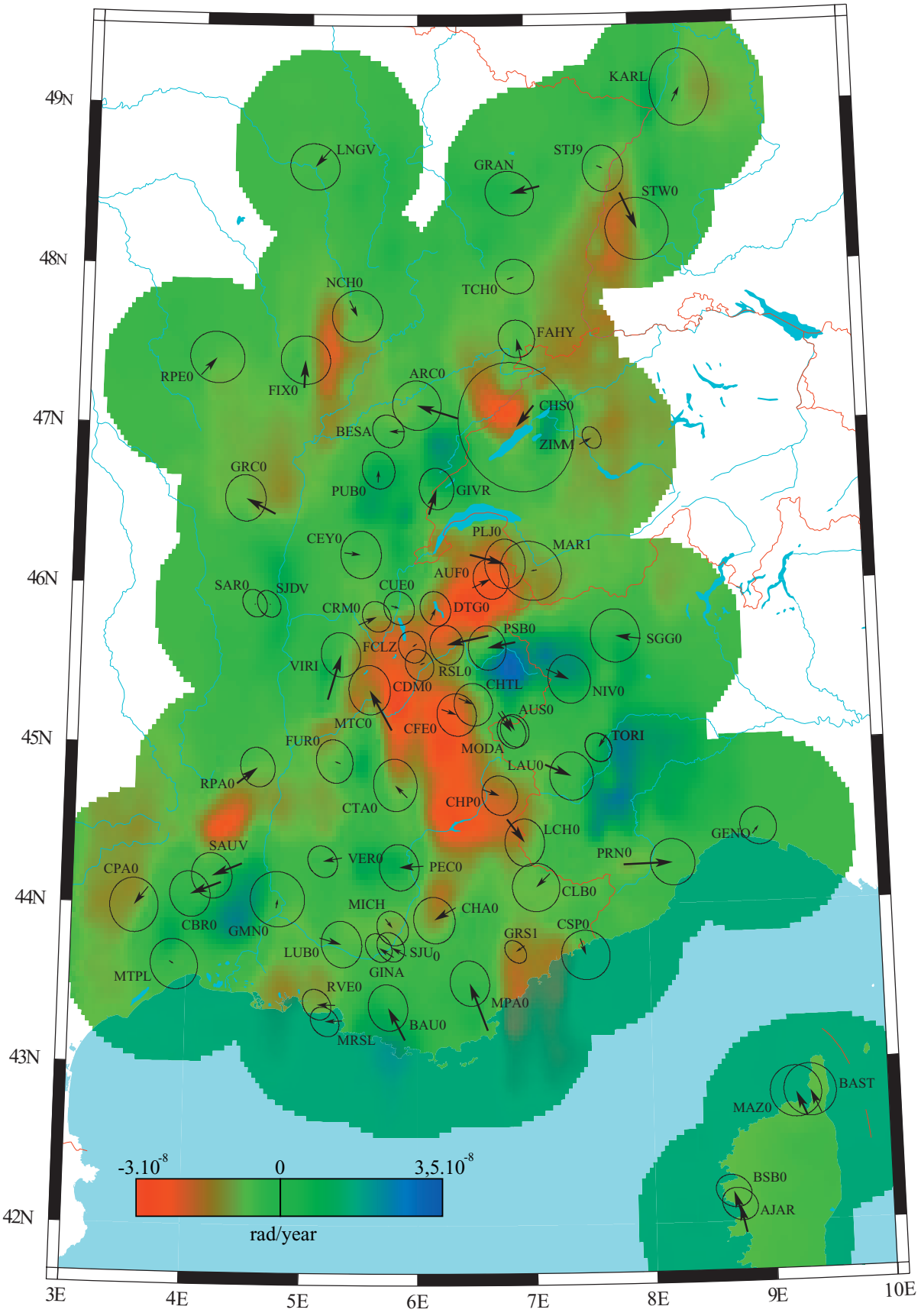


Figure III-1-5b: Taux de déformation en rotation (différentiel de déformation) calculés à partir de la base GPS interpolée.

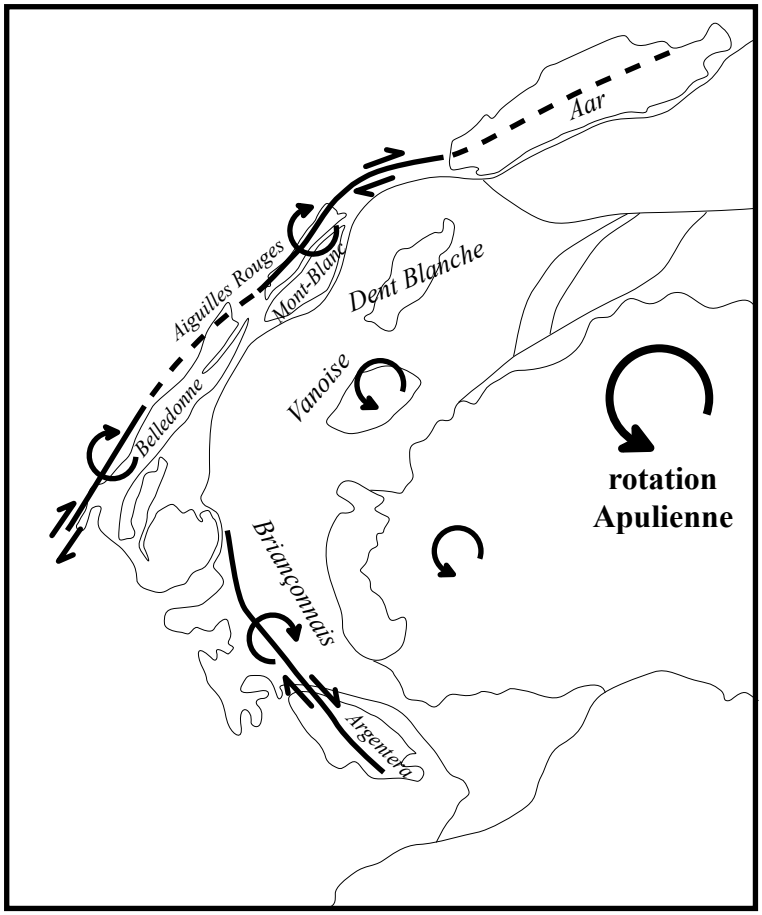


Figure III-1-6: Modèle tectonique permettant d'expliquer les rotations observées sur la figure III-1-5. Dans ce modèle, la rotation antihoraire de la plaque Apulienne induit une rotation antihoraire des blocs situés à la limite orientale de la chaîne tandis que des rotations horaires sont observées au niveau des systèmes dextres parcourant le front des zones externes.

La régionalisation de la déformation sismotectonique, présentée sur la figure I-2-3, montre des caractéristiques que l'on peut résumer par l'occurrence d'un système d'extension perpendiculaire à la chaîne situé dans les zones hautes du cœur de la chaîne, et par la présence de zones compressives localisées au front des zones externes au niveau du massif de Belledonne, à la bordure de la plaine du Pô et au front de la nappe de Digne (jusqu'en Provence). Ces caractéristiques se retrouvent de manière satisfaisante dans l'étude de taux de déformation géodésiques, avec la présence d'un régime extensif qui se poursuit de la Vanoise au Briançonnais, en débordant sur l'externe au niveau du Pelvoux et de l'Embrunnais. De même, plus au sud, on retrouve un système extensif localisé à l'est de l'Argentera, correspondant à l'extension sismotectonique documentée dans la même région. Les taux d'extension maximum estimés dans ces zones atteignent environ 4 à 6e-08 an^{-1}. Au niveau des directions d'extension, les calculs de déformations géodésiques aboutissent à une direction globalement E-W, avec un léger éventail du nord au sud, les axes d'extension tournant avec l'arc alpin. Cette caractéristique, moins bien exprimée que dans l'étude sismotectonique, tend à affirmer le caractère radial perpendiculaire à l'orogène de l'extension affectant ces zones. Malheureusement, le manque de données sur le territoire Suisse, en particulier au niveau du Valais, ne permet pas l'interprétation d'une continuité de cette zone d'extension radiale dans l'ensemble de la chaîne des Alpes occidentales.

En ce qui concerne les zones compressives, la correspondance est là aussi relativement bonne avec le régime sismotectonique, avec un régime de déformation géodésique compressif localisé au niveau des mêmes régions géographiques, à la terminaison sud du Jura (correspondant au front du massif de Belledonne), à la bordure de la plaine du Pô et au front de la nappe de Digne (Provence). Les taux de compression maxima estimés dans ces zones atteignent environ -2 à -6 e-08 an^{-1}. La correspondance des directions de compression est relativement satisfaisante, avec une direction N-S à NW-SE au niveau de la terminaison sud du Jura (direction sismotectonique E-W à NW-SE), une direction E-W à la bordure de la plaine du Pô (NE-SW en sismotectonique) et une direction NE-SW à N-S en Provence (identique aux directions sismotectoniques). Cependant, une différence majeure se situe dans le régime de compression géodésique observé

au sud du lac Léman (au niveau du Chablais), qui ne trouve pas son équivalent dans le régime sismotectonique, caractérisé dans cette région par un régime décrochant à extensif.

Les taux de rotation géodésique sont quant à eux plus difficiles à interpréter, ne trouvant pas d'équivalent de comparaison dans le régime sismotectonique. Cependant, leur répartition géographique bien définie vis-à-vis de l'arc alpin et de ses structures tectoniques permet de proposer une interprétation structurale. Les zones de rotations antihoraires, situées au cœur de l'arc au niveau de la plaine du Pô (ainsi que de la Vanoise), pourraient trouver leur explication dans les modèles de rotation antihoraire de la plaque Apulienne (Fig. III-1-6), comme indiqué par des mesures GPS à plus grande échelle par Calais *et al.* (2002), et depuis longtemps postulé comme un facteur majeur de la tectonique récente des Alpes occidentales (Gidon, 1974; Anderson & Jackson, 1987; Ménard, 1988; Vialon *et al.*, 1989; Thomas *et al.*, 1999; Calais *et al.*, 2002; Collombet *et al.*, 2002). Au niveau du flanc externe occidental de la chaîne, l'arc formé par les rotations horaires, très bien défini et suivant la courbure de l'arc alpin, est plus difficile à interpréter. Nous proposons une interprétation dans laquelle les décrochements dextres (voir Fig. III-1-5), caractérisant l'ensemble de ces zones depuis le décrochement des Aiguilles Rouges (Deichmann *et al.*, 2002) jusqu'au front de Belledonne (Thouvenot *et al.*, 2003) et à la Haute Durance (Sue, 1998; Sue *et al.*, 1999; Sue & Tricart, 2003), puissent entraîner de telles rotations horaires, dans un schéma tectonique du type de celui proposé sur la figure III-1-6.

5- Conclusions

Les taux de déformation géodésique calculés dans ce chapitre montrent une bonne correspondance qualitative avec le régime sismotectonique présenté dans le chapitre I. En effet, l'extension sismotectonique caractérisant les zones internes est bien documentée, avec une répartition géographique comparable et des directions d'extension globalement similaires (perpendiculaires à l'axe d'allongement de la chaîne). En externe, les zones sismotectoniques compressives sont elles aussi bien imagées par les calculs de déformation géodésiques, caractérisant le front nord de Belledonne (extrémité sud du Jura), la Provence (front de la nappe de Digne), ainsi que la bordure de la plaine du Pô.

Cette étude conforte donc les résultats de notre synthèse sismotectonique, tout en donnant un ordre de grandeur des taux de déformation, de l'ordre de 4 à 6e-08 an^{-1} pour les zones extensives (au maximum) et de l'ordre de -2 à -6e-08 an^{-1} pour les zones compressives (maxima locaux). Ces résultats, correspondant à des vitesses de déformation de 1 à 3 mm an^{-1} (en considérant une ligne de base caractéristique de 50 km) sont donc compatibles avec les études antérieures (Jouanne *et al.*, 1994; Martinod *et al.*, 1996; Sue *et al.*, 2000; Martinod *et al.*, 2001), tout en fournissant une image homogène à l'échelle de la chaîne occidentale. Cependant, il convient de rester prudent sur de telles quantifications, en particulier en regard des imprécisions sur les mesures GPS, mais aussi sur la répartition des stations géodésiques, qui sous-échantillonne le signal tectonique. L'état de déformation quantifié dans ce chapitre apparaît contrasté, avec des taux similaires de compression et d'extension. Ce régime s'accorde bien avec le modèle de rééquilibrage gravitaire des Alpes occidentales proposé dans les chapitres I et II (basé sur l'étude sismotectonique et la modélisation numérique), dans lequel la compression localisée en bordure de la chaîne au niveau des zones externes serait induite par l'extension gravitaire des zones internes dans une tentative d'homogénéisation des épaisseurs crustales. L'étude des taux de rotation, quant à elle, fournit des informations nouvelles, avec un arc de rotations horaires suivant l'arc alpin, localisé sur sa bordure externe, couplé avec une zone 'centrale' caractérisée par des rotations antihoraires (en bordure de la plaine du Pô).

Nous proposons un modèle tectonique permettant d'expliquer ces caractéristiques, dans lequel la rotation antihoraire de la plaque Apulienne induirait la rotation anti-horaire du cœur de la chaîne et de sa bordure orientale, ainsi que la rotation horaire de blocs situés le long des grands décrochements dextres des zones externes de la bordure occidentale de l'arc alpin.

III-2) Taux de déformation sismologique

Quantification de la déformation sismologique
dans les Alpes centrales/occidentales

Quantification of the seismic strain around the bend of the Western/Central Alps

Christian Sue, Bastien Delacou, Martin Burkhard, Jean-Daniel Champagnac, Cecile Allanic

Neuchâtel University, Switzerland

In form for submission to *Terra Nova*

Abstract

The western/central alpine tectonics is characterized by ongoing widespread extension in the highest zones of the belt and transpressive/compressive tectonics at the external limits of the belt. The overall geodetically measured deformation corresponds also to an extensional signal across the western Alps. Indeed, there is a quite good qualitative coherency between seismotectonic and geodetic approaches. We attempt here to quantify the seismic part of the deformation. The aim is to constrain the overall seismic strain and to compare with the geodesy-related deformation. In sub-area of quite homogeneous seismic stress/strain, we computed the total seismic moment tensor and related strain tensor. This study brings new quantitative elements to understand the ongoing geodynamic processes in the alpine belt. The important discrepancies obtained between seismic strain and geodetic-measured deformation rise up the issue of aseimic deformation in the Alps, that could be explain by elastic loading, creeping, or a slower ductile style deformation.

1. Introduction and tectonic setting

The ongoing tectonics of the western Alps is characterized by a widespread extensional regime located in the core of the belt and a dominant transcurrent tectonic regime at the outer borders of the chain, with some local compressive areas. This highly contrasted pattern has been well established by several regional studies (e.g. Eva *et al.*, 1997, Sue *et al.*, 1999, Kastrup *et al.*, 2004), and by a recent large scale alpine synthesis published by (Delacou *et al.*, 2004). This last study established the stress and strain patterns in the western and central Alps using a 389-focal mechanisms database. Extensional tectonics appears radial to the belt in the whole internal zones, and actually, in the whole high-chain of the Alps (namely the "core" of the belt), and develops from eastern Switzerland (Grison area), up to the southernmost tip of the western Alps (Figure 1), following the arcuate shape of the western/central Alps. This extension brought a new major viewpoint on the alpine tectonics, a supposed still active collision belt (e.g. Giglia *et al.*, 1996). Actually, both the topography of the chain (see the 3D low-pass filtered DEM Figure 1) and the Moho geometry (Bouger anomaly map, (Masson *et al.*, 1999, Waldhauser *et al.*, 2002)) geographically correlate with the tectonic mode. Extensional tectonic regime characterizes the areas of over-thickened crust (inner zones of the belt) whereas local compressional tectonic zones are exactly located at the foot of the belt, characterized by a normal crust (outer zones of the belt). This close correlation between the crustal thickness and the tectonic mode, leads (Delacou *et al.*, 2004) to propose a dynamic model, in which the current tectonics, would be controlled by buoyancy forces in the alpine root. This result has been strengthened by 3D-numerical modeling (Delacou *et al.*, in press). The aim of the present paper is to quantify the seismic strain related to this contrasted tectonic regime, in order (i) to provide more quantitative information on the seismic energy released in the Alps, (ii) to compared with the stress maps already provided by (Delacou *et al.*, 2004), and (iii) last but not least, to qualitatively and quantitatively compare the seismic strain with the published GPS-measured crustal deformations in the Western Alps (Calais, 1999b, Calais *et al.*, 2002, Vigny *et al.*, 2002, Nocquet and Calais, 2003).

2. Distribution of the seismic energy

2.1. Instrumental database

To achieve our seismic strain quantification in the Alps, we use the synthesis of focal mechanisms built by (Delacou *et al.*, 2004), which comprise 389 reliable focal solutions in the whole alpine realm and adjacent regions. This synthesis regroups the data previously published by (Ménard, 1988, Thouvenot, 1996, Eva and Solarino, 1998, Sue *et al.*, 1999, Baroux *et al.*, 2001, Kastrup *et al.*, 2004). Note that each focal solution has been carefully checked before to be integrated in the Delacou's synthesis. This synthesis concerns the Western (French, Italian) and Central (Swiss) Alps, but also close seismic areas such as the Rhine graben and the Ligurian sea. The topic of this paper is to investigate the alpine dynamic. Consequently, we do not discuss hereafter the data related to these others geodynamic systems. The magnitudes of the earthquakes used in this study range from 1 to 6. Only one event located in the Ligurian Sea in 1963 reaches magnitude 6. The magnitude histogram shows that most part of the earthquakes in the Alps are in the [2-5] range of magnitudes, with some events reaching magnitude 5 (Figure 2-a). In term of time scale, our database regroups events from 1959 to 2000, but the completeness of the database appears acceptable for the range of magnitudes [3-5] only after the early 90's

(Figure 2-b). Note that the magnitude range [1-2] does not really affect the global seismic energy released in the belt. This point will be discussed below.

2.2. Energy *vs*. magnitude classes

The quantification of the seismic strain in the western Alps is limited by the knowledge of the energy released by earthquakes actually recorded in the belt, and the related uncertainties. Actually, the alpine seismic activity presents quite low magnitudes, and one can hardly access directly to the seismic moment of the alpine earthquakes. Indeed, it is difficult to asses the global energy for a given area of the belt and a given time-period. Nevertheless, we performed such an evaluation using a moment *vs.* magnitude relation, and taking into account the large uncertainties about the magnitudes and related energy. The scalar seismic moment M0, related to the energy of an earthquake, can be evaluate using a classical relation between magnitude and moment: Log(M0)=1,5m+16,1 (e.g. Scholtz, 1990). As we have access to the published magnitudes for all the events synthesized by Delacou *et al.* (2004) in their database, we evaluated a nominal scalar moment for each event. The nominal magnitudes published in the different seismic catalogues could be discussed, as the precision on the evaluation of such low magnitude is not very accurate. Nevertheless, there is no more precise data on the Alps and one have to deal with these uncertainties. Another limitation of this approach is the relation between the magnitudes and the scalar moment (Hanks and Kanamori, 1979, Wells and Coppersmith, 1994). Actually, we used a classical law, knowing that a specific study for the alpine earthquakes

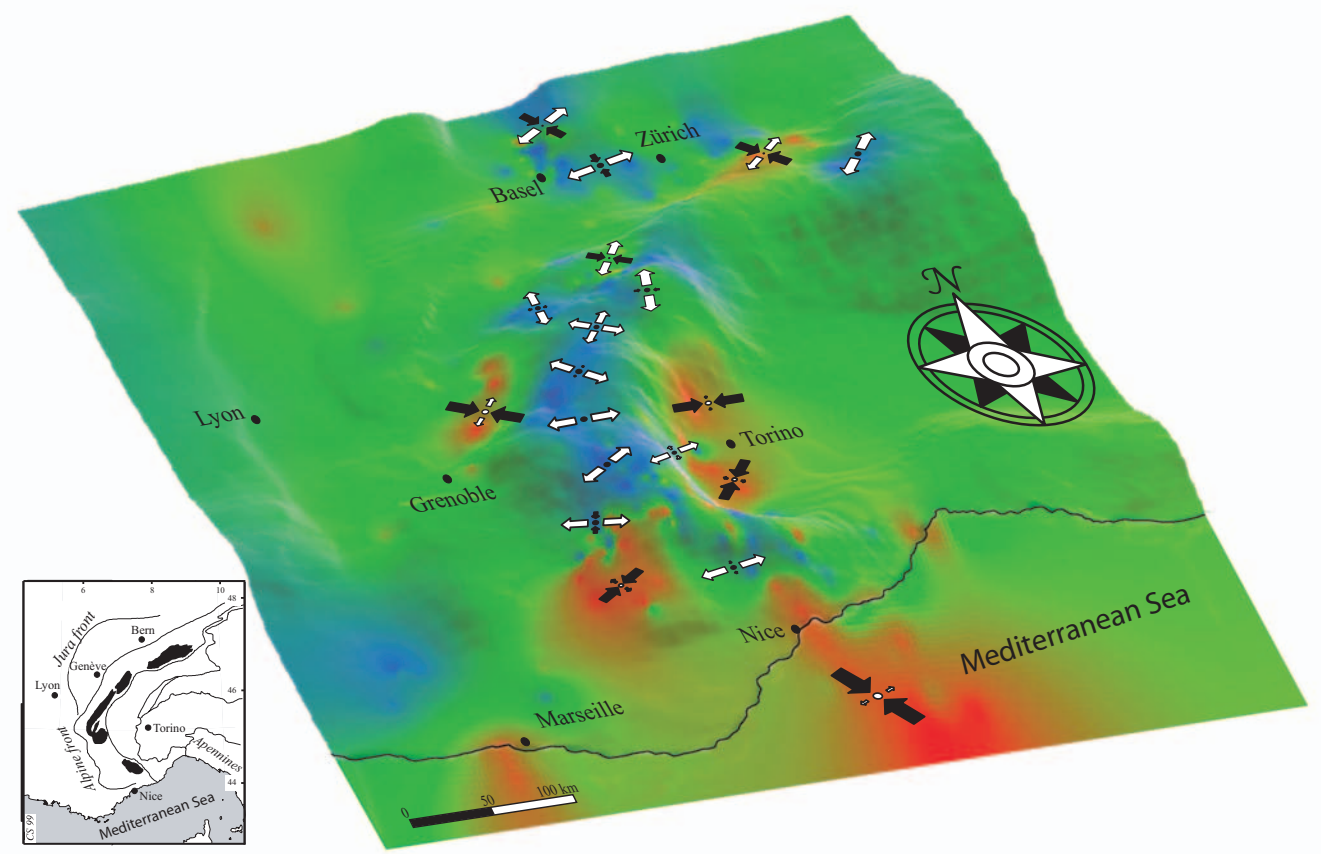


Figure 1 (modified after Delacou *et al.,* 2004). 3D-view of the western/central Alpine arc, using the 50-km filtered DEM. The color code gives the tectonic mode. Extensional areas (in blue) continuously develop in the high-chain, from the Argentera massif to the Valais area, and further to the east in the Grison area (eastern Switzerland). They follow the arcuate shape of the belt correlate with the overthickened crust. Compressional tectonics is limited in some local areas to the foot of the alpine orogen (in red). Transcurrent tectonics (in green) concerns the alpine arc as a whole. The arrows give the current stress field (σ1 in black, σ3 in white).

should be led to precise such a law for the Alps themselves. Nevertheless, such a study should not bring first order changes in our results, as we only aim to roughly evaluate the seismic strain in the Alps. Taking into account the 6 magnitude in the Ligurian Sea, most part of the global energy is released by this single event (Figure 2c). If we only consider the alpine earthquakes *sensus stricto* (without the Ligurian Sea and the Rhine graben, Figure 2d), around 60% of the global seismic energy is due to magnitudes 5 events, around 35% correspond to magnitudes 4, some percents to magnitudes 3, and less than 1% is due to magnitude 2 or lower. Thus, one can take into account only the [5-3] magnitude range for a rather good evaluation of the seismic strain in the alpine geodynamic context. The diagrams Figure 2c and 2d established that the higher magnitudes released the very most part of the seismic moment in the belt. Actually, the part released by the magnitudes < 2 is negligible. This remark justifies the use of the catalogues available, even if their completeness could be discussed for small earthquakes.

2.3. Mapping of the seismic energy released in the Alps

The Figure 3 presents the global repartition of the alpine earthquakes used in this study (*i.e.* for which a focal mechanism is available), with some zones of relative quiescence and others of quite important activity, with respect to the alpine dynamics. In term of spatial scale, we divided the belt in several homogeneous sectors, following their tectonic mode, and orientations of the stress/strain axes. This discretization has been achieved thanks to the tectonic mode and strain/stress maps of (Delacou *et al.*, 2004) (see Figure 1). We try to separate different states of stress and tectonic modes in the belt, in order to accurately compare the different tectonic areas of the Alps, which led to the individualization of 15 sectors, 13 in the Alps *sensus strico*, plus the Rhine Graben and the Ligurian Sea. The surface of each area has been calculated using 2 characteristic lengths. The depth of the brittle deformation, *i.e.* the seismic activity, has been fixed at 10 km for the 15 sectors (see depth-histogram, insert Figure 3). Using the volume of each sector, we determined a seismic rate, a seismic yearly-rate by dividing the total moment by the time-range of each sector, and the corresponding yearly volume-rate (Table 1). This may induce an important error, as the database seems complete for the main shocks in the Alps (magnitude >3) only for the 10 last years (see time-histogram, Figure 2b). Nevertheless, the information brought by the earthquakes reported before the 90's can be considered as reliable in a first step, as they corresponds to the larger shocks that

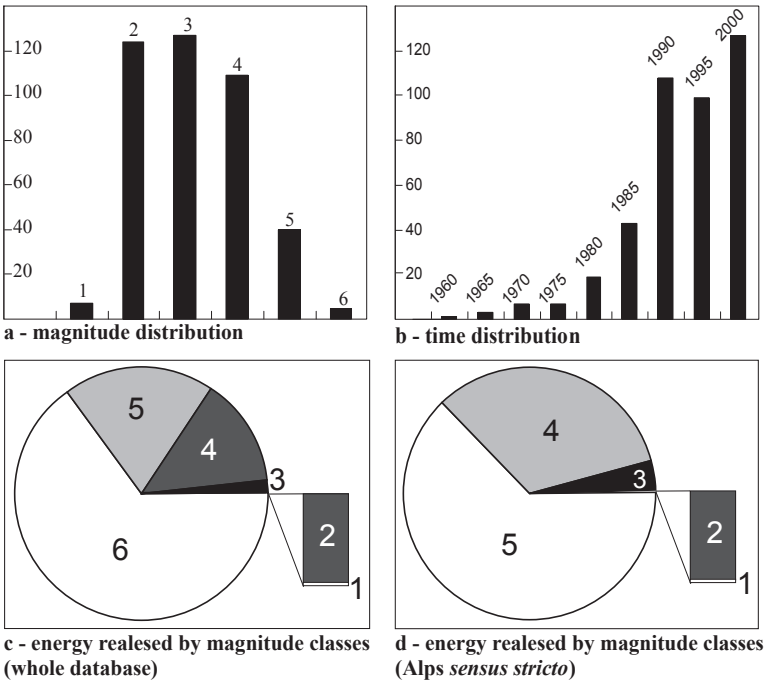


Figure 2 : Magnitude (a), time (b), and energy (c and d) distribution histograms of the alpine seismicity. The typical magnitude range of the earthquakes in the Alps is [3-5]. The completeness of the database appears quite good in the 90's. The distribution of the seismic energy in the belt with respect to the magnitude classes shows that the very most part of the energy corresponds to magnitude classes 6, 5, and 4 if we consider the single 6-magnitude event in the Ligurian Sea (c), and to the magnitude classes 5, 4, and 3, if we only consider the alpine orogenic system *sensus stricto* (d). The energy released by the smaller earthquakes (2 and 1) is negligible.

occurred in the belt, and so to major releasing of seismic energy. The error made by the lack of medium-size events before the 90's remains relatively low, taking into account the relative importance of magnitude ranges (see discussion above).

3. Quantification of the seismic strain

3.1. Uncertainties and corrections

In term of seismic moment assessment, the relation we use tends to underestimate the moment for the small magnitudes (Wells and Coppersmith, 1994). Moreover, it is important to note that there is a factor 30 in term of energy/moment between 2 degrees of magnitude, or a factor 5 between two ½ degrees of magnitudes. As the local magnitudes for the Alps are known with a precision of about ½ degree, our assessment of the seismic moment may be underestimated of a factor 5. Note that the magnitude 6 in the Ligurian Sea has a corresponding seismic moment probably better estimated than for the rest of the database. Nevertheless, one should keep in mind that the local magnitudes of the alpine earthquakes used in this study [3-5] and the related scalar moments are known with quite important uncertainties.

3.2. Strain rate computation

We computed the seismic moment tensors for each sectors, by combining the tectonic information hold in the focal mechanism and the energy/moment information hold in the magnitude (see Molnar, 1983 for the method). The total moment tensor for a given sector is given by the sum of all the moment tensors computed for each focal mechanism in this sector. The nominal scalar moments are very low everywhere in the Alps *sensus stricto*. As the uncertainties on the scalar moment and on the magnitude are pretty high, we present in the following of this paper the results obtain with an overestimation of ½ degree of magnitude, *i.e.*

zone	moment dyn.cm	time yr	yearly rate dyn.cm/yr	volume rate dyn.cm/km3	yr. vol. rate dyn.cm/km3/yr
BRN	7.01E+20	4	1.75E+20	2.92E+16	7.30E+15
BRS	1.16E+24	37	3.14E+22	4.30E+19	1.16E+18
PIE	6.63E+22	25	2.65E+21	2.51E+18	1.00E+17
BAL	1.80E+23	22	8.19E+21	3.79E+18	1.72E+17
DPH	2.36E+24	25	9.43E+22	3.51E+19	1.40E+18
VSS	3.28E+23	31	1.06E+22	9.10E+18	2.94E+17
DIE	1.71E+22	11	1.55E+21	6.35E+17	5.77E+16
DIW	2.30E+23	29	7.93E+21	6.14E+18	2.12E+17
HLV	6.43E+22	15	4.29E+21	1.54E+18	1.03E+17
ZCH	6.70E+22	23	2.91E+21	9.31E+17	4.05E+16
PIEc	1.93E+23	24	8.05E+21	1.94E+19	8.07E+17
PO	3.21E+23	15	2.14E+22	1.67E+19	1.12E+18
PRV	8.91E+21	14	6.36E+20	5.62E+17	4.02E+16
GRS	4.02E+23	13	3.09E+22	3.35E+19	2.57E+18
VSN	2.34E+23	34	6.88E+21	4.06E+18	1.19E+17
LGR	1.32E+25	33	3.99E+23	1.55E+20	4.71E+18

Table 1 : Parameters of the scalar moment tensors summed in the 15 sectors. Zone: name of the sector; time: duration of the instrumental earthquake recording in the sector; moment, yearly rate, volume rate, yr.vol. rate: total sum of the scalar moments, by year, by volumic unit, by year and volumic unit, respectively.

a factor 5 on the seismic moment, and thus a factor 5 in the size of the strain tensor (linearity between the strain tensor and the moment tensor). Even with this rough assessment, we obtain strain rates pretty low in the belt as a whole. The case of the Ligurian Sea could be considered apart the alpine belt. The discussion on the geodynamic relationships between the Alps and the Ligurian Sea is far beyond the scope of this paper.

Most of the sectors show very small strain tensors, with some hundredth of mm/yr of strain, both for extensional and shortening axes (Figure 5, Table 2). The GRS, BRS and DPH sectors present strain in the [0,1-0,4] mm/yr range. In the southwestern inner Alps, the PO, PIEc and DIE sector also present notable strain tensors. Thus the southwestern Alps appear as the area undergoing the main part of the ongoing seismic deformation in the western Alps *sensus stricto*. The LGR sector has the larger strain tensor, due to the magnitude 6 event. In the Figure 5 we voluntarily omitted this strain tensor, which remains quite marginal, and probably out the alpine dynamics itself.

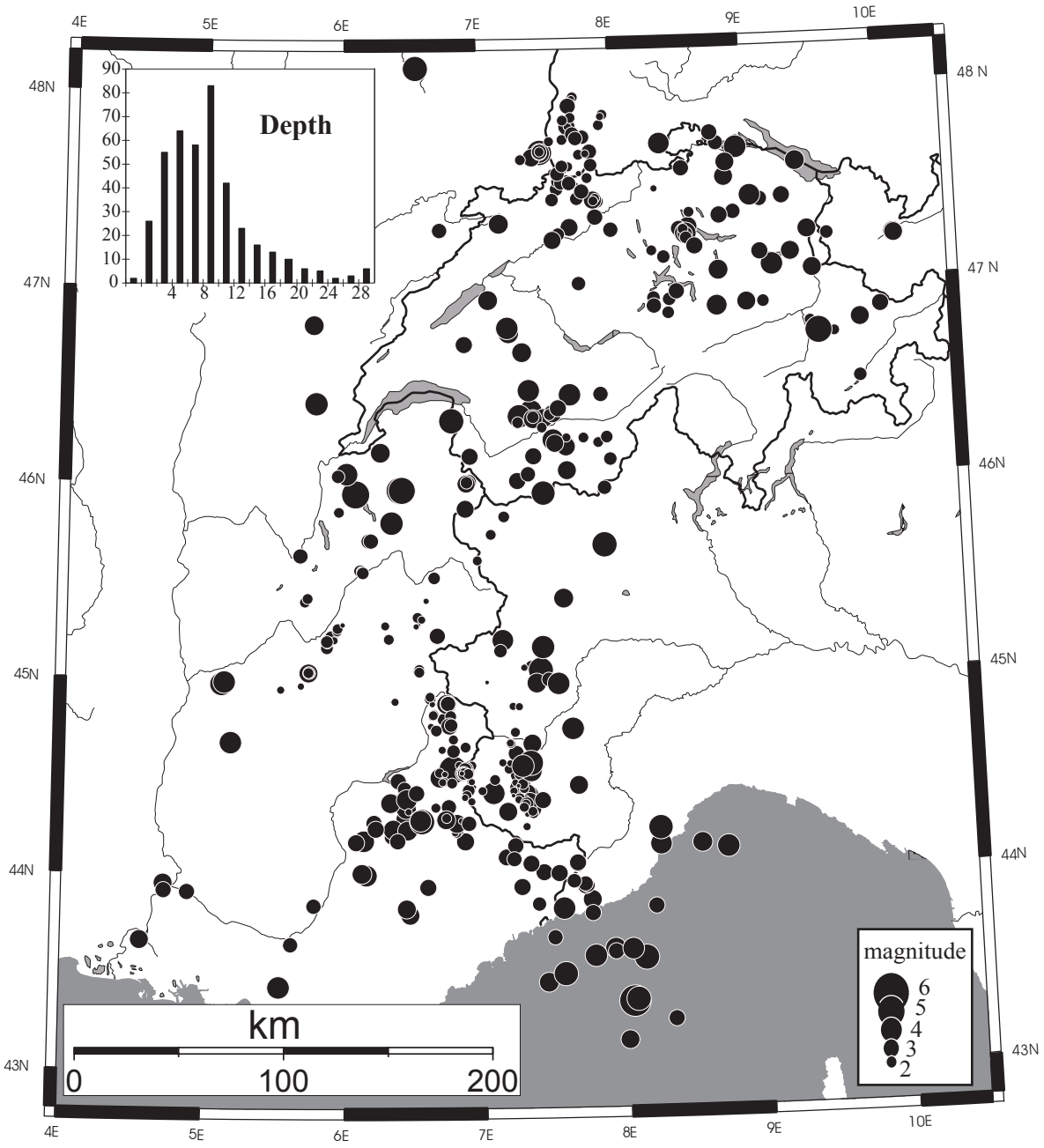


Figure 3 : Seismicity map of the earthquakes used in this study. The insert give the depth distribution of the events, pointing out a typical upper-crustal seismicity.

4. Discussion

4.1. Strain and stress around the bend of the western/central Alps

Actually, even if the major tectonic trends appear as stable features of the chain (extension-compression contrast), some differences rise up particularly concerning the part of the compressional tectonics at the border of the Pô plain, and the precise orientations of the stress/strain extensional axes in the southwestern inner Alps. Nevertheless, the relationships between the stress field deduce from the focal mechanism inversions and our new seismic strain field exhibit a quite good overall coherency, as we re-find the main tectonic feature observed by (Sue, 1998, Sue *et al.*, 1999) in the inner western Alps and established in the whole belt by (Delacou *et al.*, 2004).

zone	P_az	sh_rate (max, mm/yr)	T_az	ex_rate (max, mm/yr)
BRN	**22**	**-0.00065**	**253**	**0.0008**
BRS	**34**	**-0.243**	**295**	**0.3125**
PIE	**15**	**-0.0064**	**106**	**0.01035**
BAL	**345**	**-0.04975**	**75**	**0.0489**
DPH	**278**	**-0.3915**	**178**	**0.311**
VSS	**119**	**-0.01785**	**24**	**0.0575**
DIE	**1**	**-0.00895**	**270**	**0.0153**
DIW	**25**	**-0.0715**	**126**	**0.0357**
HLV	**314**	**-0.0183**	**46**	**0.0152**
ZCH	**135**	**-0.004015**	**249**	**0.0168**
PIEc	**71**	**-0.1105**	**327**	**0.075**
PO	**160**	**-0.1185**	**68**	**0.04595**
PRV	**148**	**-0.00081**	**253**	**0.002765**
GRS	**321**	**-0.0965**	**191**	**0.386**
VSN	**136**	**-0.03835**	**227**	**0.04475**
LGR	**108**	**-1.81**	**206**	**0.73**

Table 2 : Parameters of the seismic strain tensors of the 15 sectors. Zone: name of the sector; P_az: azimuth of the shortening axis; sh_rate: maximized shorthening rate (see text for discussion); T_az: azimuth of the extensional axis; ex_rate: maximized extensional rate.

4.2. Seismic strain *vs.* GPS-related strain

This attempt of quantification of the seismic strain in the western alpine realm allows to quantitatively discuss the ongoing alpine tectonics. First, the low seismic strain we found support the interpretation that the belt is undergoing a meta-stable state, with low to very low seismic deformation. The comparison between GPS-related strain maps of the Alps (Calais *et al.*, 2002, Nocquet, 2002, Vigny *et al.*, 2002, Nocquet and Calais, 2003) and our seismic strain quantification presents some good qualitative correlations: the extension in the inner zone of the belt is confirmed by our strain analysis, as the BRS sector present a extensional rate of 0,3 mm/yr in a WNW-ESE direction (Sue *et al.*, 2000). In the VSS area, we also found a good qualitative correlation between seismic strain and GPS. On the contrary, differences in axes orientations appear between the two methods (seismic and geodetic) in the DIE and DPH areas. Note that

our strain tensor for the DPH sector is consistent with dextral transcurrent tectonics along the general trend of the belt, in front of the Belledonne massif (Martinod *et al.*, 1996, Martinod *et al.*, 2001). On the contrary, a quantitative comparison shows that the seismic strain is much lower than the strain deduced from GPS studies. Actually, the velocities of 1 or 2 mm/yr across the belt deduced from GPS surveys along typical baseline of 50 km (e.g. Calais *et al.*, 2002) should be compared to the 0,1-0,4 mm/yr we evaluated along comparable baseline. Moreover, these values are found only in some local areas, and taking into account our overestimation of the seismic moment of a factor 5 (1/2 on the magnitudes, see discussion above). So, the seismic strain rate could only account for maximum 10 to 20% of the geodetic strain, and only in some local area of the Western Alps. Note that without the overestimation of the moment, and using

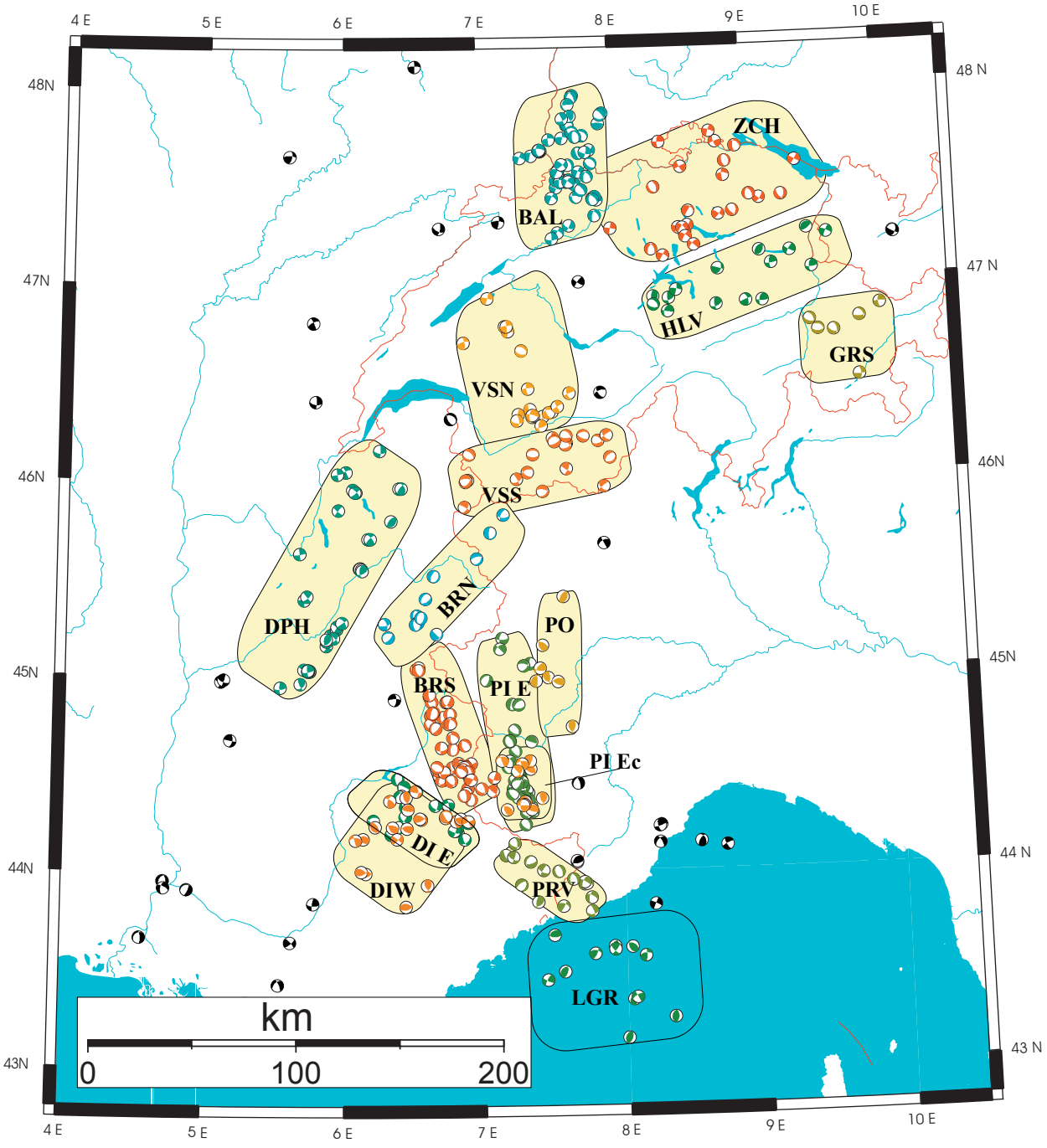


Figure 4 : Map of the focal mechanisms used in this study, showing the 15 sector used for the seismic strain quantification. The sectors have been individualized using the stress/strain regionalization after Delacou et al., (2004).

the nominal magnitudes, these proportions are reduced to only some percents. In the other sectors we investigated, the quantitative comparison shows that the seismicity could account for only some percent to some tenths of percents of the geodesy-related deformations. The same kind of relationship between GPS-related deformation and seismic strain, sometime with closer strain rates between the two approaches, has already been established in the Alps (Martinod *et al.*, 1996, Sue *et al.*, 2000, Hinsch and Decker, 2003), at the scale of Europe (Steven, 1998), and in other geodynamic contexts (*e.g.* Molnar and Deng, 1984, Jackson and McKenzie, 1988, Ekström and England, 1989).

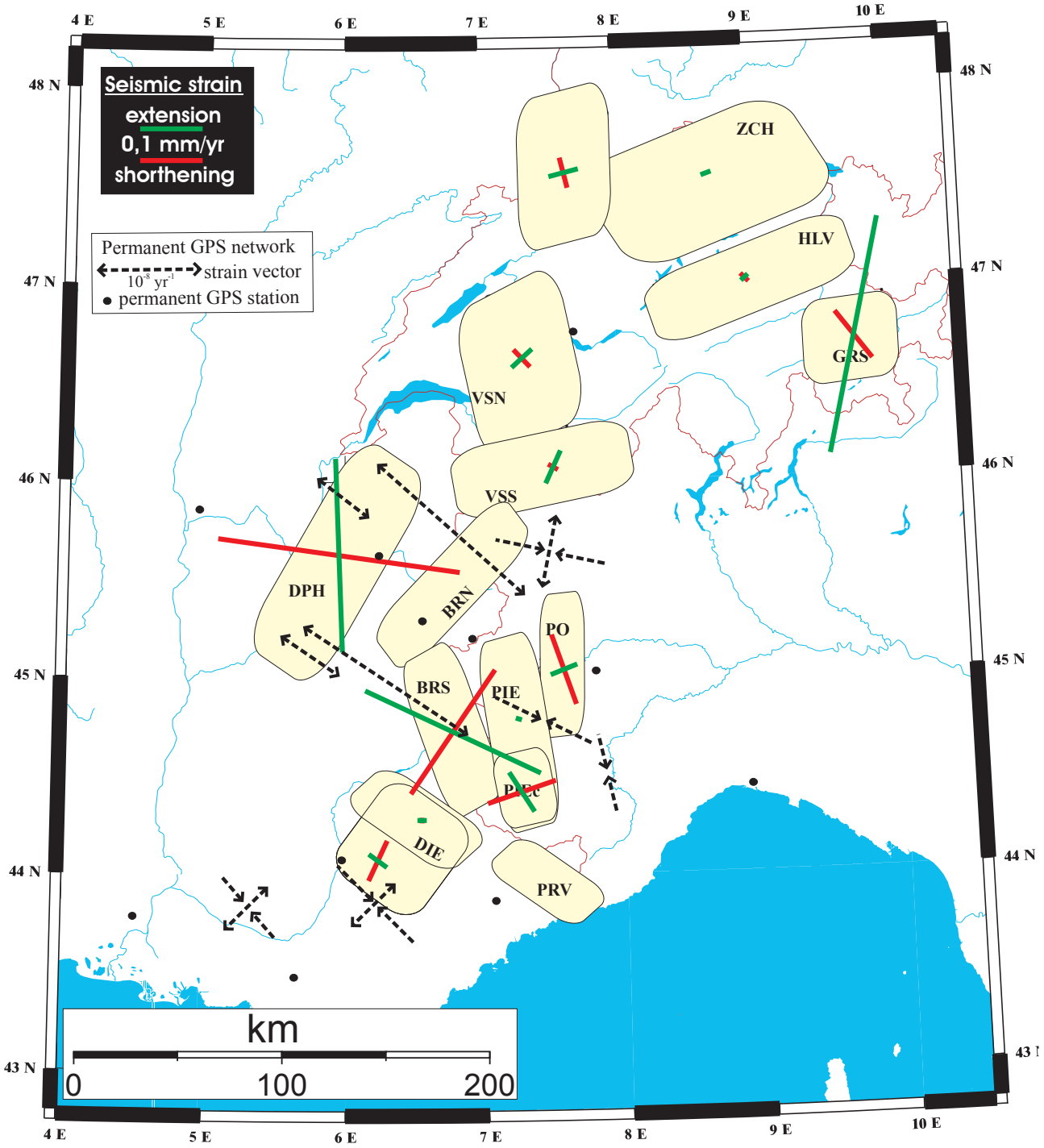


Figure 5 : Map of the seismic strain around the bend of the western/central Alps. The green and red bars give the extensional and shortening axes respectively. The black arrows give the deformation measured by the permanent GPS network in the Alps (after Calais *et al.,* 2002). Black dots localize the permanent GPS stations. Note that the Ligurian Sea sector has been voluntarily omitted, because of its marginal position and behavior with respect to the alpine strain quantification.

4.3. Implications in term of faulting mechanism

These discrepancies could be due to the lack of large earthquakes in the instrumental period. To go further in this approach, the use of the historical catalogues would be very fructuous (e.g. Fäh *et al.*, 2003 for Switzerland). Nevertheless, no large earthquakes in the historical databases could resume the geodetic deformation rates. That also may be due to the recurrence time of such large events, which potentially could exceed the time-window of historical catalogues. In this hypothesis, the geodesy-related deformations measured in the Alps would be associated to a classical tectonic loading of elastic energy, which would be released in the future. A second interpretation on term of faulting mechanism concerns the creeping mode of deformation (slow deformation on faults) (Amelung and King, 1997). Actually, the slow deformations observed in the Alps using geodesy, and the very slow strain rate we computed in this study corresponds quite well to this mode of deformation. A third interpretation would imply a more ductile style of deformation, which also could be supported by the slowness of the alpine current tectonics. These processes should be leading by the relative slowness of the alpine deformation with respect to the rheology of the rocks, which potentially induces a behavior close to the brittle/ductile transition (Scholtz, 1988; 1990; 1998). Such a discussion has also been led in the Alps by (Sue *et al.*, 2002) concerning the behavior of inherited crustal structures.

5. Conclusion

This study brings new quantitative elements on the alpine active tectonics, and allows to compare the geodesy-measured deformations with an evaluation of the seismic strain. Taking into account the uncertainties inherent to our approach, some important results have been drawn. Quite good coherency is established with the current stress field, and with the geodetic-related strain field. In term of quantitative comparison, maximum 10% to 20% of the geodesy-relation deformation could be explained by the current seismicity, in 3 sectors. In the other ones, this rate drops to only some percent. These important discrepancies between seismic strain and geodetic strain rise up the issue of aseimic deformation in the Alps, that could be explain by elastic loading, creeping, or a ductile style slow deformation. Beyond the discussion on fault and deformation mechanism in the Alps, the low seismic strain rates we obtain in a belt characterized by a high tectonic contrast in a quite limited area, could suggest that the Alps are currently in a meta-stable tectonic state, ruled by isostasy/buoyancy forces rather than European/Apulia plate tectonic collision.

Acknowledgments
This work was supported by the Neuchâtel University, and by the National Swiss Science Found (grants # 21-61684.00 and # 200020-101625). We wish to thank E. Klosko for providing the computing code.

References

Amelung, F. & King, G., 1997: Large-scale tectonic deformation inferred from small earthquakes. *Nature* **386**, 702-705.

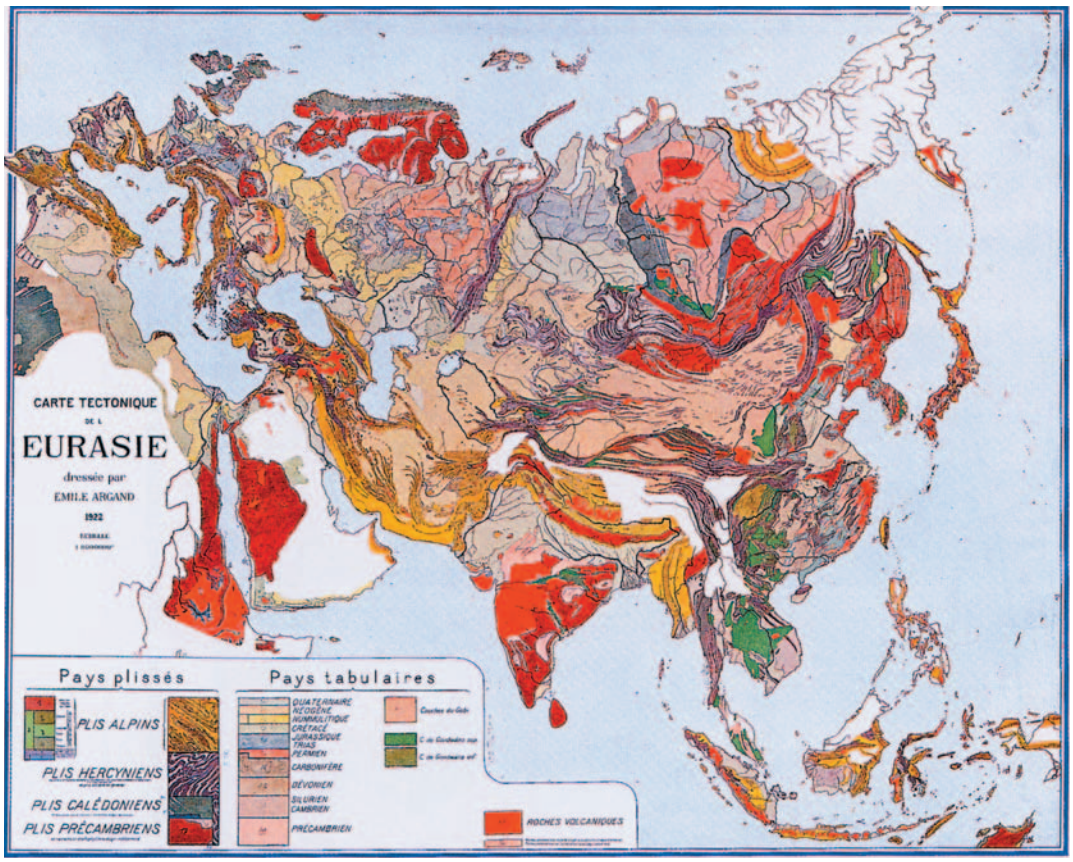
Baroux, E., Béthoux, N. and Bellier, O., 2001: Analyses of the stress field in southeastern France from

earthquake focal mechanisms. *Geophys. J. Int.* **145**, 336-348.
Calais, E., 1999: Crustal deformation in the Western Alps from continuous GPS measurements, 1996-1998. *Geophys. J. Int.* **38**, 221-230.
Calais, E., Nocquet, J. M., Jouanne, F. and Tardy, M., 2002: Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996-2001. *Geology* **30**, 651-654.
Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D. and Burkhard, M., 2004: Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int.* **158**, 753-774.
Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D. and Burkhard, M., in press: Origin of the current stress field in the western/central Alps: role of gravitational reequilibration constrained by numerical modelling. *J. Geol. Soc. London* DRT03 special publication.
Ekström, G. & England, P., 1989: Seismic Strain Rates in Regions of Distributed Continental Deformation. *J. Geophys. Res.* **94**(B8), 10231-10257.
Eva, E., Solarino, S., Eva, C. and Neri, G., 1997: Stress tensor orientation derived from fault plane solution in the southwestern Alps. *J. Geophys. Res.* **102**, 8171-8185.
Eva, E. & Solarino, S., 1998: Variations of stress directions in the western Alpine arc. *Geophys. J. Int.* **135**, 438-448.
Fäh, D., Giardini, D., Bay, F., Bernardi, F., Braunmiller, J., Deichmann, N., Furrer, M., Gantner, L., Gisler, M., Isenegger, D., Jimenez, M. J., Kästly, P., Koglin, R., Masciadri, V., Rutz, M., Scheidegger, C., Schibler, R., Schorlemmer, D., Schwarz-Zanetti, S., Steimen, S., Sellami, S., Wiemer, S. and Wössner, J., 2003: ECOS and the related macrodeismic database. *Eclogae Geol. Helv.* **96**(2), 219-236.
Giglia, G., Capponi, G., Crispini, L. and Piazza, M., 1996: Dynamics and seismotectonics of the West-Alpine arc. *Tectonophysics* **267**(1-4), 143-175.
Hanks, T. C. & Kanamori, H., 1979: A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.* **84**, 2348-2350.
Hinsch, R. & Decker, K., 2003: Do seismic slip deficits indicate an underestimated earthquake potential along the Vienna Basin Transfer fault system? *Terra Nova* **15**, 343-349.
Jackson, J. & Mckenzie, D., 1988: The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society.* **93**, 45-73.
Kastrup, U., Zoback, M. L., Deichmann, N., Evans, K. and Giardini, D., 2004: Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. *J. Geophys. Res.* **109**(B01402).
Martinod, J., Jouanne, F., Taverna, J., Ménard, G., Gamond, J. F., Darmendrail, X., Notter, J. C. and Basile, C., 1996: Present-day deformation of the Dauphine (SE France) Alpine and Subalpine massifs. *Geophys. J. Int.* **127**, 189-200.
Martinod, J., Roux, L., Gamond, J. F. and Glot, J. P., 2001: Present-day deformation of the Belledonne Massif (External Alps, France): comparison triangulation-GPS. *Bull. Soc. Geol. Fr.* **172**(6), 713-721.
Masson, F., Verdun, J., Bayer, R. and Debeglia, N., 1999: Une nouvelle carte gravimétrique des Alpes occidentales et ses conséquences structurales et tectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris* **329**, 865-871.
Ménard, G., 1988: Structure et cinématique d'une chaîne de collision: Les Alpes occidentales et centrales. Thèse de Doctorat d'état, Université Joseph Fourier.Grenoble, 278
Molnar, P., 1983: Average regional strain due to slip on numerous faults of different orientations. *J. Geophys. Res.* **88**(8), 6430-6432.
Molnar, P. & Deng, Q. D., 1984: Faultinf associated with larges earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia. *J. Geophys. Res.* **89**, 6203-6228.
Nocquet, J. M. & Calais, E., 2003: Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. *Geophys. J. Int.* **154**(1), 72-88.
Nocquet, J.-M., 2002: Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale. PhD, Université de Nice 307
Scholtz, C. H., 1988: The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rundsch.*

77(1), 319-328.
Scholtz, C. H., 1990: The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge university press.
Scholtz, C. H., 1998: Earthquakes and friction laws. *Nature* **391**, 37-42.
Steven, N. W., 1998: On the consistency of aerthquake moment release and space geodetic strain rates: Europe. *Geophys. J. Int.* **135**, 1011-1018.
Sue, C., 1998: Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes-Approche structurale et sismologique. PhD, Université Joseph Fourier.Grenoble, 299
Sue, C., Thouvenot, F., Frechet, J. and Tricart, P., 1999: Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.* **104**(B11), 25611-25622.
Sue, C., Martinod, J., Tricart, P., Thouvenot, F., Gamond, J. F., Frechet, J., Marinier, D., Glot, J. P. and Grasso, J. R., 2000: Active deformation in the inner western Alps inferred from comparison between 1972-classical and 1996-GPS geodetic surveys. *Tectonophysics* **320**(1), 17-29.
Sue, C., Grasso, J. R., Lahaie, F. and Amitrano, D., 2002: Mechanical behavior of western Alpine structures inferred from statistical analysis of seismicity. *Geophys. Res. Lett.* **29**(8), 65-69.
Thouvenot, F., 1996: Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogénèses (Atlas, Pyrénées, Oural). Thèse de doctorat d'Etat, Université Joseph Fourier. Grenoble, 378pp
Vigny, C., Chery, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J. P., Barlier, F., Bayer, R., Briole, P., Calais, E., Cotton, F., Duquenne, F., Feigl, K. L., Ferhat, G., Flouzat, M., Gamond, J. F., Geiger, A., Harmel, A., Kasser, M., Laplanche, M., Le Pape, M., Martinod, J., Menard, G., Meyer, B., Ruegg, J. C., Scheubel, J. M., Scotti, O. and Vidal, G., 2002: GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five- year period: 1993-1998. *J. Geodesy* **76**(2), 63-76.
Waldhauser, F., Lippitsch, R., Kissling, E. and Ansorge, J., 2002: High-resolution teleseismic tomography of upper-mantle structure using an a priori three-dimensional crustal model. *Geophys. J. Int.* **150**, 403-414.
Wells, D. L. & Coppersmith, K. J., 1994: New empirical relationships among magnitude, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin Seismological Society of America* **88**, 635-652.

Chapitre IV

Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin
- conclusions / discussion -



La présente étude a consisté à analyser le régime tectonique actif de la chaîne alpine, dans sa partie la plus arquée (Alpes centrales/occidentales), et à proposer un modèle géodynamique permettant d'aboutir aux champs de déformation et de contraintes observés.

1- Tectonique active :

Dans une chaîne où la déformation est particulièrement lente (chapitre III) et la couverture végétale particulièrement abondante (tout du moins dans ses parties basses, situées en dessous de 2000-2500m.), toute la difficulté réside dans l'observation d'indices tectoniques avérés actifs. En effet, si l'évolution tectonique associée à la formation des nappes de charriage en interne (à l'Eocène-Oligocène), et à la propagation du front de déformation vers l'externe (au Miocène-Pliocène) sont bien caractérisés (e.g. Tricart, 1980; Choukroune *et al.*, 1986; Fry, 1989; Gratier *et al.*, 1989; Burkhard, 1990; Laubscher, 1991; Pognante, 1991; Spalla *et al.*, 1996; Burkhard & Sommaruga, 1998; Schmid & Kissling, 2000), les observations de terrain concernant la déformation active sont rares et souvent controversées, ne permettant pas d'aboutir à une image homogène du champ de déformation active.

Dans ce contexte, l'analyse de la sismicité fournit des informations capitales sur le régime tectonique actuel de la chaîne. Dans un premier temps, avec l'installation des premiers sismographes dans les années 1940, cette analyse a consisté à établir des catalogues qualitatifs de la sismicité, dans lesquels la localisation des séismes permettait d'avoir uniquement une image de la répartition de la sismicité (e.g. Rothé, 1941; Pavoni, 1961; Ahorner *et al.*, 1972). Cependant, le mode de déformation associé à cette sismicité n'était alors pas encore identifié et les interprétations tectoniques ont consisté à appliquer les concepts de la formation de formation d'une chaîne de collision à la répartition de la sismicité. Dans les années 1970, avec le développement de réseaux sismologiques plus denses, la construction de mécanismes au foyer a été rendue possible, permettant de définir le régime (compressif/extensif/décrochant) ainsi que les directions (axes P : pression ; axes T : tension) de la déformation associée à la sismicité. La synthèse des mécanismes au foyer disponibles aujourd'hui, réalisée dans le chapitre I-2, permet d'aboutir à une base de données comportant 389 mécanismes au foyer, répartis dans l'ensemble de la chaîne et de son avant-pays (Delacou *et al.*, 2004). L'analyse de cette base de données, réalisée grâce à une méthode originale de régionalisation de la déformation (cf. Fig. I-2-3), permet d'obtenir une image fiable et homogène du régime de déformation actuel, complétée par le calcul d'inversion de contraintes des régions considérées. La caractéristique principale de ce champ de déformation/contraintes obtenue est l'occurrence d'un régime extensif, déjà reconnue régionalement dans les travaux de Maurer *et al.* (1997); Eva *et al.* (1998); Sue *et al.* (1999); Baroux *et al.* (2001) et Kastrup *et al.* (2004), généralisé à l'ensemble des zones internes des Alpes centrales/occidentales depuis le sud Valais jusqu'à l'arrière du massif de l'Argentera. Caractérisant les zones 'hautes' de la chaîne, cette extension présente des directions perpendiculaires à l'axe d'allongement structural de l'arc. Au niveau des zones externes, le régime de déformation sismotectonique est dominé par les décrochements, avec des tendances locales/régionales à l'extension (plateau molassique Suisse, nord Valais) ou à la compression (nord-est de l'Helvétique, front de Belledonne, front de la nappe de Digne, bordure de la plaine du Pô). Ce régime de déformation contrasté présente toutefois une stabilité

des axes de déformation, avec des directions de compression s'organisant de manière radiale, perpendiculairement à l'axe de la chaîne, formant un éventail centré sur la plaine du Pô, comme l'avait reconnu Fréchet (1978) et Pavoni (1986) dans une étude basée sur un catalogue bien moins important que celui compilé dans ce travail de thèse.

Malgré les informations capitales fournies par ce catalogue sismotectonique, l'analyse des mécanismes au foyer seule ne permet pas l'identification univoque des failles associées

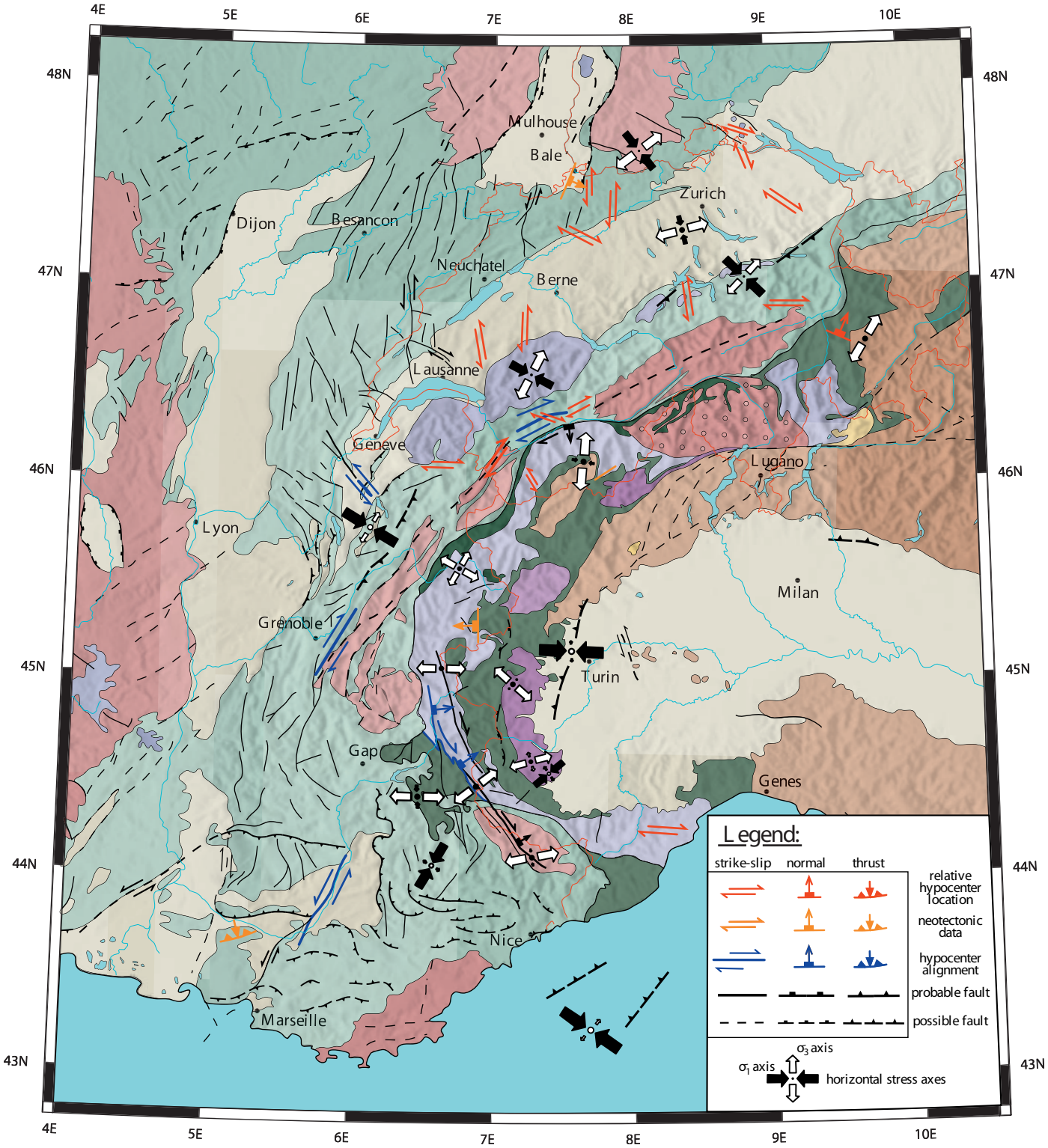


Figure IV-1: Carte synthétique des structures tectoniques actives de l'arc des Alpes centrales/occidentales, d'après Deichmann & Garcia-Fernandez (1992) ; Augliera *et al*. (1995) ; Maurer & Deichmann (1995) ; Deichmann *et al*. (2002) ; Kastrup *et al*. (2004) ; Maurer (1993) ; Eva *et al*. (1998) ; Sue (1998) ; Thouvenot *et al*. (1998) ; Thouvenot *et al*. (2003) ; Ferry *et al*. (2001) ; Lacassin *et al*. (2001) ; Meghraoui (2001) ; Meghraoui *et al*. (2001) ; Dutour *et al*. (2002) ; Champagnac *et al*. (in prep.).

aux séismes 'mécanisés' (reste toujours l'ambiguïté entre les 2 plans nodaux). Afin de pouvoir définir le champ de fracturation active (Fig. IV-1), différentes méthodes, plus ou moins fiables suivant les cas, peuvent être utilisées. La plus précise d'entre elles consiste à analyser des crises de sismicité par relocalisations relatives. Cette technique, basée sur la corrélation (en temps ou en fréquence) de séismes présentant des formes d'ondes similaires (dû à un trajet similaire des fronts d'onde), aboutit à une localisation des événements les uns par rapport aux autres avec une précision de l'ordre de la dizaine de mètres (e.g. Deichmann & Garcia-Fernandez, 1992; Maurer & Deichmann, 1995). Il est alors possible de définir le plan de faille associé à la crise sismique qui, en règle générale, s'aligne avec le (ou les) mécanisme(s) au foyer d'un (ou des) séisme(s) de la séquence. Dans le chapitre I-1, nous présentons les résultats d'une analyse de ce type qui a permit la reconnaissance d'une faille dextre, orientée E-W, située dans le sud du Chablais. L'ensemble des données de localisation relatives (Deichmann & Garcia-Fernandez, 1992; Augliera *et al.*, 1995; Maurer & Deichmann, 1995; Deichmann *et al.*, 2002; Kastrup *et al.*, 2004) a été compilé (en rouge) sur la carte de déformation active de la figure IV-1.

Une deuxième technique permettant d'analyser la fracturation active consiste à analyser les alignements locaux/régionaux de séismes qui, plutôt que de définir un plan de faille unique, définissent une 'zone de fracturation', plus ou moins continue suivant les cas. La zone de faille du Wildhorn, dans le nord Valais (Fig. IV-1), constitue un bon exemple de ce type d'alignement de séismes (Maurer & Deichmann, 1995), définissant un système dextre parallèle à la vallée du Rhône. Cependant, les études de localisations relatives de séquences sismiques ayant eu lieu dans cette zone montrent que, plutôt que de s'aligner sur l'alignement sismique général, les failles ainsi définies présentent une configuration oblique, interpréter comme des structures de type 'Riedel' qui, par une répartition en échelon, aboutirait à l'alignement observé. Une synthèse des alignements sismiques (Maurer, 1993; Eva *et al.*, 1998; Sue, 1998; Thouvenot *et al.*, 1998; Thouvenot *et al.*, 2003) est présentée (en bleu) sur la carte tectonique synthétique de la figure IV-1.

Malgré les difficultés rencontrées sur le terrain dans l'étude des structures tectoniques actives des Alpes centrales/occidentales, quelques études, souvent controversées, ont permis l'identification de structures néotectoniques, présentés en orange sur la figure IV-1 (Ferry *et al.*, 2001; Lacassin *et al.*, 2001; Meghraoui, 2001; Meghraoui *et al.*, 2001; Dutour *et al.*, 2002; Champagnac *et al.*, in prep.). Ces études, basées sur des travaux de tranchées (tranchée de la faille de Bâle-Reinach (Ferry *et al.*, 2001; Meghraoui *et al.*, 2001), supposée avoir causée le séisme destructeur de Bâle en 1356) ou sur des déformations affectant le Quaternaire (par exemple en Maurienne (Champagnac *et al.*, in prep.), voir annexe 1) peuvent ensuite être comparées à la sismicité régionale afin d'analyser la cohérence des indices de déformation. D'une règle générale, la difficulté réside dans le fait de pouvoir différencier l'origine tectonique ou gravitaire (glissement de versant, surcharge des glaciers) de ces structures cassantes. Des indices tels que la continuité sur plusieurs versants de la zone de fracturation, la compatibilité avec le champ régional de fracturation ou la présence de 'coins' de colluvions le long d'un plan de faille permettent de proposer l'origine tectonique de ce type de structure. Du fait de toutes ces complications, reliées principalement à des taux de déformation actuels faibles, les indices néotectoniques considérés fiables sont rares, montrant qu'une liste exhaustive de failles actives n'est donc pas réalisable à l'heure actuelle.

L'ensemble de ces données sismotectoniques et néotectoniques a été complétée par le tracé de failles reconnues sur le terrain, mais dont l'activité n'est pas attestée. 2 classes de fiabilité ont été introduites (possible et probable), de manière qualitative, en considérant l'orientation de ces failles dans le contexte tectonique local/régional définie par le champ de déformation/contraintes déduit de l'analyse sismotectonique (chapitre I) et géodésique (chapitre III-1). Si les failles ainsi définies paraissent bien s'intégrer dans le régime tectonique local, elles sont

qualifiées de 'probables', tandis que si elles représentent des structures régionales importantes, sans que le régime tectonique associé soit bien défini par notre étude (dans des régions de changement de régime tectonique ou de sismicité contrastée), elles sont alors qualifiées de 'possibles'. Il convient bien sûr de rester prudent quant à l'interprétation des ces structures, qui représentent uniquement une proposition de champ de fracturation, réalisé dans le but d'obtenir une image homogène de la tectonique active de la chaîne des Alpes centrales/occidentales et de son avant-pays.

L'analyse de la figure IV-1 montre que le régime tectonique actuel est caractérisé par :

- une extension perpendiculaire à la chaîne généralisée au niveau des zones internes, définie dans le chapitre I-2, qui provoque localement l'inversion de la discontinuité majeure que représente le Front Pennique, bien documentée dans le Briançonnais (Sue *et al.*, 1999; Sue & Tricart, 2003) et postulée en arrière du Mont-Blanc (Seward & Mancktelow, 1994) et dans le Valais (Rahn, pers. comm.) sur la base d'études de traces de fissions. Il est d'ailleurs intéressant de noter que l'activité sismologique de cette zone extensive est plus abondante dans les zones placées en arrière des ensellements majeurs des Massifs Cristallins Externes (sud Valais et Briançonnais). Ces massifs, qui pourraient alors être considérés comme des môles de socle rigides 'soutenant' les zones internes, permettraient, lorsque leur topographie devient plus basse, de laisser s'exprimer l'extension des zones internes et, de plus, de permettre la propagation de l'extension vers l'externe (dans le nord-Valais et l'Embrunnais),

- la présence d'un système de décrochements dextres généralisé à l'ensemble de la bordure externe occidentale de la chaîne, depuis l'alignement du Wildhorn dans le nord-Valais (Maurer & Deichmann, 1995; Maurer *et al.*, 1997) jusqu'à la Haute-Durance/Argentera (Sue, 1998; Sue *et al.*, 1999; Sue & Tricart, 2003) en passant par le décrochement des Aiguilles Rouges (Deichmann *et al.*, 2002) et le front de Belledonne (Thouvenot *et al.*, 2003). Ce système décrochant, suivant la courbure de l'arc, s'intègre bien dans un modèle de rotation antihoraire de la plaque Apulienne (e.g. Gidon, 1974; Anderson & Jackson, 1987; Ménard, 1988; Calais *et al.*, 2002; Collombet *et al.*, 2002),

- un système de fracturation diffus, caractérisant l'ensemble des zones externes, avec la présence de décrochements conjugués associés à des axes de compression radiaux perpendiculaires à l'orogène (bien exprimé par exemple sur le plateau molassique Suisse et le Jura, avec des décrochements sénestres N-S et dextres WNW-ESE), dérivant localement soit vers un régime extensif (région de Zürich, sud du graben du Rhin), soit vers un régime compressif (front de Belledonne, front de la nappe de Digne, Helvétique). Ce système est interprété comme résultant d'un régime de contraintes proche d'un état sphèrique ($\sigma1$, $\sigma2$ et $\sigma3$ du même ordre de grandeur), permettant aux sources de contraintes locales/régionales de second ordre de s'exprimer.

En conclusion, la tectonique active de l'arc des Alpes centrales/occidentales est caractérisée par des déformations lentes (de l'ordre de 3 à 6e-08 an^{-1}, avec des vitesses de surface de l'ordre de 1 à 2 mm an^{-1} au maximum, cf. chapitre III) et un régime tectonique contrasté, caractérisé par la présence de tous les types de régimes de déformation (extensif, compressif et décrochant). Malgré cette apparente complexité, notre étude montre une bonne cohérence dans la régionalisation de la déformation, avec un régime extensif généralisé caractérisant l'ensemble

des zones 'hautes' internes associé à des zones compressives, plus restreintes dans leur étendue géographique, localisées au pied de la topographie alpine. Les décrochements, quant à eux, sont particulièrement abondants au niveau des zones externes (mais aussi présents dans les zones internes), et s'intègrent bien dans le système d'axes de compression (ou d'extension en interne)

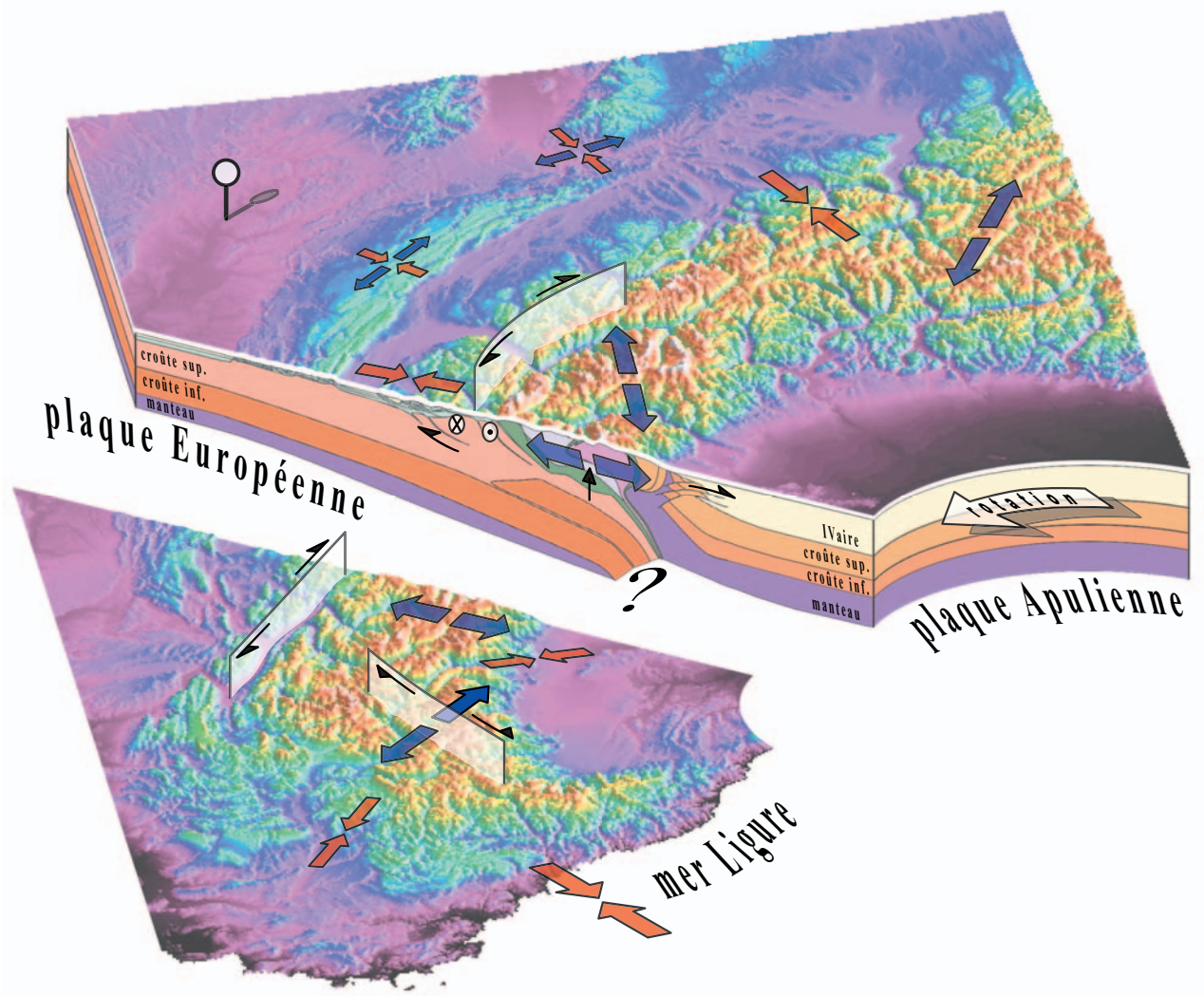


Figure IV-2: Bloc 3D synthétique représentant la tectonique active et le régime géodynamique actuel de l'arc alpin. Le régime tectonique, dominé par l'extension perpendiculaire à la chaîne dans les zones 'hautes' contraste avec le régime décrochant à compressif caractérisant les flancs de l'orogène. Les conditions aux limites sont indiqués par une plaque Apulienne soumise à une rotation antihoraire par rapport à une plaque Européenne fixe (représenté par une punaise au nord-ouest du modèle).

perpendiculaires à l'axe d'allongement de l'arc.

2- Géodynamique :

D'un point de vue qualitatif, la corrélation entre régime de déformation et épaisseurs crustales (topographie de surface et anomalie de Bouguer) établie à partir de la synthèse sismotectonique présentée dans le chapitre I-2 amène à proposer l'hypothèse d'un régime de déformation/contraintes contrôlé par les forces de volume gravitaires (Fig. IV-2). Dans cette hypothèse, l'extension observée en interne au niveau des zones de croûte surépaissies serait induite par le rééquilibrage des épaisseurs crustales vis-à-vis de l'avant-pays occidental et de la plaine du Pô, caractérisés par des épaisseurs crustales 'normales' (environ 30 km). Ces zones

externes seraient alors soumises, en réaction à l'extension des zones internes, à un régime compressif localisé au pied de la topographie alpine. Ce régime, résultant de l'équilibrage des potentiels gravitationnels entre zones internes et externes, serait, de plus, complexifié par des conditions aux limites en rotation dont les expressions tectoniques pourraient être trouvées dans le régime décrochant dextre parcourant l'ensemble de la bordure occidentale de la chaîne (Fig. IV-2).

Afin de préciser la contribution des mécanismes de rééquilibrage gravitaire sur la tectonique actuelle de la chaîne, des études de modélisation numérique ont été établies dans le chapitre II, d'une part en 3D dans un modèle de déformation visco-plastique (code SHELLS), d'autre part en coupe dans un modèle de déformation élasto-visco-plastique (code ADELI). Ces études montrent que, en l'absence de conditions aux limites mobiles, le réajustement en volume de la chaîne aboutit à un régime de déformation/contraintes très proche de celui observé grâce à l'étude sismotectonique, caractérisé par une extension perpendiculaire à l'axe d'allongement de la chaîne dans les zones internes et une compression, elle aussi perpendiculaire à l'arc, caractérisant les zones externes. Les taux de déformation calculés montrent une bonne correspondance avec les calculs de déformation géodésiques, étant du même ordre de grandeur (3 à 6e-08 an^{-1}). De plus, les modélisations réalisées en coupe (suivant le profil ECORS) montrent que, en présence de conditions aux limites mobiles, l'état de déformation s'écarte très rapidement de celui observé, étant caractérisé par un système totalement compressif (respectivement extensif) dès qu'on atteint des taux de convergence (respectivement divergence) de 1 mm an^{-1}. Le régime actuel de l'arc des Alpes centrales/occidentales apparaît donc comme résultant d'un équilibre interne entre extension et compression, générée par le rééquilibrage gravitaire des épaisseurs crustales en l'absence de convergence/divergence aux limites. Le rôle de la rotation reste difficile à appréhender (mineur dans nos modélisation 3D) mais permettrait d'expliquer la réorientation

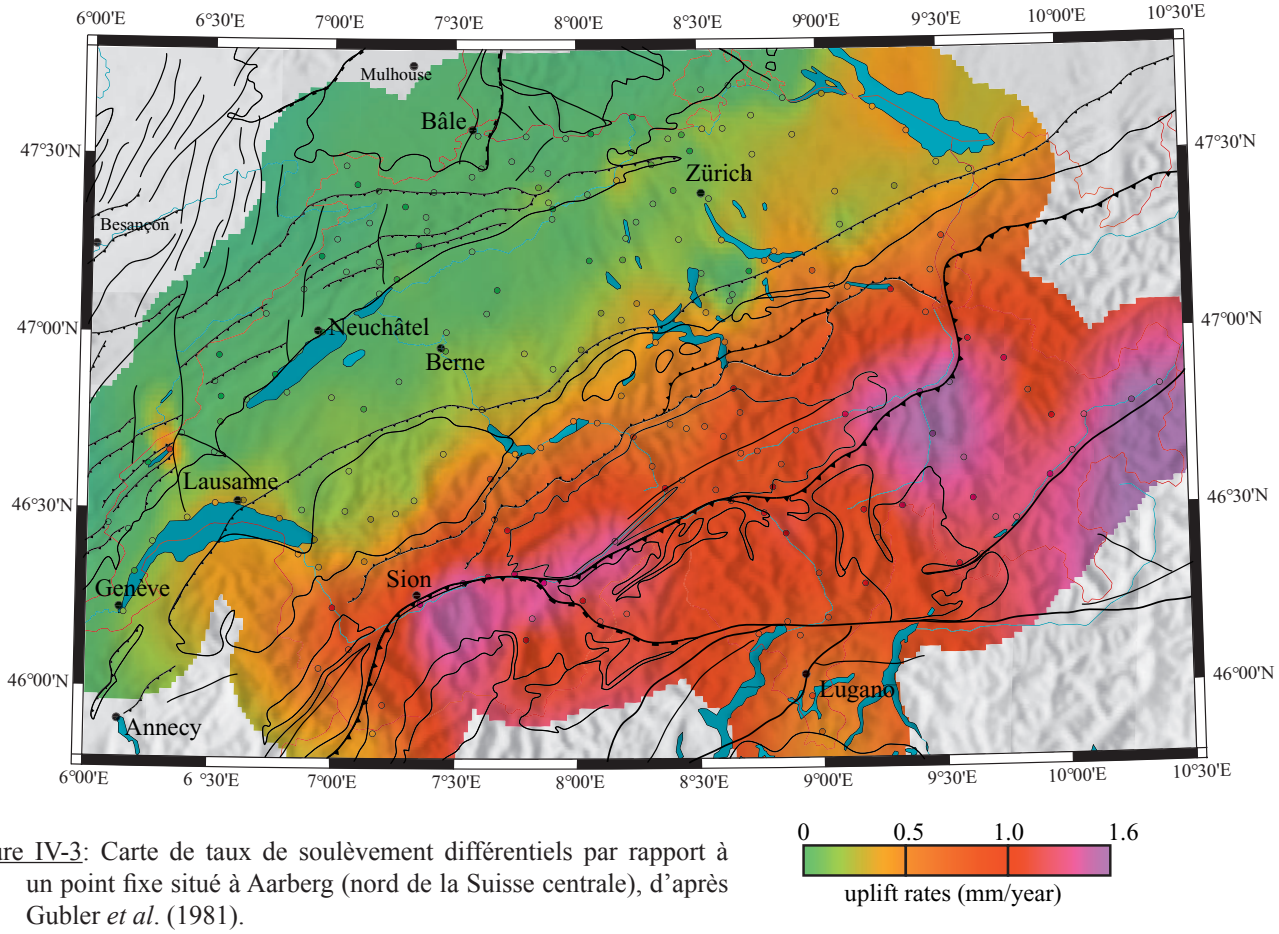


Figure IV-3: Carte de taux de soulèvement différentiels par rapport à un point fixe situé à Aarberg (nord de la Suisse centrale), d'après Gubler *et al*. (1981).

des axes d'extension en interne, ainsi que l'occurrence du régime décrochant dextre généralisé au niveau des zones externes.

Nous proposons donc que le régime géodynamique actuel de l'arc alpin résulte de l'arrêt de la convergence Apulie/Europe, avec une possible contribution de conditions aux limites en rotation, définissant ainsi un régime tectonique post-collisionnel (Fig. IV-2). Cependant, d'autres contributions (restant à quantifier), pourraient avoir un rôle important dans le régime tectonique de la chaîne. En particulier, il apparaît que le soulèvement des zones internes (par rapport aux zones externes), quel que soit son origine, pourrait aboutir, par flexure de la lithosphère, à un régime tectonique proche de celui observé dans notre synthèse sismotectonique (extension en interne et transpression/compression en externe). Des études de nivellement, réalisés sur le territoire Suisse dans son ensemble (Gubler *et al.*, 1981), montrent de tels soulèvements différentiels (Fig. IV-3), atteignant 1.5 mm an^{-1} au niveau des zones 'hautes' comparativement à un point fixe situé au niveau de Aarberg (au nord-est du plateau molassique). Ce soulèvement, dans notre modèle de rééquilibrage gravitaire post-collisionnel, serait induit par la réaction isostatique consécutive à l'extension observée dans les zones internes. Cependant, d'autres types de réaction isostatique pourraient jouer un rôle important. Une augmentation du taux d'érosion post-5 Ma (relié à une modification générale du climat de l'Europe occidentale, liée à la fermeture de l'isthme de Panama et à l'intensification du Gulf Stream à 4.6 Ma) postulée par Cederbom *et al.* (2004) sur la base de quantifications de flux sédimentaires d'origine alpine pourrait, par exemple, entraîner une réaction isostatique, plus importante au niveau du relief soumis à l'érosion, et aboutir au soulèvement des partie internes de la chaîne vis-à-vis des parties externes. Cependant, les variations climatiques ont été incessantes depuis 5 Ma (avec plusieurs glaciations/déglaciations) et le régime tectonique, si il était contrôlé au premier ordre par ce type de réaction climatique, devrait alors présenté une importante variabilité temporelle des modes de déformation, ce qui ne semble pas être le cas (voir données de fracturation sur le terrain, chapitre V). De la même manière, la réaction isostatique consécutive à la fonte des glaciers du dernier maximum glaciaire (Würm), pourrait aboutir à un soulèvement localisé au niveau des grandes masses glaciaires présentes à cette époque. Cependant, la carte de nivellement ne montre pas de tels soulèvements, qui devraient se placer principalement au niveau des grandes vallées (Rhône et Rhin) ainsi que du plateau molassique Suisse (emplacements des masses glaciaires principales), au lieu de suivre la topographie générale. Il semble donc que la réaction isostatique post-glaciaire, si elle est présente, soit englobée dans un signal général de soulèvement d'une autre origine.

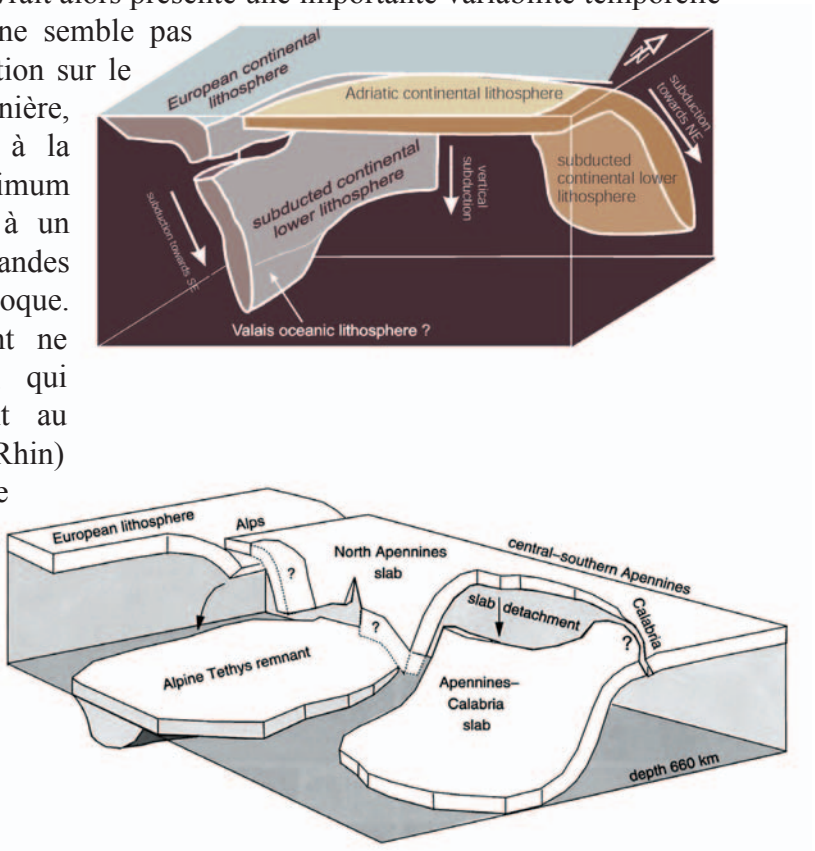


Figure IV-4: Blocs 3D lithosphériques interprétatifs basés sur les modèles de tomographie établis par Lippitsch *et al.* (2003), en haut ; et Spakman & Wortel (2004), en bas.

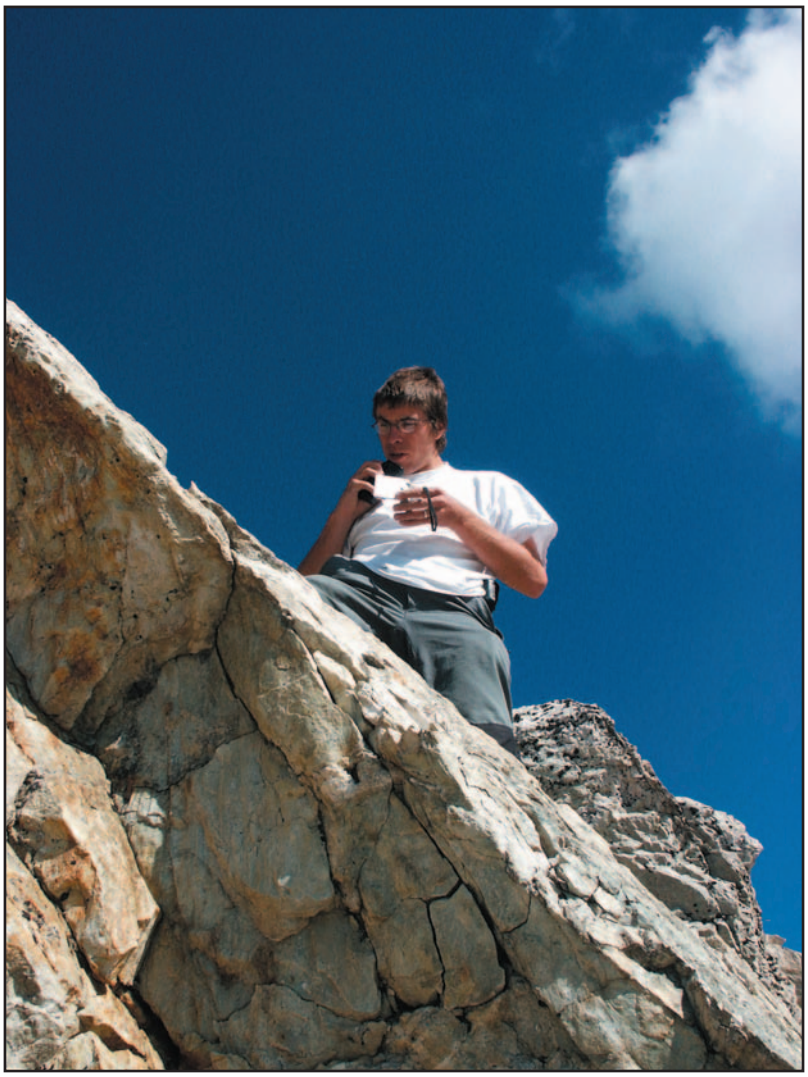
Un autre type de réajustement, d'origine plus profonde, pourrait aussi avoir un rôle majeur, mais particulièrement difficile à quantifier. En effet, la structure lithosphérique

de la chaîne, étudié par tomographie des vitesses sismologiques, montre une configuration complexe de la géométrie du (des) slab(s) lithosphérique(s) en profondeur, interprétée de manières très différentes (Fig. IV-4) suivant les auteurs et les techniques de calcul (Lippitsch *et al.*, 2003; Spakman & Wortel, 2004). Au niveau des Alpes occidentales, un slab à pendage E-SE semble être correctement identifier jusqu'à 100-150 km (quelque soit les auteurs), même si sa continuité en profondeur reste sujette à discussion (slab rompu à 150-200 km ?, restes de slabs au niveau de la discontinuité de 660 km ?, double vergence des slabs entre les Alpes occidentales et orientales ?). Ce slab, originaire de l'histoire de subduction (océanique et/ou continentale) de la Téthys alpine (et/ou de ses marges continentales) pourrait, par des mécanismes tels que la rupture de slab (slab break-off) ou le recul de la subduction (slab roll-back) impliquer des conséquences majeures sur la dynamique crustale de la chaîne analysée dans notre étude. En particulier, la rupture de slab (ou des ruptures de slabs consécutives ?), postulé par Stampfli *et al.* (2002) à l'Oligocene ou par Lippitsch (2002) à l'actuel sous les Alpes occidentales, pourrait induire un remplacement du matériel subducté par l'asthénosphère avoisinante, ce qui entraînerait une réponse isostatique des zones internes sus-jacentes, ainsi qu'une flexure de l'ensemble de la lithosphère. Les effets de ce type de dynamique sur l'état de déformation/contraintes sont, à l'heure actuelle, difficile à appréhender et des études plus poussées (modélisation) sont nécessaires pour tenter de quantifier ces mécanismes. De la même manière, le corps d'Ivrée, identifié par les anomalies gravimétriques positives qu'il engendre et interprété comme une remontée de matériel mantellique jusqu'en subsurface, présente une position particulièrement instable dans l'édifice alpin (d'un point de vue équilibre isostatique), et ses conséquences sur la dynamique actuelle de la chaîne restent mal contraintes (voir chapitre II-2).

Malgré ces inconnues, notre étude a montré le rôle majeur de la rééquilibration gravitaire post-collisionnelle due aux hétérogénéités crustales de la chaîne, qui aboutit à un régime de déformation/contraintes proche de celui analysé grâce aux outils de la sismotectonique. Nous étant concentré sur la dynamique actuelle de la chaîne, la question se pose sur l'âge d'emplacement de ce régime post-collisionnel présumé, ainsi que sur les raisons géodynamiques qui pourraient aboutir à un tel arrêt de convergence aux limites de la chaîne. Les comparaisons avec le travail de thèse de Jean-Daniel Champagnac, concernant l'étude de terrain de la fracturation des zones internes et ses implications géodynamiques, nous aiderons à proposer un modèle d'évolution Néogène à actuel de la dynamique tectonique alpine.

Chapitre V

Evolution tectonique Néogène à actuelle de l'arc alpin
- discussion et interprétations -



Ce chapitre consiste à comparer les résultats de la présente étude, concernant le régime tectonique actuel, aux résultats de ***thèse de Jean-Daniel Champagnac*** *(réalisée en parallèle), qui a consisté à analyser le* ***régime tectonique Néogène*** *par l'observation des indices de fracturation observés dans l'ensemble de l'arc interne des Alpes occidentales. Finalement, les interprétations géodynamiques associées aux régimes tectoniques observés seront l'objet d'une réflexion plus globale, concernant les moteurs des déformations Néogènes à actuelles définies dans nos travaux respectifs.*

- Tectonique cassante de l'arc interne des Alpes occidentales:
résultats de thèse de Jean-Daniel Champagnac

L'ensemble des données de fracturation présenté dans la thèse de Jean-Daniel Champagnac, ainsi que dans les articles associés (Champagnac et al., 2003; Champagnac et al., 2004 : voir annexe 2 ; Champagnac et al. submitted : voir annexe 3 ; Grosjean et al., 2004; Sue & Tricart, 2003) représente un total d'environ 7000 failles mesurées dans l'ensemble des zones internes de l'arc des Alpes occidentales depuis la région du Simplon, du nord Valais, d'Aoste, jusqu'à la Vanoise, et le Briançonnais. Cette base de données a été utilisée dans une étude d'inversion de contraintes, représentant un total de ***312 tenseurs de paléocontraintes****, de manière à établir le régime tectonique associé à la fracturation mesurée.*

On observe ainsi dans l'ensemble des zones internes un régime tectonique dominé par l'extension, avec de plus la présence de décrochements. Les 2 types de régimes, compatibles au niveau des directions d'extension, semblent, par permutation de contraintes, résulter d'un même régime tectonique. On définit ainsi une ***direction majeure d'extension, parallèle à l'axe d'allongement de la chaîne****, tandis qu'une direction mineure perpendiculaire à l'arc est aussi observée. Par comparaison au régime tectonique actuel (chapitre I), ainsi qu'à partir d'indices de déformations récentes (fracturation dans des dépôts quaternaires de Lanslebourg, Savoie, voir annexe 1), une chronologie des épisodes d'extension est proposée. Tout d'abord, au Néogène (Miocène à Pliocène ?), le régime tectonique de l'arc interne serait caractérisé par un épisode d'extension parallèle à l'orogène, puis, plus récemment (Pliocène à actuel ?), par un épisode d'extension perpendiculaire à l'arc.*

*En conclusion, un régime géodynamique d'****extrusion des zones internes*** *vers le sud en réponse au poinçonnement Apulien est proposé, permettant d'expliquer le régime extensif Néogène observé ainsi que l'épisode compressif simultanné s'exprimant au niveau des zones externes (soulèvement des Massifs Cristallins Externes, plissement de la couverture subalpine). Cette extrusion serait de plus favorisée par l'ouverture, puis la présence d'une* ***bordure libre****, constituée par la mer Ligure séparant Corse et continent.*

- Changement de régime tectonique et implications géodynamiques:

*En conclusion à nos travaux respectifs sur le régime tectonique Néogène (fracturation observée sur le terrain) à actuel (sismotectonique), cette partie écrite en commun propose d'analyser l'**évolution géodynamique récente** (Miocène à actuelle) de la chaîne des Alpes occidentales. En particulier, les liens avec les moteurs géodynamiques 'externes' (cinématique des plaques, processus de surface) et 'internes' (dynamique profonde, étalement gravitaire, isostasie) sont examinés. Finalement, nous proposons que le passage d'un régime tectonique guidé par l'extrusion en contexte de collision à une régime gouverné par le rééquilibrage gravitaire post-collisionnel soit lié principalement à une **modification dans l'équilibre entre convergence de plaques, rotation et forces de volume (étalement gravitaire)**. Cette transition est proposée durant le **Pliocène**, en relation avec la diminution des taux de convergence et une forte augmentation de l'érosion.*

V-1) Synthèse des données de fracturation - interprétations -

Thèse de Jean-Daniel Champagnac

Cette partie concerne le travail de **thèse de Jean-Daniel Champagnac**, réalisé en parallèle à la présente étude. Il concerne l'analyse de la fracturation observée dans les Alpes occidentales internes, d'une part à partir des données de terrain acquises par Jean-Daniel Champagnac lors de ses 3 campagnes de thèse concernant les régions du sud Valais (Champagnac et al., 2003), du val d'Aoste (Champagnac et al., 2004) ainsi que de la Vanoise ; d'autre part à l'aide d'une synthèse des données de fracturation couvrant l'ensemble des zones internes occidentales (Champagnac *et al.*, submitted), reprenant les études de Sue & Tricart (2003) et Grosjean et al. (2004). Cette synthèse, présentée en annexe (Annexe 2 et 3), permet d'avoir une vue globale et homogène du régime tectonique des Alpes occidentales internes durant les épisodes tardifs (Néogènes) de déformations cassantes. L'application de techniques classiques d'inversion de contraintes (Angelier, 1990) permet ainsi de caractériser un total de 312 tenseurs de paléocontraintes (Fig. V-1-1), concernant plus de 7000 couples failles/stries mesurées (exemple Fig. V-1-2).

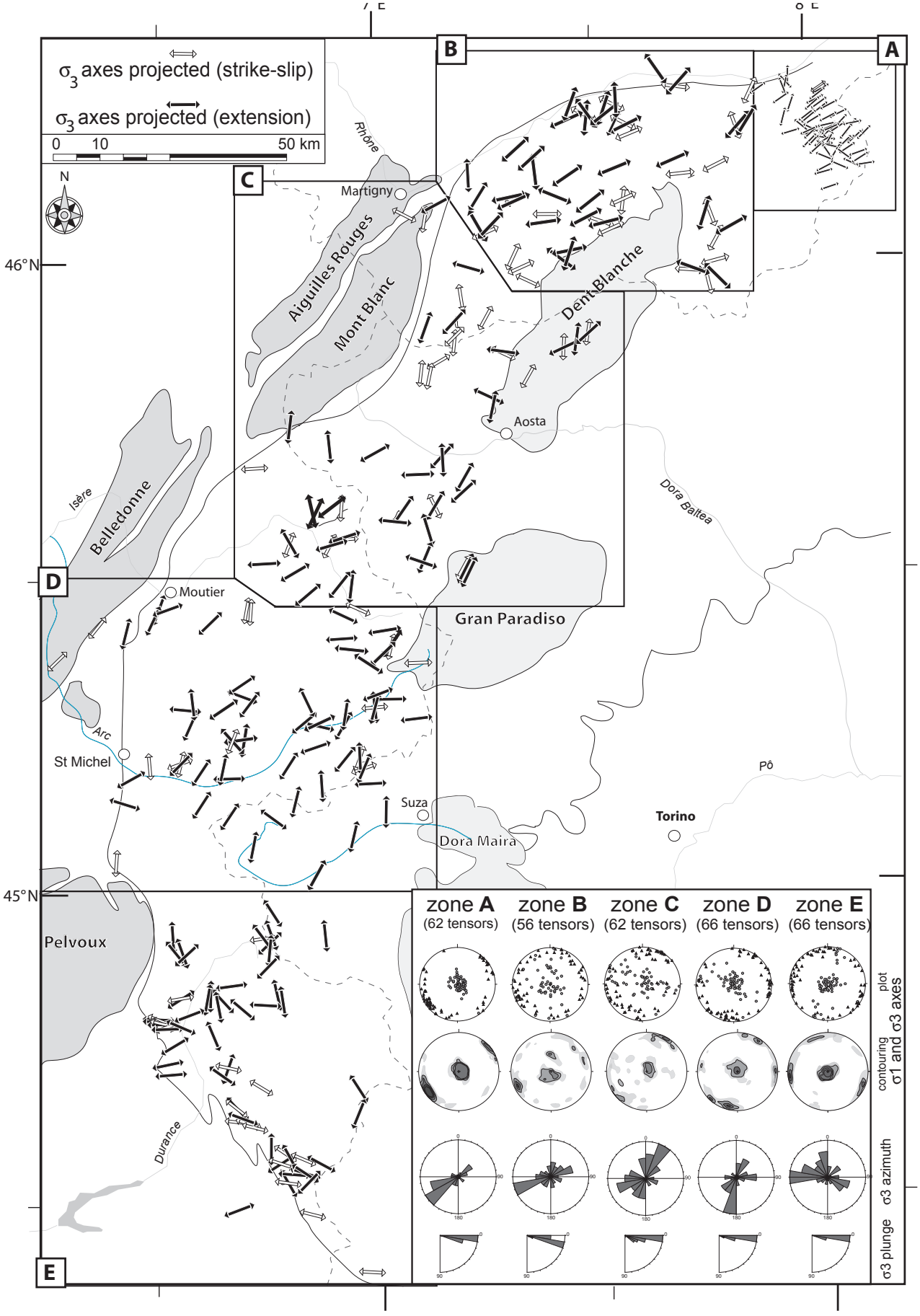
Ce travail indique une **extension généralisée** dans tout l'arc interne (avec environ 75% de tenseurs extensifs), exprimée par une fracturation normale observée à de multiples échelles (centimétrique à kilométrique). Les directions d'axes σ_3 sont principalement orientées **parallèlement aux structures alpines**, c'est à dire NE-SW dans le Valais et dans la région du Simplon, N-S en Vanoise et NW-SE dans la région de Briançon. Une partie mineure de l'extension s'exprime par des directions d'axes σ_3 **perpendiculaires aux structures alpines** ; cette direction d'extension devenant plus importante du nord (sud Valais) vers le sud (Briançonnais).

En addition au régime extensif dominant, un **régime décrochant** est observé dans tout l'arc (sauf dans la région du Simplon), représentant près de 25% de l'ensemble des tenseurs. Ce régime est antérieur à l'extension dans le Valais, et postérieur à l'extension dans le reste de la chaîne, comme le montre l'examen de failles polyphasées (recoupements de plans et/ou stries). Les directions d'axes σ_3 des tenseurs décrochants sont compatibles avec les directions d'axes σ_3 des tenseurs extensifs. Des permutations d'axes de contraintes (perturbations locales ou régionales) ainsi que des phénomènes de rotations permettent d'expliquer cette fracturation décrochante.

Enfin, aucun tenseur calculé n'est de type compressif, les seuls chevauchements observés au niveau des zones internes correspondant à des basculements de failles normales et/ou décrochantes.

...pour de plus amples détails, se référer aux articles présentés en annexe :

Annexe 1 (Bull. Soc. Geol. Fr., en prep.), Annexe 2 (Eclog. Geol. Helv., 2004) et Annexe 3 (Tectonics, en prep.).


σ3 axes projected (strike-slip)
σ3 axes projected (extension)
0 10 50 km
N
A
B
C
D
E
Martigny
Rhône
Aiguilles Rouges
Mont Blanc
Dent Blanche
Aosta
Dora Baltea
Isère
Belledonne
Moutier
Gran Paradiso
Arc
St Michel
Suza
Dora Maira
Torino
Pô
Pelvoux
Durance
46°N
45°N
zone A (62 tensors)
zone B (56 tensors)
zone C (62 tensors)
zone D (66 tensors)
zone E (66 tensors)
σ3 plunge
σ3 azimuth
contouring σ1 and σ3 axes
plot

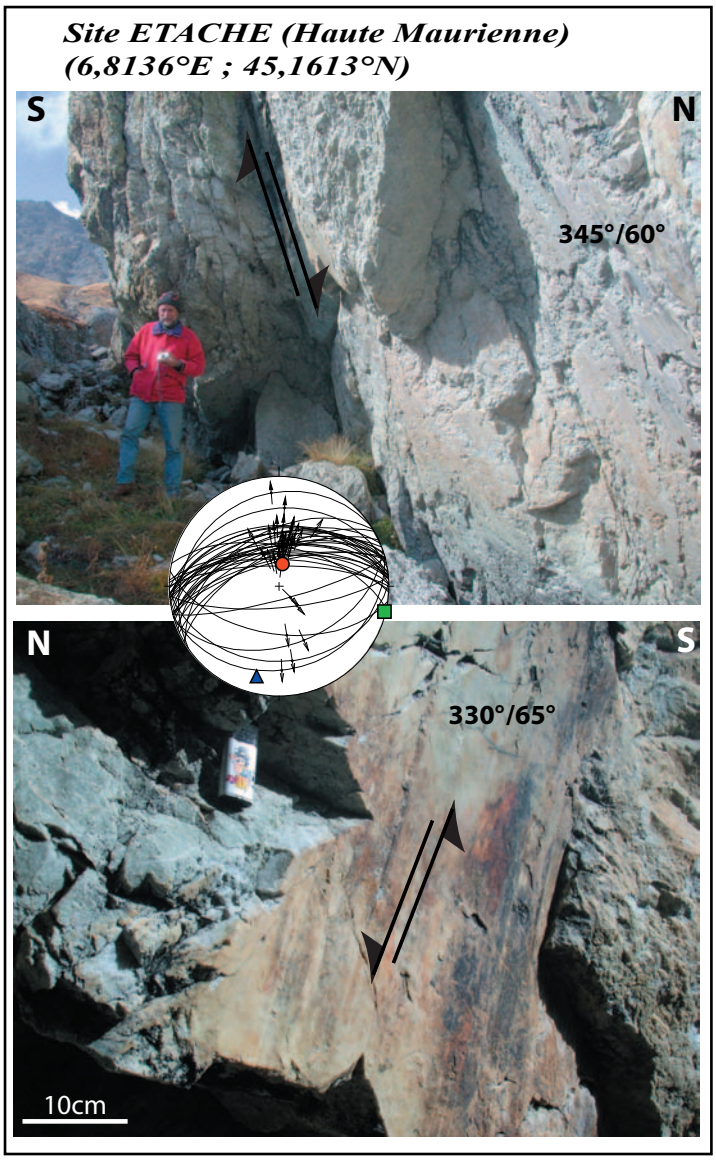


Figure V-1-2 : Exemple de fracturation extensive observée sur le terrain (Val d'Etache, Vanoise). Haut : vue d'ensemble du plan de faille. Bas : vue rapprochée, montrant les stries mesurées. Centre : stéréogramme des couples failles/stries et du tenseur de paléocontraintes calculé (rouge : σ_1, bleu : σ_3, vert : σ_2).

Figure V-1-1 (page oposée) : Paleostress field synthesis of the inner western Alps. The map of the inner parts of the western Alps outlines some geological units (Dent-Blanche, Gran-Paradiso and Dora-Maira internal massifs, and Mont-Blanc, Aiguilles-Rouge, Belledonne and Pelvoux External Crystalline Massifs). The studied area is subdivided with five parts : zone A, the Simplon pass area (with smaller arrows because of the high density of tensors), zone B, the South Valais, zone C, the Aosta and Tarentaise valleys, zone D, the Vanoise massif and the Maurienne valley and zone E, the Briançon and High Durance area (see text for details about origin of data). Arrows represent the minimum principal stress axes (σ3) projected on horizontal plane (white arrows for transcurrent tensors, black arrows for extensional tensors). The insert gives the directional analyses of paleostress orientations for the 5 zones separately. From top to bottom the plot of σ3 (triangle) and axes (circle), the contouring of the σ1 (vertical) and σ3 (horizontal) axes, rose-diagram and plunge of the σ3 orientation.

2- Modèle géodynamique Néogène proposé

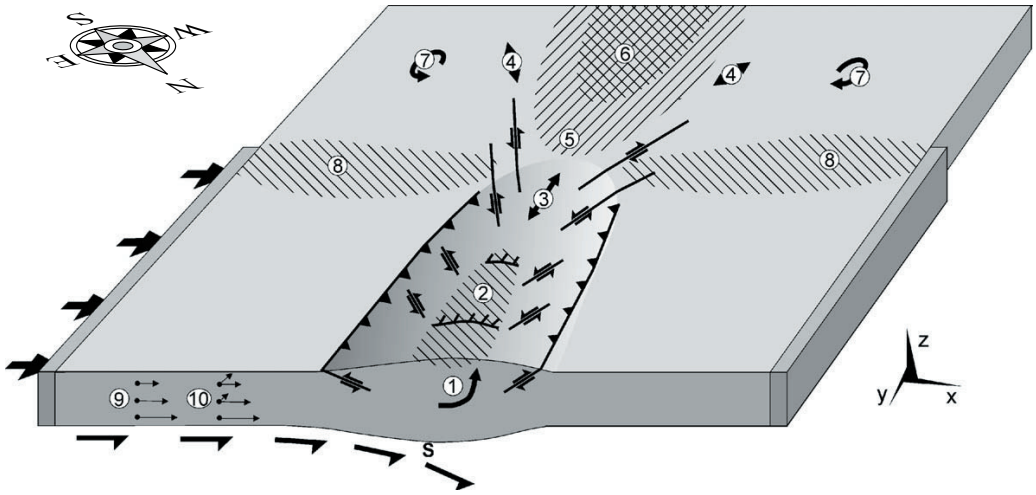
(rédigé par J. D. Champagnac)

Les phénomènes extensifs dans les chaînes de montagnes sont bien connus, et ont été étudiés en particulier dans les Andes (e.g. Dalmayrac & Molnar, 1981; Sébrier *et al.*, 1985; Deverchere, 1988), l'Himalaya (Molnar & Tapponnier, 1978; Armijo *et al.*, 1986; England & Houseman, 1989; Harrison *et al.*, 1992; Molnar, 1992), le Basin and Range (Malavieille, 1987; Lister & Davis, 1989; Jones *et al.*, 1992; Thatcher *et al.*, 1999) et la chaîne hercynienne (Ménard & Molnar, 1988; Echtler & Malavieille, 1990; Doblas, 1991). D'autre part, les chaînes péri-méditerranéennes (cordillères Bétiques, Alpes occidentales, Apennins, Dinarides, Hélènides, Magrhébides) ont toutes subi une extension liée aux ouvertures océaniques néogènes (Platt & Vissers, 1989; Tricart *et al.*, 1994; Doglioni *et al.*, 1997; Jolivet *et al.*, 1998; Durand *et al.*, 1999; Jolivet & Faccenna, 2000; Rosenbaum *et al.*, 2002a). Différents modèles géodynamiques ont été proposés pour expliquer ces régimes extensifs, qui mettent en jeu des forces de volume (intrinsèques) et des forces aux limites (extrinsèques) qui s'équilibrent subtilement, changent au cours du temps et donnent à l'orogène la géométrie et la cinématique observées.

La plus grande partie de l'extension documentée par ce travail d'analyse de la fracturation est orientée parallèlement aux structures alpines, et suit la direction générale de l'arc. Cette tectonique extensive, bien que difficilement datable, est contemporaine (pour sa plus grande partie) d'une tectonique compressive en externe. La coexistence dans un même orogène d'extension et de compression permet d'abandonner les modèles géodynamiques liés à des contextes post-orogéniques (effondrement provoqué par l'arrêt de la convergence (Lister & Davis, 1989; Thatcher *et al.*, 1999)). Les autres modèles géodynamiques possibles en contexte de convergence (collapse syn-orogénique, slab breakoff, slab rollback) impliquent une direction d'extension parallèle à la direction de raccourcissement (Fleitout & Froidevaux, 1982; Molnar & Lyon-Caen, 1988; England & Houseman, 1989; Molnar & Lyon-Caen, 1989; Blanckenburg von & Davies, 1995; Jolivet *et al.*, 1998; Lippitsch *et al.*, 2003) et ne peuvent donc pas être appliqués à la tectonique néogène des Alpes.

D'autres modèles, comme l'extension sur l'extrados d'un pli de rampe crustal (Wilschko & Eastman, 1983; Burg *et al.*, 2002), le poinçonnement vertical d'un coin mantellique (Schwartz, 2002) ou une zone transtensive (Mancktelow, 1985; Hubbard & Mancktelow, 1992; Steck & Hunziker, 1994) peuvent être considérés localement, mais ne peuvent probablement pas expliquer un régime extensif aussi durable et étendu avec une direction d'extension telle que nous l'observons. Ces modèles ont déjà été commentés dans le cas des Alpes occidentales (Sue & Tricart, 2002), ils ne seront donc pas détailler ici.

Un modèle géodynamique basé sur les observations de terrain doit expliquer une extension parallèle à la chaîne en contexte de convergence. L'extrusion latérale, c'est à dire l'échappement d'un bloc vers une bordure libre sous l'effet d'un serrage, est une solution pour produire un contexte extensif à grande échelle, orienté perpendiculairement à la direction de raccourcissement. Comme cela a été montré par des modèles numériques (Seyferth & Henk, 2004), l'extrusion latérale est commune dans l'évolution tardive des orogènes, même dans le cas d'un faible épaississement crustal, et même en l'absence de bordure libre. Quel que soit le contexte, la quantité d'extension accommodée par ce mécanisme varie proportionnellement de 10% à 70% de la quantité de raccourcissement, en fonction des conditions géodynamiques (Fig. V-1-3). On retrouve ce mode de déformation au Tibet (Molnar & Tapponnier, 1975; Molnar *et al.*, 1987; Jolivet, 1995; Tapponnier *et al.*, 2001), dans les Alpes orientales (Tapponnier, 1977;



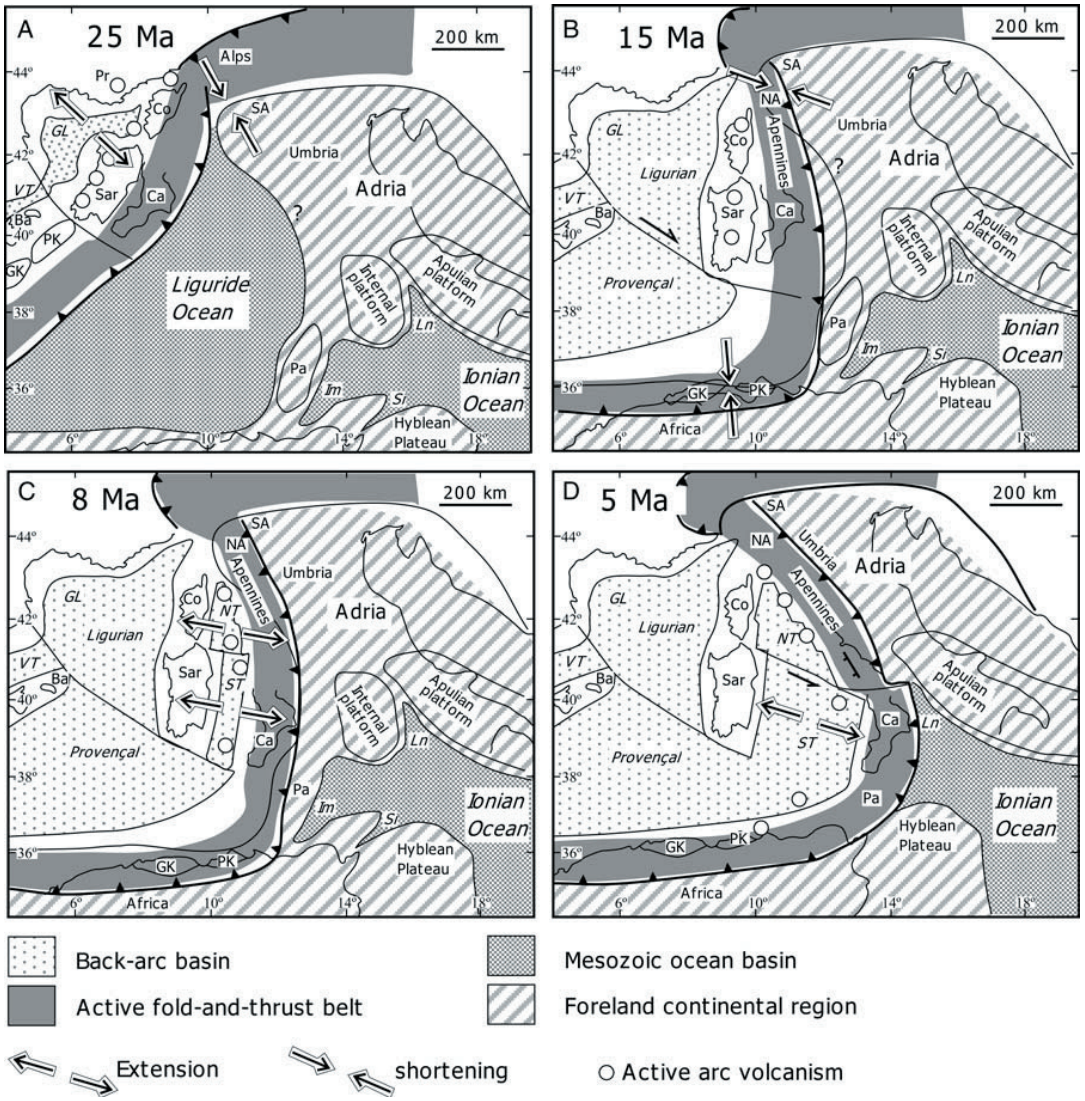
Schematic overview of prominent structures and processes observed in the numerical models:
(1) maximum uplift of rocks; (2) zone of superficial crustal thinning, possible occurrence of normal faults;
(3) and (4) areas of maximum orogen-parallel extension; (5) maximum amounts of lateral extrusion;
(6) zone of extension in convergence-parallel direction; (7) rotation of foreland flanks;
(8) zone of diffuse crustal thickening; (9) successive mechanical decoupling along the vertical crustal profile;
(10) additional decoupling by partitioning of the convergence vector.
(After Seyferth et Henk, 2004)

Figure V-1-3: Modèle conceptuel d'extrusion latérale, basé sur des modélisations numériques [Seyferth et Henk, 2004]. L'orientation est indiqué pour comparaison avec les Alpes occidentales.

Ratschbacher *et al.*, 1989; Seyferth & Henk, 2004) ou encore en Turquie (Dewey *et al.*, 1986; Le Pichon *et al.*, 1994).

Nous avons proposé ce modèle pour les Alpes occidentales (Champagnac *et al.*, 2004; Champagnac *et al.*, submitted), lié et favorisé par l'ouverture puis la présence de la mer Ligure jouant le rôle d'une bordure libre. Deux arguments ont été avancés par Sue, (1998) et Sue & Tricart (2002) pour repousser ce modèle dans les Alpes sud-occidentales : la courbure importante de l'arc au sud et à l'est de l'Argentera, et l'absence de décrochements sénestres conjugués aux grandes failles dextres. Comme nous l'avons écrit dans l'article pour *Tectonics* (voir annexe 3), ces arguments peuvent être écartés : la forme très courbe de la partie la plus méridionale de l'arc semble être liée, pour partie, au processus de retrait du slab apenninique, au cours du Miocène Supérieur et du Pliocène (Gueguen *et al.*, 1998; Rosenbaum & Lister, 2004b; Rosenbaum & Lister, 2004a), figure V-1-4. Des études de traces de fission sur apatites donnent des âges maximums de 11 Ma, avec une accélération du soulèvement vers 5 Ma de l'Argentera et des Alpes Ligures (Bigot-Cormier *et al.*, 2000; Bogdanoff *et al.*, 2000; Foeken *et al.*, 2003). Cet âge (11 Ma) correspond au transfert de l'extension de la mer Ligure vers le bassin Tyrrhénien (Kastens & Mascles, 1990; Faccenna *et al.*, 1996; Carminati, 2001; Rollet *et al.*, 2002; Rosenbaum *et al.*, 2002a). La géométrie alpine au cours du Miocène autorise donc une bordure libre directement en contact avec les unités internes. La faible importance des failles sénestres à l'est de la chaîne alpine semble interdire un modèle d'extrusion entre deux décrochements conjugués. Néanmoins, l'importance de la rotation antihoraire de la plaque Apulienne (Gidon, 1974; Anderson & Jackson, 1987; Vialon *et al.*, 1989; Collombet, 2001; Collombet *et al.*, 2002) explique cette lacune, en accommodant le mouvement différentiel attendu le long d'un décrochement grâce à un mouvement rotatif.

Hubbard et Mancktelow (1992) avaient proposé un modèle comparable, mais en transférant le mouvement des unités internes (Valais et Val d'Aoste en particulier) vers les nappes de flyschs et la nappe de Digne (Fig. V-1-5). Nos données montrent que la direction d'extension suit la



Schematic reconstruction of the tectonic evolution of the Apennine-Maghrebide belt.
A. early Miocene (25 Ma); B. middle Miocene (15 Ma); C. late Miocene (8 Ma); D. Pliocene (5 Ma).
Note that the Internal Platform is accreted to the overriding plate between C and D.
Ba—Balearic Islands; Ca—Calabria; Co—Corsica; GK—Grand Kabylie; GL—Gulf of Lion;
Im—Imerese; Ln—Lagonegro; NA—Northern Apennines; NT—Northern Tyrrhenian;
Pa—Panormide platform; PK—Petite Kabylie; Pr—Provence; SA—Southern Alps;
Sar—Sardinia; Si—Sicanian; ST—Southern Tyrrhenian; VT—Valencia Trough.

Figure V-1-4 : Evolution néogène des bassins Ligure et Tyrrhenien, en relation avec les Apennins et les Maghrébides.

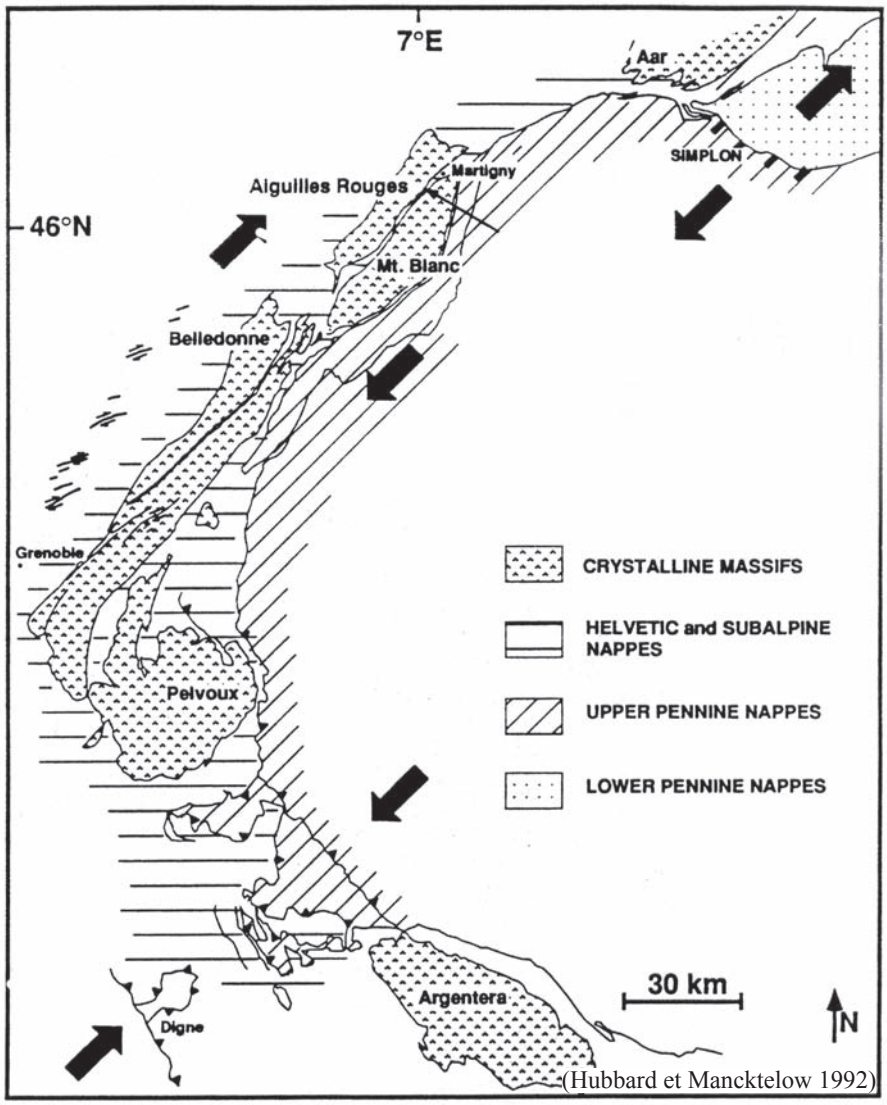


Figure V-1-5 : Modèle d'extrusion latérale proposé par Hubbard et Macktelow [1992]. Les quantités de mouvements et les âges de la déformation sont comparables entre la région du Simplon (extension) et les nappes de charriage du Sud-Ouest de l'arc Alpin.

chaîne, vers le sud et le sud-est, là où ces auteurs proposaient une translation vers le sud-ouest. Néanmoins, une géométrie pour ce bloc extrudé était proposée, limité au Nord-Ouest par la faille du Simplon, au nord et à l'ouest par les failles du Rhône et le décrochement de Belledonne. Un modèle comparable a également été proposé par Bistacchi *et al.* (2001), en limitant le bloc à l'est par une faille sénestre (faille d'Ospizio-Sottile) et en reprenant les limites de Hubbard et Mancktelow (1992) au nord et à l'ouest (Fig. V-1-6).

Ces résultats permettent de proposer un bloc semi-rigide, limité au nord-est par la faille du Simplon, au nord par la faille du Rhône, puis par le décrochement de Belledonne à l'ouest. Cette limite semble avoir accommodé une déformation importante. Les décrochements équivalents, plus au sud (failles dextres de Haute Durance-Serrenne-Berzezio) seraient la limite sud-ouest de ce bloc. La relation cinématique entre ces deux systèmes dextre (Rhône-Belledonne et Haute Durance-Serrene-Berzezio) ne semble pas directe, et reste ouverte. La limite orientale du bloc proposé reste imprécise, et est moins franche que sa limite occidentale (possiblement à cause des phénomènes de rotation).

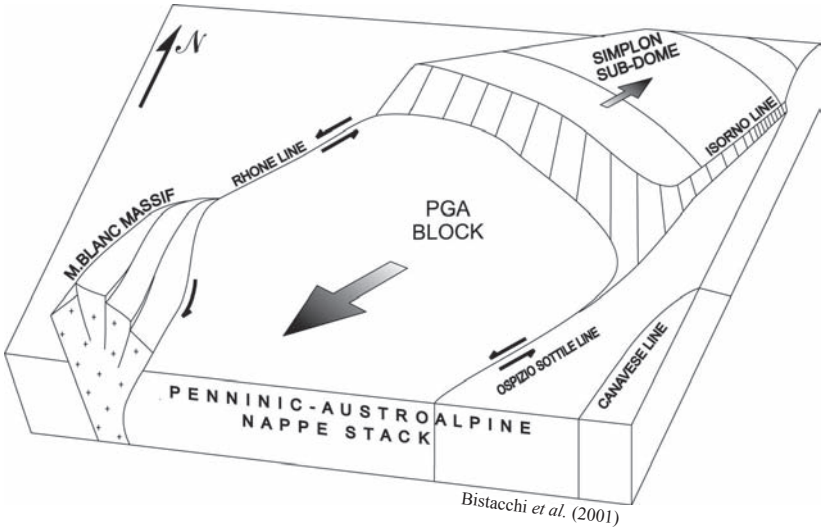


Figure V-1-6 : Modèle d'extrusion proposé par Bistacchi *et al.* (2001) entre le Mont Blanc et le dôme Lépontin.

Comme nous l'avons vu, une partie des directions d'extension est perpendiculaire ou oblique à la direction alpine. Ces directions avaient déjà été observées localement, et cette étude confirme la présence de cette extension dans tout l'arc, et plus particulièrement dans la partie Sud, entre la Vanoise et l'Argentera. Cette extension a été reconnue dans des modes de déformation ductiles à ductile-cassants (e.g. Rolland *et al.*, 2000; Ganne *et al.*, 2004; Schwartz *et al.*, 2004) et interprétée comme une conséquence du soulèvement différentiel des Massifs Cristallins Internes. Elle a également été reconnue en mode de déformation fragile (Sue, 1998; Rolland *et al.*, 2000; Sue & Tricart, 2002; Champagnac *et al.*, 2004), en particulier en arrière du Front Pennique, et a été interprétée comme une conséquence du soulèvement différentiel des Massifs Cristallins Externes (Seward & Mancktelow, 1994; Aillères *et al.*, 1995; Cannic *et al.*, 1999; Sue & Tricart, 2002). Enfin, cette direction correspond au régime tectonique actuel, documenté par la sismotectonique (voir chapitre IV.1). Une partie en tout cas des déformations cassantes observées provient de niveaux structuraux superficiels, et sont donc très récentes. Par analogie, ces déformations sont assimilables au régime tectonique actuel. Des indices néotectoniques, même s'ils sont discutables, montrent également une telle direction d'extension, plus récente que 15000 ans (voir annexe 1).

Ces différents régimes d'extension (selon différentes directions) ne sont pas exclusifs, et ont probablement interagis pour donner des structures complexes (extension multidirectionnelle, structures en dômes et bassins, reprise de structures compressives en extension). A ces différents moteurs, liés à un contexte général compressif, il faut ajouter la rotation de la microplaque Apulienne (Gidon, 1974; Ménard, 1988; Laubscher, 1991; Collombet, 2001). Ce mouvement complexe de translation-rotation du bloc Apulien, aux limites imprécises, semble pouvoir expliquer une grande partie des déformations observées dans les Alpes. En fonction de la position du pôle de rotation, la partie septentrionale de cette plaque a pu provoquer une partie des mouvements compressifs, indépendamment du poinçonnement général. De la même manière, alors que le poinçonnement devenait moins actif, cette rotation a pu diminuer l'importance des forces aux limites dans les Alpes occidentales et laisser s'exprimer les forces de volume.

V-2) Changement de régime tectonique - implications géodynamiques -

La comparaison entre les résultats de Jean-Daniel Champagnac (analyse de la fracturation) et ceux présentés dans cette étude (analyse sismotectonique) montrent qu'il a existé deux régimes tectoniques différents dans l'ensemble de la chaîne des Alpes centrales/occidentales. Les modalités et l'âge de passage d'un régime à l'autre sont discutés dans ce chapitre, écrit en commun.

Au **Néogène**, le régime tectonique est caractérisé par une extension parallèle à l'axe d'allongement de la chaîne au niveau de l'ensemble des zones internes ((Champagnac *et al.*, submitted) voir annexe 3) alors que la collision s'exprime simultanément en domaine externe par la propagation du front compressif (soulèvement des Massifs Cristallins Externes et plissement de la couverture). Ce régime tectonique est interprété comme résultant de l'**extrusion latérale** des zones internes en réponse au poinçonnement de la plaque Apulienne. Un des problèmes de cette analyse de tectonique tardi-alpine concerne le **manque de contraintes temporelles** des structures cassantes observées sur le terrain. De manière qualitative, la fracturation des zones internes est clairement postérieure aux structures ductiles, ce qui nous permet de proposer un âge de mise en place Néogène.

En comparaison, le régime tectonique **actuel** est caractérisé par une extension perpendiculaire à l'orogène dans la haute chaîne, tandis que les zones externes sont soumises à un régime majoritairement décrochant, avec localement des zones compressives. Ce régime est interprété dans un contexte post-collisionnel dans lequel l'arrêt de la convergence aux limites permet aux forces de volume gravitaires de s'exprimer, en provoquant l'extension des zones de croûte surépaissies (**rééquilibrage gravitaire**) et, en réponse, la compression observée localement en bordure de la chaîne. De plus, des conditions aux limites en rotation antihoraire permettraient d'expliquer l'occurrence des décrochements dextres parcourant l'ensemble de la bordure occidentale de la chaîne, en suivant sa géométrie arquée.

Ces deux régimes tectoniques, fondamentalement différents, résultent de l'interaction dans le temps et l'espace de différents processus géodynamiques (Fig. V-2-1 et V-2-2) guidés par les mouvements aux limites de la chaîne, les forces de volume, la dynamique profonde ainsi que les processus de surface:

Mouvements aux limites :

- convergence/collision : la convergence des plaques Apulienne et Européenne joue un rôle majeur dans l'édification de la chaîne, aboutissant à l'essentiel des déformations observables à l'heure actuelle. Elle se met en place dès l'épisode de subduction au Crétacé supérieur/Eocène, aboutissant à un raccourcissement estimé à 120 km depuis l'Oligocène (Schmid & Kissling, 2000). Les derniers témoins de cette convergence sont exprimés par la tectonique compressive de l'arc du Jura, qui se met en place à partir du Miocène Supérieur. Actuellement, les mesures GPS acquises depuis une dizaine d'années, montrent des déplacements très faibles (de l'ordre de 1 à 2 $mm.a^{-1}$), sans qu'aucune convergence aux limites ne soit établie. La chaîne alpine a donc subi une diminution des taux de convergence entre le Miocène supérieur et l'actuel, probablement durant le Pliocène.

- rotation : la rotation antihoraire de la plaque Apulienne, documentée depuis l'Oligocène Supérieur (Vialon *et al.*, 1989; Schmid & Kissling, 2000), est interprétée comme un facteur majeur dans l'édification et la structuration actuelle de l'arc alpin (e.g. Gidon, 1974; Ménard, 1988; Laubscher, 1991; Collombet *et al.*, 2002). En particulier, son expression pourrait être retrouvée dans les décrochements dextres parcourant l'ensemble de la chaîne (ligne péri-adriatique, décrochements Rhône-Mont Blanc-Belledonne, décrochements Haute Durance-Argentera). Ces décrochements, de part leurs géométries, pourraient induire le développement de zones transpressives (Argentera) ou transtensives (Simplon, (e.g. Mancktelow, 1990)). A l'heure actuelle, la rotation de la plaque Apulienne est établie, avec de faibles vitesses antihoraires autour d'un pôle situé à proximité de Milan (Anderson & Jackson, 1987; Calais *et al.*, 2002). Cette rotation semble donc perdurer tout au long de l'histoire tectonique alpine Tertiaire à actuelle.

- mise en place de la mer Ligure : en s'ouvrant à partir du Miocène inférieur, la mer Ligure découpe l'architecture alpine précoce (en déplaçant le bloc Corso-Sarde) et aboutit à l'océanisation au cours du Miocène moyen (Carminati *et al.*, 1998; Gueguen *et al.*, 1998; Rollet *et al.*, 2002; Rosenbaum & Lister, 2004a). L'amincissement lithosphérique se transfère au cours du Miocène supérieur vers le bassin Tyrrhénien, dans un contexte d'ouverture arrière-arc associé au recul de la subduction apenninique/ionienne (Rosenbaum *et al.*, 2002a). Aujourd'hui, la marge de la mer Ligure (côte d'Azur) est caractérisée par un régime compressif (Béthoux *et al.*, 1992), inversant les structures extensives miocènes au moins depuis le début du Quaternaire (Mauffret *et al.*, 1980).

Dynamique profonde :

- slab break-off : la rupture du slab lithosphérique (ou d'une partie uniquement de ce slab) de la Téthys Alpine semble être à l'origine des évènements extensifs et thermiques dans la chaîne alpine au cours de l'Oligocène (von Blanckenburg & Davies, 1995; Marchant & Stampfli, 1997; Stampfli *et al.*, 1998). Les études de tomographie télésismiques montrent une configuration actuelle complexe des slabs lithosphériques sous les Alpes (Lippitsch *et al.*, 2003; Spakman & Wortel, 2004). Cette configuration est interprétée par certains auteurs comme résultant d'un slab break-off en cours sous les Alpes occidentales (Lippitsch *et al.*, 2003). Néanmoins, ces interprétations doivent être considérées avec prudence, et l'évolution de la structure profonde de la chaîne reste à discuter.

- indentation verticale : ce phénomène, lié au mouvement vertical d'un poinçon d'origine profonde en contexte compressif, a été proposé pour expliquer le régime extensif observé dans une partie des zones internes de la chaîne (Rolland *et al.*, 2000; Wawrzyniec *et al.*, 2001; Schwartz, 2002; Ganne *et al.*, 2004). A l'heure actuelle, un tel modèle impliquerait un découplage important des parties profondes en compression par rapport aux parties superficielles pour lesquelles les mesures GPS ne fournissent aucune évidence de cinématique convergente. Un tel découplage apparaît peu probable et semble ne pouvoir jouer un rôle que pendant l'histoire compressive de l'orogène.

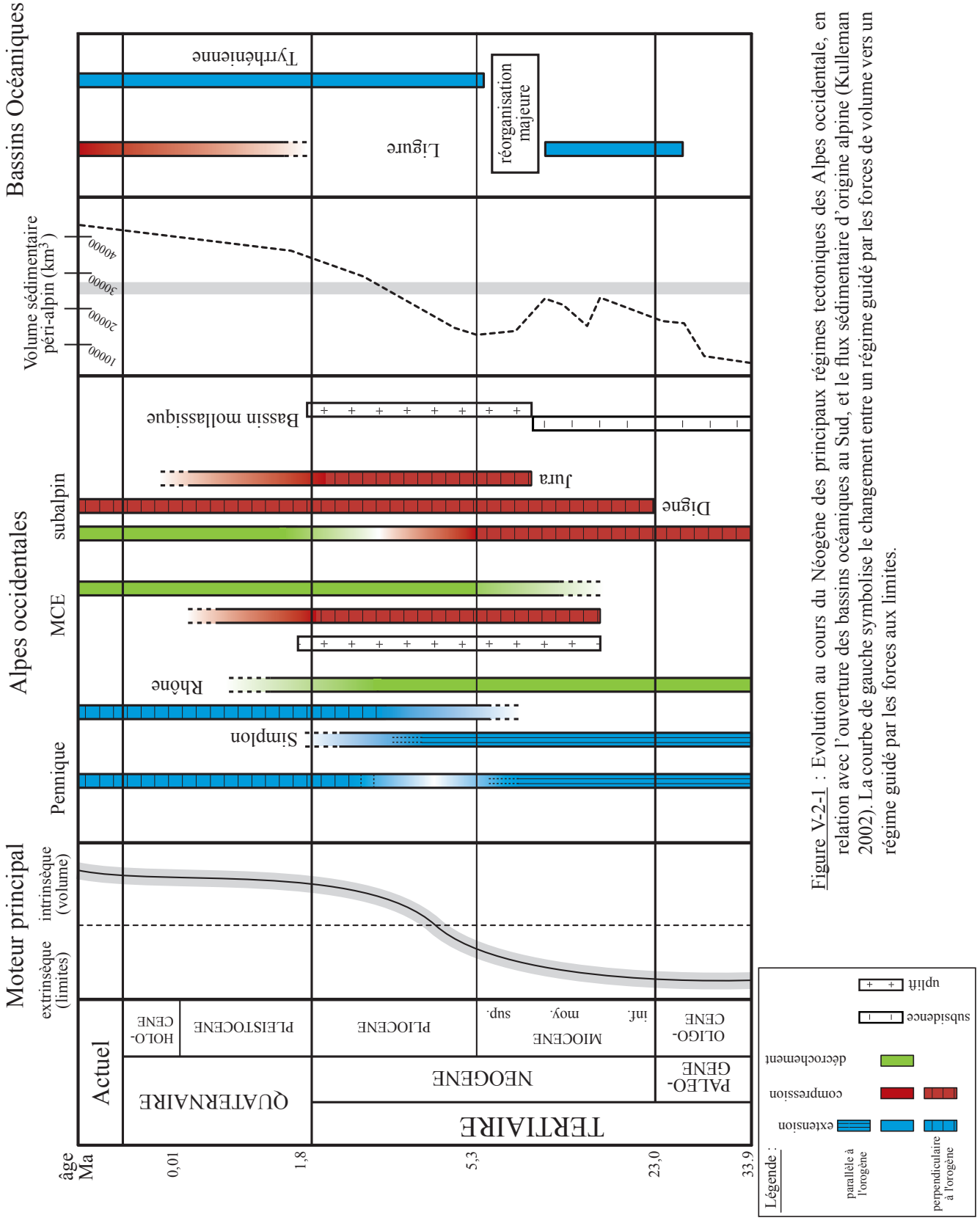


Figure V-2-1 : Evolution au cours du Néogène des principaux régimes tectoniques des Alpes occidentale, en relation avec l'ouverture des bassins océaniques au Sud, et le flux sédimentaire d'origine alpine (Kulleman 2002). La courbe de gauche symbolise le changement entre un régime guidé par les forces de volume vers un régime guidé par les forces aux limites.

Processus de surface :

- augmentation des taux d'érosion : une augmentation des taux d'érosion, analysée par des quantifications de flux sédimentaires de provenance alpine (bassins péri-alpins et deltas des fleuves principaux), est établie par (Kuhlemann *et al.*, 2002; Kuhlemann & Kempf, 2002) au cours du Pliocène. Cette augmentation serait reliée à une modification générale du climat européen (Cederbom *et al.*, 2004), devenant plus humide en conséquence des changements de courants océaniques (lié à la fermeture de l'isthme de Panama à 4.6 Ma). Cette augmentation pourrait également être liée, de manière plus ou moins directe (voir ci-dessous), à des processus géodynamiques.

- rebond post-glaciaire : Le rebond isostasique consécutif à la fonte des glaciers würmiens il y a 19000 ans (Ivy-Ochs *et al.*, 2004) a fait l'objet de nombreuses discussions (Schaer & Jeanrichard, 1974; Gudmundsson, 1994; Persaud & Pfiffner, 2004), sans qu'aucune quantification ne soit clairement établie. La fonte rapide de cette calotte pourrait avoir provoqué un soulèvement généralisé, comme cela a été observé en Scandinavie (Klemann & Wolf, 1998; Wu *et al.*, 1999). Cependant, les études cherchant à quantifier cette réponse se sont toutes heurtée à diverses inconnues, en particulier la méconnaissance des paramètres rhéologiques profonds qui guide les temps caractéristiques de rééquilibrage isostatique consécutifs à l'accumulation, puis la fonte des glaces. Ces études concluent toutes à une *possible* réponse isostatique actuelle, sans pouvoir en préciser les vitesses et les modalités. Un tel rebond, s'il était encore actif, devrait induire le soulèvement des zones correspondant aux grandes masses glaciaires (e.g. Kelly *et al.*, 2004). Cependant, les taux de soulèvements calculés par nivellement sur le territoire suisse (Gubler *et al.*, 1981; Kahle *et al.*, 1997, voir Fig. IV-3) ne montrent pas une telle corrélation, et sont plutôt liés à la topographie générale et aux épaisseurs crustales de la chaîne. Il semble donc que le rebond post-glaciaire, s'il a lieu, soit intégré dans un soulèvement isostasique général d'une autre origine.

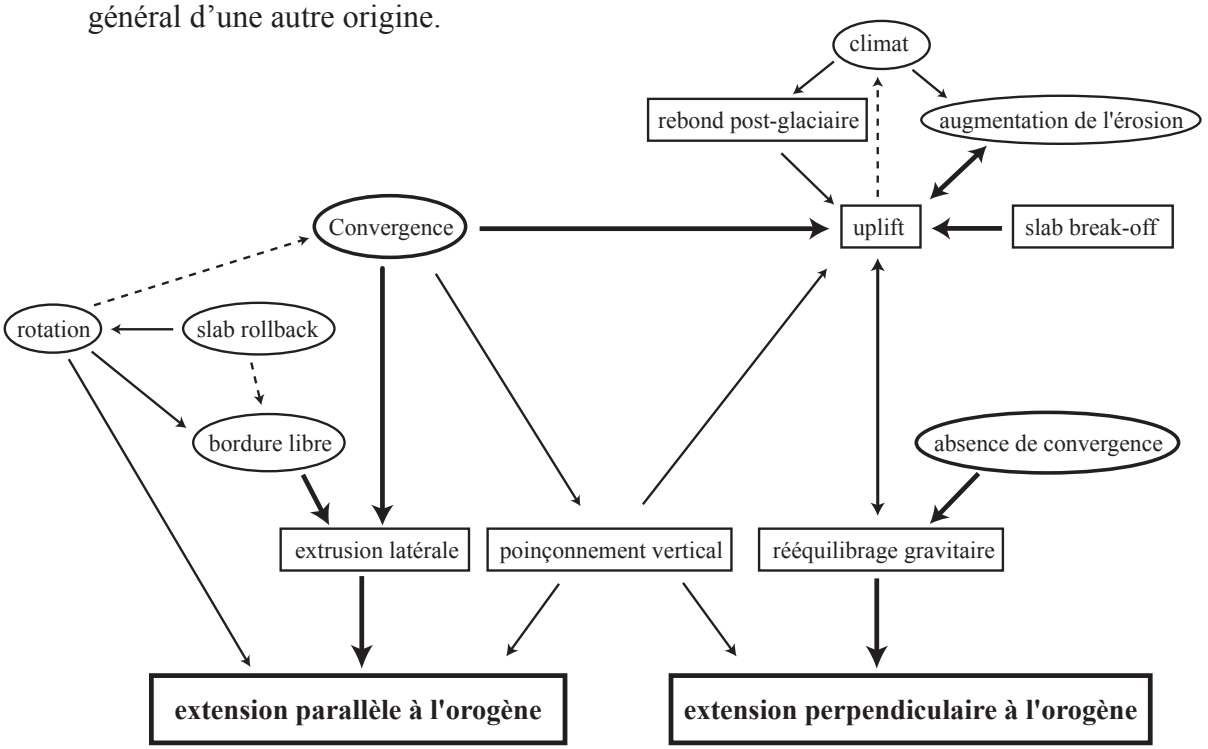


Figure V-2-2 : Organigramme conceptuel des différents mécanismes ayant pu avoir des conséquences sur les régimes tectoniques observés. Les rectangles symbolisent les forces de volume, les ellipses les forces aux limites. Les flèches en pointillé symbolisent une action possible d'un élément sur un autre ; les flèches fines représentent un lien probable entre un élément et le suivant ; les flèches épaisses correspondent aux liens qui nous semblent fondamentaux dans l'évolution Néogène à actuelle de la chaîne alpine.

L'interaction entre ces différents processus conduit aux régimes tectoniques observés (Fig. V-2-1 et V-2-2) dans un équilibre subtil entre dynamique intrinsèque (isostasie et étalement gravitaire) et dynamique extrinsèque (cinématique aux limites et processus de surface).

En particulier, l'importance de la cinématique aux limites paraît prépondérante. Tout d'abord, c'est la **convergence** des plaques Apulienne et Européenne qui, en premier ordre, provoque l'extrusion latérale des zones internes, à l'origine de l'extension parallèle à l'orogène au Néogène, ainsi que la propagation simultanée du front compressif vers les zones externes. De plus, c'est l'**absence de convergence** qui, à l'heure actuelle, laisse les processus de rééquilibrage gravitaire s'exprimer et provoque l'extension perpendiculaire à l'orogène dans la haute chaîne, associée au régime localement compressif observé en bordure de l'orogène. La diminution de la vitesse de convergence entre le Miocène supérieur et l'actuel suggère donc une importance de plus en plus grande des phénomènes gravitaires. La présence d'une **rotation antihoraire** de la plaque Apulienne complique ce système compressif en modulant dans l'espace la quantité de raccourcissement. Au cours du Néogène, cette rotation pourrait favoriser l'extrusion des zones internes, en accommodant les mouvements vers le sud de cette partie de l'arc tout en expliquant le manque de décrochements sénestres sur la bordure orientale des zones extrudées. A l'actuel, selon certains auteurs (Calais *et al.*, 2002), le régime tectonique résulterait d'un contexte uniquement rotatif, provoquant l'extension observée dans les Alpes occidentales et la compression exprimée dans les Alpes orientales (Frioul). Cependant, les études de modélisation numériques réalisée dans le chapitre II montrent le rôle majeur de la rééquilibration gravitaire sur le régime tectonique actuel. Le rééquilibrage gravitaire semble donc modulé par la rotation, dans un équilibre délicat restant à quantifier. L'ouverture de la **mer Ligure**, en créant une bordure libre méridionale, a pu favoriser les phénomènes d'extrusion proposés pour le régime tectonique alpin Néogène. A partir du Miocène supérieur, le transfert de cette extension vers le bassin Tyrrhénien a pu rendre cette bordure 'moins libre' et favoriser le soulèvement de la branche sud de l'arc (Argentera et Alpes Ligures, (Bigot-Cormier *et al.*, 2000; Bogdanoff *et al.*, 2000; Foeken *et al.*, 2003), aboutissant à la structure particulièrement arquée de la branche méridionale de la chaîne ainsi qu'en réorientant les directions d'extension.

La possible **rupture** récente du **slab** alpin a pu affecter l'équilibre isostatique des Alpes occidentales (von Blanckenburg & Davies, 1995; Sue, 1998). Cette rupture, si elle a eu lieu, a pu provoquer un réajustement de la géométrie et de la répartition des densités en profondeur, induisant le soulèvement des parties sus-jacentes (van der Meulen *et al.*, 1999). Ce soulèvement, par flexure, pourrait permettre le développement d'un régime extensif crustal. Cependant, malgré l'interprétation avancée par certains auteurs d'une rupture actuelle sous les Alpes occidentales (Lippitsch, 2002), le manque de précision sur la géométrie et la cinématique lithosphérique ne nous permet pas de préciser les conséquences du slab break-off sur les régimes tectoniques observés.

L'érosion, en transférant de la matière des parties hautes de la chaîne à la périphérie modifie la répartition des masses de l'orogène. Le taux d'érosion est fonction de différents paramètres, en particulier la vitesse de soulèvement de la chaîne et le régime climatique. Une **hausse des taux d'érosion** a été observée dans les bassins périalpins au cours du Pliocène (Kuhlemann *et al.*, 2002). Cette variation importante (Fig. V-2-1) est probablement liée à une augmentation des vitesses verticales de la chaîne. Elle a pu être la cause (l'augmentation d'érosion entraînant un réajustement isostatique et un soulèvement) ou la conséquence (le soulèvement d'origine tectonique entraînant une augmentation d'érosion) de cette augmentation de soulèvement . Quoiqu'il en soit, cette augmentation d'érosion marque un changement géodynamique majeur, qui pourrait se corréler à la transition entre les régimes tectoniques Néogène et actuel.

Une synthèse des observations tectoniques Néogènes à actuelles ainsi que les liens avec les différents moteurs géodynamiques décrits ci-dessus sont présentés sur la figure V-2-1. En particulier, trois changements majeurs semblent avoir des conséquences sur le régime tectonique de l'arc alpin, permettant de proposer une évolution temporelle. Tout d'abord, l'arrêt de l'ouverture de la mer Ligure, daté du Miocène supérieur, pourrait impliquer une diminution de l'extrusion vers le sud, et entraîner une diminution de l'extension parallèle à l'orogène. Ensuite, l'augmentation des taux d'érosion, d'une origine tectonique ou climatique ('chicken or egg' (e.g. Molnar & England, 1990)), signe probablement une modification géodynamique Pliocène. Cette modification a pu être déterminante dans la modification tectonique observée. Finalement, une diminution progressive des mouvements aux limites, en particulier des taux de convergence, apparaît prépondérante dans le changement de régime géodynamique. En effet, l'extrusion implique inévitablement une convergence aux limites qui, en diminuant, laisse la possibilité aux forces de volume de provoquer un étalement gravitaire. Cependant, les modalités de cette diminution de convergence sont difficiles à appréhender, opérant probablement de manière progressive depuis le Miocène.

En conclusion, nous proposons que le passage d'un régime tectonique guidé par l'extrusion en contexte de collision à un régime gouverné par le rééquilibrage gravitaire post-collisionnel soit lié à un changement dans l'équilibre entre force aux limites et forces de volume (Fig. V-2-1). Cette transition a probablement eu lieu durant le **Pliocène**, en relation avec la diminution du taux de convergence et une forte augmentation de l'érosion.

Références

Ahorner, Z., Murawski, H. & Scheinder, G. (1972). Sismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin. *Geol. Rundsch.*, **61**, 915-942.

Aillères, L., Bertrand, J., Macaudière, J. & Champenois, M. (1995). New structural data from the ‘’Zone Houillere Brianconnaise’’ (French Alps), neoalpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **321**, 247-254.

Albarello, D., Mantovani, E., Babbucci, D. & Tamburelli, C. (1995). Africa-Eurasia Kinematics - Main Constraints and Uncertainties. *Tectonophysics*, **243**(1-2), 25-36.

Amelung, F. & King, G. (1997). Large-scale tectonic deformation inferred from small earthquakes. *Nature*, **386**, 702-705.

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

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

Argus, D. F., Gordon, R. G., Demets, C. & Stein, S. (1989). Closure of the Africa-Eurasia-north America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.*, **94**, 5585-5602.

Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J.-L. & Han, T. L. (1986). Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonics implications. *J. Geophys. Res.*, **91**, 13803-13872.

Aubourg, C., Rochette, P., Stephan, J. F., Popoff, M. & Chabert-Pelline, C. (1999). The magnetic fabric of weakly deformed Late Jurassic shales from the southern subalpines chains (French Alps): evidence for SW-directed tectonic transport direction. *Tectonophysics*, **307**(1-2), 15-31.

Augliera, P., Cattaneo, M. & Eva, C. (1995). Seimic multiplets analysis and its implication in seismotectonics. *Tectonophysics*, **248**, 219-234.

Bada, G., Horvath, F., Cloetingh, S., Coblentz, D. & Toth, T. (2001). Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion: the case study of the Pannonian basin. *Tectonics*, **20**(3), 343-363.

Baer, M., Deichmann, N., Braunmiller, J., Ballarin Dolfin, D., Bay, F., Bernardi, F., Delouis, B., Fäh, D., Gerstenberger, M., Giardini, D., Huber, S., Kastrup, U., Kind, F., Kradolfer, U., Maraini, S., Mattle, B., Schler, T., Salichon, J., Sellami, S., Steimen, S. & Wiemer, S. (2001). Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2000. *Eclogae Geol. Helv.*, **94**, 253-264.

Ballèvre, M., Lagabrielle, Y. & Merle, O. (1990). Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the Western Alps. *Mem. Soc. Geol. France*, **156**, 27-236.

Baroux, E., Béthoux, N. & Bellier, O. (2001). Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophys. J. Int.*, **145**, 336-348.

Bayer, R., Carozzo, M. T., Lanza, R., Miletto, M. & Rey, D. (1989). Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seimic reflection profile through the Western Alps. *Tectonophysics*, **162**, 203-218.

Bayer, R., Cazes, M., Dal Piaz, G. V., Damotte, B., Elter, G., Gosso, G., Hirn, A., Lanza, V. & Lombardo, B. (1987). Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **305**, 1461-1470.

Becker, A. (2000). The Jura Mountains - An active foreland fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, **321**(4), 381-406.

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

Béthoux, N., Cattaneo, M., Delpech, P. Y., Eva, C. & Réhault, J.-P. (1988). Mécanismes au foyer de séismes en mer Ligure et dans le sud des Alpes occidentales : résultats et interprétation. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **307**, 71-77.

Béthoux, N., Fréchet, J., Guyoton, F., Thouvenot, F., Cattaneo, M., Eva, C., Nicolas, M. & Granet, M. (1992). A closing Ligurian Sea ? *Pageoph.*, **139**, 179-194.

Béthoux, N., Ouillon, G. & Nicolas, M. (1998). The instrumental seimicity of the western Alps : spatio-temporal patterns analysed with the wavelet transform. *Geophys. J. Int.*, **135**, 177-194.

Béthoux, N., Sue, C., Paul, A., Virieux, J., Cattaneo, M., Fréchet, J. & Thouvenot, F. (in press). Local tomography and focal mechanisms in the southwestern Alps: comparison of methods and tectonic implications. *Tectonophysics*.

Bigot-Cormier, F., Poupeau, G. & Sosson, M. (2000). Dénudations différentielles du Massif Cristallin Externe alpin de l’Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons)/Differential denudations of the Argentera Alpine external crystalline massif (SE France) revealed by fission track thermochronology (zircons, apatites). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **330**(5), 363-370.

Bird, P. (1989). New finite element techniques for modeling deformation histories of continents with stratified temperature-dependent rheology. *J. Geophys. Res.*, **94**(B4), 3967-3990.

Bird, P. (1999). Thin-plate and thin-shell finite-element programs for forward dynamic modeling of plate deformation and faulting. *Comput. Geosci.*, **25**, 383-394.

Bird, P. (2002). Stress-direction history of the western United States and Mexico since 85 Ma. *Tectonics*, **21**(3), 5-12.

Bistacchi, A., Dal Piaz, G. V., Massironi, M., Zattin, M. & Balestrieri, M. L. (2001). The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene- Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps. *Int. J. Earth Sci.*, **90**(3), 654-667.

Bistacchi, A. & Massironi, M. (2000). Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach. *Tectonophysics*, **327**(3-4), 267-292.

Blundell, D., Freeman, R. & Mueller, S. (1992). A Continent Revealed: The European Geotraverse. *Cambridge University Press*, *Cambridge*, 275 p.

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

Borel, G. D. & Mosar, J. (2000). Subsurface structures in the Chablais Prealpes: New tectonic interpretations of the Prealpes Medianes nappe based on palinspastic lengths. *Eclogae Geol. Helv.*, **93**(3), 307-314.

Boucher, C., Altamimi, Z. & Sillard, P. (1998). Results and analysis of the ITRF96. IERS Tech. Note 24. *Int. Earth Rotation Serv., Paris*, 166 pp.

Bousquet, R., Goffé, B., Vidal, G., Oberhansli, R. & Patriat, M. (2002). The tectono-metamorphic history of the Valaisan domain from the Western to the Central Alps: new constraints on the evolution of the Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **114**(2), 207-225.

Burg, J. P., Sokoutis, D. & Bonini, M. (2002). Model-inspired interpretation of seismic structures in the Central Alps: Crustal wedging and buckling at mature stage of collision. *Geology*, **30**, 643-646.

Burkhard, M. (1986). Déformation des calcaires de l'Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétations tectoniques). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **27**(5), 281-301.

Burkhard, M. (1988). L'helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae Geol. Helv.*, **81**, 63-114.

Burkhard, M. (1990). Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). *Eclogae Geol. Helv.*, **83**(3), 559-583.

Burkhard, M. & Sommaruga, A. (1998). Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. *In*: Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Ed.: A. Mascles, C. Puigdefàbregas, H. P. Luterbacher and M. Fernàndez, *Geological Society Special Publication, London*, **134**.

Burov, E., Podladchkov, Y., Grandjean, G. & Burg, J.-P. (1999). Thermo-mechanical approach to validation of deep crustal and lithospheric structures inferred from multidisciplinary data: application to the Western and Northern Alps. *Terra Nova*, **11**, 124-131.

Butler, R. W. H. (1992). Thrusting patterns in the NW French Subalpine chains. *Ann. Tecto.*, **6**, 150-172.

Butler, R. W. H., Matthews, S. J. & Parish, M. (1986). The NW external Alpine thrust belt and its implication for the geometry of the western Alpine orogen. In: Coward, M., Dietrich, D. and Park, R.G. (eds) Alpine Tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **45**, 245-260.

Byerlee, J. D. (1978). Frictional characteristics of granite under high pressure. *J. Geophys. Res.*, **72**, 3639-3648.

Calais, E. (1999a). Continuous GPS measurements across the Western Alps, 1996-1998. *Geophys. J. Int.*, **138**, 221-230.

Calais, E. (1999b). Crustal deformation in the Western Alps from continuous GPS measurements, 1996-1998. *Geophys. J. Int.*, **38**, 221-230.

Calais, E., Bayer, R., Chéry, J., Cotton, F., Flouzat, M., Jouanne, F., Martinod, J., Mathieu, F., Scotti, O., Tardy, M. & Vigny, C. (2000a). REGAL: A permanent GPS network in the French Western Alps, Configuration and first results. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **331**, 435-442.

Calais, E., Galisson, L., Stephan, J. F., Delteil, J., Deverchere, J., Larroque, C., de Lepinay, B. M., Popoff, M. & Sosson, M. (2000b). Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948-1998. *Tectonophysics*, **319**(1), 1-17.

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

Cannic, S., Mugnier, J.-L. & Lardeaux, J.-M. (1999). Neogene extension in the Western Alps. *Memorize di Scienze Geologiche, Padova*, **51**(1), 33-45.

Carminati, E. (2001). Incremental strain analysis using two generations of syntectonic coaxial fibres: an example from the Monte Marguareis Brianconnais Cover nappe (Ligurian Alps, Italy). *J. Struct. Geol.*, **23**(9), 1441-1456.

Carminati, E., Wortel, M. J. R., Meijer, P. T. & Sabadini, R. (1998). The two-stage opening of the western-central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**(3-4), 667-679.

Cattin, R. & Avouac, J. P. (2000). Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal. *J. Geophys. Res.*, **105**(B6), 13389-13407.

Cattin, R., Lyon-Caen, H. & Chéry, J. (1997). Quantification of interplate coupling in subduction zones and forearc topography. *Geophys. Res. Lett.*, **24**(13), 1563-1566.

Cattin, R., Martelet, G., Henry, P., Avouac, J. P., Diament, M. & Shakya, T. R. (2001). Gravity anomalies, crustal structure and thermo-mechanical support of the Himalayas of Central Nepal. *Geophys. J. Int.*, **147**, 381-392.

Cederbom, C. E., Sinclair, H. D., Schlunegger, F. & Rahn, M. K. (2004). Climate-induced rebound and exhumation of european Alps. *Geology*, **32**(8), 709-712.

Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B. & Burkhard, M. (2003). Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais). *Eclogae Geol. Helv.*, **96**, 325-338.

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

Champagnac, J. D., Sue, C., Delacou, B., Tricart, P., Allanic, C. & Burkhard, M. (submitted). Miocene orogen-parallel extension in the inner Western Alps revealed by dynamical fault analyses. *Tectonics*.

Champion, C., Choukroune, P. & Clauzon, G. (2000). La déformation post-Miocène en Provence occidentale. *Geodin. Acta*, **13**(2-3), 67-85.

Chéry, J., Daignières, M. & Vilotte, J. P. (1990). How to build an asymmetric crustsal root such as the Pyrenean one : a thermomechanical model. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **8**(2), 211-218.

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.

Cloetingh, S. & Banda, E. (1992). Europe's Lithosphere-Physical Properties. Mechanical Structure. In: *A Continent Revealed: The European Geotraverse*, *Cambridge Univ. Press*, *New York*, 275 p.

Cloetingh, S. & Burov, E. B. (1996). Thermomechanical structure of European continental lithosphere: Constraints from rheological profiles and EET estimates. *Geophys. J. Int.*, **124**(3), 695-723.

Collombet, M. (2001). Cinématique et rotation des Alpes occidentales: approche paléomagnétique et modélisation analogique. *Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier*, *Grenoble,* 222 p.

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**, 352-366.

Compagnoni, R. (2003). HP metamorphic belts of the western Alps. *Episodes*, **23**, 200-204.

Compagnoni, R. & Hirajima, T. (2001). Superzoned garnets in the coesite-bearing Brossasco-Isasca Unit, Dora-Maira massif, Western Alps, and the origin of the whiteschists. *Lithos*, **57**(4), 219-236.

Console, R. & Di Giovambattista, R. (1987). Local earthquake relative location by digital records. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 43-49.

Coward, M. & Dietrich, D. (1989). Alpine tectonics: an overview. *In*: Alpine tectonics, Geological Society of London Special Publication. Ed.: M. Coward, D. Dietrich and R. Park, *Blackwell scientific publication*, **45**, 1-29.

Crétaux, J.-F., Soudarin, L., Cazenave, A. & Bouillé, F. (1998). Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system. *J. Geophys. Res.*, **103**, 30167-30181.

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

Dalmayrac, B. & Molnar, P. (1981). Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**(3), 473-481.

Davies, J. H. & von Blanckenburg, F. (1995). Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **129**(1-4), 85-102.

Deichmann, N. (1987). Focal depths of earthquakes in northern Switzerland. *Ann. Geophys.*, **5B**, 395-402.

Deichmann, N. (1992). Structural and rheological implications of lower-crustal earthquakes below northern Switzerland. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **69**, 270-280.

Deichmann, N., Baer, M., Braunmiller, J., Ballarin Dolfin, D., Bay, F., Bernardi, F., Delouis, B., Fäh, D., Gerstenberger, M., Giardini, D., Huber, S., Kradolfer, M., Maraini, S., Oprsal, I., Schibler, R., Schler,

T., Sellami, S., Steimen, S., Wiemer, S., Wössner, J. & Wyss, A. (2002). Earthquake in switzerland and surrounding region during 2001. *Eclogae Geol. Helv.*, **95**, 249-261.

Deichmann, N. & Garcia-Fernandez, M. (1992). Rupture geometry from high-precision relative hypocenter locations of microearthquakes clusters. *Geophys. J. Int.*, **110**, 501-517.

Deichmann, N. & Rybach, L. (1989). Earthquakes and temperatures in the lower crust below the Northern Alpine Foreland of Switzerland. *Geophysical Monograph*, **51**(6), 197-213.

Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D. & Burkhard, M. (2004). Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int.*, **158**, 753-774.

Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J. D. & Burkhard, M. (in press). Origin of the current stress field in the western/central Alps: role of gravitational reequilibration constrained by numerical modelling. *J. Geol. Soc. London*, DRT 2003 Spec. Pub.

Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A. & Rivera, L. (1993). Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics*, **221**, 413-437.

Delvaux, D. (1993). The TENSOR program for reconstruction: examples from the East African and the Baïkal rift zones. Terra Abstract-Abstract suppl. 1. *Terra Nova*, 5-216.

Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.

Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.

Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Perchersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. & Biju-Duval, B. (1986). Geological evolution of the Tethys from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, **123**, 241-315.

Desai, C. S. & Siriwardane, H. J. (1984). Constitutive laws for engineering materials, with emphasis on geological materials. *New York, Prentice-Hall*, 457 p.

Deverchere, J. (1988). Extension crustale dans un contexte de convergence de plaques : l'exemple des Andes du Pérou central contraint par des données sismotectoniques. *Ph.D. thesis, Orsay*, *Paris*.

Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. W. H. & Knott, S. D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. *In*: Alpine tectonics, Geological Society of London Special Publication. Ed.: M. Coward, D. Dietrich and R. Park, *Blackwell scientific publication*, 265-283.

Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. & Sengor, A. M. C. (1986). Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia -a young collision zone. *In*: Collision Tectonics. Ed.: M. P. Coward and A. C. Ries, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, **19**, 3-36.

Dewey, J. F. & Pitman, W. C. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3137-3180.

Dietrich, D. & Casey, M. (1989). A new tectonic model for the Helvetic nappes. *In*: Alpine Tectonics, Geological Society of London Special Publication. Ed.: M. Coward, D. Dietrich and R. Park. *London*, *Blackwell scientific publication*, **45**.

Doblas, M. (1991). Late hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. *Tectonophysics*, **191**(3-4), 325-334.

Doglioni, C., Geuguen, E., Sàbat, F. & Fernandez, M. (1997). The Western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen. *Terra Nova*, **9**, 109-112.

Droop, G. T. R., Lombardo, B. & Pognante, U. (1990). Formation and distribution of eclogite-facies rocks in the Alps. In: Carswell, D.A. (ed.) Eclogite-facies rocks. *Blackie, Glasgow*, 225-259.

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

Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. & Séranne, M. (1999). The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, *London*, 570 p.

Echtler, H. & Malavieille, J. (1990). Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics*, **177**(1-3), 125-138.

Ekström, G. & England, P. (1989). Seismic Strain Rates in Regions of Distributed Continental Deformation. *J. Geophys. Res.*, **94**(B8), 10231-10257.

England, P. & Houseman, G. (1989). Extension during active convergence, with application to the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, **94**, 17561-17579.

Ernst, W. G. (1973). Interpretation synthesis of metamorphism in the Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 2053-2078.

Escher, A., Hunziker, J. C., Marthaler, M., Masson, H., Sartori, M. & Steck, A. (1997). Geological framework and structural evolution of the Western Swiss-Italian Alps. *In*: Deep structures of the Swiss Alps :

results of NRP20. Ed.: O. A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck. *Basel, Boston, Berlin*, *Birkhaüser Verlag*, 205-222.

Eva, E., Pastore, S. & Deichmann, N. (1998). Evidence for ongoing extensional deformation in the Western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland. *J. Geodyn.*, **26**(1), 27-43.

Eva, E. & Solarino, S. (1998). Variations of stress directions in the western Alpine arc. *Geophys. J. Int.*, **135**, 438-448.

Eva, E., Solarino, S., Eva, C. & Neri, G. (1997). Stress tensor orientation derived from fault plane solution in the southwestern Alps. *J. Geophys. Res.*, **102**, 8171-8185.

Faccenna, C., Davy, P., Brun, J. P., Funiciello, R., Giardini, D., Mattei, M. & Nalpas, T. (1996). The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian sea. *Geophys. J. Int.*, **126**, 781-795.

Fäh, D., Giardini, D., Bay, F., Bernardi, F., Braunmiller, J., Deichmann, N., Furrer, M., Gantner, L., Gisler, M., Isenegger, D., Jimenez, M. J., Kästly, P., Koglin, R., Masciadri, V., Rutz, M., Scheidegger, C., Schibler, R., Schorlemmer, D., Schwarz-Zanetti, S., Steimen, S., Sellami, S., Wiemer, S. & Wössner, J. (2003). ECOS and the related macrodeismic database. *Eclogae Geol. Helv.*, **96**(2), 219-236.

Ferry, M., Meghraoui, M., Delouis, B., Huggenberger, P., Spottke, I., Giardini, D. & Granet, M. (2001). Evidence for Holocene normal faulting in the epicentral area of the 1356 Basel earthquake Switzerland: New paleoseismic results from trenching and geophysical prospecting. *Abstract for EUG 2001 meeting, Strasbourg*.

Fleitout, L. & Froidevaux, C. (1982). Tectonics and topography for lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics*, **1**, 21-56.

Florineth, D. & Schlüchter, C. (1998). Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, **91**(3), 391-407.

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

Fourniguet, J. (1977). Mise en évidence de mouvements néotectoniques actuels verticaux dans le Sud-Est de la France par comparaisons de nivellement successifs. *Rapport BRGM 77SGN081GEO. Ed. BRGM, Orléans, France*, 1-35.

Fréchet, J. (1978). Sismicité du sud-est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique. *Thèse de doctorat d'Etat, Université des Sciences, Technologies et Medecine*, *Grenoble*.

Fréchet, J. (1985). Sismogénèse et doublets sismiques. *PhD thesis, Université de Grenoble*.

Frisch, W., Dunkl, I. & Kuhlemann, J. (2000). Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. *Tectonophysics*, **327**(3-4), 239-265.

Froitzheim, N. & Manatschal, G. (1996). Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive- margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). *Geol. Soc. Am. Bull.*, **108**(9), 1120-1133.

Fry, M. (1989). Southwestward thrusting and tectonics of the Western Alps. *In*: Alpine tectonics, Geological Society of London Special Publication. Ed.: M. Coward, D. Dietrich and R. Park, *Blackwell scientific publication*, **45**, 83-109.

Fügenschuh, B., Loprieno, A., Ceriani, S. & Schmid, S. (1999). Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoy, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences. *Int. J. Earth Sci.*, **88**, 201-218.

Ganne, J., Bertrand, J.-M. & Fudral, S. (2004). Geometry and kinematics of early Alpine nappes in a Brianconnais basement (Ambin Massif, Western Alps). *Comptes Rendus Geosciences*, **336**(13), 1219-1226.

Gephart, J. W. (1990). FMSI: A fortran program for inverting fault/ slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor. *Comput. Geosci.*, **16**(7), 953-989.

Giardini, D., Grünthal, G., Shedlock, K. & Zhang, P. (1999). Global Seismic Hazard Map. *Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP). International Lithosphere Program*.

Gidon, M. (1974). L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire ? *C. R. Acad. Sci. Paris*, **278**, 21-24.

Giglia, G., Capponi, G., Crispini, L. & Piazza, M. (1996). Dynamics and seismotectonics of the West-Alpine arc. *Tectonophysics*, **267**(1-4), 143-175.

Gillet, P., Ingrin, J. & Chopin, C. (1984). Coesite in subducted continental crust: P-T history deduced from an elastic model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **70**(2), 426-436.

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

Golke, M. & Coblentz, D. (1996). Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, **266**(1-4), 11-24.

Gratier, J. P., Ménard, G. & Arpin, R. (1989). Strain-displacement compatibility and retoration of the Chaînes Subalpine of the western Alps. *In*: Alpine tectonics, Geological Society of London Special Publication. Ed.: M. Coward, D. Dietrich and R. G. Park, *Blackwell scientific publication*, **45**, 65-81.

Grosjean, G., Sue, C. & Burkhard, M. (2004). Late Neogene brittle extension in the vicinity of the Simplon fault zone, central Alps, Switzerland. *Eclogae Geol. Helv.*, **97**, 33-46.

Grünthal, G. & Stromeyer, D. (1992). The recent crustal stress field in Central Europe : trajectories and finite element modeling. *J. Geophys. Res.*, **97**(B8), 11805-11820.

Gubler, E., Kahle, H. G., Klingele, E., Mueller, S. & Olivier, R. (1981). Recent Crustal Movements in Switzerland and Their Geophysical Interpretation. *Tectonophysics*, **71**(1-4), 125-152.

Gudmundsson, G. H. (1994). An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland by the Würm Alpine degliaciation. *Eclogae Geol. Helv.*, **87**(2), 545-557.

Gueguen, E., Doglioni, C. & Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, **298**(1-3), 259-269.

Hanks, T. C. & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, **84**, 2348-2350.

Harrison, T. M., Copeland, P., Kidd, W. S. F. & Yin, A. (1992). Raising Tibet. *Science*, **255**, 1663-1670.

Hassani, R. (1994). Modélisation numérique de la déformation des systèmes géologiques. *Ph.D. thesis, Université Montpellier 2*.

Hassani, R. & Chéry, J. (1996). Anelasticity explains topography associated with Basin and Range normal faulting. *Geology*, **24**(12), 1095-1098.

Hassani, R., Jongmans, D. & Chéry, J. (1997). Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *J. Geophys. Res.*, **102**, 17951-17965.

Hinsch, R. & Decker, K. (2003). Do seismic slip deficits indicate an underestimated earthquake potential along the Vienna Basin Transfer fault system? *Terra Nova*, **15**, 343-349.

Hubbard, M. & Mancktelow, N. S. (1992). Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps. *Geology*, **20**, 943-946.

Isler, A. (1985). Literatur Zusammenstellung zur Neotektonic/Une collection exhaustive de tous les indices Néotectoniques de toute la Suisse. *NAGRA International Report, NAGRA, Wettingen*, **187**.

Ivy-Ochs, S., Schäfer, J., Kubik, P. W., Synal, H. A. & Schlüchter, C. (2004). Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae Geol. Helv.*, **97**, 47-55.

Jaboyedoff, M. & Cosca, M. A. (1999). Dating incipient metamorphism using $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology and XRD modeling: a case study from the Swiss Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **135**, 93-113.

Jäckli, H. (1962). Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. *Eclogae Geol. Helv.*, **55**(2), 285-294.

Jäckli, H. (1970). Die Schweiz zur letzen Eiszeit, Karte 1:550000. *Atlas der Schweiz, Blatt 6*, Office fédéral de topographie, Wabern.

Jackson, J. & McKenzie, D. (1988). The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, **93**, 45-73.

Jolivet, L. (1995). La déformation des continents. Exemples régionaux. *Ed. Hermann*, *Paris*, 224 p.

Jolivet, L. & Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-eurasia collision. *Tectonics*, **19**, 1095-1106.

Jolivet, L., Goffe, B., Bousquet, R., Oberhansli, R. & Michard, A. (1998). Detachments in high-pressure mountain belts, Tethyan examples. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**(1-2), 31-47.

Jones, C. H., Wernicke, B. P., Farmer, G. L., Walker, J. D., Coleman, D. S., Mckenna, L. W. & Perry, F. V. (1992). Variations across and along a major continental rift: An interdisciplinary study of the Basin and Range Province, western USA. *Tectonophysics*, **213**(1-2), 57-96.

Jouanne, F., Ménard, G. & Jault, D. (1994). Present-day deformation of the French northwestern Alps/southern Jura mountains : comparison between historical triangulations. *Geophys. J. Int.*, **119**, 151-165.

Kahle, H. G., Geiger, A., Buerki, B., Gubler, E., Marti, U., Wirth, B., Rothacher, M., Gurtner, W., Beutler, G., Bauersima, I. & Pfiffner, O. A. (1997). Recent crustal movements, geoid and density distribution; contribution from integrated satellite and terrestrial measurements. *In*: Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps. Ed.: O. A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzman, S. Mueller and A. Steck. *Basel, Boston, Berlin*, *Birkhaüser Verlag*, 251-259.

Kastens, K. & Mascles, J. (1990). The geological evolution of the Tyrrhenian sea: an introduction to scientific results of ODP leg 107. *Proceedings of ODP scientific results*, **107**, 3-26.

Kastrup, U. (2002). Seismotectonics and stress-field variations in Switzerland. *Ph.D. thesis, ETH*, *Zürich*.

Kastrup, U., Zoback, M. L., Deichmann, N., Evans, K. & Giardini, D. (2004). Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. *J. Geophys. Res.*, **109**(B01402).

Kelly, M. A., Buoncristiani, J. F. & Schlüchter, C. (2004). LGM ice-surface reconstruction, western Swiss Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, **97**(1), 57-77.
Kirby, S. H. (1983). Rheology of the Lithosphere. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **21**(6), 1458-1487.
Kirby, S. H. (1985). Rocks mechanics observation pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophysics*, **119**, 1-27.
Kirby, S. H. & Kronenberg, A. K. (1987). Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys.*, **25**(6), 1219-1244.
Kissling, E. (1993). Deep structure of the Alps: what do we really know ? *Phys. Earth Planet. Inter.*, **79**, 87-112.
Klemann, V. & Wolf, D. (1998). Modelling of stresses in the Fennoscandian lithosphere induced by Pleistocene glaciations. *Tectonophysics*, **294**(3-4), 291-303.
Kong, X. & Bird, P. (1995). SHELLS: A thin-shell program for modeling neotectonics of regional or global lithosphere with faults. *J. Geophys. Res.*, **100**(B11), 22129-22131.
Kreemer, C. & Holt, W. E. (2001). A no-net-rotation model of present day surface motion. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4407-4410.
Kuhlemann, J., Frisch, W., Szekely, B., Dunkl, I. & Kazmer, M. (2002). Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. *Int. J. Earth Sci.*, **91**, 818-837.
Kuhlemann, J. & Kempf, O. (2002). Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. *Sediment. Geol.*, **152**, 45-78.
Larroque, J. M., Etchecopar, A. & Philip, H. (1987). Evidence for the permutation of stresses s1 and s2 in the Alpine foreland : the example of the Rhine graben. *Tectonophysics*, **144**, 315-322.
Laubscher, H. (1987). Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. *Eclogae Geol. Helv.*, **80**(2), 287-303.
Laubscher, H. (1991). The arc of the Western Alps today. *Eclogae Geol. Helv.*, **84**(3), 631-659.
Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemant, S. L., Noomen, R. & Veis, G. (1994). Geodetic determination of the kinematics of the Central Greece with respect to the Europe: implication for the eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.*, **100**, 12675-12690.
Lee, W. H. & Lahr, J. E. (1975). HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude and first-motion pattern of local earthquakes. *U.S. Geol. Surv. OpenFile Rep.*, **75-331**.
Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, A., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Mégard-Galli, J. & Tricart, P. (1986). The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar. Pet. Geol.*, **3**, 179-199.
Lemoine, M., Graciansky, P.-C. & Tricart, P. (2000). De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes. *Gordon and Breach Science Publishers*, *SGF Collection Géosciences.*, 207 p.
Lesne, O., Calais, E. & Deverchere, J. (1998). Finite element modeling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into the active-passive rifting debate. *Tectonophysics*, **289**, 327-340.
Lihou, J. C. & Allen, P. A. (1996). Importance of inherited rift margin structures in the early North Alpine Foreland Basin, Switzerland. *Basin Res.*, **8**(4), 425-442.
Lippitsch, R. (2002). Lithosphere and Upper Mantle P-Wave Velocity Structure Beneath the Alps by High-Resolution Teleseismic Tomography. *Ph.D. thesis, Swiss Federal Institute of Technology*, *Zurich,* 137 p.
Lippitsch, R., Kissling, E. & Ansorge, J. (2003). Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *J. Geophys. Res.*, **108**(B8), doi:10.1029/2002JB002016.
Lister, G. S. & Davis, G. A. (1989). The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. *J. Struct. Geol.*, **11**, 65-94.
Liu, Z. & Bird, P. (2002). Finite element modeling of neotectonics in New Zealand. *J. Geophys. Res.*, **107**(B12), 2328-2346.
Logan, A. L. L. (1987). Accurate Relative Location of Similar Earthquakes. *Ph.D. thesis, University of Edinburgh*.
Lowrie, W. (1997). Fundamentals of Geophysics. *Cambridge University Press*, 354 p.
Lugeon, M. & Gagnebin, E. (1941). Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Bulletin des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique et du Musée Géologique de l'Université de Lausanne*, **72**, 1-90.
Madeddu, B., Béthoux, N. & Stephan, J.-F. (1996). Champ de contrainte post-pliocène et déformations récentes dans les Alpes sud-occidentales. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **167**(6), 197-810.
Malavieille, J. (1987). Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. *J. Struct. Geol.*, **9**(5-6), 541-554.
Mancktelow, N. S. (1985). The Simplon line : a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, **78**, 73-96.
Mancktelow, N. S. (1990). The Simplon fault zone. *Breit. Geol. Karte Schweiz (NF)*, **163**, 74 pp.
Mancktelow, N. S. (1992). Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps : Evidence

interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics*, **215**, 295-317.

Marchant, R. H. & Stampfli, G. M. (1997). Crustal and lithospheric structure of the Western Alps: geodynamic significance. *In*: Deep structures of the Swiss Alps : results of NRP20. Ed.: O. A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck. *Basel, Boston, Berlin*, *Birkhaüser Verlag*.

Marthaler, M. (2001). Le Cervin est-il africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète., *L.E.P. Loisir et Pédagogie S.A.*, *Lausanne*, 96 p.

Martinod, J., Jouanne, F., Taverna, J., Ménard, G., Gamond, J. F., Darmendrail, X., Notter, J. C. & Basile, C. (1996). Present-day deformation of the Dauphine (SE France) Alpine and Subalpine massifs. *Geophys. J. Int.*, **127**, 189-200.

Martinod, J., Roux, L., Gamond, J. F. & Glot, J. P. (2001). Present-day deformation of the Belledonne Massif (External Alps, France): comparison triangulation-GPS. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **172**(6), 713-721.

Masson, F., Verdun, J., Bayer, R. & Debeglia, N. (1999). Une nouvelle carte gravimétrique des Alpes occidentales et ses conséquences structurales et tectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **329**, 865-871.

Mauffret, A., Rehault, J. P., Gennesseaux, M., Bellaiche, G., Labarbarie, M. & Lefebvre, D. (1980). *Western Mediterranean basin evolution: from distensive to a compressive regime. C.N.R. International conference on Sedimentary Basins of Mediterranean Margins., Urbino University, C.N.R. Italian Project of Oceanography*.

Maurer, H. (1993). Seismotectonics and upper crustal structure in the Western Swiss Alps. *Ph.D. thesis, ETH Zürich,* 159 p.

Maurer, H., Burkhard, M., Deichmann, N. & Green, G. (1997). Active tectonism in the central Alps: Contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. *Terra Nova*, **9**, 91-94.

Maurer, H. & Deichmann, N. (1995). Microearthquake cluster detection based on waveform similarities, with an application to the western Swiss Alps. *Geophys. J. Int.*, **123**, 588-600.

Meghraoui, M., Delouis, B., Ferry, M., Giardini, D., Huggenberger, P., Spottke, I. & Granet, M. (2001). Active normal faulting in the Upper Rhine Graben and paleoseismic identification of the 1356 Basel earthquake. *Science*, **293**(5537), 2070-2073.

Ménard, G. (1988). Structure et cinématique d'une chaîne de collision: Les Alpes occidentales et centrales. *Thèse de Doctorat d'état, Université Joseph Fourier*, *Grenoble,* 278 p.

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

Michael, A. J. (1987). Use of focal mechanisms to determine stress; a control study. *J. Geophys. Res.*, **92**(B1), 357-368.

Molnar, P. (1983). Average regional strain due to slip on numerous faults of different orientations. *J. Geophys. Res.*, **88**(8), 6430-6432.

Molnar, P. (1992). A review of seismicity, recent faulting and active deformation of the Tibetan Plateau. *Journal of Himalayan Geology*, **3**, 43-78.

Molnar, P., Burchfield, B. C., K'uangyi, L. & Ziuyun, Z. (1987). Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and qualitative estimates of its contribution to the convergence of India and Eurasia. *Geology*, **15**, 249-253.

Molnar, P. & Deng, Q. D. (1984). Faulting associated with larges earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia. *J. Geophys. Res.*, **89**, 6203-6228.

Molnar, P. & England, P. (1990). Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg ? *Nature*, **346**(6279), 29-34.

Molnar, P. & Lyon-Caen, H. (1988). Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **218**, 179-207.

Molnar, P. & Lyon-Caen, H. (1989). Fault plane solution of earthquake and active tectonics of the Tibetan plateau and its margins. *Geophys. J. Int.*, **99**, 123-153.

Molnar, P. & Tapponnier, P. (1975). Cenozoic tectonics of Asia: Effect of a continental collision. *Science*, **189**, 419-425.

Molnar, P. & Tapponnier, P. (1978). Active tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5361-5375.

Montone, P., Amato, A. & Pondrelli, S. (1999). Active stress map of Italy. *J. Geophys. Res.*, **104**(B11), 25595-25610.

Mosar, J. (1997). Folds and thrusts in the Préalps Médianes Plastiques Romandes. *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, **84.4**, 347-384.

Mosar, J. (1999). Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and decollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **173**(3), 143-155.

Mosar, J., Stampfli, G. M. & Girod, F. (1996). Western Prealpes Medianes Romandes: Timing and structure. A review. *Eclogae Geol. Helv.*, **89**(1), 389-425.

Mugnier, J.-L. & Ménard, G. (1986). Le développement du bassin molassique suisse et l'évolution des Alpes externes: un modèle cinématique. *Bull. Centre de Recherche et d'Exploration-Production d'Elf Aquitaine Pau*, **10**, 167-180.

Muller, B., Wehrle, V., Zeyen, H. & Fuchs, K. (1997). Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees. *Tectonophysics*, **275**(1-3), 199-219.

Muller, B., Zoback, M. L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. & Ljunggren, C. (1992). Regional Patterns of Tectonic Stress in Europe. *J. Geophys. Res.*, **97**(B8), 11783-11803.

Negredo, A. M., Bird, P., Sanz de Galdeano, C. & Buforn, E. (2002). Neotectonic modeling of the Ibero-Maghrebian region. *J. Geophys. Res.*, **107**(B11), 2292.

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

Nocquet, J.-M. (2002). Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale. *Ph.D. thesis, Université de Nice,* 307 p.

Nocquet, J. M. & Calais, E. (2003). Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. *Geophys. J. Int.*, **154**(1), 72-88.

Nocquet, J. M. & Calais, E. (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure Appl. Geophys.*, **161**(3), 661-681.

Oldow, J. S., Ferranti, L., Lewis, D. S., Campbell, J. K., D'Argenio, B., Catalano, R., Pappone, G., Carmignani, L., Conti, P. & Aiken, C. L. V. (2002). Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen. *Geology*, **30**, 779-782.

Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Béthoux, N. & Fréchet, J. (2001). A three-dimensional crustal structure velocity model of the south-western Alps from local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.*, **106**, 19367-19389.

Pavoni, N. (1961). Faltung durch horizontal verschiebung. *Eclogae Geol. Helv.*, **54**, 515-534.

Pavoni, N. (1980). Crustal Stresses Inferred from Fault-Plane Solutions of Earthquakes and Neotectonic Deformation in Switzerland. *Rock Mechanics*, **suppl. 9**, 63-68.

Pavoni, N. (1986). Regularities in the pattern of major fault zones of the earth and the origin of arcs. In : Wezel, F.C. ed. - Origin of Arcs. *Elsevier, Amsterdam*, 63-78.

Pavoni, N., Maurer, H. R., Roth, P. & Deichmann, N. (1997). Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. *In*: Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps. Ed.: O. A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzman, S. Mueller and A. Steck. *Basel, Boston, Berlin*, *Birkhaüser Verlag*, 241-250.

Pavoni, N. & Roth, P. (1990). Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. Results of microearthquake investigations 1983-1988. *Mem. Soc. Geol. France*, **156**, 129-134.

Persaud, M. & Pfiffner, O. A. (2004). Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. *Tectonophysics*, **385**(1-4), 59-84.

Platt, J. P. & Vissers, R. L. M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and the Gibraltar arc. *Geology*, **17**, 540-543.

Plenefisch, T. & Bonjer, K. P. (1997). The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics*, **275**(1-3), 71-97.

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

Ranalli, G. (2000). Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *J. Geodyn.*, **30**, 3-15.

Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H.-G. & Merle, O. (1991a). Lateral extrusion in the Eastern Alps; part 2: structural analysis. *Tectonics*, **10**(2), 257-271.

Ratschbacher, L., Frisch, W., Neubauer, F., Schmid, S. M. & Neugebauer, J. (1989). Extension in compressional orogenic belts : The eastern Alps. *Geology*, **17**, 404-407.

Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P. & Cobbold, P. R. (1991b). Lateral extrusion in the Eastern Alps; Part 1, Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, **10**(2), 245-256.

Rebaï, S., Philip, H. & Taboada, A. (1992). Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales. *Geophys. J. Int.*, **110**, 106-140.

Rolland, Y., Lardeaux, J. M., Guillot, S. & Nicollet, C. (2000). Syn-convergence extension, vertical pinching and contrasted metamorphic units on the western edge of the Gran Paradise massif (French-Italian Alps). *Geodin. Acta*, **13**(2-3), 133-148.

Rollet, N., Deverchere, J., Beslier, M. O., Guennoc, P., Rehault, J. P., Sosson, M. & Truffert, C. (2002). Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics*, **21**, 218-243.

Rosenbaum, G. & Lister, G. S. (2002). Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogen - an introduction. *Journal of the Virtual Explorer*, **8**, 1-2.

Rosenbaum, G. & Lister, G. S. (2004a). The evolution of the Tyrrhenian Sea and the Appennines-Maghrebide belt: insight from detailed spatio-temporal analysis. *Tectonics*, **23**(TC1013, doi:10.1029/2003TC001518).

Rosenbaum, G. & Lister, G. S. (2004b). Formation of arcuate orogenic belts in the western Mediteranean region. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **383**, 41-56.

Rosenbaum, G., Lister, G. S. & Duboz, C. (2002a). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediteranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, **8**, 107-130.

Rosenbaum, G., Lister, G. S. & Duboz, C. (2002b). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, **359**, 117-129.

Roth, P., Pavoni, N. & Deichmann, N. (1992). Seismotectonics of the eastern Swiss Alps and evidence for precipitation-induced variations of seimic activity. *Tectonophysics*, **207**, 183-197.

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

Roure, F., Bergerat, F., Damotte, B., Mugnier, J.-L. & Polino, R. (1996). The ECORS-CROP Alpine Seismic Traverse. *Mem. Soc. Geol. France*, **170**.

Sachsenhofer, R. F., Kogler, A., Polesny, H., Strauss, P. & Wagreich, M. (2000). The Neogene Fohnsdorf Basin: basin formation and basin inversion during lateral extrusion in the Eastern Alps (Austria). *Int. J. Earth Sci.*, **89**(2), 415-430.

Schaer, J.-P. & Jeanrichard, F. (1974). Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses. *Eclogae Geol. Helv.*, **67**(1), 101-119.

Schardt, H. (1894). Sur l'origine des Préalpes romandes (zone du Chablais et du Stockhorn). *Eclogae Geol. Helv.*, **4**, 129-142.

Schardt, H. (1898). Les régions exotiques du versant Nord des Alpes Suisses. Préalpes du Chablais et du Stockhorn et les Klippes. *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, **34**, 113-219.

Schmid, S., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004a). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geol. Helv.*, **97**, 93-117.

Schmid, S., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004b). Transects IV, V, VI: the Alps and their forelands. *In*: The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to mantle. Ed.: R. F. Cavazza W., Spakman W., Stampfli G.M., Ziegler P.A. *Berlin Heidelberg*, *Springer*, CD-ROM.

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.

Scholtz, C. H. (1988). The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rundsch.*, **77**(1), 319-328.

Scholtz, C. H. (1990). The mechanics of earthquakes and faulting. *Cambridge university press*.

Scholtz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, **391**, 37-42.

Schönborn, G. (1999). Balancing cross sections with kinematic constraints: the Dolomites (northern Italy). *Tectonics*, **18**(3), 527-545.

Schwartz, S. (2002). La zone piémontaise des Alpes occidentales: un paléo-complexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux. *Ph.D. thesis, BRGM Ed. doc. n°302, Université Claude Bernard*, *Lyon 1,* 341 p.

Schwartz, S., Lardeaux, J. M., Poupeau, G., Tricart, P. & Labrin, E. (2004). New apatite and zircon fission-tracks data in the Piemontese zone of Western Alps: tectonic concequences. *Tectonophysics*, **in press**.

Sébrier, M., Mercier, J. L., Mégard, F., Laubacher, G. & Carey-Gaihardis, E. (1985). Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in Central Andes of South Peru. *Tectonics*, **4**, 739-780.

Selverstone, J., Axen, G. J. & Bartley, J. M. (1995). Fluid inclusion constraints on the kinematics of footwall uplift beneath the Brenner-line normal fault, Eastern Alps. *Tectonics*, **14**(2), 264-278.

Seward, D. & Mancktelow, N. S. (1994). Neogene kinematics of the central and western Alps : Evidence from fission-track dating. *Geology*, **22**, 803-806.

Seyferth, M. & Henk, A. (2004). Syn-convergent exhumation and lateral extrusion in continental collision zones - insights from three-dimensional numerical models. *Tectonophysics*, **382**(1-2), 1-29.

Siddans, A. W. B. (1983). Finite strain patterns in some Alpine nappes. *J. Struct. Geol.*, **5**(3-4), 441-448.

Sinclair, H. D. (1997). Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: The role of the passive margin versus slab breakoff. *Geology*, **25**(12), 1123-1126.

Sissingh, W. (2001). Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland: correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics*, **333**(3-4), 361-400.

Smith, W. H. F. & Wessel, P. (1990). Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, **55**, 293-

305.
Sommaruga, A. (1999). Decollement tectonics in the Jura foreland fold-and-thrust belt. *Mar. Pet. Geol.*, **16**(2), 111-134.
Spakman, W. & Wortel, R. (2004). A tomographic view on the Western Mediterranean geodynamics. *In*: The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to mantle. Ed.: R. F. Cavazza W., Spakman W., Stampfli G.M., Ziegler P.A. *Berlin Heidelberg*, *Springer*, 31-52.
Spalla, M. I., Lardeaux, J. M., Dal Piaz, G. V., Gosso, G. & Messiga, B. (1996). Tectonic significance of Alpine Eclogites. *J. Geodyn.*, **21**, 257-285.
Stampfli, G. M. & Borel, G. (2004). The TRANSMED Transects in Space and Time: constraints on the Paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. *In*: The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to mantle. Ed.: R. F. Cavazza W., Spakman W., Stampfli G.M., Ziegler P.A. *Berlin Heidelberg*, *Springer*, 53-80.
Stampfli, G. M., Borel, G., Marchant, R. & Mosar, J. (2002). Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstruction. *Journal of the Virtual Explorer*, http://virtualexplorer.earh.monash.edu.au/VEjournal/2002/Rosenbaum/Stampfli/.
Stampfli, G. M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T. & Borel, G. (1998). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, **296**(1-2), 159-204.
Steck, A. & Hunziker, J. (1994). The tertiary structure and thermal evolution of the central Alps - compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics*, **238**, 229-254.
Steven, N. W. (1998). On the consistency of earthquake moment release and space geodetic strain rates: Europe. *Geophys. J. Int.*, **135**, 1011-1018.
Strehlau, J. & Meissner, R. (1987). Estimation of crustal viscosities and shear stresses from an extrapolation of experimental steady state flow data. *In*: Composition, structure and dynamics of the lithosphere-asthenosphere system. Ed.: K. Fuchs and C. Froidevaux, *American Geophysical Union Geodynamic Series*, **16**, p. 69-87.
Sue, C. (1998). Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes-Approche structurale et sismologique. *Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier*, *Grenoble,* 299 p.
Sue, C., Grasso, J. R., Lahaie, F. & Amitrano, D. (2002). Mechanical behavior of western Alpine structures inferred from statistical analysis of seismicity. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(8), 65-69.
Sue, C., Martinod, J., Tricart, P., Thouvenot, F., Gamond, J. F., Frechet, J., Marinier, D., Glot, J. P. & Grasso, J. R. (2000). Active deformation in the inner western Alps inferred from comparison between 1972-classical and 1996-GPS geodetic surveys. *Tectonophysics*, **320**(1), 17-29.
Sue, C., Thouvenot, F., Frechet, J. & Tricart, P. (1999). Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.*, **104**(B11), 25611-25622.
Sue, C. & Tricart, P. (1999). Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briancon, Western Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, **92**(2), 171-181.
Sue, C. & Tricart, P. (2002). Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps: a new constrain on arc dynamic. *J. Geol. Soc. London*, **159**, 61-70.
Sue, C. & Tricart, P. (2003). Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics*, **22**(5).
Tapponnier, P. (1977). Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : Poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **7**, 437-460.
Tapponnier, P., Zhiqin, X., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G. & Jingsui, Y. (2001). Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau. *Science*, **294**, 1671-1677.
Thatcher, W., Foulger, G. R., Julian, B. R., Svarc, J., Quilty, E. & Bawden, G. W. (1999). Present-day deformation across the Basin and Range Province, Western United States. *Science*, **283**, 1714-1718.
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 Planet. Sci. Lett.*, **171**(4), 561-574.
Thouvenot, F. (1996). Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogénèses (Atlas, Pyrénées, Oural). *Thèse de doctorat d'Etat, Université Joseph Fourier*, *Grenoble,* 378 p.
Thouvenot, F., Fréchet, J., Guyoton, F., Guiguet, R. & Jenatton, L. (1990). SISMALP: An automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cah. Cent. Eur. Geodyn. Seismol.*, **1**, 1-10.
Thouvenot, F., Frechet, J., Jenatton, L. & Gamond, J. F. (2003). The Belledonne Border Fault: Identification of active seismic strike-slip fault in the western Alps. *Geophys. J. Int.*, **155**(1), 174-192.
Thouvenot, F., Frechet, J., Tapponnier, P., Thomas, J. C., Le Brun, B., Menard, G., Lacassin, R., Jenatton, L., Grasso, J. R., Coutant, O., Paul, A. & Hatzfeld, D. (1998). The Ml 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache Fault. *Geophys. J. Int.*, **135**(3), 876-892.

Tricart, P. (1980). Tectonique superposée dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. *Ph.D. thesis*, *Strasbourg,* 407 p.

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

Tricart, P., Bouillin, J. P., Dick, P., Moutier, L. & Xing, C. Q. (1996). The high Durance fault-zone and the extensional reactivation of the Brianconnais front thrust, to the SE of the Pelvoux Massif (western Alps). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **323**(3), 251-257.

Tricart, P., Torrelli, L., Argnani, A., Rekhiss, F. & Zitellini, N. (1994). Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine Chain of northern Tunisia (Central Mediterranean). *Tectonophysics*, **238**, 317-329.

van der Meulen, M. J., Kouwenhoven, T. J., van der Zwaan, G. J., Meulenkamp, J. E. & Wortel, M. J. R. (1999). Late Miocene uplift in the Romagnan Apennines and the detachment of subducted lithosphere. *Tectonophysics*, **315**(1-4), 319-335.

Vermeer, P. A. (1990). The orientation of shear bands in biaxial tests. *Geotechnique*, **40**, 223-236.

Vernant, P., Masson, F., Bayer, R. & Paul, A. (2002). Sequential inversion of local earthquake traveltimes and gravity anomaly - the example of the western Alps. *Geophys. J. Int.*, **150**, 79-90.

Vialon, P., Rochette, P. & Ménard, G. (1989). Indentation and rotation in the Alpine arc. *In*: Alpine tectonics, Geological Society of London Special Publication. Ed.: M. Coward, D. Dietrich and R. Park, *Blackwell scientific publication*, **45**, 329-338.

Vigny, C., Chery, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J. P., Barlier, F., Bayer, R., Briole, P., Calais, E., Cotton, F., Duquenne, F., Feigl, K. L., Ferhat, G., Flouzat, M., Gamond, J. F., Geiger, A., Harmel, A., Kasser, M., Laplanche, M., Le Pape, M., Martinod, J., Menard, G., Meyer, B., Ruegg, J. C., Scheubel, J. M., Scotti, O. & Vidal, G. (2002). GPS network monitors the Western Alps deformation over a five- year period: 1993-1998. *J. Geodesy*, **76**(2), 63-76.

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

Waldhauser, F., Kissling, E., Ansorge, J. & Mueller, S. (1998). Three-dimensional interface modelling with two-dimensional seimic data : the Alpine crust-mantle boundary. *Geophys. J. Int.*, **135**, 264-278.

Waldhauser, F., Lippitsch, R., Kissling, E. & Ansorge, J. (2002). High-resolution teleseismic tomography of upper-mantle structure using an a priori three-dimensional crustal model. *Geophys. J. Int.*, **150**, 403-414.

Wawrzyniec, T. F., Selverstone, J. & Axen, G. J. (2001). Style of footwall uplift along the Simplon and Brenner normal fault system, central and Eastern Alps. *Tectonics*, **20**(5), 748-770.

Wells, D. L. & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 635-652.

Wessel, P. & Smith, W. H. (1991). Free software helps map and display data. *EOS Trans. Am. geophys. Un.*, **72**, 441 and 445-446.

Wilschko, D. V. & Eastman, D. B. (1983). Role of basement wraps and faults in localising thrust fault ramps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **158**, 177-190.

Wissing, S. & Pfiffner, A. (2002). Structure of the eastern Klippen nappe (BE, FR): Implications for its Alpine tectonic evolution. *Eclogae Geol. Helv.*, **95**, 381-398.

Wu, P., Johnston, P. & Lambeck, K. (1999). Postglacial rebound and fault instability in Fennoscandia. *Geophys. J. Int.*, **139**(3), 657-670.

Zoback, M. L. (1992). First- and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere : The World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, **97**(B8), 11703-11728.

Zoback, M. L., Zoback, M. D., Adams, J., Assumpçao, M., Bell, S., Bergman, E. A., Blümling, P., Brereton, N. R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H. K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J. L., Müller, B. C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udias, A., Xu, Z. H. & Zhizhin, M. (1989). Global patterns of tectonics stress. *Nature*, **341**(6240), 291-298.

Annexe 1

Article en préparation pour le *Bulletin de la Société Géologique de France*

Fracturation régionale distensive dans des dépôts quaternaires de Lanslebourg (Savoie, France)

Fracturation régionale distensive dans des dépôts quaternaires de Lanslebourg (Savoie, France)

Jean-Daniel Champagnac*, Bastien Delacou*, Pierre Tricart #, Christian Sue*, Martin Burkhard* et Cécile Allanic*

* Institut de géologie, Université de Neuchâtel
# LGCA, Université de Grenoble

Contact:

Jean-Daniel Champagnac
Institut de Géologie
Rue Argand 11
CH-2007 Neuchâtel

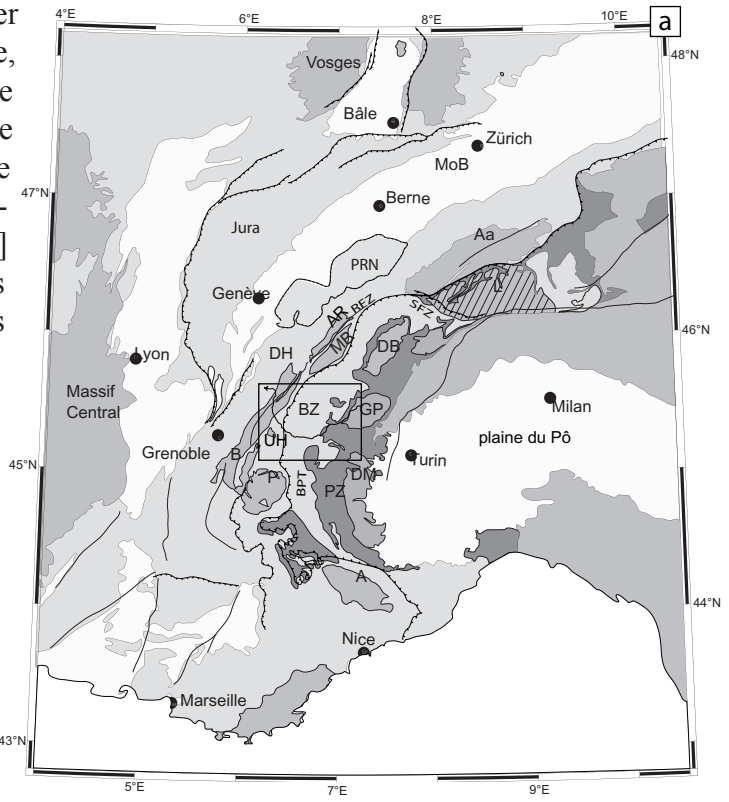
Tel : (+41) 32 718 26 57
Fax : (+41) 32 718 26 01

Jean-Daniel.Champagnac@unine.ch_

Introduction

Depuis une dizaine d'année, l'étude des structures tectoniques alpines ne porte plus uniquement sur les structures compressives (nappes, plis, chevauchements …) ; un intérêt croissant est donné aux structures extensives, particulièrement développées dans les zones internes. En effet, leur importance sur l'évolution tardive des Alpes occidentales a été montrée localement [Mancktelow 1992, Seward & Mancktelow 1994, Aillères et al. 1995, Cannic et al. 1999, Sue & Tricart 1999, Rolland et al. 2000] puis à plus grande échelle [Bistacchi et al. 2000, Champagnac et al. 2003a, Sue & Tricart 2003, Champagnac et al. 2004, Schwartz et al. 2004]. Parallèlement, le lien entre la déformation cassante néogène et la déformation active (sismogène et géodésique) reste problématique. Les indices de déformations quaternaires sont rares et visibles surtout en domaine externe ou péri-alpin [Goguel 1969, Bordet 1970, Arlhac et al. 1987, Dubar & Perez 1989, Blès & Gros 1991, Sauro & Zampieri 2001, Dutour et al. 2002, Giamboni et al. 2004, Persaud & Pfiffner 2004, Eckardt et al.?]. En domaine interne, Carraro et al. [1994] observent dans le Val d'Aoste une déformation quaternaire interprétée comme l'expression d'une faille majeure sénestre (faille d'Aosta-Ranzolla). Plus au Sud, Sue [1998] décrit également des structures cassantes extensives et décrochantes interprétées comme très récentes.

Au cœur de la chaîne, des dépôts datés de la dernière glaciation quaternaire (Würm) [Fudral et al. 1994] sont affectés par une fracturation extensive bien exprimée; nous montrons qu'elle est cohérente avec la fracturation régionale dans les Schistes lustrés.



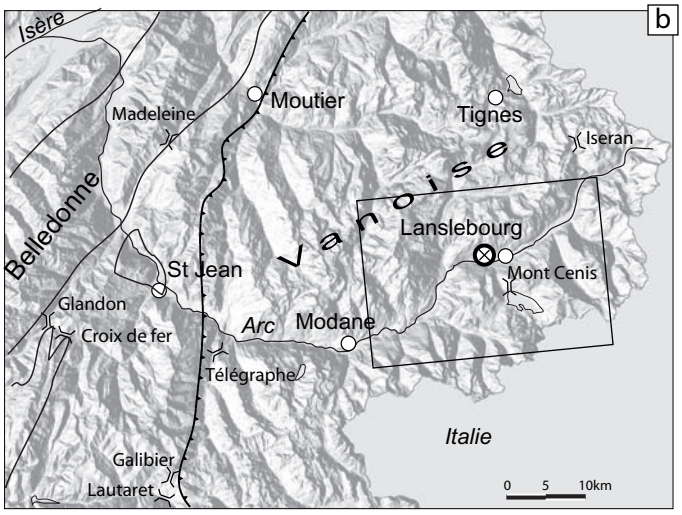


Figure 1: cadre géographique et géologique de l'étude.
a) Schéma structural des Alpes occidentales et centrales, ainsi que de l'avant pays : **A**: Argentera ; **Aa**: Aar ; **AR**: Aiguilles Rouges ; **B**: Belledonne ; **BPT**: Chevauchement pennique basal ; **BZ** : zone Briançonnaise; **DB**: nappe de la Dent Blanche; **DH**: zones Dauphinoises et Helvétiques ; **DM** : Dora Maira ; **GP**: Gran Paradiso ; **L**: Dôme Lépontin ; **MoB**: bassin molassique ; **MB**: Mont Blanc ; **PZ**: Schistes lustrés Piémontais ; **P**: Pelvoux ; **PRN**: nappes préalpine; **RFZ**: zone de faille du Rhône; **SFZ** : zone de faille du Simplon ; **V**: Vanoise.
b) Modèle numérique de terrain de la Savoie, localisation des principaux massifs et cols routiers. Le cercle gras indique l'emplacement de l'affleurement étudié dans cet article.

Cadre géologique

La vallée de la Maurienne recoupe d'Est en Ouest une grande partie des unités alpines(Fig. 1). L'arc prend sa source dans le socle du Grand-Paradis, et se jette dans l'Isère entre les Massif Cristallin Externe (Belledonne) et les chaînons subalpins (Bauges). Notre zone d'étude se situe dans les Schistes lustrés piémontais; ce sont les sédiments de l'océan Liguro-piémontais, métamorphisés dans le faciès des schistes bleus et des éclogites et rétromorphosés dans les faciès des amphibolites et des schistes verts. La déformation ductile, compressive puis localement extensive est complexe et multiphasée, n'est pas le sujet de cet article ; voir par exemple Deville et al. [1987] et Rolland et al. [2000] pour plus de détails. Elle est reprise tardivement par une déformation cassante, principalement extensive, qui s'exprime dans tout le domaine interne [Bistacchi et al. 2001, Champagnac et al. 2003a, Sue & Tricart 2003, Champagnac et al. 2004, Grosjean et al. 2004]. Cette extension traduit un axe de paléocontraintes minimum ($\sigma 3$) orienté parallèlement aux structures alpines [Champagnac et al. 2003a, 2004]. Une partie moins importante de la déformation cassante s'exprime en Maurienne par des décrochements tardifs, ainsi que par une direction d'extension E-W [Champagnac et al. 2003b], c'est à dire perpendiculaire aux structures alpines. La sismotectonique révèle que la déformation actuelle en domaine interne présente des directions d'extension perpendiculaires aux structures alpines, radiales à l'arc [Eva et al. 1998, Delacou et al. 2003]. L'inversion des données sismotectoniques montre également des directions d'axe $\sigma 3$ perpendiculaires à la chaîne [Delacou et al. 2004, Delacou 2005]. Cette analyse reste cependant mal contrainte dans les zones faiblement sismiques, comme c'est le cas en Maurienne. Néanmoins, les directions d'axes T observées dans les zones proches et sismiquement actives (arc sismique Briançonnais en particulier [Rothé 1941]) nous permettent de conclure à une direction d'extension radiale dans tout l'arc interne. L'observation de dépôts très récents, affectés par une fracturation importante peut nous permettre de mieux comprendre le passage entre le(s) paléochamp(s) de contraintes et le champ de contrainte actuel.

Observations de l'affleurement

1) Aspect sédimentologique

La carrière des Contamines est situé en rive droite de l'Arc, à 1 km environ en aval de Lanslebourg. Elle est large d'une cinquantaine de mètres, pour une hauteur d'affleurement de 20m environ (fig.2). Elle montre, du bas vers le haut [Fudral et al. 1994] :

- des silts et argiles laminés de fond de lac ;
- des sables gris et petits galets inclinés de 30 degrés vers la vallée, à grano-décroissance normale, très peu indurés;
- des graviers et des galets de taille inférieure à 5 cm, à enduit ferrugineux ; ils constituent le sommet de la série lacustre ;
- des alluvions fluviatiles à fluvio-glaciaire plus grossières à litage horizontaux, plus ou moins agglomérés ;
- une moraine de fond, bien indurée.

La pile sédimentaire observée dans la carrière résulte donc du remplissage glacio-lacustre, lacustre puis fluvio-glaciaire d'un lac pro-glaciaire au cours de la déglaciation würmienne [Fudral et al. 1994]. Ce remplissage a été recouvert par une faible récurrence glaciaire et la moraine qui y est associée. Ce passage glaciaire, postérieur à l'optimum glaciaire du Würm, a affecté en profondeur les structures sédimentaires précédemment acquises. En effet, nous avons pu observer un cisaillement dans les galets de moraine (sur un bloc tombé, donc non orienté), ainsi que des figures de charge (expulsion de sédiments fins gorgés d'eau, vers le haut), cisaillées

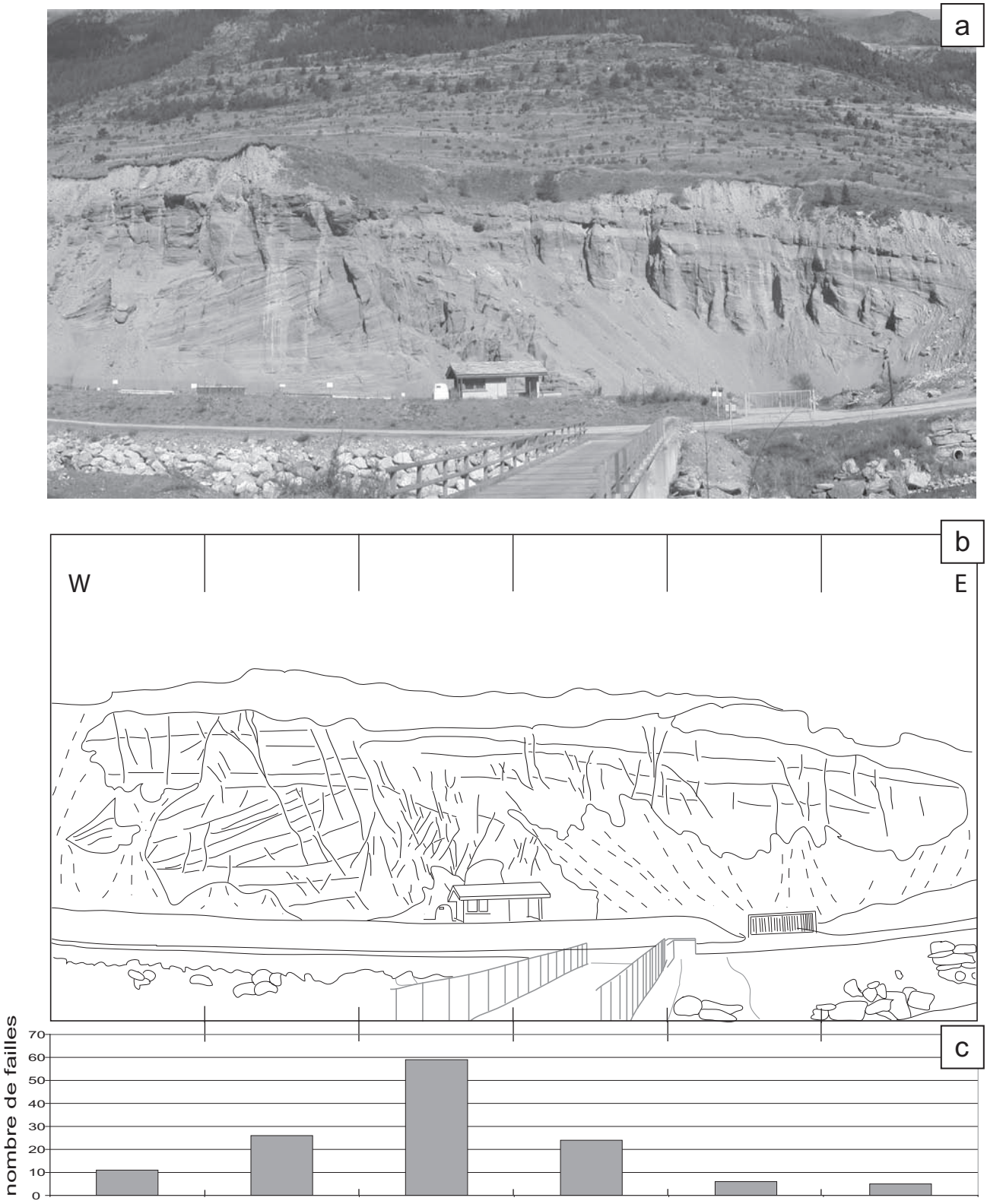
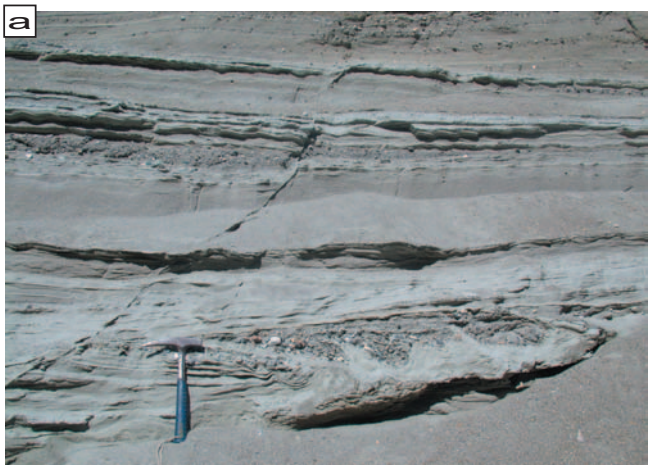
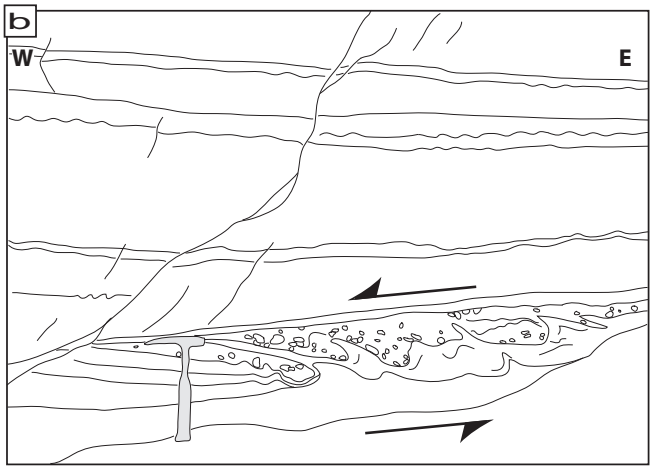


Figure 2: la carrière des Contamines, à Lanslebourg (Haute Maurienne).
a) Photo panoramique de la carrière des Contamines, en aval de Lanslebourg, rive droite de l'Arc.
b) Schéma interprétatif de la photo ci-dessus. Nous avons particulièrement souligné les stratifications (traits fins) et les failles (traits épais).
c) Histogramme de la densité de la fracturation dans 6 zones d'égale largeur. On remarque que malgré une hauteur d'affleurement moins grande, la troisième zone (au dessus de la cabane) présente une fracturation beaucoup plus importante.





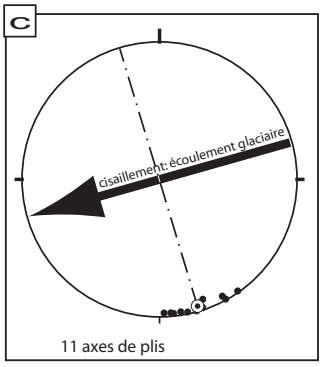


Figure 3: Structure de charge et de cisaillement.
a) et b) Structure de charge cisaillée vers la gauche de l'image. On remarque que la grande faille à faible rejet à gauche n'est pas affectée par le niveau cisaillé.
c) Représentation des axes de plis mesurés sur différentes figures d'échappement (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur). Les axes sont bien groupés autour d'un meilleur axe orienté N164, subhorizontal (cercle blanc et noir).

vers l'aval (Fig. 3). Ces cisaillements se localisent dans certains niveaux, de préférence au contact entre deux lits de granulométries très contrastées. Dans l'hypothèse d'un cisaillement modeste (pas de réorientation des axes de plis dans la direction de cisaillement) , les plis d'entraînement (d'axe N164° subhorizontaux) indiquent une direction de transport vers l'WSW, c'est à dire dans la direction l'aval. Ces structures sont donc liées d'abord au poids de la glace de la récurrence glaciaire s'appliquant sur une pile sédimentaire gorgée d'eau, puis au mouvement de cette glace, qui cisaille localement la pile sédimentaire dans des niveaux de fort contraste granulométrique et rhéologique.

2) Aspect tectonique

Cet affleurement présente une fracturation localement importante, qui s'exprime en particulier au centre de la carrière (Fig. 2), sur une vingtaine de mètres. En s'éloignant de cette zone de part et d'autre, la fracturation diminue d'intensité, puis disparaît. Les fractures présentent des plans bien mesurables, soulignés par un mince film (quelques mm à 1 cm) de sable plus induré (probablement lié à une circulation de fluides). Aucune ligne (stries ou fibres) n'est portée par ces plans, mais les décalages sont de types normaux, soulignés par des décalage très visibles (millimétrique à métriques) de la stratification (Fig. 4). Les failles ne sont pas affectées par les phénomènes cisaillants liés à la surcharge et aux mouvements de la glace ; en effet, les failles recoupent ces niveaux cisaillés sans être affectés par ceux-ci (Fig. 4). En outre, les plus grandes d'entre elles recoupent la moraine de fond située au sommet de la série. Nous disposons donc d'un âge maximal pour ces failles, contemporain à postérieur *au retrait* de la récurrence glaciaire, soit Pleistocène terminal [Ivy-Ochs et al. 2004].

Dans la zone fortement fracturée (Fig. 3), on retrouve une faille tous les 20 à 50 cm environ. Dans le reste de l'affleurement, les faille sont espacées de 1 à 5 mètres environ. L'histogramme de la densité de la fracturation (Fig. 2c) montre que la partie centrale de l'affleurement est nettement plus fracturée que ses bords. Cette disposition suggère le passage d'une grande faille, qui s'exprime dans ces dépôts meubles par une importante zone fracturée.

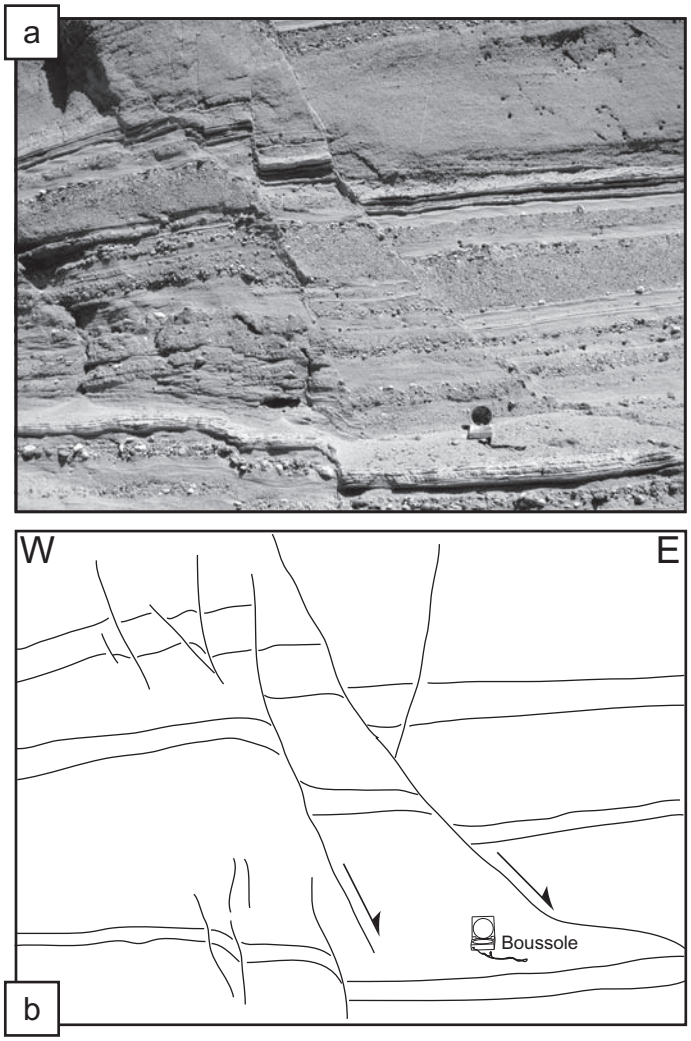


Figure 4: fracturation des dépôts fluvio-glaciaires
a) et b) Photo (et son interprétation) d'une série de failles normale décalant un niveau repère d'une vingtaine de centimètres. Nous avons pu observé des décalages de près de 2 mètres (rejet cumulé d'une dizaine de failles) de certain niveaux repères.

Les failles que nous avons pu mesurer ont un pendage de 50 à 80° (avec une moyenne de 67°) et se répartissent en deux familles (Fig. 5) qui forment des dièdres conjugués (ouverture moyenne = 62°), observés sur le terrain. En émettant l'hypothèse que ces failles aient une origine uniquement tectonique, nous avons déterminé le champ de contraintes associé à cette déformation (Fig. 5c). Pour chaque famille de failles, nous avons calculé le meilleur plan ; nous avons également supposé que les vecteurs de mouvement soient orientés à 90° de l'intersection des deux plans [Anderson 1951], et appliqué la méthode des dièdres droits [Angelier & Mechler 1977]: la direction d'extension obtenue (fig. 5c) est N065°/01 (avec une direction de compression orienté N156°/54). Le calcul d'axe de déformation par «analyse dynamique-numérique» [Spang 1972, Sperner et al. 1993] donne un résultat similaire (extension orienté N063°/03, compression verticale orienté N181°/85). Selon ces différentes méthodes, la direction d'axe $\sigma 3$ est stable, orientée ENE-WSW. Cette direction est perpendiculaire à l'axe des plis d'entraînement présentés plus haut (fig. 3).

Afin de comparer les directions de fracturation dans le dépôt holocène de Lanslebourg avec les directions de fracturation régionales, nous avons tout d'abord tracé une carte de linéaments. Ces linéaments ont été extraits d'une image Landsat (résolution 28.5 m) et du MNT IGN (résolution 50m) de la Haute Maurienne. Une vérification sur le terrain a permis d'interpréter ces linéaments comme une expression de la fracturation, selon une méthode déjà employée dans le Valais [Champagnac et al. 2003a].

La carte obtenue (fig. 6a) montre des directions préférentielles d'orientation N-S à NNE-SSW, très bien exprimée sur toute la zone, ainsi que NW-SE, localement très présente. La représentation en histogrammes circulaires de ces directions (Fig. 6b) montre deux directions préférentielles, la première N-S à NE-SW, majoritaire et assez diffuse (qui englobe les directions N-S à NE-SW), et une seconde direction NW-SE, moins représentée mais mieux réglée. Ces deux directions correspondent aux directions mesurées dans la carrière des Contamines (Fig. 5b). En particulier, un linéament orienté NNE-SSW semble passer dans la carrière (Fig. 6). Cette similitude de direction peut impliquer deux choses :

- la fracturation visible en télédétection est récente (post-Würm)

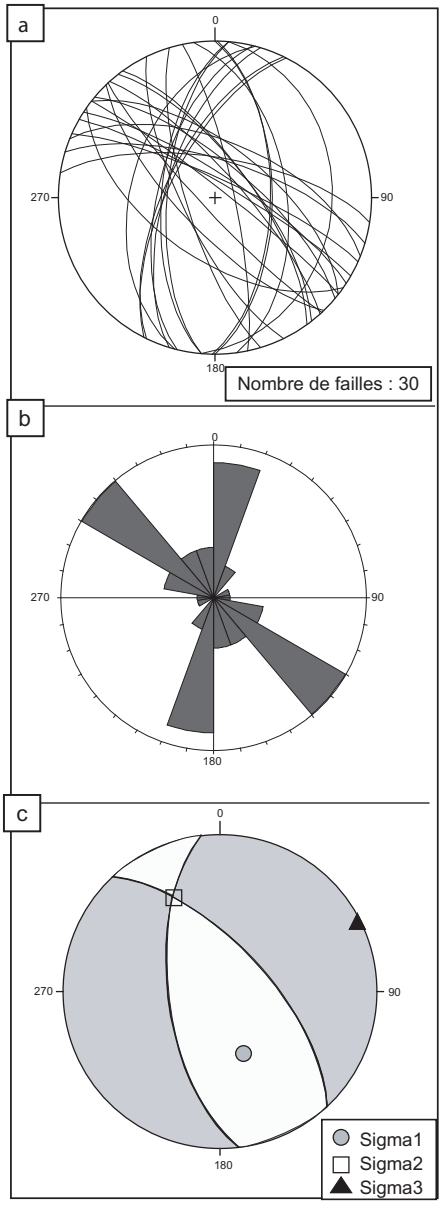


Figure 5: analyse directionnelle de la fracturation des sédiments quaternaires
a) Représentation (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de failles. La lithologie ne nous a pas autorisé à observer des stries de mouvement sur ces plans.
b) Histogrammes circulaires des directions de plans de failles mesurés sur l'affleurement (intervalle 20°). Malgré l'abondance de faille observable, le caractère très friable du terrain ne nous a pas permis de mesurer plus d'une trentaine de plans fiables. Deux directions sont très bien individualisées, N-S et NW-SE et forment des dièdres conjugués.
Représentation du meilleur plan pour chaque famille et calcul du triaxe des contraintes (méthode des dièdres droits) après avoir attribué une strie fictive à 90° de l'intersection des deux plans. La direction d'extension obtenue est N65°.

- la fracturation observée dans la carrière des Contamines est d'origine tectonique.

Pour étayer ces suppositions, les données mesurées dans la carrière ont été comparées avec celles recueillies dans le cadre d'une étude de fracturation plus vaste [Champagnac et al. submitted]. Les histogrammes circulaires de la Fig. 7a montrent les directions de failles mesurées sur les 6 sites les plus proches de la carrière des Contamines. Tous présentent au moins une des deux directions de fractures repérées par télédétection. Les failles sont orientées N-S à NNE-SSW (sites n° 1, 4 et 5) et NW-SE (sites n° 1, 2, 3, 6), avec quelques failles NE-SW (sites n° 6). Ceci montre que la fracturation à grande échelle correspond bien à la fracturation mesurée à l'affleurement. Les directions mesurées dans les Schistes lustré, les dépôts fluvio-glaciaires de Lanslebourg et par télédétection présentent donc une bonne adéquation.

Interprétations et discussion

Hypothèse d'une origine «locale» de la fracturation

La présence de failles normales dans des dépôts fluvio-glaciaire est fréquemment observée ; ces failles ont été décrite comme des figures gravitaires liées à une surcharge affectant un sédiment meuble [Brodzikowski et al. 1987, Carraro et al. 1994]. Elles sont également expliquée par la croissance en domaine péri-glaciaire de loupes de glace dans les sédiments encore gorgés d'eau, provoquant un poinçonnement vertical et une extension de la pile sédimentaire sus-jacente [McDonald & Shilts 1975]. La fonte de ces loupes accentuerait l'expression des failles normales, et leur présence dans une pile sédimentaire est utilisées comme un indice de l'origine fluvio-glaciare de ce dépôt. Ces failles peuvent être liées (ou non) à une activité sismique [Beck et al. 1992]. Dans ce cas, les failles normales peuvent être parallèles à la vallée, et correspondent à des tassements vers la rivière (ou le torrent sous glaciaire), ou perpendiculaire à celle-ci et être l'expression de cisaillements liés au poids et aux mouvements de la glace. Dans le cas de la carrière des Contamines, l'orientation des axes de plis indique une direction de transport vers l'aval ; ces figures de cisaillement montrent que le mouvement de la

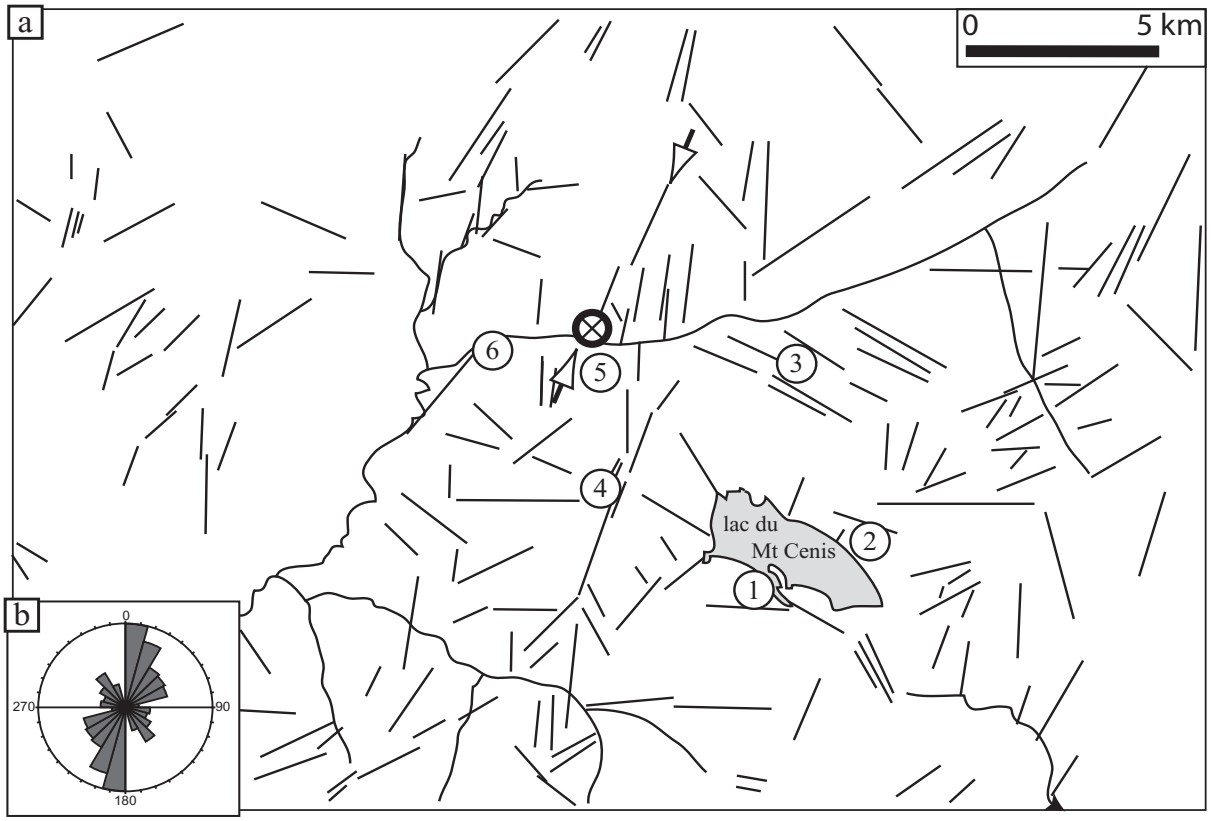


Figure 6: cartographie de la fracturation régionale
a) Tracé des linéaments (Image Landsat5 et MNT IGN) dans le région du Mont Cenis, localisation de la carrière des Contamines (cercle) et de 6 sites de mesures (couples failles-stries) à proximité. Ces sites sont tous dans les Schistes lustrés (Calcschistes piémontais du Crétacé) et nous ont permis de comparer la fracturation régionale avec la fracturation dans les sédiments quaternaires. Les flèches indiquent la présence d'une faille importante qui semble recouper la carrière des Contamines.
Histogrammes circulaires des directions des linéaments observés dans la région du Mont Cenis. Une direction NS à NE-SW assez diffuse et une direction NW-SE s'individualisent bien. Cette fracturation est comparable à celle mesurée dans les sédiments quaternaires (Fig. 5).

glace a affecté les sédiments en profondeur. L'orientation de la direction d'extension déterminée par la méthode des dièdres droits (fig. 5) est également parallèle à la vallée. La présence d'un cisaillement important à l'interface glace/moraine peut en effet provoquer une déformation en failles normales. Ces indications peuvent suggérer que les failles normales observées ont pour origine une dynamique glaciaire, locale, sans lien avec le contexte tectonique. La présence de failles qui recoupe les structures de charge cisaillées indique que la fracturation est postérieure au mouvement du glacier. Dans ce cas, le cisaillement lié à la glace ne peut pas être la cause de la fracturation.

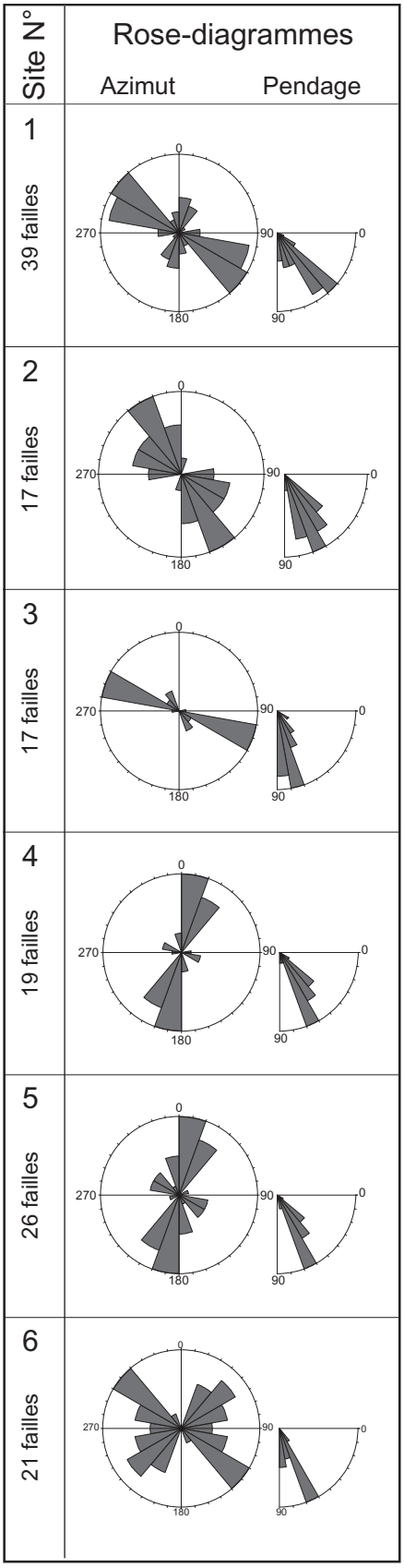


Figure 7: analyse directionnelle de la fracturation des Schistes lustrés
Histogrammes circulaires des directions de fractures dans les Schistes. Voir le texte pour la discussion de ces données.

Hypothèse d'une origine «régionale» de la fracturation

Les failles mesurées dans la carrière des Contamines (fig. 5) présentent une bonne cohérence régionale avec les failles mesurées à l'affleurement dans les Schistes lustrés (fig. 7). L'orientation générale est également comparable à l'orientation des failles déterminées par télédétection (fig 6), en particulier avec un grand linéament qui semble passer par la carrière. De plus, la concentration de la fracturation au centre de l'affleurement (fig 2) indique le passage probable d'une faille majeure. Cette faille affecte les dépôts morainiques du sommet de la pile sédimentaire. Cette similitude d'orientation, et la compatibilité avec le champs de contrainte calculé dans 6 sites autour de la carrière indique une vraisemblable relation entre la fracturation régionale et la fracturation dans les dépôts fluvio-glaciaires. Si tel est le cas, la fracturation qui affecte les dépôts quaternaires de la carrière des Contamines est d'origine tectonique, en réponse au champ de contrainte régional. Par ailleurs, la direction de fracturation indique une extension N065°, perpendiculaire aux structures alpines, et en adéquation avec les directions d'extension sismiques [Delacou et al. 2004]. Ces résultats indiqueraient que le champs de contrainte alpin actuel est le même depuis environ 15000 à 20000 ans.

Conclusions

Les failles normales observées et mesurées dans la carrière des Contamines peuvent avoir une origine locale, liée à une dynamique glaciaire, ou régionale, liée au champs de contraintes à l'échelle des Alpes. La difficulté pour déterminer l'origine de cette déformation provient de la similitude de directions du flux glaciaire (vers l'aval) et de la direction d'extension alpine actuelle : toutes les deux sont orientées E-W. Les arguments en faveurs d'une origine tectonique de la fracturation n'excluent pas la possibilité d'une déformation sous-glaciaire liée aux poids et aux mouvements de la glace, ainsi qu'a des déformations liées à la croissance de loupes de glace dans le sédiment. Dans ce cas, l'orientation de la fracturation serait liée au champs de contrainte régional, mais la présence de failles normale serait induite par la dynamique glaciaire.

Références

AILLÈRES, L., BERTRAND, J., MACAUDIÈRE, J. & CHAMPENOIS, M. 1995: New structural data from the ''Zone Houillere Brianconnaise'' (French Alps), neoalpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science* 321, 247-254.

ANDERSON, E. M. 1951: The dynamics of faulting. *Ed. Oliver et Boyd, 2nd ed., Edinburgh*, 206.

ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France* 7(XIX), 1309-1318.

ARLHAC, P., GERAUD, Y., RAYNAUD, S. & TERRIER, M. 1987: Neotectonique dans les terrains quaternaires de la Basse Durance (France): premiers résultats. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science* 304(16), 1019-1024.

BECK, C., ROCHETTE, P. & TARDY, M. 1992: Interprétation en terme de paléosismicité de niveaux déstructurés intercalés dans des rythmites lacustres quaternaires des Alpes Nord-occidentales. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science* 315, 1525-1532.

BISTACCHI, A., EVA , E., MASSIRONI, M. & SOLARINO, S. 2000: Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology. *J. Geodyn.* 30, 205-228.

BISTACCHI, A., DAL PIAZ, G. V., MASSIRONI, M., ZATTIN, M. & BALESTRIERI, M. L. 2001: The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene- Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps. *Int. J. Earth Sci.* 90(3), 654-667.

BLÈS, J. L. & GROS, Y. 1991: Stress field changes in the Rhone Valley from the Miocene to the Present. *Tectonophysics* 194(3), 265-277.

BORDET, P. 1970: Les failles vivantes du massif des Grands Moulins (Massif cristalin externe de Belledonne). *Géologie Alpine* 46, 43-47.

BRODZIKOWSKI, K., KRYSZKOWSKI, D. & VAN LOON, A. J. 1987: Endogenic processes as a cause of penecontemporaneous soft-sediment deformations in the fluviolacustrine Czyow series (Kleszczow Graben, central Poland). In: Deformation of sediments and sedimentary rocks (edited by Jones, M. E. & Preston, R. M. F.). Geological Society Special Publication, London.

CANNIC, S., MUGNIER, J.-L. & LARDEAUX, J.-M. 1999: Neogene extension in the Western Alps. *Memorize di Scienze Geologiche, Padova* 51(1), 33-45.

CARRARO, F., GUIBAUDO, G., GIARDINO, M. & PEROTTO, A. 1994: Intense deformazioni in depositi fluvioglacustri olocenici nella media valle d'Aosta. *Atti Tic. Sc. Terra* 1, 123-136.

CHAMPAGNAC, J. D., SUE, C., DELACOU, B. & BURKHARD, M. 2003a: Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais). *Eclogae Geol. Helv.* 96, 325-338.

CHAMPAGNAC, J. D., SUE, C., DELACOU, B., TRICART, P. & BURKHARD, M. 2003b: Late alpine brittle extension in the internal zone of the Northwestern Alps. In: 1st Swiss Geological Meeting, Basel.

CHAMPAGNAC, J. D., SUE, C., DELACOU, B. & BURKHARD, M. 2004: Brittle deformation in the inner northwestern Alps : from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. *Terra Nova* 16(4), 232-242.

CHAMPAGNAC, J. D., SUE, C., DELACOU, B., TRICART, P., ALLANIC, C. & BURKHARD, M. submitted: Miocene orogen-parallel extension in the inner Western Alps revealed by dynamical fault analyses. *Tectonics*.

DELACOU, B., SUE, C., CHAMPAGNAC, J. D. & BURKHARD, M. 2003: Contrasted tectonics of the Western Alps: A seismotectonic overview. In: EGS-AGU-EGU Joint Assembly, Nice.

DELACOU, B., SUE, C., CHAMPAGNAC, J. D. & BURKHARD, M. 2004: Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int.* 158, 753-774.

DELACOU, B. 2005: Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin ; approche sismotectonique et modélisation numérique.Ph.D. Neuchâtel.

DEVILLE, E. 1987: Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales, Savoie). De la naissance à la structuration d'un secteur de la paléomarge européenne et de l'océan théthysien : aspects stratigraphique, pétrographiques et tectoniques.Ph.D. thesis, Université de Savoie.257, Chambéry.

DUBAR, M. & PEREZ, J.-L. 1989: Néotectonique quaternaire en bordure de l'arc subalpin de Nice. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science* 308(2).

DUTOUR, A., PHILIP, H., JAURAND, E. & COMBES, P. 2002: Mise en évidence de déformation en faille

invers avec rupture de surface cosismique dans les dépots colluviaux würmien du versant nord du Mont Ventoux (Provence occidentale, France). *Comptes Rendus Geoscience* 334, 849-856.
ECKARDT, P., FUNK, H., LABHART, T., FISCHER, W. & GUBLER, E.?: Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone linie.
EVA, E., PASTORE, S. & DEICHMANN, N. 1998: Evidence for ongoing extensional deformation in the Western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland. *J. Geodyn.* 26(1), 27-43.
FUDRAL, S., DEVILLE, E., NICOUD, D., POGNANTE, U., GUILLOT, P. L., JAILLARD, E., J.E., M. & TOURY-LEROUGE, A. 1994: Carte géologique de la France, feuille Lanslebourg-Mont D'ambin (776), notice explicative, 94 pp. B.R.G.M., Orléans.
GIAMBONI, M., USTASZEWSKI, K., SCHMID, S. M., SCHUMACHER, M. E. & WETZEL, A. 2004: Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogene structure in Rhine-Bresse transform zone (northern Switzerland and eastern France). *Int. J. Earth Sci.* 93, 207-223.
GOGUEL, J. 1969: Des failles d'age Quaternaire à Peisey (Savoie). *Bull. Soc. géol. France* 7(XI), 35-39.
GROSJEAN, G., SUE, C. & BURKHARD, M. 2004: Late Neogene brittle extension in the vicinity of the Simplon fault zone, central Alps, Switzerland. *Eclogae Geol. Helv.* 97, 33-46.
IVY-OCHS, S., SCHÄFER, J., KUBIK, P. W., SYNAL, H. A. & SCHLÜCHTER, C. 2004: Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae Geol. Helv.* 97, 47-55.
MANCKTELOW, N. S. 1992: Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps : Evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics* 215, 295-317.
MCDONALD, B. C. & SHILTS, W. W. 1975: Interpretation of faults in glaciofluvial sediments. In: Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation (edited by Jopling, A. V. & McDonald, B. C.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
PERSAUD, M. & PFIFFNER, O. A. 2004: Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. *Tectonophysics* 385(1-4), 59-84.
ROLLAND, Y., LARDEAUX, J. M., GUILLOT, S. & NICOLLET, C. 2000: Syn-convergence extension, vertical pinching and contrasted metamorphic units on the western edge of the Gran Paradise massif (French-Italian Alps). *Geodinamica Acta* 13(2-3), 133-148.
ROTHÉ, J. P. 1941: Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales. *Annales de l'Institut de Physique du Globe, Strasbourg* 3, 1-105.
SAURO, U. & ZAMPIERI, D. 2001: Evidence of recent surface faulting and surface rupture in the Fore-Alps of Veneto and Trentino (NE Italy). *Geomorphology* 40(3-4), 169-184.
SCHWARTZ, S., LARDEAUX, J. M., POUPEAU, G., TRICART, P. & LABRIN, E. 2004: New apatite and zircon fission-tracks data in the Piemontese zone of Western Alps: tectonic concequences. *Tectonophysics* in press.
SEWARD, D. & MANCKTELOW, N. S. 1994: Neogene kinematics of the central and western Alps : Evidence from fission-track dating. *Geology* 22, 803-806.
SPANG, J. H. 1972: Numerical Method for Dynamic Analysis of Calcite Twin Lamellae. *Geol. Soc. amer. Bull.* 83(1), 467- 472.
SPERNER, B., OTT, R. & RATSCHBACHER, L. 1993: Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation. *Computers & Geosciences* 19(9), 1361-1388.
SUE, C. 1998: Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes-Approche structurale et sismologique.Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier.299, Grenoble.
SUE, C. & TRICART, P. 1999: Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briancon, Western Alps. *Eclogae Geol. Helv.* 92(2), 171-181.
SUE, C. & TRICART, P. 2003: Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics* 22(5).

Annexe 2

Article publié à *Terra Nova*

Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse

doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00555.x

Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse

Jean-Daniel Champagnac, Christian Sue, Bastien Delacou and Martin Burkhard
Neuchatel University, Switzerland

ABSTRACT

Internal parts of the Alps have undergone widespread extensional deformation in the course of their Neogene exhumation history. Palaeostress inversion methods are used to map the prevailing stress fields and their evolution through time. Here we present new data from 100 sites with a total of about 2000 faults/striae couples, covering a large portion of the inner north-western Alps. Palaeostress tensors are mostly extensional, although one-third of them are transcurrent. The dominant direction of minimum horizontal stress axes (σ3) is in an orogen-parallel (N30° to N70°) orientation around the bend of the north-west alpine arc. A comparison between this older (Neogene, post-metamorphic) stress field with the current stress and strain field determined from seismotectonics and geodesy indicates a change in deformation mode from early orogen-parallel extrusion to a late and ongoing orogen-perpendicular spreading.

Terra Nova, 16, 232–242, 2004

Introduction

The alpine orogen is the result of the Apulian/European convergence from the upper Cretaceous to Miocene (e.g. Steck, 1984; Escher *et al*., 1997; Pfiffner *et al*., 2000). On the continental scale, Africa currently converges with Europe at a rate from 3 to 8 mm yr^{-1} at the longitude of the western Alps (Demets *et al*., 1994; Albarello *et al*., 1995; Nocquet and Calais, 2003, 2004). On the alpine scale, however, geodetic measurements in the last decade have failed to demonstrate any convergence or other significant relative movement between northern Italy and 'stable Europe' (Calais *et al*., 2002; Oldow *et al*., 2002; Vigny *et al*., 2002). It now appears that Africa–Europe convergence is mostly consumed in a complex mobile zone which involves the Appenines, Dinarides and Magrebides.

Seismotectonic studies from the western Alps have revealed a predominance of transcurrent to extensional focal plane mechanisms; compressive focal plane mechanisms are rare and exclusively localized near the periphery of the alpine chain (Eva and Solarino, 1998; Sue *et al*., 1999; Delacou *et al*., in press a).

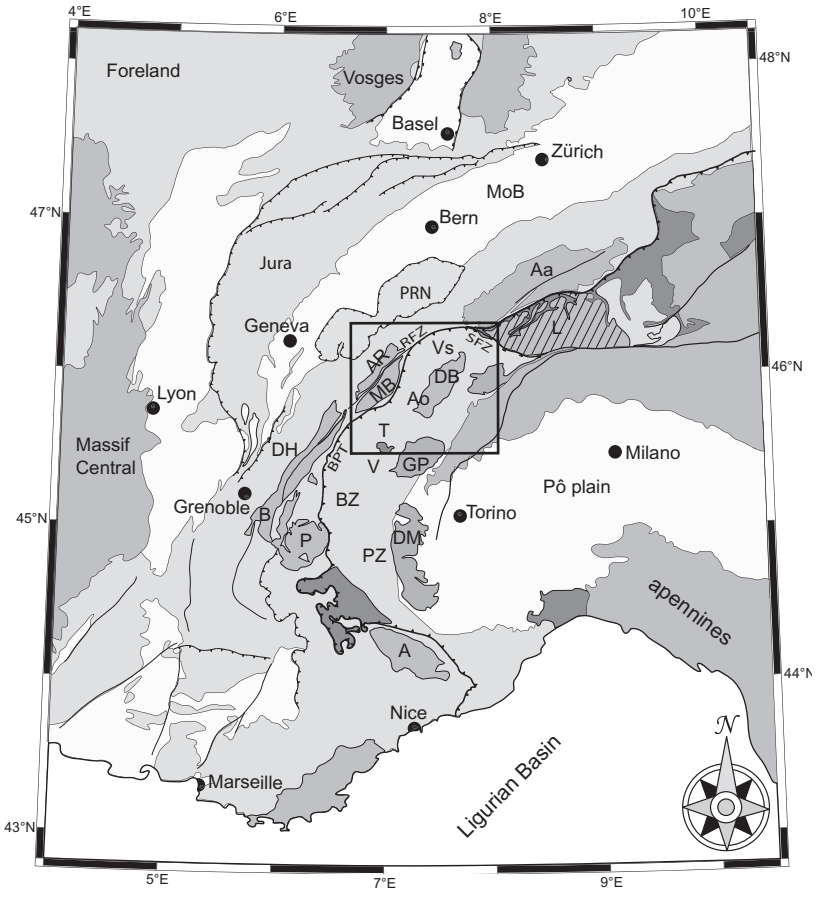


Fig. 1 Location of the studied area in the western Alps. A: Argentera; Aa: Aar; Ao: Aosta Valley; AR: Aiguilles Rouges; B: Belledonne; BPT: Basal Penninic Thrust; BZ: Briançonnais zone; DB: Dent Blanche nappe; DH: Dauphiné/Helvetic zone; DM: Dora Maira; GP: Gran Paradiso; L: Lepontine dome; MoB: Molasse Bassin; MB: Mont Blanc; PZ: Piémontais zone; P: Pelvoux; PRN: Prealpine Nappes; RFZ: Rhône Fault Zone; SFZ: Simplon Fault Zone; V: Vanoise; Vs: Valais.

Correspondence: Jean-Daniel Champagnac, Institut de Géologie, Rue Emile Argand 11, CH-2007 Neuchâtel, Switzerland. Tel.: +41 32 718 26 57; fax: +41 32 718 26 01; e-mail: jean-daniel.champagnac@unine.ch

© 2004 Blackwell Publishing Ltd

Terra Nova, Vol **16**, No. 4, 232–242

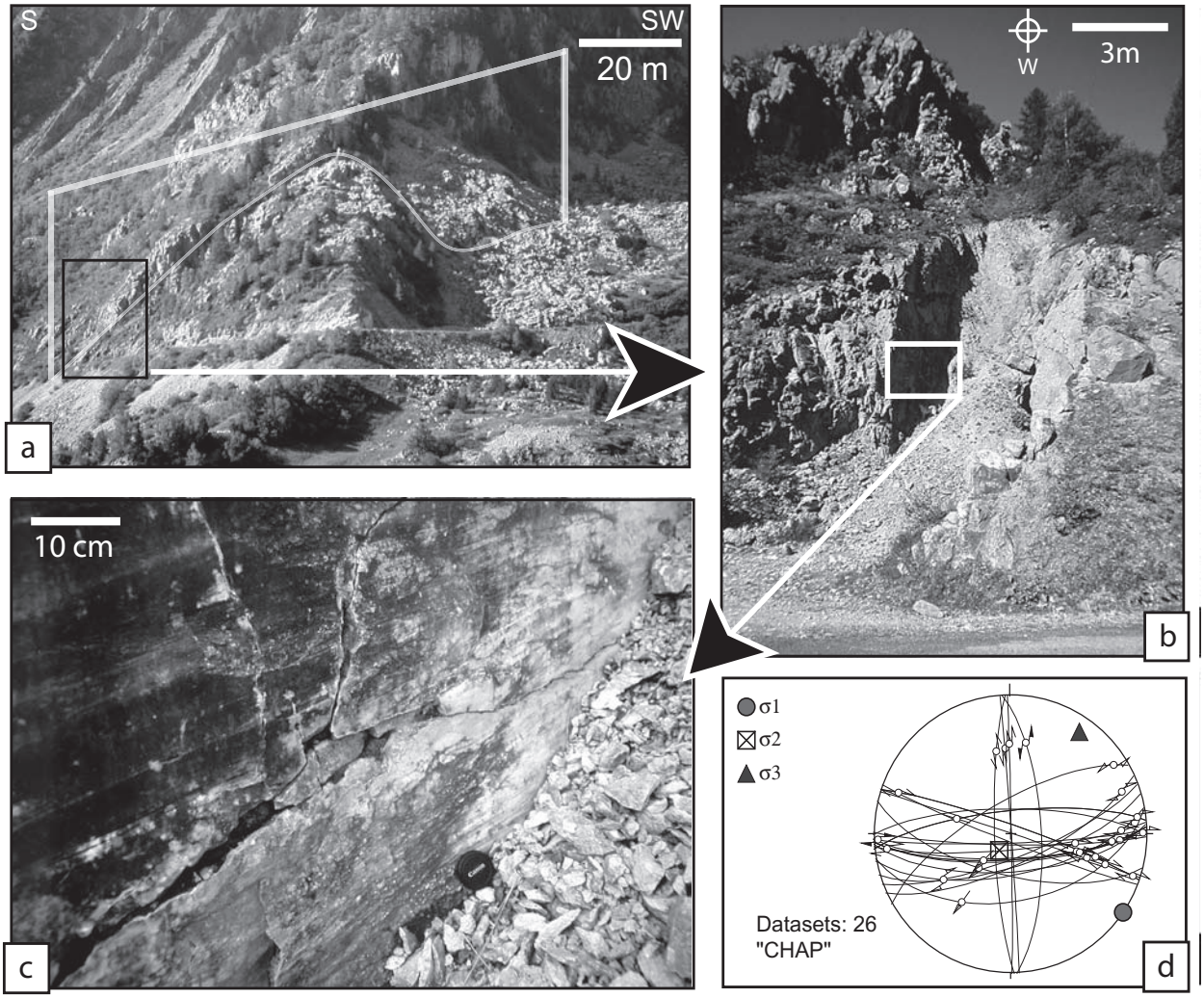


Fig. 2 (a) Morphological expression of a kilometric length fault (the 'Chapieux–Roseland' Fault viewed from the north). The movement along the nearly vertical fault plane is transcurrent. (b) Outcrop-scale view of the same fault. The fault plane is vertical, and associated with a thick fault gouge (about 4 m). This tectonic clay is the expression of a large amount of displacement, under conditions of low temperature and low fluid pressure, probably close to the surface. (c) Small-scale observation of the same fault shows a very slick fault plane, with horizontal and curved mechanical scratches. The fault plane cross-cuts an older cataclasite, with millimetric to centimetric broken then consolidated elements. There is no mineralization on the plane. (d) Measurements of several fault planes in this sector allow us to calculate the local palaeostress tensor. The major fault belongs to an east–west fault family, conjugated with a north–south more discrete fault family. The calculated tensor indicates a transcurrent stress field, with a N35° orientated σ3 and N125° orientated σ1.

Alpine extensional tectonics has been shown to have begun at an early stage, during the Late Oligocene – Early Miocene, at a time when thrusting was still active in external fold-and-thrust belts (e.g. Hubbard and Mancktelow, 1992; Steck and Hunziker, 1994; Tricart *et al.*, 2001). Latest extensional structures under brittle conditions have been locally studied in the western Alps (Sue and Tricart, 1999, 2002, 2003; Bistacchi and Massironi, 2000; Agard *et al.*, 2003; Champagnac *et al.*, 2003; Grosjean *et al.*, in press). This brittle deformation post-dates folds, schistosities and nappe-related structures. We focus here on the brittle deformation of the inner north-western Alps, between the Lepontine dome to the north-east, the Mont Blanc massif to the west and the Vanoise massif to the south (Fig. 1).

Our analysis is based on the determination of palaeostresses from a large faults/striae database. The palaeostress field constrains the post-nappe deformation of the studied area, which allows us to understand better the Neogene kinematics of the belt.

Geological and tectonic setting

The studied area is located in the southern Valais, the Aosta and the Tarentaise valleys (Fig. 1). This area belongs to the internal zones of the western Alps and is made up of upper penninic nappes (Briançonnais zone) overridden by the Piémontais suture zone and the Dent–Blanche nappe. The metamorphic history of the penninic units is complex and ranges from high to ultrahigh pressure for the Piémontais suture to moderate pressure (middle to upper greenschist facies) for most of

© 2004 Blackwell Publishing Ltd

Table 1 Parameters and name of the 117 palaeostress tensors with the location (longitude and latitude in decimal degrees and altitude in metres), the σ1, σ2 and σ3 orientation (azimuth and plunge) and ellipsoid form parameter Φ. Also given are the number of faults used for the computation (*N*), the average misfit angle (α in degrees) and the quality criterion for the tensor (Conf.)

No.	Site	Lon.	Lat.	Alt.	σ1	σ2	σ3	Φ	*N*	α	Conf.
1	anniv (1)	7.5641	46.2645	1000	271/71	082/17	174/09	0.52	12	6	1
2	anniv (2)	7.5641	46.2645	1000	283/37	068/47	178/18	0.49	10	5.7	3
3	artsin	7.4279	46.1166	2960	008/61	207/27	113/08	0.47	18	11.5	1
4	cargn	7.5589	46.2326	1400	285/73	118/17	027/04	0.08	18	6.5	2
5	chevre	7.4318	46.0181	2870	214/69	038/21	307/01	0.2	11	5.5	2
6	cleus1	7.3219	46.1148	2100	315/69	172/17	079/12	0.06	12	2.9	2
7	cleus2	7.327	46.1094	2200	355/53	148/33	247/13	0.32	11	3.2	1
8	couta	7.4913	46.0824	1910	026/87	154/02	244/02	0.22	22	9.4	1
9	danger	7.3227	46.0212	1700	320/48	101/35	206/20	0.95	16	6.7	1
10	dix	7.4073	46.0887	2000	182/09	069/67	271/21	0.97	33	7.3	2
11	emdd (1)	7.8388	46.223	1380	210/71	309/03	040/19	0.06	22	4.8	2
12	emdd (2)	7.8388	46.223	1380	250/12	088/78	341/03	0.24	13	7.8	3
13	emmd2	7.8609	46.2319	1080	202/81	303/02	033/08	0.07	16	7.6	1
14	ergi1	7.7082	46.2959	1080	250/74	134/07	042/14	0.4	11	5.3	2
15	ergi2	7.7062	46.2898	828	226/64	002/19	098/17	0.93	9	9.8	3
16	evole	7.5043	46.1085	1500	002/53	131/25	233/25	0.26	28	4.3	1
17	findel	7.7856	46.0126	2200	179/36	326/49	076/17	0.77	21	9.7	2
18	forcl	7.4563	46.0302	2800	020/64	164/21	260/14	0.45	15	7.7	1
19	furi (1)	7.7326	45.9992	1860	178/63	026/25	291/11	0.08	21	6.3	1
20	furi (2)	7.7326	45.9992	1860	005/01	107/83	275/07	0.91	9	5	2
21	gallen	7.7891	46.0486	2300	053/59	309/08	215/30	0.79	9	4.3	2
22	gorner	7.7867	45.9847	3195	130/75	227/02	315/15	0.04	16	10	2
23	grime	7.5604	46.1609	1921	129/82	340/07	249/04	0.32	29	8.6	1
24	ires	7.2418	46.0733	1400	261/49	048/36	151/17	0.24	9	7.6	3
25	leuker	7.6603	46.3134	900	129/58	344/27	146/16	0.23	18	7	2
26	moiry (1)	7.5769	46.1122	2324	002/32	124/40	248/34	0.45	28	10.3	1
27	moiry (2)	7.5769	46.1122	2324	277/03	151/84	008/04	0.63	24	16.5	3
28	monv1	7.3596	45.9852	2100	048/69	204/19	296/08	0.11	13	6.3	3
29	monv2	7.3415	46.005	1820	334/13	196/72	064/11	0.49	25	9.6	1
30	nax	7.4597	46.2412	1020	318/82	151/08	061/02	0.22	9	6.1	3
31	nikla	7.7879	46.1638	1500	152/05	034/79	243/10	0.49	22	12.5	2
32	randa1	7.7751	46.0878	1600	105/59	241/24	340/19	0.78	13	13.6	3
33	randa2	7.7615	46.0847	2090	107/73	287/17	017/00	0.13	27	7.5	1
34	rech1 (1)	7.4992	46.2461	1010	022/23	326/62	118/14	0.78	9	2	2
35	rech1 (2)	7.4992	46.2461	1010	209/68	058/19	325/10	0.13	13	5	2
36	rech2	7.4953	46.2416	1200	173/76	276/03	007/14	0.03	19	8.9	1
37	rotba	7.8215	46.0656	2550	350/46	138/39	242/16	0.04	14	2.4	2
38	roten	7.7674	45.9866	2820	258/08	019/75	167/12	0.75	12	5.5	2
39	sarray	7.2593	46.0606	1129	353/51	148/37	247/12	0.87	16	4.8	1
40	schler	7.2715	46.0697	2000	239/65	137/05	045/24	0.16	8	3.8	3
41	solay1	7.5481	46.0653	1800	329/22	195/60	067/19	0.06	8	6.2	3
42	solay2	7.5385	46.0743	1700	150/71	349/18	257/06	0.17	16	8.6	2
43	solay3	7.534	46.0761	1700	000/50	212/36	110/16	0.98	11	3.5	3
44	stlu1	7.5939	46.2312	1720	178/67	331/21	065/10	0.23	13	3.3	1
45	stlu2	7.6029	46.2182	1580	151/37	353/51	249/11	0.6	15	6.3	2
46	tdela	7.3743	46.1571	2160	238/61	091/25	354/14	0.08	16	3.9	3
47	thyon	7.3709	46.1787	2160	262/70	142/10	049/17	0.29	14	6.3	2
48	trift	7.4505	46.0245	1800	123/81	288/09	018/02	0.33	35	8.7	1
49	turgl	7.7096	46.1496	2728	049/89	175/01	265/01	0.83	15	10.4	2
50	turtm	7.6913	46.1714	2150	022/57	147/21	247/25	0.24	27	7.5	1
51	verc1	7.4558	46.2582	1151	147/73	287/13	020/11	0.01	19	11.4	2
52	verc2	7.5433	46.2479	1350	122/73	325/16	233/06	0.3	18	10.6	2
53	veyso	7.3321	46.194	1000	118/65	323/23	229/09	0.14	9	3.8	2
54	vingt	7.3956	46.0752	2380	271/81	173/01	083/09	0.57	16	3.8	1
55	visso	7.5809	46.2344	1100	205/08	091/71	298/17	0.85	17	5.6	3
56	zeneg	7.871	46.2795	1350	300/19	082/67	206/13	0.59	20	6.2	3
57	AVISE	7.1526	45.7059	775	005/63	128/16	224/22	0.05	17	7.3	1
58	BAUCHE	6.7464	45.5394	1702	009/75	177/15	268/03	0.62	18	5.9	1
59	BISELX	7.2227	46.0058	2520	218/58	107/13	107/13	0.99	16	2.8	2
60	BUTHIER	7.2713	45.7845	1277	273/49	111/40	013/09	0.32	16	5.1	1

© 2004 Blackwell Publishing Ltd

Table 1 Continued

No.	Site	Lon.	Lat.	Alt.	σ1	σ2	σ3	Φ	*N*	α	Conf.
61	CARLO	7.003	45.7136	2000	050/65	150/05	242/24	0.9	20	8.1	1
62	CHAP	6.7318	45.6937	1600	343/08	249/30	087/59	0.36	16	10.1	2
63	CHAT1	6.858	45.6178	1470	183/72	079/05	348/17	0.26	15	7.8	3
64	CHAT2	6.8628	45.4148	1378	218/61	119/05	027/28	0.01	18	1.8	1
65	ECHEV	7.2638	45.8026	1200	031/61	205/29	296/02	0.52	28	4	1
66	FRETE (1)	6.8085	45.5709	2384	268/55	051/29	151/17	0.07	17	4	1
67	FRETE (2)	6.8085	45.5709	2384	291/08	147/80	022/06	0.57	8	10.2	3
68	GSB1	7.1877	45.8865	2120	101/11	215/65	007/22	0.91	21	7.7	3
69	GSB2	7.1896	45.8995	1980	313/24	159/64	047/10	0.58	19	16.9	2
70	GSBIT	7.1512	45.8598	2120	347/25	108/48	241/32	0.37	15	4.6	2
71	GURRAZ	6.9033	45.6249	1400	359/75	142/12	234/09	0.23	24	6.1	1
72	ISERAN	7.021	45.4317	2620	084/84	352/00	262/06	0.20	34	9.4	1
73	LACPLAG	6.845	45.488	2224	319/65	141/25	051/01	0.07	14	3.7	2
74	MALAT	7.1313	45.8409	2060	271/32	129/52	013/19	0.18	15	4.7	2
75	MALAT2	7.1113	45.8408	2200	275/21	117/67	008/08	0.25	14	4.3	2
76	MARTI	7.0814	46.0918	860	325/22	231/10	118/65	0.58	11	9.7	3
77	MICOEUR	7.2449	46.1183	2240	136/73	302/16	033/04	0.55	10	6.8	3
78	MONAL (1)	6.9009	45.5687	1800	048/85	165/02	255/04	0.25	20	11.8	1
79	MONAL (2)	6.9009	45.5687	1800	119/36	298/54	029/00	0.54	11	6.2	2
80	NIORD	7.2035	45.9589	1560	261/02	168/59	352/31	0.57	16	9.2	2
81	PEIPOU	6.818	45.5253	2000	142/76	142/76	241/02	0.25	22	13	1
82	PLAN	6.9258	45.6244	1940	284/16	039/55	185/30	0.60	14	9	2
83	RECUL	6.9618	45.4669	1810	171/69	031/17	297/13	0.16	19	10.1	1
84	RIDD	7.2233	46.1551	1030	119/68	264/19	358/12	0.81	22	8.8	2
85	SAPIN	7.1486	46.1063	1600	352/73	151/16	243/06	0.77	15	7.8	2
86	SEIGNE	6.8091	45.7528	2500	308/48	082/32	188/24	0.78	17	7.1	2
87	STFOY (1)	6.9313	45.5787	2680	091/56	359/02	267/34	0.70	16	4	1
88	STFOY (2)	6.9313	45.5787	2680	157/11	048/61	253/27	0.49	14	7.1	2
89	THUIL	6.8991	45.7203	1920	088/71	265/19	355/01	0.53	10	4	3
90	TIGNES1	6.9199	45.5054	1620	032/73	129/02	220/17	0.13	17	5.1	1
91	TIGNES2	6.9254	45.4539	1850	195/25	060/56	295/21	0.42	13	7.3	2
92	TIGNES3	6.9442	45.4977	1800	065/75	280/12	188/08	0.81	11	4.3	2
93	TOULJE	7.1882	45.922	2000	300/47	145/40	044/13	0.87	24	6.5	2
94	VALDER1	7.1055	45.54	1880	316/51	209/13	110/36	0.07	12	3.6	2
95	VALDER2	7.1119	45.546	1800	272/78	115/11	024/05	0.33	13	6.6	1
96	VALDER3	7.122	45.5882	1800	083/50	248/39	344/07	0.92	11	6.5	3
97	VALDER4 (1)	7.0259	45.6242	1540	079/79	303/08	212/08	0.05	10	14.7	2
98	VALDER4 (2)	7.0259	45.6242	1540	247/03	343/63	155/26	0.65	12	2.9	2
99	VALGR1	7.1562	45.6978	800	036/73	271/10	178/14	0.09	12	4.1	2
100	VALGR25	7.0482	45.6041	1800	016/56	183/33	277/06	0.74	22	10.5	2
101	VALGR3	7.0632	45.6206	1800	228/87	126/01	036/03	0.50	12	5.1	2
102	VALGR4	7.1008	45.679	1420	319/39	204/28	089/38	0.95	20	4.5	2
103	VALP1 (1)	7.2974	45.8715	1635	026/05	168/84	296/04	0.76	17	8.8	2
104	VALP1 (2)	7.2974	45.8715	1635	117/78	009/04	279/11	0.62	21	9.6	3
105	VALP2 (1)	7.4924	45.9007	1800	161/57	312/30	049/13	0.35	12	11.4	2
106	VALP2 (2)	7.4924	45.9007	1800	098/31	188/59	190/04	0.95	11	5.1	3
107	VALP3	7.4628	45.8881	1730	196/85	099/01	009/05	0.71	13	6.1	2
108	VALP4 (1)	7.437	45.8782	1710	094/04	294/86	184/01	0.26	14	6.8	3
109	VALP4 (2)	7.437	45.8782	1710	359/75	155/13	246/06	0.07	17	8	1
110	VALP5	7.3534	45.8323	1600	301/38	122/55	031/00	0.55	17	7	3
111	VALSA1 (1)	7.2008	45.5295	2040	088/45	319/32	210/27	0.13	11	3	2
112	VALSA1 (2)	7.2008	45.5295	2040	101/35	322/47	207/21	0.51	10	8.6	3
113	VALSA2	7.2115	45.5228	1800	091/36	327/38	208/32	0.48	11	4.1	3
114	VALSA3	7.2032	45.6525	1180	028/79	139/04	229/11	0.16	10	4.2	2
115	VALSA4	7.2051	45.6742	1140	093/70	304/17	211/10	0.77	16	14.4	2
116	VELAN	7.2591	45.9267	2410	300/01	201/85	030/05	0.50	16	8	2
117	VENS	7.1241	46.0865	1100	278/08	165/70	011/19	0.63	26	19.9	3

the basement (see Frey *et al*., 1999, for further details). Several major fault zones border the study area:

To the north-east, the Simplon fault zone has been described as a major NW–SE detachment with a long history including ductile and brittle extension since the Early Miocene (Mancktelow, 1985, 1992; Mancel

© 2004 Blackwell Publishing Ltd

and Merle, 1987; Grosjean *et al*., in press).

To the north, the Rhône Fault Zone (RFZ) follows the Basal Penninic Thrust (BPT) beneath the Rhône valley. Normal and dextral movements have been determined along the RFZ (Burkhard, 1990; Hubbard and Mancktelow, 1992; Steck and Hunziker, 1994). Based on apatite fission tracks, a Late Miocene age of normal faulting has been postulated for this fault (Soom, 1990; Seward and Mancktelow, 1994). Morphological features, such as inverse slopes immediately south of the Rhône valley, also suggest a very recent age of normal faulting (Champagnac *et al*., 2003). Seismic activity in the north Valais area shows a dextral transcurrent mode, but north–south extension in the southern Valais (Maurer *et al*., 1997; Delacou *et al*., in press a). The RFZ cuts westward within the Chamonix syncline as a transpressive dextral zone between the Mont-Blanc and Aiguilles-Rouges External Crystalline Massifs (ECM) (Gourlay and Ricou, 1983).

To the west, the BPT borders the internal side of the Mont-Blanc massif, orientated NNE–SSW. The BPT separates the Helvetic units (ECM and their Mesozoic cover) and the overridden Penninic units. This contact is a thrust of Late Oligocene – Early Miocene age (Steck and Hunziker, 1994). A subsequent normal reactivation of the BPT has been locally observed and could be interpreted as due to Miocene exhumation of the ECM (Seward and Mancktelow, 1994; Aillères *et al*., 1995; Cannic *et al*., 1999; Sue and Tricart, 1999).

In the core of our study area, the Aosta valley is the morphological expression of the major Aosta–Ranzola fault zone. It has been described as a north-dipping Oligocene normal fault, reactivated as a sinistral transcurrent fault zone from the Miocene to the Present (Carraro *et al*., 1994; Bistacchi *et al*., 2001).

Data analysis

We used field observations at different scales (example on Fig. 2), and a systematic collection of minor faults (in the 0.1–1 m range) to determine palaeostress axis directions using the 'direct inversion method' of Angelier (1990) implemented in the 'tectonics FP' software (Sperner *et al*., 1993). About 2000 fault planes and their slickensides were measured at 100 sites. Locally, two superimposed brittle deformation stages have been observed; their relative chronology has been deduced from cross-cutting relationships between fault planes and/or slickensides. At several sites, systematically curved slickensides indicate a progressive change of fault movement.

The stability and the quality of each tensor were estimated from a series of criteria, including a first coherency test using the right-dihedra method of Angelier and Mechler (1977), visualization of the inverse function (Yamaji, 2000), the number of faults used in the inversion and the average misfit angle. Tensors were classified from 1 (excellent) to 3 (low quality). We calculate in this way 117 palaeostress tensors (Fig. 3a and Table 1).

Most of these stress tensors are extensional (steep σ1, subhorizontal σ2 and σ3). The predominant direction of extension (σ3) is NE–SW. About 30% of our palaeostress tensors are transcurrent (steep σ2, subhorizontal σ1 and σ3).

The direction of the σ3 axes is almost the same for transcurrent and extensional tensors; furthermore, the relative chronologies change within small or larger areas, with frequently curved slickensides. We regard the extensional and transcurent stress field

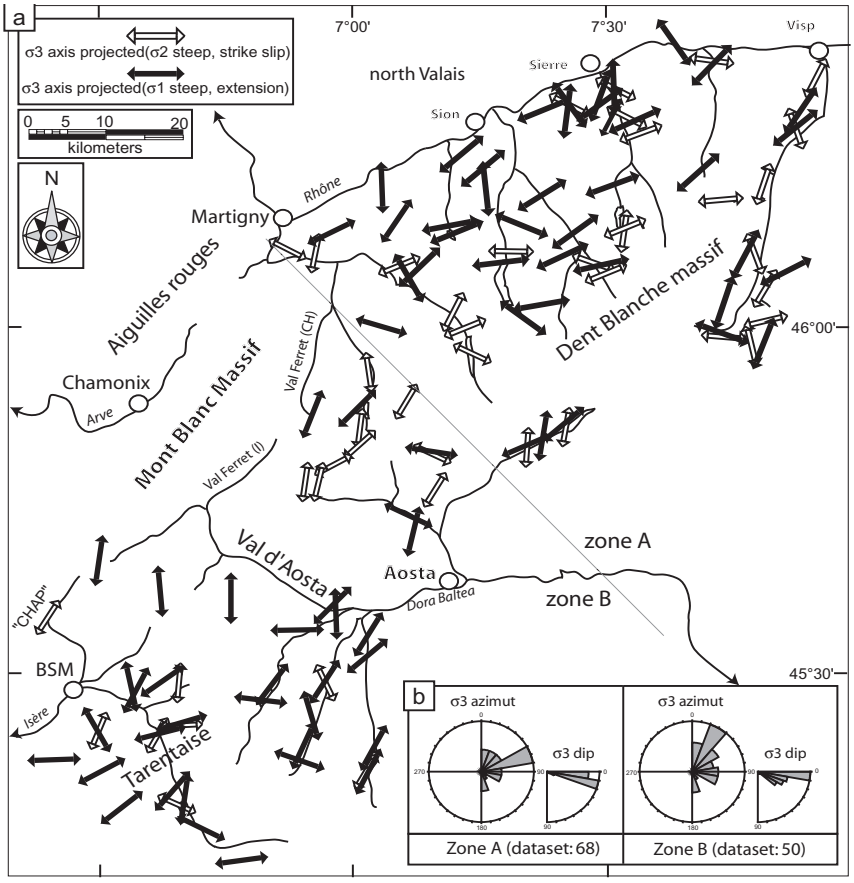


Fig. 3 (a) Palaeostress map, with σ3 subhorizontal axes projected; white arrow for strike-slip tensors (subhorizontal σ1), black arrows for extensional tensors (subvertical σ1). The trend of the σ3 axes appears globally NE–SW. 'BSM', Bourg-Saint-Maurice. (b) The 20° class-size rose-diagram in the inset represents the σ3 axes orientations and dips for zones A (the Valais area) and B (the Gran San Bernardo, Aosta and Tarentaise Valleys). The most frequent direction is about N70° in zone A and N30° in zone B, i.e. in an orogen-parallel direction. Note that the σ3 axes dip always gently, at less than 20°.

© 2004 Blackwell Publishing Ltd

Terra Nova, Vol **16**, No. 4, 232–242

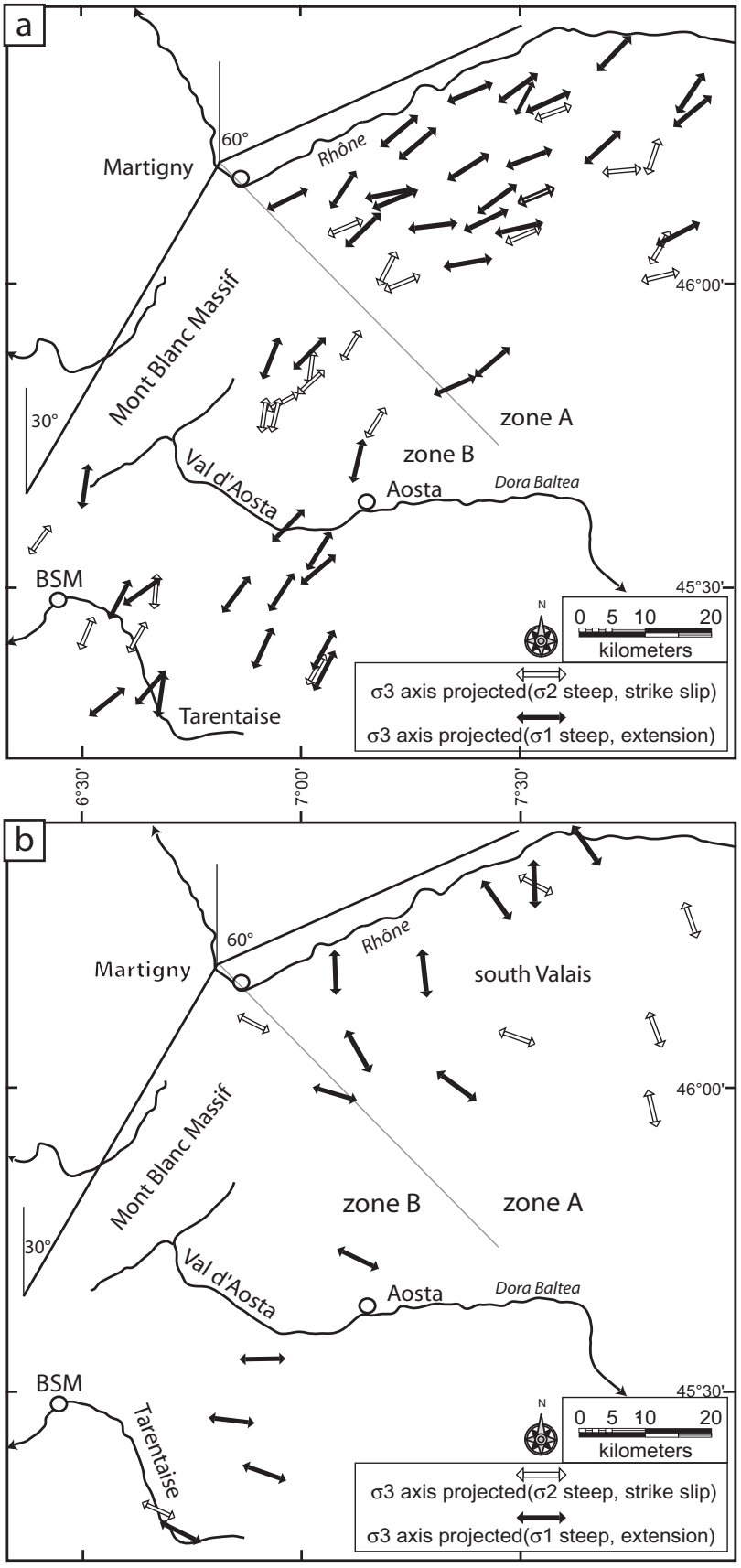


Fig. 4 (a) Representation of the orogen-parallel direction of minimum stress axes ($\beta < 30°$, where β is the angle between the alpine trend and the $\sigma 3$ orientation). These represent more than 50% of the database. The $\sigma 3$ orientations describe a wide arc in the studied area, from the Simplon pass to the Tarentaise Valley. The ratio of transcurrent tensors is about 30%. (b) Representation of the orogen-perpendicular direction of minimum stress axes ($\beta > 60°$). The axes describe a large fan, which could be linked to the active stress field.

as a single 'stage', with a local or temporal relative swapping of the $\sigma 1$ and $\sigma 2$ axes.

Based on this assumption, we consider only the $\sigma 3$ axis orientation for the following discussion, regardless of the $\sigma 1$ axis being subvertical or subhorizontal. The general direction of the $\sigma 3$ palaeostress axes throughout the study area is orientated in a NE–SW direction, mimicking the trend of the alpine belt. In order to quantify this angular relationship between the palaeostress tensor orientations and the alpine structural trend we separated the north-west Alpine arc in two parts (Fig. 3a): a NE area (A), which corresponds to an 'Aar-like' orientation (strike N60°) from Visp to Martigny; and a second SW area (B), which corresponds to a 'Mont Blanc-like' orientation (strike N30°) from Martigny to Bourg-Saint-Maurice. The line between zone A and B strikes N120°. Average $\sigma 3$ orientations demonstrate a generalized orogen-parallel extension, N70° orientated in zone A, N30° orientated in zone B (Fig. 3b).

In this crude statistical analysis, 50% (68%) of our palaeostress tensors show less than 30° (45°, respectively) between their strike and the alpine trend (β) (Fig. 4a).

The $\sigma 3$ axes trajectories describe a wide arc in the whole Simplon–Vanoise area and provide a large-scale image of a brittle orogen-parallel extension event in the inner north-western Alps.

Significant deviations from this simple picture are observed in 19 out of 117 tensors, which indicate an 'orogen-perpendicular' direction at high angle ($\beta > 60°$) to the strike

© 2004 Blackwell Publishing Ltd

of the belt. Together, these tensors describe a large-scale fan from the eastern Valais to the Vanoise area (Fig. 4b). Orogen-perpendicular extension is currently ongoing in central parts of the western Alps according to focal mechanisms (Sue and Tricart, 2003; Delacou *et al.*, in press b). In the NW Alps, the passage from orogen-parallel to orogen-perpendicular extension may also be interpreted as stress axis permutation between σ2 and σ3, with low Φ ratio, as proposed by Sue and Tricart (2002) in the SW Alps. Actually we propose a two-stage interpretation because of the similarity with the seismologically active inferred stress field.

One-third of all the tensors are neither in an orogen-parallel nor in an orogen-perpendicular direction, with σ3 oblique with respect to the main alpine structure ($30° < \beta < 60°$). This is explained in terms of local deviations of the overall stress field, including tilted and rotated blocks of unknown dimension. The dispersion of the mean σ1 around the vertical axis (Fig. 5) can similarly be explained.

In order to analyse the palaeostress ellipsoid shape (the relative magnitude of σ1, σ2 and σ3), we used the Φ ratio [$\Phi = (\sigma1 - \sigma3)/(\sigma2 - \sigma3)$]. Using this approach, we analysed our database in terms of Φ ratio, plotting Φ vs. the dip of the σ1 axis for each tensor (Fig. 5) in a polar graph. We separate this diagram into five parts (see figure caption for details). Forty per cent of the tensors are 'multitrend-extensional', with a good average quality criterion. Twenty-five and 20% of transtensive and transcurrent tensors, respectively, are generally of medium quality.

In summary, the inversion of brittle deformation structures (faults and striae) documents a large-scale palaeostress field, which is mainly extensional. This extension is mixed with transcurrent and transtensive palaeostress tensors that exhibit the same strike-parallel direction of the minimal stress axis (σ3). The orogen-parallel direction of σ3 is the major first-order signal for the Neogene stress field. A more discrete orogen-perpendicular direction of extension, probably younger, is also observed.

Discussion and conclusion

Extension in the core of mountain belts is a common feature that has been observed worldwide (Wernicke and Burchfield, 1982; Dewey, 1988; Rey *et al.*, 2001). Coaxial extension, opposite to the direction of the converging plates, as observed in the Andes (Dalmayrac and Molnar, 1981; Deverchere, 1988), the Himalayas (Molnar and Tapponnier, 1978; Herren, 1987) and the Basin and Range (Lister and Davis, 1989), has mostly been interpreted in terms of orogenic collapse. Extension is due to the subtle interplay between the rates of convergence (decreasing), internal strain, external erosion and the temperature/time-dependent internal strength of the orogenic wedge (Avouac and Burov, 1996).

Synorogenic extension is well documented for many parts of the internal Alps, all along the crestline from the eastern Alps (Selverstone, 1988; Ratschbacher *et al.*, 1991; Decker and Peresson, 1996; Linzer *et al.*, 2002) through the central Alps (Mancktelow, 1990, 1992; Nievergelt *et al.*, 1996) to the western Alps (see references above). In contrast to those orogens with coaxial collapse

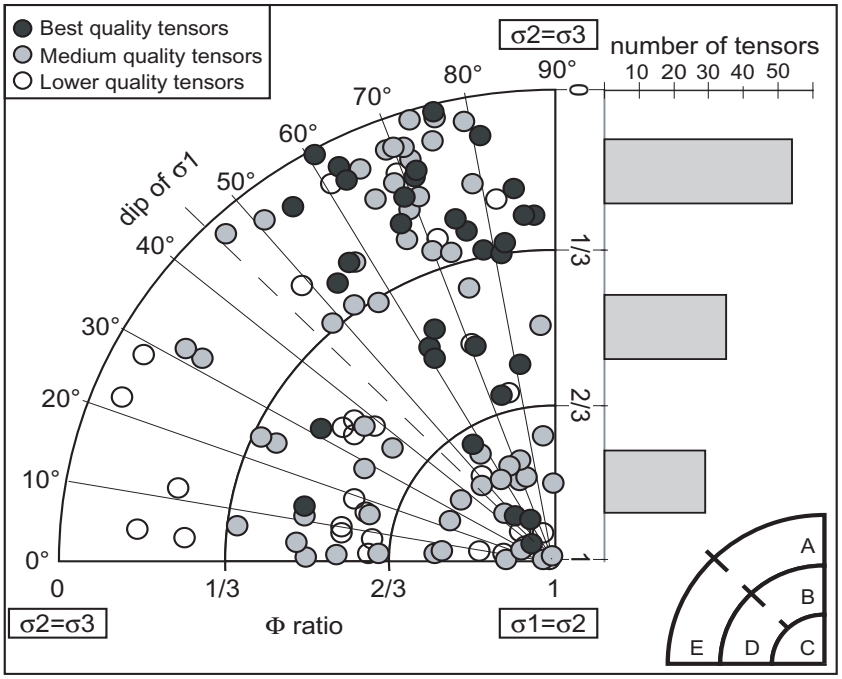


Fig. 5 Representation of the Φ ratio vs. the dip of σ1 in a polar representation (left part) and histogram of the Φ ratio (right part). In the case of extensional tensors (σ1 steep), a low Φ ratio implies similar σ2 and σ3, indicating multitrend extension; a high Φ ratio implies similar σ1 and σ2, indicating transtension; an intermediate Φ ratio indicates a pure extensional tensor. For strike-slip tensors (subhorizontal σ1 and σ3), a low Φ ratio indicates transpression; a medium Φ ratio implies pure strike-slip and a high Φ ratio implies transtension. Black, grey and white circles represent best, medium and lower quality tensors, respectively. We separate the polar diagram into five parts. In A (σ1 more than 45° and Φ ratio less than 1/3), 47 multitrend extensional tensors (40% of the dataset) are plotted. They show very good quality criterion (average = 1.27). The relative magnitudes of σ2 and σ3 are almost similar. In B (σ1 more than 45° and Φ ratio between 1/3 and 2/3), few (11) pure-extensional tensors are plotted. Nevertheless, they have a high average quality criterion (= 1.63) and a good spatial coherency. In C (Φ ratio more than 2/3), 29 transtensive tensors (25% of the dataset) are plotted; they have a medium average quality criterion (= 2.1) and there is a continuum in the dip of σ1 (tilted tensors). In D (σ1 less than 45° and Φ ratio between 1/3 and 2/3), 24 strike slip tensors are plotted (20% of the dataset). Their average quality criterion is medium (2.29). In E (σ1 less than 45° and Φ ratio less than 1/3), seven transpressive tensors are plotted, with a poor average quality criterion (2.71); they probably have no regional significance.

© 2004 Blackwell Publishing Ltd

previously mentioned, the main alpine extension direction is orientated along the strike of the chain. Accordingly, most authors working on this area propose various models of synorogenic lateral extrusion. Lateral extrusion to the east prevails from the Lepontine Dome eastward to the Pannonian basins, in response to 'back arc' extension behind the Carpathian arc. From the Simplon area westward, strike-parallel extension is observed around the 90° bend of the western Alps. The opening of the Ligurian basin during the Early Middle Miocene (Vigliotti and Langenheim, 1995; Carminati *et al.*, 1998; Speranza *et al.*, 2002) could be the free boundary necessary for such a large-scale orogen-parallel extension in the north-western Alps. The known strike slip faults are predominantly dextral, accommodating a relative south- and south-westward movement of internal parts of the Alps with respect to the radially 'forelandward thrust' external parts of the Alps (Hubbard and Mancktelow, 1992). Conjugate sinistral strike slip faults are not observed within the Alps proper and a direct comparison with the 'extruding' wedges (in map view) of the eastern Alps is not straightforward. The predominance of dextral strike slips and their radially changing orientation in a fan-like pattern has led some authors to consider rotation, rather than sideways extrusion as an alternative large-scale process at the NW tip of the Adriatic indenter (Goguel, 1963; Pavoni, 1991; Pavoni *et al.*, 1997). Rotation models are supported by geomagnetic data that document large anticlockwise vertical axis rotations of up to 90° and more, increasing southward along the arc of the western Alps (Collombet *et al.*, 2002). The extrusion tectonism we observed, particularly in the Simplon area, could be associated with the anticlockwise rotation shown by Hubbard and Mancktelow (1992) and Collombet *et al.* (2002). Our own fault measurements provide new evidence for a widespread arc-parallel extension all along the crest-line of the western Alps (Fig. 6). Given the brittle nature of faults used to establish palaeostress directions, this extension is clearly post-metamorphic. Its onset goes back to nearly peak temperature conditions. Furthermore, the wide variety of fault plane appearance (calcite, quartz, hematite or chlorite mineralization, cataclasite, fault breccia and gouges) suggests a long brittle history.

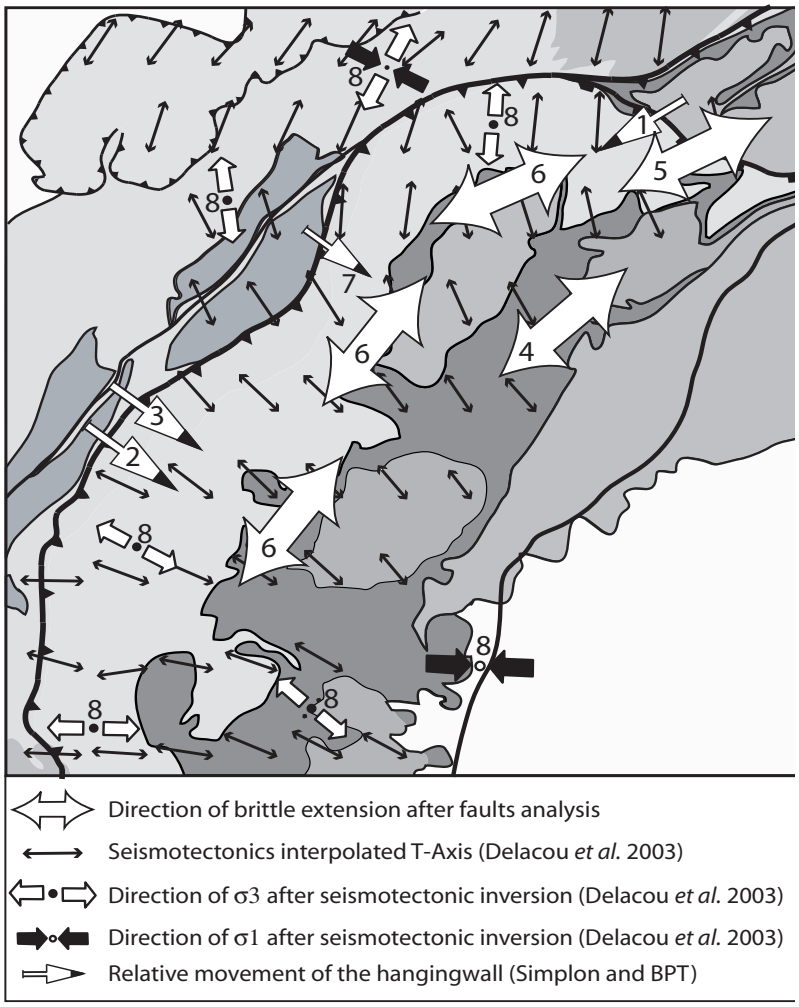


Fig. 6 Synthesis of the Neogene and still-active tectonics in the inner north-western Alps. (1) Ductile kinematics in the Simplon area (Mancktelow, 1992). (2) and (3) Ductile kinematics along the ECORS transect (Aillères *et al.*, 1995; Cannic *et al.*, 1999). (4) Brittle kinematics in the east of the Val d'Aosta (Bistacchi and Massironi, 2000). (5) Brittle kinematics in the Simplon pass area (Grosjean *et al.*, in press). (6) Brittle kinematics of this paper and Champagnac *et al.* (2003). (7) Fission track analysis after Seward and Mancktelow (1994). (8) Current stress field based on seismotectonic inversion, after Delacou *et al.* (in press a,b).

Normal faulting, possibly with a component of dextral shearing along the Rhône line immediately to the west of the Simplon fault, is documented to be active up to the latest Miocene. Apatite fission track ages indicate a relative downthrow of the internal 'Penninic' units with respect to external 'Helvetic' nappes and crystalline massifs. Faulting is at least as young as 3 Ma, because palaeo-isotherms of this age are offset on either side of the Rhône valley (Soom, 1990; Seward and Mancktelow, 1994). The present state of stress within the Alps is now well documented following analysis of focal plane mechanisms all along the arc of the western Alps (Maurer *et al.*, 1997; Sue *et al.*, 1999; Kastrup *et al.*, 2004; Delacou *et al.*, in press b). Higher parts of the chain, near the crest-line of the Alps westward of the Lepontine Dome, are clearly in an extensional

© 2004 Blackwell Publishing Ltd

state of stress at present. In contrast to the majority of palaeostress measurements, however, the current direction of extension is orogen-perpendicular. This orientation is reminiscent of the 'orogenic collapse' model and more difficult to reconcile with the idea of a lateral extrusion and/or rotation. It is tempting to interpret a minority of palaeostress measurements as belonging to this most recent deformation phase, although we do not have any direct evidence. A similar chronology (orogen-parrallel then orogen-perpendicular extension) has been observed in the eastern Alps (Decker *et al*., 1993).

Combined with seismotectonics, geodesy allows us to constrain present-day deformation rates within the Alps and between adjacent forelands (Kahle *et al*., 1997; Vigny *et al*., 2002). Up to 10 years of measurements now allow us to conclude that convergence between the NW tip of the Adriatic microplate and 'stable Europe' is not ongoing today (Calais *et al*., 2002; Oldow *et al*., 2002).

In summary, we conclude that two extension events of post-metamorphic faulting have affected central parts of the arc of the western Alps. From Late Oligocene throughout Miocene times, extension is orientated in an orogen-parallel direction, leading to a relative right-lateral movement to the south or south-west of internal parts of the Alps with respect to the north-west European foreland. This lateral extrusion event is no longer active. The current state of stress indicates fan-like extension directions at a high angle with respect to the strike of the Alpine arc. Collision must have come to a complete halt during the Plio-Pleistocene and the Western Alps are now in an early phase of post-orogenic collapse and decay.

Acknowledgements

This work was supported by the Neuchâtel University and by the Swiss National Science Found (grant no. 21-61684.00). We thank C. Allanic, M. Sartori and P. Tricart for fruitful discussions and comments. K. Decker and J.-P. Gratier provided constructive reviews and comments.

References

Agard, P., Fournier, M. and Lacombe, O., 2003. Post-nappe brittle extension in the inner Western Alps (Shistes Lustrés) following ductile exhumation: a record of synextension block rotation? *Terra Nova*, **15**, 000–000.

Aillères, L., Bertrand, J., Macaudière, J. and Champenois, M., 1995. New structural data from the "Zone Houillere Brianconnaise" (French Alps), neoalpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front. *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, **321**, 247–254.

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

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

Angelier, J. and Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, **7**, 1309–1318.

Avouac, J.P. and Burov, E.B., 1996. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *J. Geophys. Res*., **101** (B8), 17747–17769.

Bistacchi, A., Dal Piaz, G.V., Massironi, M., Zattin, M. and Balestrieri, M.L., 2001. The Aosta–Ranzola extensional fault system and Oligocene– Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps. *Int. J. Earth Sci*., **90**, 654–667.

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

Burkhard, M., 1990. Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). *Eclog. Geol. Helv*., **83**, 559–583.

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

Cannic, S., Mugnier, J.-L. and Lardeaux, J.-M., 1999. Neogene extension in the Western Alps. *Mem. Sci. Geol. Padova*, **51**, 33–45.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W. and Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett*., **160**, 651–665.

Carraro, F., Guibaudo, G., Giardino, M. and Perotto, A., 1994. Intense deformazioni in depositi fluvioglacustri olocenici nella media valle d'Aosta. *Atti Tic. Sci. Terra*, **1**, 123–136.

Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B. and Burkhard, M., 2003. Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais). *Eclog. Geol. Helv*., **96**, 325–338.

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

Dalmayrac, B. and Molnar, P., 1981. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraits on the state of stress. *Earth Planet. Sci. Lett*., **55**, 473–481.

Decker, K., Meschede, M. and Ring, U., 1993. Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Mollasse, Helvethic nappes, North- and South-Penninic flysch and the Northern Calcareous Alps). *Tectonophysics*, **223**, 291–312.

Decker, K. and Peresson, H., 1996. Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. In: *Oil and Gas in Alpidic Trustbelts and Basins of Central and Eastern Europe* (G. Wessely and W. Liebl, eds), pp. 69–77. Spec. Publ. EAGE.

Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.D. and Burkhard, M., in press a. Origin of the current stress field in the western/central Alps: role of gravitational re-equilibration constrained by numerical modelling. *Geol. Soc. London DRT 2003 Spec. Publ*., in press.

Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.D. and Burkhard, M., in press b. Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int*., in press.

Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett*., **21**, 2191–2194.

Deverchere, J., 1988. *Extension crustale dans un contexte de convergence de plaques: l'exemple des Andes du Pérou central contraint par des données sismotectoniques*. PhD thesis, Orsay, Paris.

Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, **7**, 1123–1139.

Escher, A., Hunziker, J.C., Marthaler, M., Masson, H., Sartori, M. and Steck, A., 1997. Geological framework and structural evolution of the Western Swiss-Italian Alps. In: *Deep Structures of the Swiss Alps: Results of NRP20* (O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, eds), pp. 205–222. Birkhaüser Verlag, Basel.

© 2004 Blackwell Publishing Ltd

Eva, E. and Solarino, S., 1998. Variations of stress directions in the western Alpine arc. *Geophys. J. Int.*, **135**, 438–448.

Frey, N., Desmons, J. and Neubauer, F., 1999. Metamorphic maps of the Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **79**, 1–4.

Goguel, J., 1963. L'interpretation de l'arc des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, **7**(5), 20–29.

Gourlay, P. and Ricou, L.E., 1983. Le jeu décrochant dextral tardif de la suture de Chamonix (Alpes françaises et suisses). *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, **296**, 927–932.

Grosjean, G., Sue, C. and Burkhard, M., in press. Late Neogene brittle extension in the vicinity of the Simplon fault zone, central *Alps, Switzerland. Eclog. Geol. Helv.*, **96**, in press.

Herren, E., 1987. Zanskar shear zone; northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*, **15**, 409–413.

Hubbard, M. and Mancktelow, N.S., 1992. Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps. *Geology*, **20**, 943–946.

Kahle, H.G., Geiger, A., Buerki, B., Gubler, E., Marti, U., Wirth, B., Rothacher, M., Gurtner, W., Beutler, G., Bauersima, I. and Pfiffner, O.A., 1997. Recent crustal movements, geoid and density distribution; contribution from integrated satellite and terrestrial measurements. In: *Deep Structures of the Swiss Alps: Results of NRP20* (O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, eds), pp. 251–259. Birkhaüser Verlag, Basel.

Kastrup, U., Zoback, M.L., Deichmann, N., Evans, K. and Giardini, D., 2004. Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. *J. Geophys. Res.*, **109**, B01402.

Linzer, H.G., Decker, K., Peresson, H., Mour, R.D. and Frisch, W., 2002. Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. *Tectonophysics*, **354**, 211–237.

Lister, G.S. and Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA *J. Struct. Geol.*, **11**, 65–94.

Mancel, P. and Merle, O., 1987. Kinematics of the northernpart of the Simplon line (central Alps). *Tectonophysics*, **135**, 265–275.

Mancktelow, N.S., 1985. The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclog. Geol. Helv.*, **78**, 73–96.

Mancktelow, N.S., 1990. The Simplon fault zone. *Breit. Geol. Karte Schweiz (NF)*, **163**.

Mancktelow, N.S., 1992. Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics*, **215**, 295–317.

Maurer, H., Burkhard, M., Deichmann, N. and Green, G., 1997. Active tectonism in the central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. *Terra Nova*, **9**, 91–94.

Molnar, P. and Tapponnier, P., 1978. Active tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5361–5375.

Nievergelt, P., Liniger, M., Froitzheim, N. and Maehlmann, R.F., 1996. Early to mid Tertiary crustal extension in the Central Alps; the Turba mylonite zone (eastern Switzerland). *Tectonics*, **15**, 329–340.

Nocquet, J.-M., 2002. *Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale*. Thèse de doctorat, Université de Nice.

Nocquet, J.M. and Calais, E., 2003. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001. *Geophys. J. Int.*, **154**, 72–88.

Nocquet, J.M. and Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 661–681.

Oldow, J.S., Ferranti, L., Lewis, D.S., Campbell, J.K., D'Argenio, B., Catalano, R., Pappone, G., Carmignani, L., Conti, P. and Aiken, C.L.V., 2002. Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen. *Geology*, **30**, 779–782.

Pavoni, N., 1991. Bipolarity in structure and dynamics of the Earth's mantle. *Eclog. Geol. Helv.*, **84**, 327–343.

Pavoni, N., Maurer, H.R., Roth, P. and Deichmann, N., 1997. Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. In: *Deep Structures of the Swiss Alps: Results of NRP20* (O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, eds), pp. 241–250. Birkhaüser Verlag, Basel.

Pfiffner, O.A., Ellis, S. and Beaumont, C., 2000. Collision tectonics in the Swiss Alps: insight from geodynamic modeling. *Tectonics*, **19**, 1065–1094.

Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H.-G. and Merle, O., 1991. Lateral extrusion in the Eastern Alps; part 2: structural analysis. *Tectonics*, **10**, 257–271.

Rey, P., Vanderhaeghe, O. and Teyssier, C., 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics*, **342**, 435–449.

Selverstone, S.M., 1988. Evidences for East–West crustal extension in the eastern Alps: implication for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics*, **7**, 87–105.

Seward, D. and Mancktelow, N.S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps: evidence from fission-track dating. *Geology*, **22**, 803–806.

Soom, M.A., 1990. *Abkülungs und Hebungsgeschichte der Extern Massive und der Penninischen Decken beidseits des Simplon-Rhône-Linie seit dem Oligozän: Spaltspurdatierungenan Apatit/Zircon und K-Ar Datierungenan Biotit/Muscovit (Westlische Zentralalpen)*. PhD Thesis, University of Berne.

Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P. and Mattei, M., 2002. Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, **347**, 231–251.

Sperner, B., Ott, R. and Ratschbacher, L., 1993. Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation. *Computers Geosciences*, **19**, 1361–1388.

Steck, A., 1984. Structure de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar–Simplon–Ossola). *Eclog. Geol. Helv.*, **77**, 55–100.

Steck, A. and Hunziker, J., 1994. The tertiary structure and thermal evolution of the central Alps – compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics*, **238**, 229–254.

Sue, C., Thouvenot, F., Frechet, J. and Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.*, **104** (B11), 25611–25622.

Sue, C. and Tricart, P., 1999. Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briancon, Western Alps. *Eclog. Geol. Helv.*, **92**, 171–181.

Sue, C. and Tricart, P., 2002. Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps: a new constrain on arc dynamic. *J. Geol. Soc. (London)*, **159**, 61–70.

Sue, C. and Tricart, P., 2003. Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics* **5**, 1050, doi: 1029/2002TC001426.

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

Vigliotti, L. and Langenheim, V.E., 1995. When did Sardinia stop rotating? New paleomagnetic results. *Terra Nova*, **7**, 424–435.

© 2004 Blackwell Publishing Ltd

Vigny, C., Chery, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J.P., Barlier, F., Bayer, R., Briole, P., Calais, E., Cotton, F., Duquenne, F., Feigl, K.L., Ferhat, G., Flouzat, M., Gamond, J.F., Geiger, A., Harmel, A., Kasser, M., Laplanche, M., Le Pape, M., Martinod, J., Menard, G., Meyer, B., Ruegg, J.C., Scheubel, J.M., Scotti, O. and Vidal, G., 2002. GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period: 1993–98. *J. Geodesy*, **76**, 63–76.

Wernicke, B. and Burchfield, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol*., **4**, 105–115.

Yamaji, A., 2000. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *J. Struct. Geol*., **22**, 441–452.

Received 6 February 2004; revised version accepted 10 May 2004

© 2004 Blackwell Publishing Ltd

Annexe 3

Article en préparation pour *Tectonics*

Miocene lateral extrusion in the inner Western Alps
revealed by dynamical fault analyses

Miocene lateral extrusion in the inner Western Alps revealed by dynamical fault analyses

J.D. Champagnac [1], C. Sue [1], B. Delacou [1], P. Tricart [2], C. Allanic [1] and M. Burkhard [1]

[1]Geological institute, Neuchâtel
[2] LGCA, Grenoble

Corresponding author :
Jean-Daniel Champagnac
Université de Neuchâtel
Institut de géologie
Rue Argand, 11
Case postale
CH-2007 Neuchatel
Switzerland

Tel : (+41) 32 718 26 57
Fax : (+41) 32 718 26 01
Email : jean-daniel.champagnac@unine.ch

ABSTRACT:

The latest extensional structures in the Alps took place under increasingly brittle conditions, from Early Miocene to the present-day. The brittle extension mainly occurs in the core of the arc. Here we present new data constraining the brittle deformation of the Vanoise area (French Alps) and a synthesis of paleostress tensors in the whole internal alpine arc. This provides a wide and homogenous database (312 paleostress tensors) for the entire bend. The fault pattern we studied is associated to the latter tectonic events in the belt during the recent-alpine history (Neogene times). The determination of paleostress field(s), based on the inversion of fault/striation measurements [Angelier, 1990] constrains the behavior of this fault system. We observe a continuous change in σ3 directions from N065° in the Simplon area, to N-S in the Vanoise area and to NNW-SSE in the Briançon area. The amount of orogen-perpendicular σ3 axes increases from the North to the South. In the Briançonnais area, the inversion of the BPT seems to be the origin of the E-W to NE-SW oriented σ3 [Tricart et al., 2004b].

Under the light of these new data and this paleostress syntesis, we can propose a preponderant orogen-parallel extension in the internal zone as a whole. This orogen-parallel extension could be related to the opening of the Ligurian Sea during the Lower-Midlle Miocene and to the compression / rotation of the Apulian indenter. Locally, orogen-perpendicular extension is observed, and could be related to the exhumation of the Internal Crystaline Massifs, the uplift of the External Cristaline Massifs and/or the present-day geodynamics. Some transcurrent tectonics, older than extension in the Valais area, and younger further South is observed in the entire inner western Alps; these strike-slip movements are related to the Apulian rotation or local permutation of stress axes.

1) Introduction

The alpine belt results from the subduction of the Tethyan and Valaisan ocean seafloors and the subsequent collision between the European and Apulian margin since the upper Cretaceous [e.g. Trumpy, 1960; Frisch, 1979; Tricart, 1984; Lemoine et al., 1986; Dewey et al., 1989; Laubscher, 1991; Lemoine et al., 2000; Schmid and Kissling, 2000]. On the tectonic plate scale, Africa currently continues to converge with Europe at a rate of 3 to 8 mm/year at the longitude of the western Alps [Argus et al., 1989; Demets et al., 1994; Albarello et al., 1995; Crétaux et al., 1998; Nocquet, 2002]. Alpine tectonics have been studied in great detail, in terms of multiscale nappe emplacement history and geometry [e.g. Steck, 1984; Tricart, 1984; Ramsay, 1989; Debelmas and Kerckhove, 1990; Philippot, 1990; Beaumont et al., 1996; Ford, 1996; Mosar et al., 1996; Escher and Beaumont, 1997; Stampfli et al., 1998; Pfiffner et al., 2000; Ceriani et al., 2001] as well as metamorphism and thermal evolution through time [Goffé and Choppin, 1986; Steck and Hunziker, 1994; Desmons et al., 1999; Frey et al., 1999; Brouwer et al., 2004]. Also, an important part of the alpine research focused on the arcuate shape of the belt and counterclockwise rotation of the Apulian promontory [e.g. Goguel, 1963; Choukroune et al., 1986; Pavoni, 1986; Vialon et al., 1989; Collombet et al., 2002; Lickorish et al., 2002].

In the past ten years, emphasis has been placed on the study of late alpine extensional tectonics under ductile then brittle conditions. Extension has been first described in the eastern Alps from the lower Miocene onward, with an E-W direction of extension, parallel to the alpine trend [Selverstone, 1988; 1990; Ratschbacher et al., 1991; Peresson and Decker, 1997; Meyre et al., 1998; Frisch et al., 2000]. Ductile extension has also been locally observed in the central and western Alps [Mancktelow, 1985; Platt and Lister, 1985; Wust and Silverberg, 1989; Ballèvre et al., 1990; Philippot, 1990; Mancktelow, 1992; Michard et al., 1993; Steck and Hunziker, 1994; Rolland et al., 2000; Wawrzyniec et al., 2001; Schwartz, 2002]. In the western Alps, late alpine

brittle extension has been observed within inner parts of the belt [Lazarre et al., 1994; Aillères et al., 1995; Tricart et al., 1996; Virlouvet et al., 1996; Sue, 1998; Cannic et al., 1999; Sue and Tricart, 1999; Bistacchi et al., 2000; Tricart et al., 2001; Agard et al., 2003; Champagnac et al., 2004; Grosjean et al., 2004; Malusa, 2004; Tricart et al., 2004b]. Moreover, extension is currently active, as demonstrated by seismotectonics studies [Eva et al., 1998; Sue et al., 1999; Delacou et al., 2004; Kastrup et al., 2004].

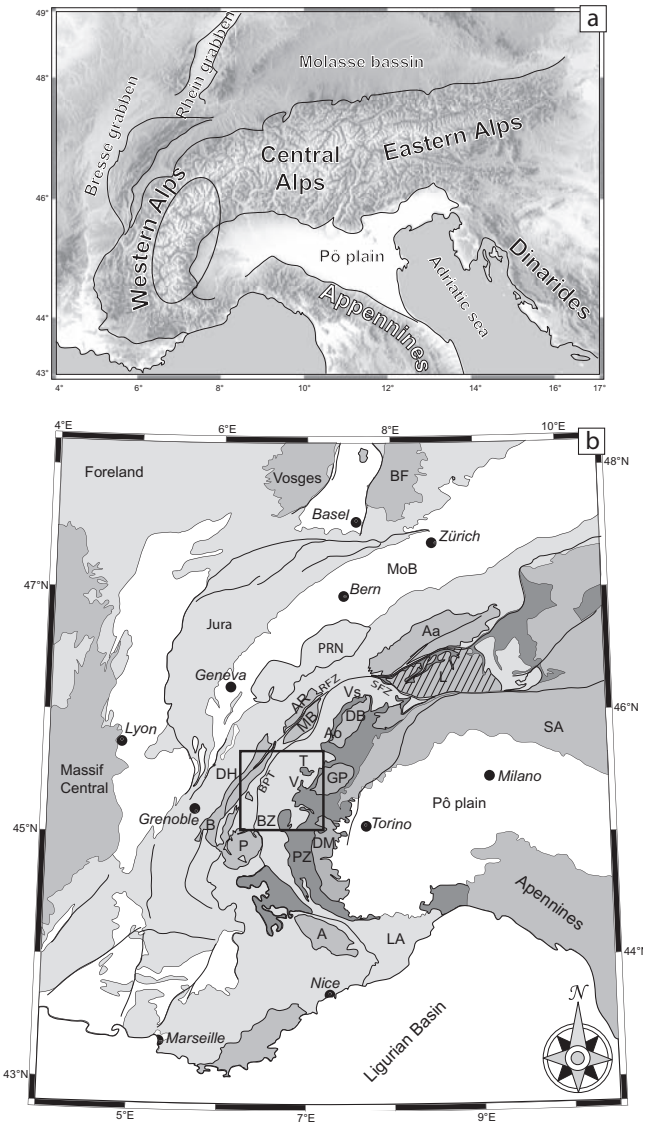


Figure 1: Location of the study area.
(a) DEM (GTOPO30 database) of the Alps and surrounding areas.
(b) Tectonics sketch map of the western and central Alps. **A**: Argentera ; **Aa**: Aar ; **Ao**: Aosta Valley ; **AR**: Aiguilles Rouges ; **B**: Belledonne ; **BPT**: Basal Penninic Thrust ; **BR** : Black forrest ; **BZ** : Briançonnais zone; **DB**: Dent Blanche nappe ; **DH**: Dauphiné / Helvetic zone ; **DM** : Dora Maira ; **GP**: Gran Paradiso ; **L**: Lepontine dome ; **LA** : Ligurian Alps ; **MoB**: Molasse Bassin ; **MB**: Mont-Blanc ; **PZ**: Piémont zone; **P**: Pelvoux ; **PRN**: Prealpine Nappes ; **RFZ**: Rhône Fault Zone ; **SA** : Southern Alps ; **SFZ** : Simplon Fault Zone ; **T**: Tarentaise valley ; **V**: Vanoise ; **Vs**: Valais.

In this paper we present a serie of 66 new paleostress tensors from the Vanoise area (French Alps), computed from fault-striations maeasurements. This new data set fills an important gap in the large scale paleostress map of the inner Western Alps, which is now based on a total of 312 paleostress tensors. These data provide tight constraints about the evolution of the prevailing principal stress axis directions σ1 and σ3 through time, from Miocene to recent. It appears that paleostress axis directions deviate significantly from the current state of stress as revealed by earthquake focal plane mechanisms.

2) The Vanoise area

2.1. Geological and tectonic setting

The studied area is located in the western Alps (figure 1a), in-between the Tarentaise and Maurienne valley, the so called "massif de la Vanoise" (Figure 1b). The two valleys crosscut most of the geological units of the western Alps, namely, from bottom to top : continental units from the European margin (Belledonne external crystalline massif and corresponding Dauphinois and ultra-Dauphinois cover units), parts of the Briançonnais micro-continent, (including, subbriançonnais cover units and the Gran Paradiso internal crystalline massif), and, highest in the nappe pile, Piémont oceanic units (cretaceous "Schistes-lustrés" calcschists and ophiolites) [Debelmas et al., 1979]. The tectonometamorphic history of this area is highly complex, including polyphase alpine folding and backfolding under moderate to ultra high pressure metamorphism from the Cretaceous to the Miocene [e.g. Desmons et al., 1999; Frey et al., 1999; Rolland et al., 2000].

Extension under greenschist facies to brittle conditions has been described in

the Upper Maurienne valley [Rolland et al., 2000], and attributed to the vertical indentation subsequently to the doming of the Gran Paradiso massif under continuous convergence in front of the Apulian mantle buttress [Rolland et al., 2000]. Because of the large varieties of geological units, fault populations have been measured in numerous lithologies, but especially in schists, granites and gneisess of the crystalline basement (Ambin, Gran Paradiso and Briançonnais basement), quartzites, sandstones, and dolomites of thick Briançonnais triassic series, and Cretaceous Piémont calcschists.

2.2.Brittle deformation

2.2.1. Field observations

The brittle deformation observed in the field is mostly extensive : normal faults from decimetric to hectometric scale are the most frequently observed, and no reverse faults have been identified. Locally, transcurrent faults are observed, as well as horizontal striations on normal fault planes (reactivation). Field observations include faults and striations measurements (quantitative analyses, see below) and qualitative determination of the fault orientation, size and aspect. Figure 2 shows a multiscale analysis of a faulted area near the Iseran pass, between the Tarentaise and Maurienne valleys (site NEIGE, n°41 and n°42, and table 1, see Appendix A) in Cretaceous Schistes lustrés. In a panoramic view shown in figure 2a, a large-scale normal fault is observed, as well as several minor ones; the large fault is SW dipping and defines a reverse slope in the topography. A series of springs are found along the fault trace. Figure 2b shows a large striated fault plane, SW dipping, and figure 2c is a close up showing two families of striations associated with this fault system. These observations and the measurement of about 40 couples of plane/striations in this site allow to calculate two paleostress tensors with a reliable relative chronology (figure 2d). From crosscutting relationships, the normal component clearly appears to be older than the transcurrent component. Note that the extensional axis ($\sigma 3$) remains in the NNE-SSW orientation for both tensors (see figure caption for further details). Figure 3 shows a characteristic morphology associated with normal faulting in high mountainous area of the Western Alps; in the western flank of the Dôme de l'Arpont, Vanoise (site ARPON2, n°3, altitude 2490m, table 1). Decametric conjugated normal faults are imbricated with smaller faults and create multiscale normal dihedras. Paleostress tensor calculations are based on the measurement of minor faults; data are represented in the Schmidt stereonet (equal area).

2.2.2. Paleostress computations

Field work includes the systematic measurements of fault populations, including fault plane orientation, striation orientation and shear sense, as well as a reliability criterion of the shear sense (certain, probable, uncertain). Paleostress inversions are based on the assumption that measured striations and shear sense from many individual fault surfaces are a record of a single overall stress state responsible for slip on all surfaces. Resolved shear stress orientation on each fault surface is assumed to be parallel to the measured striation with the correct shear sense [Wallace, 1951; Bott 1959]. We used a systematic collection of minor faults to determine paleostress axis direction using the "direct inversion method" of Angelier [1990]. Paleostress analyses have been applied to any field station where a sufficient number of striated faults could be measured. About 1500 faults planes and their slickenlines where measured at 58 sites covering the entire Vanoise massif, and the Maurienne valley. For the computations and graphic representation of our data we used the "Tectonics FP" software [Sperner et al., 1993]. Results include the orientation of major, intermediate and minor stress axis ($\sigma 1$, $\sigma 2$ and $\sigma 3$ respectively), and the ellipsoid form parameter $\Phi = (\sigma 2 - \sigma 3)/(\sigma 1 - \sigma 3)$, the average misfit angle α, which is the angle

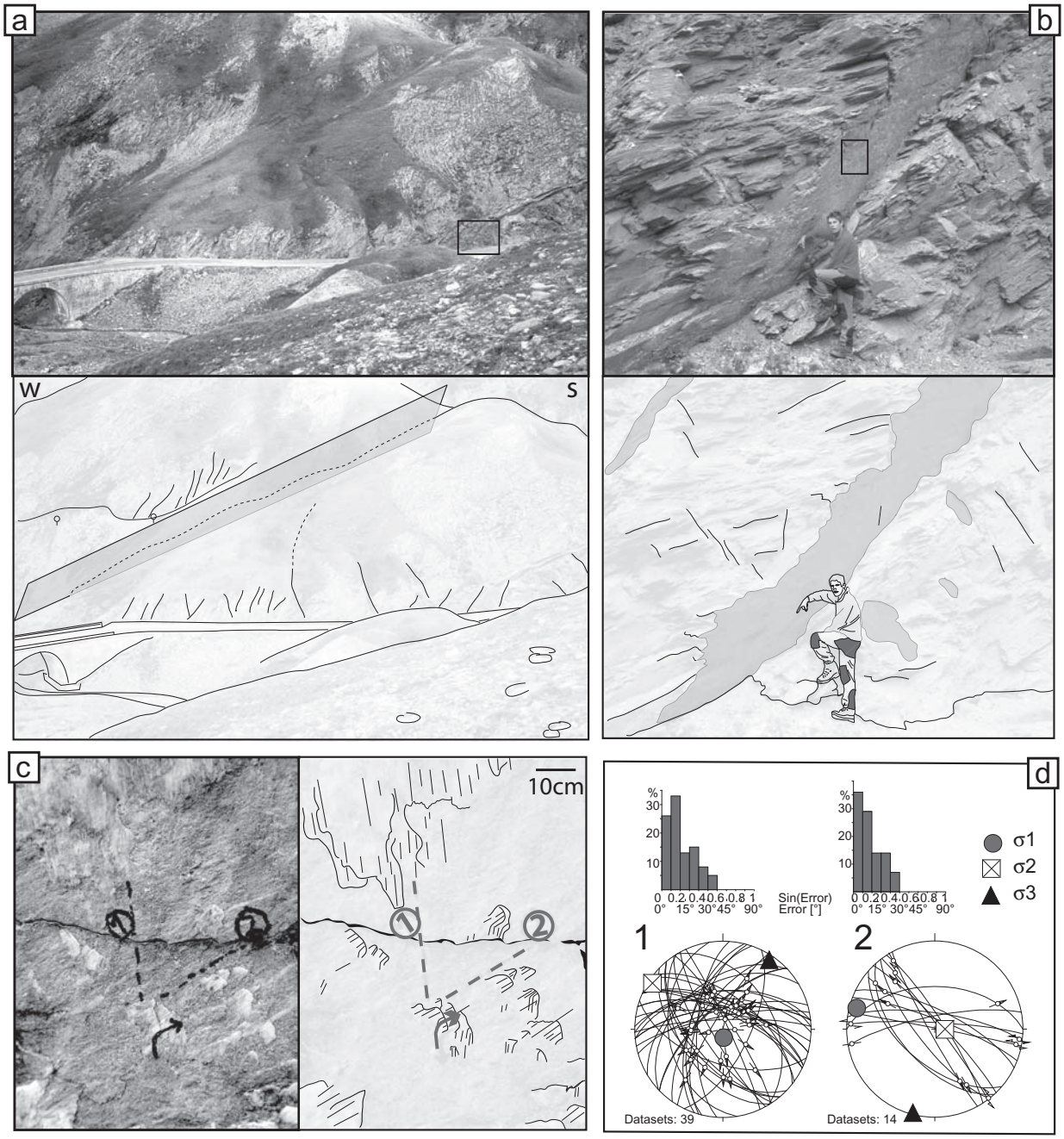


Figure 2 : Fault analysis between Maurienne and Tarentaise valleys (site NEIGE N° 159/160, close to the Iseran pass) with field view and its interpretation.
(a) Morphological expression of a large normal fault viewed from the North-East. The large West dipping fault is associated with smaller ones, East or West dipping. The bridge gives the scale.
(b) Outcrop-scale view of one the minor fault (square a). The cretaceous Schistes lustrés limestones in the vicinity of the fault surface are broken into unconsolidated cataclasite. The geologist shows one of the striation of the fault surface.
(c) Close up of the same fault surface (location in b) showing two directions of slikenfibers of calcite; Both directions have been drawn directly on the fault plane. Chronologically, the first direction is down dip (normal fault) and the second one is subhorizontal (sinistral strike slip).
(d) Measurement of several fault planes in this sector allow to calculate two paleostress tensors, with a reliable chronology. Plot of the calculated main stress axes (circle for σ1, square for σ2 and triangle for σ3) are represented with faults planes and striations in lower hemisphere Schmidt stereogram. Also is provided the associated histogram of the misfit angle. The first tensor (extensional) and the second one (transcurrent) have the same orientation of σ3 axis. Furthermore, curves slikenfibers demonstrate a progressive transition between extensive and transcurent movements.

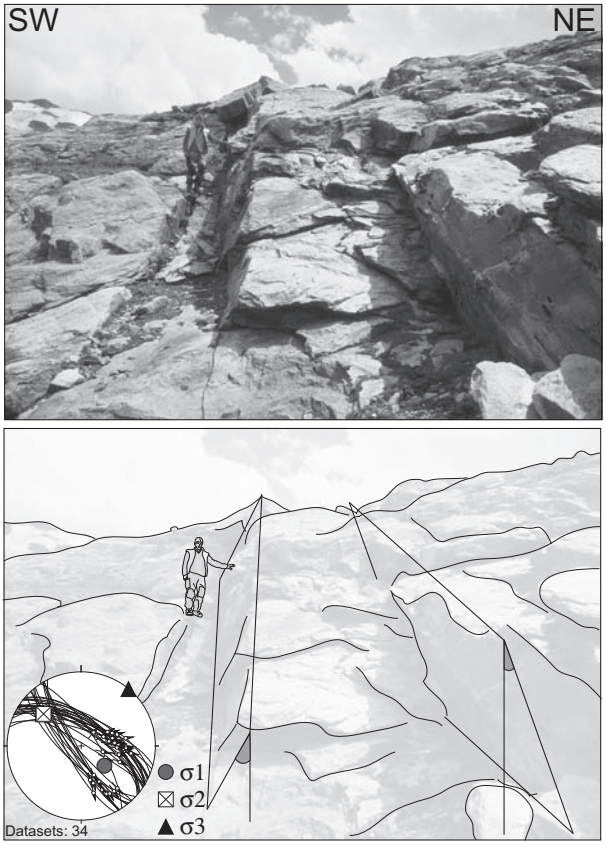


Figure 3 : Fieldwork fault analysis on the western flank of the dôme de l'Arpon (Site N°121, ARPON2). The brittle deformation is characterised by conjugated normal faults, creating mesoscale dihedra. The stereoplot (Schmidt stereograms, lower hemisphere) clearly exhibits both families of faults. The dihedra seems to be slightly tilted to the SE of about 30° with no effect on the σ3 axis orientation, subhorizontal in a NE-SW direction.

between the computed optimum slickenline and the measured one. We estimated the quality of our paleotress tensors by way of several criterions:

- The number of faults used in the calculation, their spatial coverage and the accuracy of the slickenlines measurements. Sites with less than 10 faults were not considered. On average, 23 fault planes and their slickenlines were used for the calculation of each tensor. We also discarded some 10% of faults from our initial database.
- The coherency between the inversion and the results from the geometrical solution (right dihedra method after Angelier and Mechler [1977]).
- The average misfit angle α, which should be as low as possible, and their histogram repartition. The histogram should show a narrow half Gaussian repartition.
- The visualization of the inverse function with the Ginko software [Yamaji, 2000] to determine the stability of the inversion.

The quality of stress-tensors was classified from 1 (excellent) to 3 (low quality). In this ranking, 20 tensors (30%) have low quality, 33 tensors (50%) are of medium quality while 13 tensors (20%) are excellent. Note that 5 tensors (n° 24, 31, 35, 51 and 65) have been calculated from fault populations without striation. In these cases, the most likely slip direction was deduced from drag-folds and / or "en echelon" tension gashes or simply dip slip movement in the case of conjugate sets of normal faults. All these tensors were classified with the lower quality criterion. In several sites, two crosscutting sets of slickenlines families have been observed, allowing the determination of two paleostress tensor (locally 3, site RIBON, tensors n°52, 53 and 54).

2.2.3. Data analysis

Geometrical results (fault planes and striations, and paleostress tensors) of the 66 computed paleostress tensors are shown in Figure 4. Numerical results of the inversions are integrated to the global database (table 1), numbered from N°119 (n° 1 in figure 4 and figure 5) to N°184 (n°66 in figure 4 and figure 5). In map form (figure 5), the coverage of our paleostress tensor dataset is concentrated in the internal zones of the Alps, except tensors n°17, 34, 63, 34, 51 and 57, located between the External Crystalline Massif (ECM) of Belledonne and the Basal Penninic Thrust (BPT). The arrows represent the projected σ3 axes onto the horizontal plane, for both transcurrent (white arrows) and extensional paleostress tensors (black arrows). A first

Figure 4: Stereonets of the 66 unpublished paleostress tensors (Schmidt stereogram, lower hemisphere). Grey circles for σ1 axes, white square for σ2 axes and black triangle for σ3 axes. Faults and striations used for the calculation are also plotted.

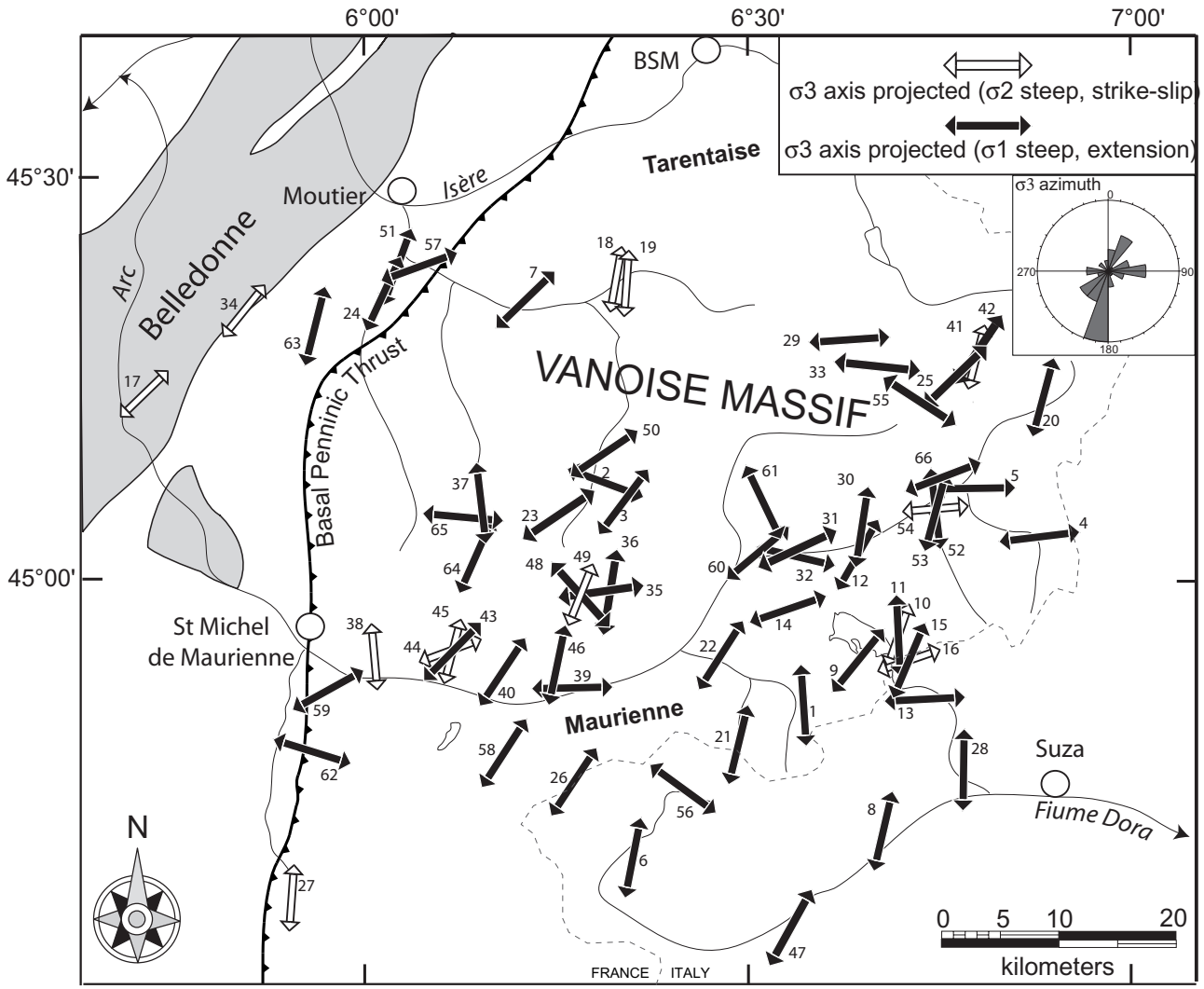


Figure 5: Paleostress direction map, with subhorizontal σ3 axes projected onto horizontal plane. White arrows for transcurrent tensors (subhorizontal σ1 axis), black arrows for extensional tensors (subvertical σ1 axis). "BSM", Bourg-Saint-Maurice town. Dotted line represent the border between Italy, Switzerland and France ; tensors are numbered from 1 to 66 beside the arrow.

overview reveals a N-S to NNE-SSW general direction of σ3 axes, as highlighted with the rose-diagram on the top-right of the map. 71% (51 out of 66) of our tensors are extensive (*i.e.* σ1 steep, σ3 subhorizontal) and the other 29% (15 out of 66) are transcurrent (*i.e.* σ2 steep, σ1 subhorizontal). Based on crosscutting relationships, some local chronologies have been observed : for most of the studied sites, transcurrent movements are younger than extensive ones (e.g. figure 2). This chronology is obvious in the Mont-Cenis area (tensors n°9 to n°16), and in the same relative chronology prevails all along the left side of the Maurienne valley, where conjugate normal faults bear clear evidence for a more recent reactivation with horizontal striations (tensors n°2 and n°3, n°4 and n°5, or n°52, n°53 and n°54, for exemple).

The directions of principal stress axes are represented with rose-diagrams (circular histograms, figure 6a), with azimuth (top) and plunge (bottom) of axes. The majority of σ1 axes are steep, with some random scatter around the vertical axis. A minor part of the population of σ1 axes is subhorizontal, and related to transcurrent paleostress tensors ; the σ2 orientation is either subhorizontal (extensional stress state) or subvertical (transcurrent stress state), without any main direction. The most frequently observed direction of σ3 axes is N-S to NNE-SSW, with some exceptions in an E-W orientation. All σ3 axes are subhorizontal; this means that we did not observe any compressional paleostress orientations, but only transcurrent

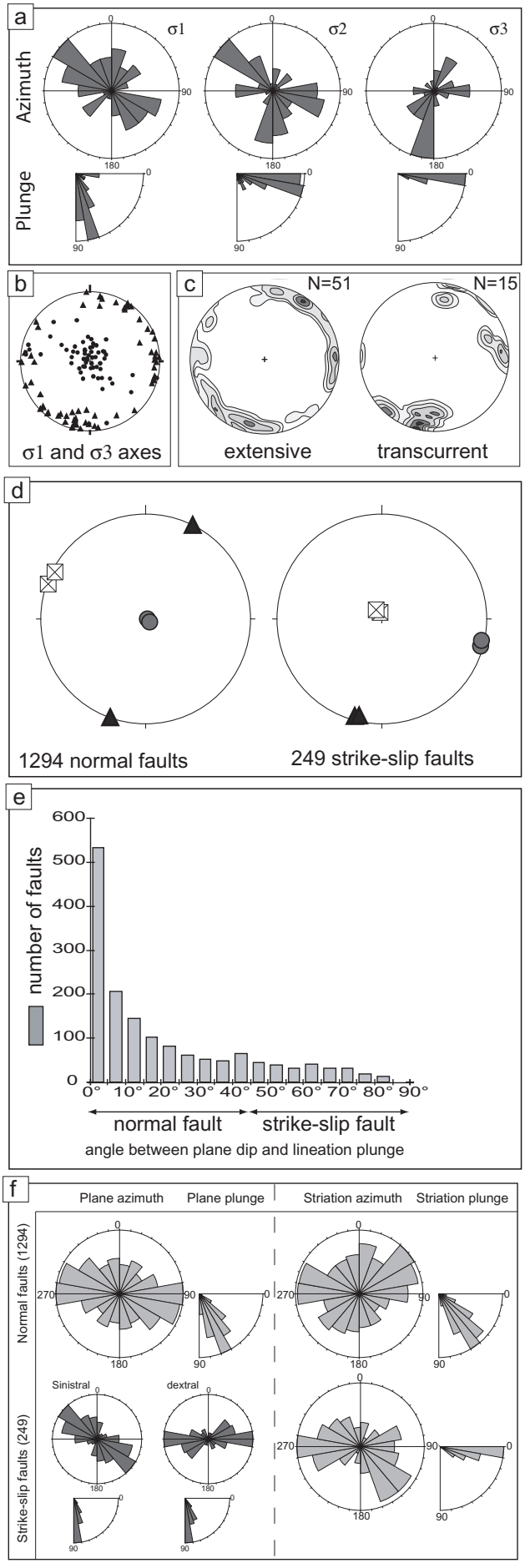


Figure 6: Directional analyses of the 66 tensors.
(a) 20° class-size rose diagram and 10° class-size quarter rose representing the σ1, σ2 and σ3 azimuth and plunge for the 66 tensors.
(b) Plot of σ1 and σ3 axis in a Schmidt lower hemisphere stereogram.
(c) Comparison between σ3 orientation for extensional tensors (left) and transcurrent tensors (right) using axes contouring mode ; the major NNE-SSW directions are almost the same for both extensional and transcurrent paleostress tensors.
(d) Global analysis based on the whole faults dataset ; direction of extensional axis is very close for both normal faults and transcurrent faults. Calculation performed with "right dihedra" [Angelier and Mechler, 1977; Angelier, 1979] and dynamical-numerical methods [Spang, 1972; Sperner et al., 1993] are equivalent.
(e) Histogram of the angle between fault plane dip and its striation plunge and the cumulated percentage. 0° indicated pure dip-slip normal fault whereas 90° indicate pure transcurrent fault. The low amount of high angle faults indicate transcurrent movement along non-vertical fault plane (reactivated normal fault) as well as oblique striation along steep fault plane.
(f) Orientation of planes (left) and striations (right) of the fault measured in the Vanoise area ; normal faults (top) and transcurent faults (bottom) are separated in order to determine the orientations of the faults in this area. See text for details.

and extensive ones. The plot of the entire data set of σ1 and σ3 axes on a Schmidt stereonet shows the spatial repartition of the stress axes (figure 6b). The σ1 axes (small circles) are predominantly in a near-vertical position (except for the transcurrent tensors), in a gently diffuse shape. The σ3 axes (black triangles) are located around the horizontal position. The contouring of σ3 axes for the extensional and transcurrent states of stresses (figure 6c) indicates coaxial direction for both transcurrent and extensive paleostress tensors. The global dataset has also be used to calculate a "average overall" tensor for the entire area ; we used all the measured faults, even the fault planes discarded during stress inversion (but not the fault planes without lineation). The whole dataset is composed of 1543 faults and their lineations. We used the "Right Dihedra" (RD) method [Angelier and Mechler, 1977; Angelier and Goguel, 1979] as well as the "numerical-dynamical

analysis" (NDA) [Spang, 1972; Sperner et al., 1993] applied to the global dataset. Because of the used methods and the size of the considered area, this calculation could be considered as a mean strain tensor for the entire region. The results are very similar and agree with the mean direction of extension determinated with paleostress inversion : the minimum strain axis (that is to say the direction of extension) is oriented 021°/00° (RD) and 198°/01° (NDA). We also performed the same calculation for normal faults (*i.e.* with less than 45° between fault dip and lineation plunge, 86% of the dataset) and for transcurrent faults (14% of the dataset). Extensional axes are oriented with a very good correlation, 027°/00° (RD) and 200°/01° (NDA) for transcurrent faults, and 193°/07° (RD) and 196°/04° (NDA) for normal faults (figure 6d). These strain analyses confirm the highly coaxial orientation of extensional axes for extensional stress/strain state and transcurrent stress/strain state. Despite local variations of orientations, the overall strain/stress state appears to be very stable, with a NNE-SSW direction of minimum stress / strain axis, for both transcurrent and extensional tensors.

The analysis of the dip of fault planes and their associated striations (figure 6e) demonstrates the preodominance of dip slip normal faults: 50% of our dataset is characterized by donwdip slip vectors, with less than 10° difference between the plunge of the striation plunge and the dip of the fault plane. Furthermore, the amount of faults rapidly decrease until 20°, and then gently decline to no pure transcurrent (90°). The very low number of faults with a high angle between fault- / lineation- plunge is taken as an indicator for the lack of neoformed transcurrent faults. The figure 6f represents rose-diagrams of azimuth and plunge of normal faults (top) and transcurrent faults (bottom). Normal fault planes are scattered around the E-W orientation, with 50° to 80° dipping. Related striations are slightly extended, without clear direction ; plunges vary between 40° and 70°. Transcurrent faults are sorted from their kinematic criterion : sinistral faults are NW-SE oriented, whereas dextrals faults are E-W oriented, both with subvertical dip. Striations are in agreement with plane orientations, with NW-SE and E-W main direction ; plunges are subhorizontal.

3. Synthesis of brittle deformations in the inner western Alps

3.1. Presentation of the data

This synthesis is based on the paleostress database presented in this paper (see above) and four previsously published datasets [Champagnac et al., 2003; Sue and Tricart, 2003;

Figure 7: Fieldwork example of normal fracturation all around the inner alpine belt.
(a) Close up to penetrative normal fracturation close to the Simplon pass (site N° 195); the inversion of the fault population measured in the vicinity of the picture site indicates NNE-SSW direction of σ3 axis (Schmidt stereogram, lower hemisphere)
(b) Multiscale analyses of the Pic d'Artsinol area (Valais, site N°3). From the NW, a large S-dipping normal fault is suspected ; satellite imagery (IRS image, pixel size=6m) and field observations allow to recognise two fault directions, a large E-W fault (S-dipping, "A") and smaller NNE-SSW faults (E-dipping, "B"). The 20° class-size rose diagram of the measured fault plane shows both "A" and "B" direction. A good quality paleostress inversion (see misfit angle histogram) demonstrate a WNW-ESE direction of extension associated to this fault pattern.
(c) Large scale E-W normal faults at the Col de Malatra (Val d'Aoste, site N° 75), view from the East. Normal faults cut across the limestone cliff, and create a pass about 100 meters between the Gran San Bernardino valley and Val Ferret (Italy). The small scale measured faults are also E-W oriented and the calculated σ3 axis is N-S oriented.
(d) Large and close spaced normal fracturation in the Val d'Ambin (Site N° 119). Both flanks of this small valley are dissected by normal faults. The great number of fault measurements (stereoplot) allow to calculate a well constrained paleostress tensors with its extensional axis (σ3) N-S oriented.
(e) Conjugated normal faults in High Ubaye (site N° 310). Diedra is tilted of 30°toward the NW (around the σ2 axis). The direction of extension σ2 is NW-Se oriented.

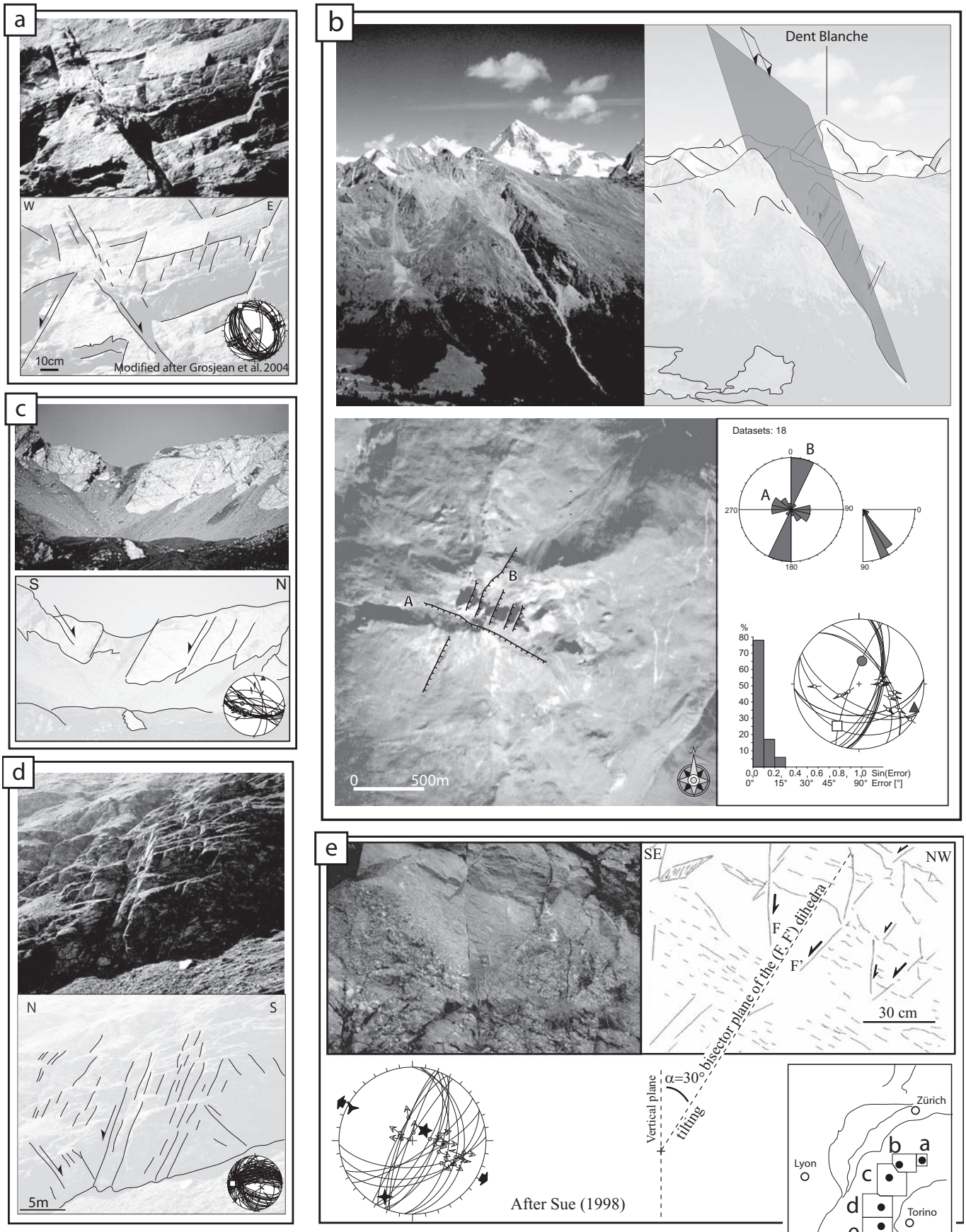


Figure 7: Fieldwork example of normal fracturation all around the inner alpine belt.
See figure caption left page.

Champagnac et al., 2004; Grosjean et al., 2004]. The same tools for inversion were used in these studies : Right Diedra [Angelier, 1975; Angelier and Mechler, 1977; Angelier, 1979; Angelier and Goguel, 1979] and Direct Inversion [Angelier, 1990], implemented in the Tectonics FP [Sperner et al., 1993] and Stress [Villemin and Charlesworth, 1992] softwares. This provides a wide and homogenous database (312 paleostress tensors) for the entire arc of the inner western Alps, covering a surface greater than 10'000 km² (average density of tensors : 3 tensors / 100km²). The whole dataset is presented in table 1 and split into 5 zones : paleostress tensors numbered from N°1 to N°56 comes from the South Valais (zone B,) and has been published in Champagnac et al. [2003]. Paleostress tensors numbered N°57 to N°118 come from the Aosta and Tarentaise valleys (zone C) and have been published in Champagnac et al. [2004]. Tensors N°119 to N°184 are unpublished and presented in this paper (zone D). Tensors numbered N°187 to N°246 come from the Simplon area (zone A) [Grosjean et al., 2004], and tensors N°247 to N°312 come from the Briançonnais area (zone E) [Sue, 1998; Sue and Tricart, 2003].

In order to demonstrate the homogeneity and the large prevalence of extensional features in the inner parts of the western Alps, five examples of outcrops (one for each zone) and their associated paleostress tensors are presented in figure 7. As in the Vanoise area, normal faulting is the most striking brittle deformation feature of the whole inner western Alps. The deformation is often penetrative (*e.g.*. figure 7a and 7d), with or without prevalence of one of the conjugated fault families. Normal faults range from kilometer scale with dacametric offset (*e.g.* figure 7b and 7c), with a clear geomorphic expression (*e.g.* in the form of passes in the crest line, figure 7c), to centimeter scale, with millimetric offset (smallest faults in figure 7a). Figure 7e shows metric conjugated normal faulting tilted of about 30° during extension. The directions of faulting observed from the landscape (or satellite) view are usually in good agreement with the general directions of the measured fault planes [Sue and Tricart, 2002; Champagnac et al., 2003]. A comparable multiscale analysis has been performed for a large sinistral fault ("Chapieux fault", figure 2 in Champagnac et al. [2004]), and for extensional fault system close to Zermatt and Moiry lake (figure 2a and 2b in Champagnac et al. [2003]) as well as several extensional structures in the briançonnais area [Sue and Tricart, 1999; 2002; 2003; Tricart et al., 2004c].

3.2. Synthesis and interpretation of the data

3.2.1. Directional analyses of the extensional axes

Five zones are delimited, corresponding to each individual study. These studies have been performed within relative small area, within homogenous tectonic domain. Before carrying out a global analysis, the most remarkable features of each zone are pointed out individually (figure 8).

<u>*Zone A, Simplon area*</u> : The dataset from Grosjean et al. [2004] is located in the vicinity of the Simplon fault zone. This fault zone is a major NW-SW striking low-angle detachment,

Figure 8: Paleostress field synthesis of the inner western Alps.
The map of the inner parts of the western Alps outlines some geological units (Dent-Blanche, Gran-Paradiso and Dora-Maira internal massifs, and Mont-Blanc, Aiguilles-Rouge, Belledonne and Pelvoux External Crystalline Massifs). The studied area is subdivided with five parts : zone A, the Simplon pass area (with smaller arrows because of the high density of tensors), zone B, the South Valais, zone C, the Aosta and Tarentaise valleys, zone D, the Vanoise massif and the Maurienne valley and zone E, the Briançon and High Durance area (see text for details about origin of data). Arrows represent the minimum principal stress axes (σ3) projected on horizontal plane (white arrows for transcurrent tensors, black arrows for extensional tensors).
The insert gives the directional analyses of paleostress orientations for the 5 zones separately. From top to bottom the plot of σ3 (triangle) and axes (circle), the contouring of the σ1 (vertical) and σ3 (horizontal) axes, rose-diagram and plunge of the σ3 orientation.

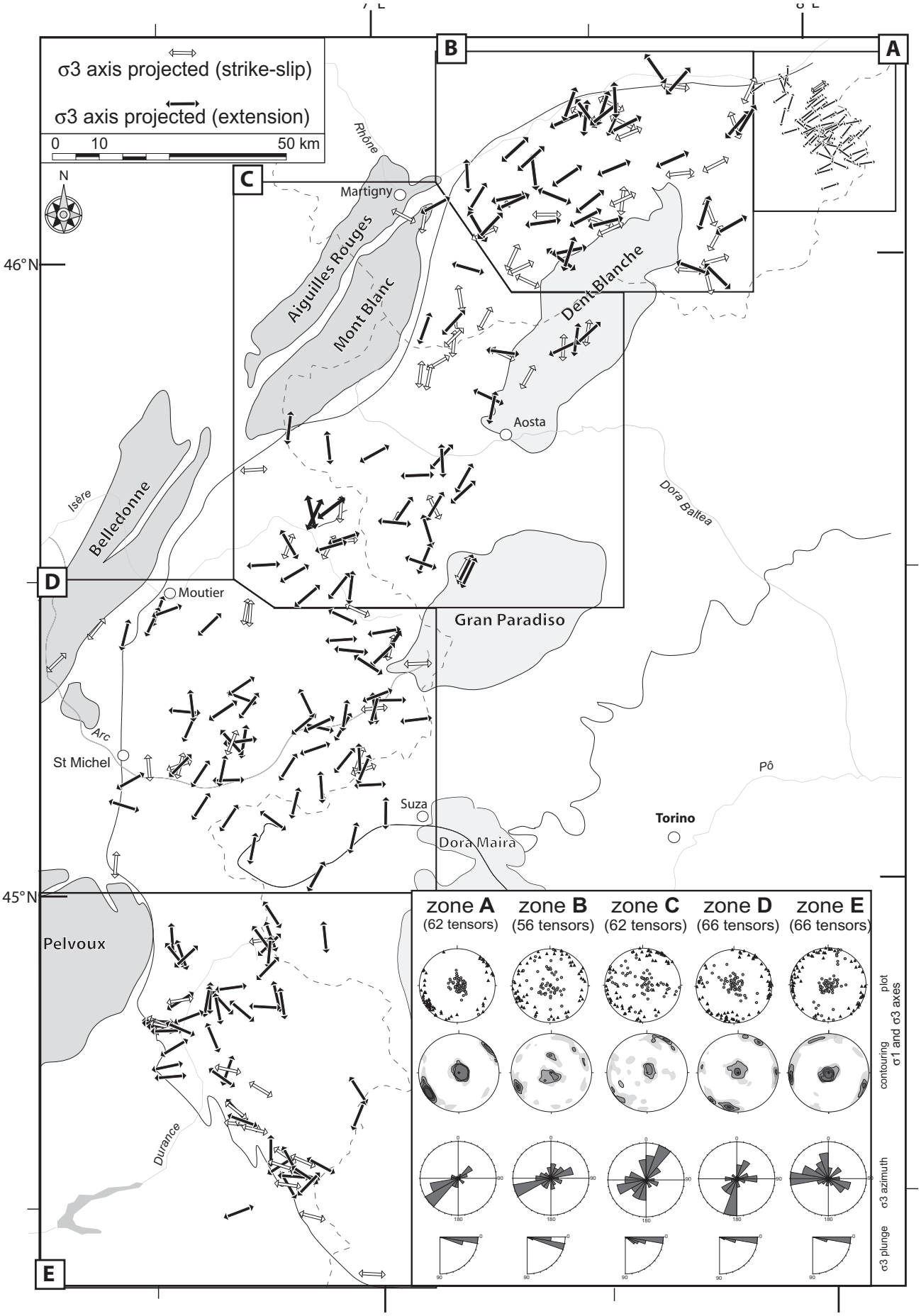


Figure 8: Paleostress field synthesis of the inner western Alps (see figure caption left page).

active during Miocene time [Mancktelow, 1985; 1990; Steck and Hunziker, 1994]. A total southwestward displacement of the hangingwall has been estimated to be 36 km, with a vertical offset of about 15 km [Mancktelow, 1985; 1990; 1992; Grasemann and Mancktelow, 1993; Steck and Hunziker, 1994; Zwingmann and Mancktelow, 2004]. Brittle deformation along the Simplon fault has been documented to be active during the Upper Miocene [Zwingmann and Mancktelow, 2004]. Its footwall is made of a metamorphic pile of nappes (Lepontine dome), whereas its hangingwall is composed of upper Penninic nappes, overridden by the Austroalpine low methamorphic Dent-Blanche Klippe. Grosjean et al. [2004] examined the brittle deformation features associated with the Simplon fault and calculated a total of 62 paleostress tensors with form some 1000 faults / striation couples. The tensors are distributed in a relatively small area, providing a very high density of data (20 tensors / 100 km²); to keep an homogenous scale for the map, the arrows within this zone have been plotted smaller than the other one. All tensors are extensive (except N°246/SD), with a stable ENE-WSW direction of extension. This orientation is identical with the pervasive stretching lineation observed within the Simplon mylonites by Mancktelow [1985; 1990; 1992], indicating a temporal continuum of the kinematics from ductile to brittle conditions.

Zone B, South Valais: this zone is located immediately to the West of the Simplon area and is limited to the North by the major Rhône fault (which follows closely the present-day Basal Penninic Thrust and the Rhône valley) and to the West by the northern tip of the Mont-Blanc massif. The crestline of the Dent Blanche massif with many summits over 4000m altitude constitutes the southern border of this zone. The South Valais area belongs to the internal zones of the Alps and is made up of South dipping middle Penninic nappes, overridden by the main alpine Piémont suture zone and the lower Austroalpine Dent-Blanche nappe. The Briançonnais nappes consist of slices of pre-Carboniferous basement rocks, with their sedimentary cover. The Piémont suture zone is a melange of ophiolitic rocks and associated oceanic "Schistes lustrés" calcschists. The overriding Dent-Blanche nappe *s.l.* is the highest nappe in this part of the Western Alps. It is mainly a crystalline basement unit with some isolated remnants of sedimentary cover [Steck, 1984; Steck and Hunziker, 1994; Escher et al., 1997; Steck et al., 1997]. The metamorphic history of the Penninic units is complex. Parts of the Piémont suture zone have experienced high to ultrahigh pressure metamorphism, while most of the basement units have undergone only moderate pressure, middle to upper greenschist facies methamorphism [Desmons et al., 1999; Frey et al., 1999].

Brittle deformation within this area has been examined recently [Champagnac et al., 2003]. Paleostress tensors are mainly extensive, and the mean σ3 axis is oriented N065°, in a stable "Simplon-like" orientation. One third of the calculated tensors are transcurrent, with a coaxial orientation of σ3 axis. Relative chronologies indicate a transcurrent / transtensive stress field to be followed by a purely extensional stress field.

Zone C, Aosta: the geological structure of this area is very similar to the South Valais, with a general dip of structures to the SE. Nevertheless, slices of Valaisan units (cretaceous flyschs) and subriançonnais units (Mesozoic marls) are squeezed between the penninic pile of nappes and the Mont-Blanc External Crystalline Massif. The southern part of this zone is made of internal crystalline basement of the Gran Paradiso metamorphic dome. This gneissic dome (derived from the European margin) has been metamorphosed under eclogite facies and retromorphosed under greenshist facies (see [Rolland et al., 2000] for details). In the core of this zone, the large N-dipping Aosta-Ranzola Oligocene normal fault [Dal Piaz et al., 1979; Diamond, 1990] extends from the Piccolo San Bernardo pass in the West to the Ranzola pass, more than 100 km to the east. Its vertical offset ranges from 0.5 to 2 km. This major fault seems

to act as a sinistral transcurrent system during quaternary times [Carraro et al., 1994].

Brittle deformation analyses of this area has been published and discussed in Champagnac et al. [2004]. The stress axes orientations are quite dispersed in space, but display a main NNE-SSW orientation of σ3 axis. This orientation of extension has been interpreted in terms of orogen-parallel extension. The ratio between transcurrent and extensive paleostress tensors is 1:4, but the relative chronology remains unclear. Note that the main extensional axis (NNE-SSW) is consistent with previous studies in the Aosta valley [Bistacchi et al., 2000; Bistacchi and Massironi, 2000; Bistacchi et al., 2001; Malusa, 2004], based on large scale normal faults observation, field work and remote sensing, but without paleostress inversion.

Zone D, Vanoise, is presented in the first part of this paper. The ratio between transcurrent and extensional tensors is about 1:4. The mean directions of σ3 axes for extensional and transcurrent stress field are coaxial, N-S oriented. A minor part of extensional axes are E-W oriented, and are interpreted as an orogen perpendicular stress field, according to Champagnac et al. [2004]. N-S extension is consistant with results of Malusa [2004] in the Val di Suza, further East

Zone E, Briançon area: first studies in this area highlighted the widespread occurrence of normal faulting in the Western Alps [Lazarre et al., 1994; Virlouvet et al., 1996]. The data used in this synthesis are from [Sue, 1998; Sue and Tricart, 2003], who performed the first large scale paleostress investigation in the western Alps. Calculated tensors and late normal faulting observations are located in the southwestern Alps, between Pelvoux and Argentera External Crystalline Massifs. Four major features of large scale brittle deformation have been observed in this area : the inversion as normal fault of the former BPT, the coexistance of transverse and longitudinal normal faults, linked to orogen-parallel and orogen-perpendicular extension, respectively, and a late dextral reactivation of NNW-SSE faults. 75% of the 66 computed paleostress tensors are extensive, the remaining 25% are transcurrent. The transcurrent stress field postdates the extensive one, as demonstrated by clear crosscutting relationships. The direction of extension is E-W (perpendicular to the BPT and the general trend of alpine structures) and N-S to NNW-SSE (parallel to the BPT and the alpine structures). Sue and Tricart interpreted both directions in terms of what they called a “multitrend extension”, based on field evidence for simultaneous faulting activity and low Φ ratio of the calculated tensors [Sue, 1998; Sue and Tricart, 1999; 2002; 2003]. One of the more striking tectonic feature of this area is the large amount of orogen-perpendicular extension.

Entire dataset : Directional and statistical results of our synthesis around the alpine belt are presented in figure 8. We observe a continuous change in σ3 direction from N065° in the Simplon area, to N-S in the Vanoise area and to NNW-SSE in the Briançon area. The dispersion of the σ3 axes is very small in the Simplon area, probably because of the small size of the sector, and the kinematic control of the major Simplon fault zone. The dispersion of σ3 axes is greater in the Valais area, but the direction of extension is still very well constrained. The dispersion of the σ3 axes is increasing in the Aosta / Tarentaise valleys and deacrease again further South. Another striking characteristic is the increasing amount of orogen-perpendicular σ3 axes from the North to the South; in the Briançonnais area, the inversion of the BPT [Sue and Tricart, 1999; 2002] seems to be the origin of the E-W to NE-SW oriented σ3.

The σ1 axes are mainly distributed around the vertical axis. The dispersion of σ1 axes increase from zone A to zone C and decrease from zone C to zone E ; the σ1 axes dispersion in

3.2.2. Transcurrent vs. extensional tectonics

As summarised above, the percentage of transcurrent *vs.* extensive paleostress field varies from 2% (zone A) to 33 % (zone B), with a mean of 25% for the whole dataset. The amount of transcurrent faults is about 15% of the global data dataset (about 800 faults out of more than 5000). Accordingly, the transcurrent stress field appears to be a slighter signal recorded by the brittle deformation, superimposed through times to the first order extensional regime. In order to represent the relative importance of the transcurrent tectonics within the internal Alps, we calculated a variable "r" depending of the plunges of the σ1 and σ3 axes (r = plunge of σ1 *minus* plunge of σ3) For each tensor, the "r" parameter is calculated and varies linearly from -90 (red, purely compressive) to 0 (green, pure strike-slip) and +90 (blue, purely extensive). Intermediate values are represented by transpressive (-90 < r < 0), and transtensive (0 < r < 90) state of stress. We plot every tensors with its own colour code while areas inbetween observation points are filled with interpolation (GMT continuous curvature spline in tension [Smith and Wessel, 1990]). The map shown in figure 9 provides an overview of the prevailing faulting styles observed all along the inner zone of the Western Alps. The most striking characteristic is the predominance of an extensional state of paleostress, shown in blue colour. Strike-slip (in green) is observed in some places, especially on the eastern side of the Mont-Blanc massif, close to the Gran San Bernardo pass. This zone of transcurrent deformation separates the western alpine belt into two extensive parts, the Simplon and Valais areas to the North, and the Vanoise and parts of Briançon area to the South. Southward of the Briançon area, the amount of transcurrent deformation gently increases again. Other transcurrent tensors are located on the external side of the belt, from the northern tip of the Mont-Blanc massif (site N°77) to the central parts of the Belledonne massif (site N°152). Nevertheless, site coverage in external zones is poor, and the interpolated green colours should be regarded with some caution here.

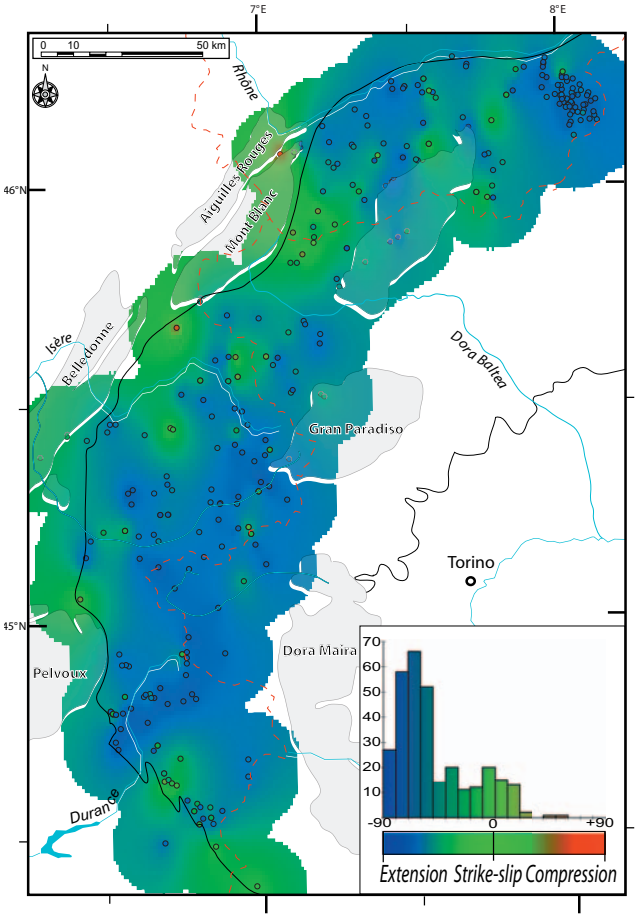


Figure 9: Regionalization of the stress tensor orientation in the inner western Alps, based on the plunge of σ1 and σ3 axes. Colour code correspond to the tectonic regime : (compression in red, extension in blue and strike-slip in green). Small circles locate the site where paleostress inversion was performed, with their own colour. The background colour comes from the interpolation between data points. The blue colour (extensional tectonics) largely prevails within our area of interest. The coloured histogram shows the repartition of deformation regime in the belt. See text for discussion.

However, both transcurrent and extensional tectonic regime are recorded by brittle deformation. In the Valais area, an older transtensive stress field, with high Φ ratio (*i.e.* close relative magnitudes of σ1 and σ2 axes, see next paragraph for details) is followed by a multitrend extensional stress field, with low Φ ratio (*i.e.* similar σ2 and σ3 axes) [Champagnac et al., 2003]. In contrast, the Maurienne and Briançonnais areas are characterised

by younger transcurrent faults and horizontal striations superimposed on older normal faults [Sue and Tricart, 2002] ; in these areas, the transcurrent regime is clearly younger (*i.e.* figure 2c). To better understand the spatial pattern of these chronologies, we plotted every site with a know relative chronology onto a map (figure 10). Different circle sizes have been used to express the reliability of our observation (big circles indicate a well established chronology, small circles indicate a low degree of confidence).Light grey circles were used for sites in which the extensional faulting preceeds the strike slip – transcurrent movement, while black circles were used for sites in which the strike slip - transcurrent faults are overprinted by a younger event of extensional faults / striations. This map confirms the intutive observation of opposite chronologies between the Valais and all the surrounding areas. For most of the inner Western Alps, the chronology is clear : extensional deformation is older than transcurrent one. The Valais area, however, is an exception where strike slip movements are followed by extension. The transition between the two regimes is located to the east side of the Mont-Blanc massif, an area characterized by a predominance of transcurrent paleostress tensors, as highlighted in figure 9. Despite these differences along strike, the σ3 axes orientations for extensional and transcurrent stress fields show no statistical differences ; moreover, an orientation analysis performed with the entire dataset of normal faults and transcurrent faults within zones B, C and D show less than 10° difference between transcurrent σ3 axis and extensional σ3 axis (*e.g.* figure 6c and 6d). Accordingly, swapping between as σ1 and σ2 axes in a single "deformation phase", with only instabilities in space and time modifying the overall stress field could be suggested [Champagnac et al., 2003; Sue and Tricart, 2003; Champagnac et al., 2004]. A part of such stress axes permutations could also be induced by rock heterogeneity and anisotropy, as demonstrated by Hu and Angelier [2004] ; this phenomenon could be important, and needs to be considerated. Nevertheless, chronological evidences (figure 10) indicate an opposite chronologies between the Valais and remaining parts of the inner western Alps remains somewhat enigmatic.

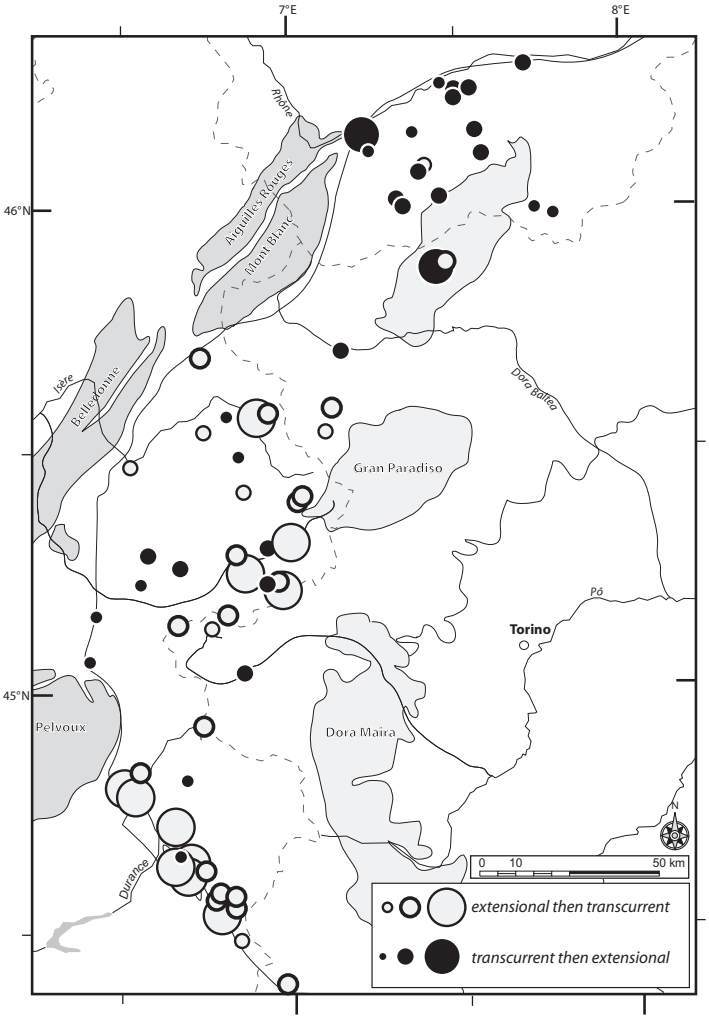


Figure 10: Chronological evidences based on field observations. The size of circles represents the reliability of the chronological proofs and clues (large circles for high quality chronology evidences, small circles for lower quality). Black circles symbolize locations where transcurrent deformation is older than extensional deformation. Grey circles symbolize location where transcurrent deformation is younger than extensional deformation. Roughly speaking, the chronological evidences are the opposite in the South Valais than elsewhere southward in the belt. Younger transcurrent motion are well developed in the southern branch of the arc (from the Gran-Paradiso southward).

3.1.3. *Ellipsoid shape form parameter* Φ

Beyond the stress orientation, paleostress inversion allows to determine the relative magnitude of σ1, σ2 and σ3 of the stress ellipsoid, the Φ ratio; Φ= [σ2- σ3]/[σ1- σ3]) and 0< Φ < 1 [e.g. Angelier, 1979; Ritz, 1991]. In the case of extensional tensors (plunge of σ1 axis > 45°), a very low ratio (Φ ≈ 0) i.e. a similar relative magnitude of σ2 and σ3implies a multitrend extension ; in contrast, a very high ratio (Φ ≈ 1) indicating a similar relative magnitude of σ1 and σ2, implies transtension. In the case of transcurrent tensors (plunge of σ1 axis <45°), a very low ratio (Φ≈ 0) means a similar relative magnitude of σ2 and σ3 and this implies transpression ; in contrast, a very high ratio (Φ≈ 1) involves a similar relative magnitude of σ1 and σ2, indicating a transtensional stress field. To sum up, low Φ ratio indicate a multitrend extension or transpression (for extensive or transcurrent tensor respectively), and high Φ ratio indicate a transtensional stress field. According to our experiments, the Φ parameter provides a powerful and sensitive tool to investigate subtle differences in paleostress data. We present this parameter on a map (figure 11a) and we further performed some statistical analyses (figures 11b). Given the fact that the significance of a low Φ ratio is different for extensive or transcurrent tensors, we used a different colour coding scheme : a blue-green-red scale is used for extensional tensors Φ=0 (blue) and Φ=1 (red), *via* Φ=0.5 (green), whereas a red-orange-yellow scale is used for the

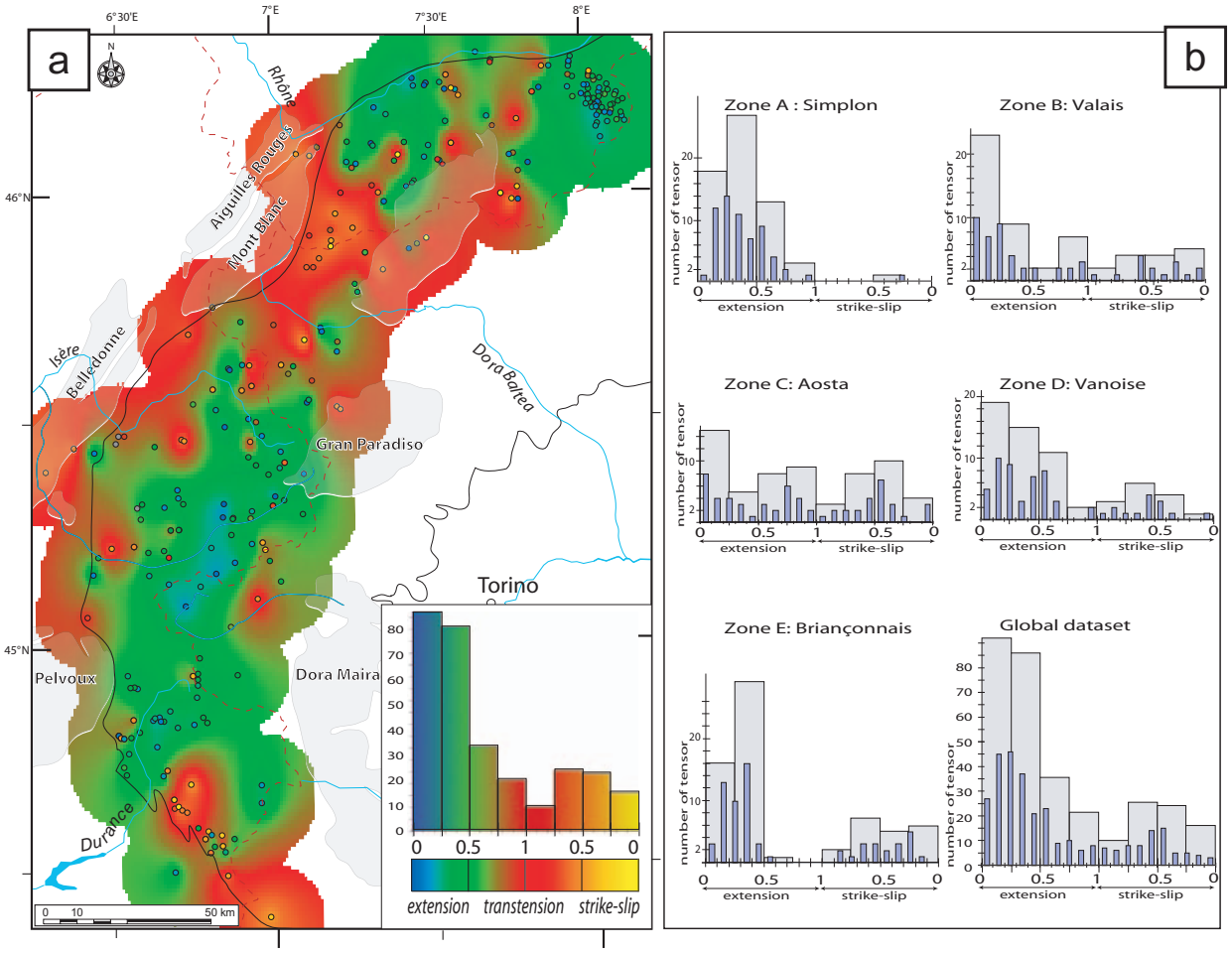


Figure 11: Map of the Φ ratio in the inner western Alps.
(a) Map with interpolated Φ ratio for the entire dataset. Colour code is used between Φ=0 (blue) and Φ=1 (red), *via* Φ=0.5 (green), for extensional tensors and between Φ=1 (red) and Φ=0 (yellow) *via* Φ=0.5 (orange) for transcurrent tensors. Coloured histogram gives the repartition of Φ ratio of the inner western alpine belt.

representation of transcurrent tensors Φ=1 (red) and Φ=0 (yellow) *via* Φ=0.5 (orange).

Spatial interpolation has been performed in-between the documented sites (same interpolator than for "r" parameter). The map (figure 11a) appears with large green areas, revealing pure extension. Some zone appear with blue tones, especially the western Valais, the Simplon neighbourhood and in the Vanoise area. A striking feature is the large red area in the Aosta valley, at the backside of the Mont-Blanc massif. A large transtensive to transcurrent region has recorded strike slip rather than the extensional tectonics prevailing in surrounding areas. This transcurrent / transtensive area coincides with the transitions in the relative chronology described above (figure 10). The geodynamical origin of such a transcurrent domain remains open for debate. Other red / orange areas are located at the western flank of our studied area, along the ECM, and in the southernmost areas, close to the BPT. To better understand the spatial patterns and the relative values of the Φ ratio, we also plotted them in histograms, one for each zone and one for the whole dataset (figure 11b). Histograms (number of observations *vs*. Φ) were again plotted separately for extensive and transcurrent tensors. We further arranged the abscisses of the histograms (Φ) such as to show a continuum between multitrend extension to transpressive tensor, *via* pure extension, transtension and pure strike-slip. The class size was chosen as 0.1 and 0.25 respectively. The histogram of the global dataset shows a peak for extensional low Φ ratio ($0 < \Phi < 0.5$, multitrend extension) and a minimum for high Φ ratio ($0.75 < \Phi < 1$, transtension) for both extensional and transcurrent tensors. A small second order mode appears for transcurrent medium Φ ratio (close to 0.5). The analyses of each zone separately allow us to characterize the type of deformation regime within smaller areas. In the zone A (Simplon area), the tensors are exclusively extensional, and the Φ ratio is close to 0.5 (pure extension). In zone B (Valais area), most of the tensors have low Φ ratio (less than 0.3) implying multitrend extension, with a second order mode for high Φ ratios (transtension). Zone C (Aosta area) is characterised by a wide range of Φ ratios and with a small maximum for extensional low values and local maximum for high values and transcurrent low Φ values (transpression). The Vanoise area (zone D) presents a relatively wide repartition for extensional tensors ($0 < \Phi < 0.75$), with a peak for low values, and another ample maximum for transcurent medium Φ value (pure strike-slip). The southernmost area (Briançonnais area, zone E) is characterised by a bimodal histogram, with a a first peak for medium to low Φ ratio within extensional tensors ($0.1 < \Phi < 0.4$) and a second, more diffuse maximum for transcurrent tensors ($0.7 > \Phi > 0.2$) ; field evidences also indicate two step of brittle tectonics in this area.

To sum up, the Φ ratio analysis shows mostly bimodal distributions, clearly visible for zone D, E and the whole zone together. For extensional tensors, Φ ratios are shifted to minor values, excepted in the Simplon area. The most impressive shift is observed in the Valais area, with very low Φ ratio.

3.3. Stress axes in "polar alpine" coordinates

Given the arcuate shape of the western alpine belt, the directional analyses of extensional axes, such as shown in figure 8, as well as the choice of subsets (areas) is always biased with respect to the continuously changing strike direction of the bend of the north-western Alps. For instance, a N-S direction in the Valais area has the same meaning as an E-W direction in the Vanoise area, if we consider the stress directions with respect to the strike of the Alps. In order to take this problem into account, we adopted a new coordinate system of polar coordinates. The shape of the northwestern alpine belt can indeed easily be approximated with a portion of a circle, matching closely the changes in strike observed both at internal and external side of the Alps, as well as all first order structures (ECM and BPT) as seen in map view. We have chosen a centre for our circle located South of Milano (figure 12 a), in the middle of the Pô plain

(lon=88°, lat = 8.87°). Polar coordinates have been determined for all paleostress measurement sites; "ρ" is the radius in kilometres from the center and τ is the angular position in the alpine belt, in degrees (table1). The angle τ has been measured positive in a clockwise sense from the West (N270°). Within this polar coordinate frame, our tensors occupy a space spanning τ values from 69° (locality N° 236, footwall of the Simplon fault zone) to -19° (locality N°249, North to the Argentera massif) and the radius ρ ranges from 147.8 kilometers (tensor N° 122, zone D, Val di Suza) to 246.5 kilometer (tensor N° 135, zone D, internal side of the Belledonne Massif). In order to examine the angular relationships between the arc of the NW Alps and paleostress axis orientations, we considered the three following angles :

β : σ3 axis azimuth, with $0° < \beta < 180°$.

τ : angular position of the tensor in the alpine belt with $-19° < \tau < 69°$ for this study

γ : the angular position of the σ3 axis with respect to the alpine belt with [$\gamma = abs (\beta - \tau)$] and [if $\gamma > 90°$ then $\gamma = 180 - \gamma$)]. The angular results are provided in table 1 (columns ρ and τ), and the pattern of σ3 axes with respect to the alpine belt is plotted onto maps (figure 12).

Based on these angles, it is now possible to compare, for each tensor, the direction of the extensional axis with respect to its position within the alpine belt.

We adopt the following terminology :

"orogen-parallel extension" is characterized by $0° < \gamma < 30°$.

"orogen-perpendicular extension" is characterized by $90° > \gamma > 60°$.

"oblique extension" is characterized by $30° < \gamma < 60°$.

As shown in figure 12a the northwestern Alps are dominated by an orogen-parallel extension, prevailing within a wide belt of the inner Alps. Additionally, a large fan of orogen-perpendicular σ3 axes is obvious from figure 12b, this tendency is especially significant in the southern part of the belt (from the Vanoise area southward). Histograms (figure 13c) give details of the distribution of σ3 axes orientations with respect to the alpine structures for the complete dataset (top), for extensional (middle) and transcurrent (bottom) paleostress tensors. The distribution for all the tensors is roughly 50% for orogen-parallel extensional axes, 27% and 23% for oblique and orogen-perpendicular extensional axes respectively. With histogram classes of 10°, the mode is within the 0°-10° class (orogen-parallel) with more than 60 tensors (20%). The distribution for extensional tensors is almost the same, with a mode in the 0°-10° class. In contrast, there is a bimodal distribution for transcurrent tensors; a first mode lies in the 0°-10° class and a second one in the 60°-70° class ; the relative importance of orogen-perpendicular extensional axes is about 35%. In order to test the robustness of our tensor directions, we established an additional series of histograms (figure 13a) with the angular distribution of extensional axes for good tensors (quality criterion = 1 or =2) and for the best tensors exclusively (quality criterion =1). There is no noticeably change in the histogram shape, but the relative importance of orogen-perpendicular tensors increases whereas the number of oblique tensors gently decreases. This could lead us to consider some oblique tensors as orogen-parallel (or –perpendicular) shifted for measurement or calculation imprecision or block rotations. Of course, oblique tensors could be also regarded as true local direction of extension. The angle between the alpine structures and extensional axes distribution of the stress axes for the five alpine zone defined above is presented in figure 13b. The zone A (Simplon area) presents many orogen-parallel σ3 axes (more than 2/3) and very few orogen-perpendicular tensors ; zone B and C have almost the same distribution as the global dataset. As already seen in figure 8b, zone D presents a bimodal distribution with a small maximum for orogen-perpendicular extensional axes. The number of orogen-perpendicular extensional tensors is greater than for orogen-parallel ones within zone E; it is the only area with this distribution, and it has been interpreted by the normal reactivation of the Basal Penninic Thrust [Sue and Tricart, 1999; 2002]. From a global point of view, the relative amount of orogen-perpendicular paleostress tensors seems to increase from North to South.

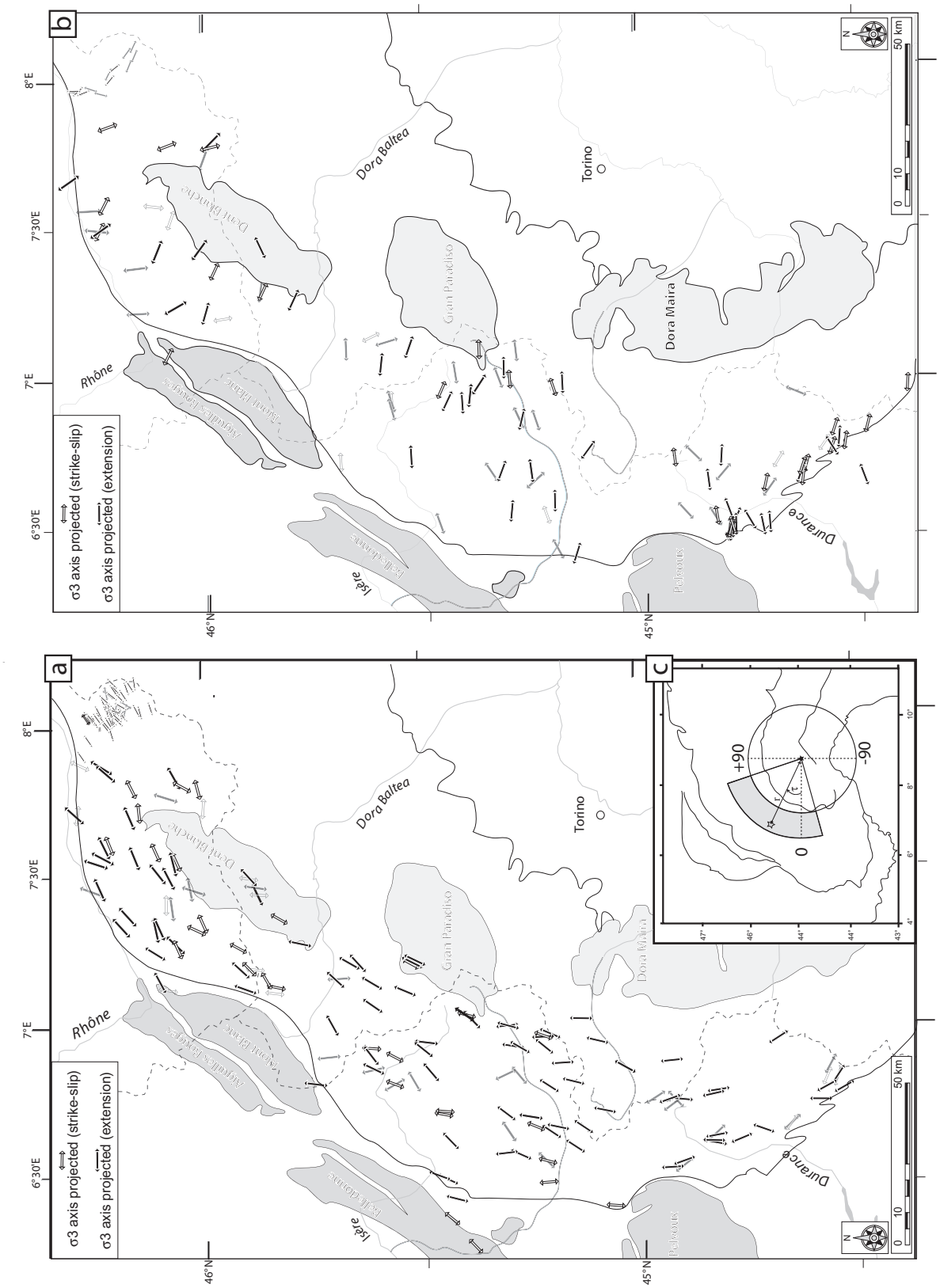


Figure 12: Spatial repartition of the extensional axes with respect to the alpine belt.
(a) Orogen-parallel extensional axes (β < 30°, see text for details) plotted onto alpine map. White arrows for transcurrent and black arrows for extensional paleostress tensors. Also are plotted tensors with 30 < β < 45°, in pale grey.
(b) Orogen-perpendicular extensional axes (β > 60°) plotted onto alpine map, with the same colour code than figure 12a (90 > β > 60° in pale grey).
(c) Outline of western Alps and circles used to convert geographical coordinates into polar coordinates. The grey bend represents the area where we performed paleostress calculation (-19°< γ < 69° and 147.8 km < r < 246.5

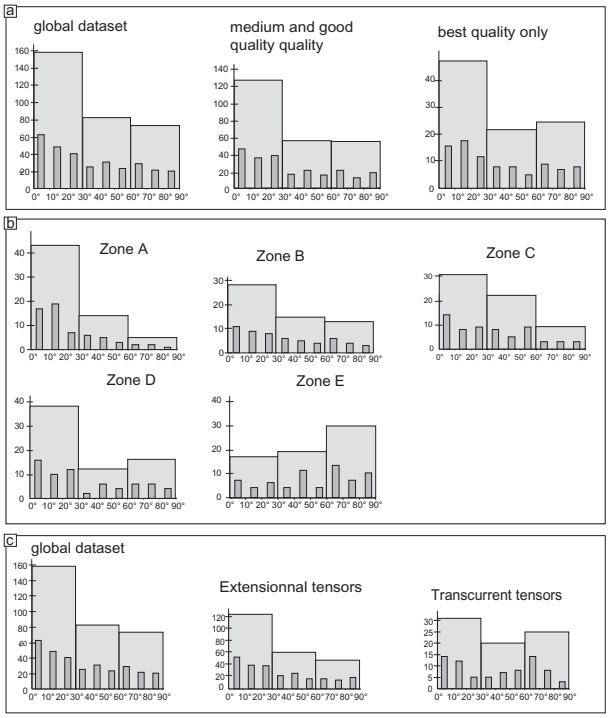


Figure 13: histograms of the angular relationship between alpine trend and σ3 orientation.
0° = Orogen-parallel σ3 axes
90° : Orogen-perpendicular σ3 axes.
(a) Angles are plotted within 10° and 30° class size for the whole dataset (left), medium and good quality criterion tensors (middle) and only best quality tensors (right). Despite the ever predominance of orogen-parallel tensors, best quality tensors appear to be slightly more "orogen-perpendicular" than lower quality.
(b) Histograms of β angle for each zone separately, within 10° and 30° class size. See text for discussion.
(c) Angular relationship between extensional axes (σ3) plotted into histograms with 10° and 30° class size histograms for global dataset (left), extensional tensors (middle) and transcurrent tensors (right). See text for details

In order to compare the paleostress results with the current direction of extension based on the inversion of focal plane mechanisms of earthquakes [Delacou et al., 2004], we used the same polar coordinates to analyse seismotectonic extensional axes. T-axes are from Delacou et al. [2004] and have been chosen only within the area of our fault analysis ($-19° < \tau < 69°$ and 147.8 km < ρ < 246.5 km). We then plotted the orientation of T-axes (seismotectonics) and σ3 axes (brittle deformation) in geographic coordinates (β) and in alpine angular coordinates (γ), with N-S orientation corresponding to orogen-parallel extension and E-W orientation corresponding to orogen-perpendicular (figure 14). The seismotectonic T-axes contouring (figure 14a) shows no obvious direction of extension, because of the curved shape of the northwestern Alps; however, in polar coordinates, a systematic pattern appears, almost E-W to WNW-ESE oriented, that is to say perpendicular to the alpine structures. In contrast, the contouring of σ3 axes (figure 14b)

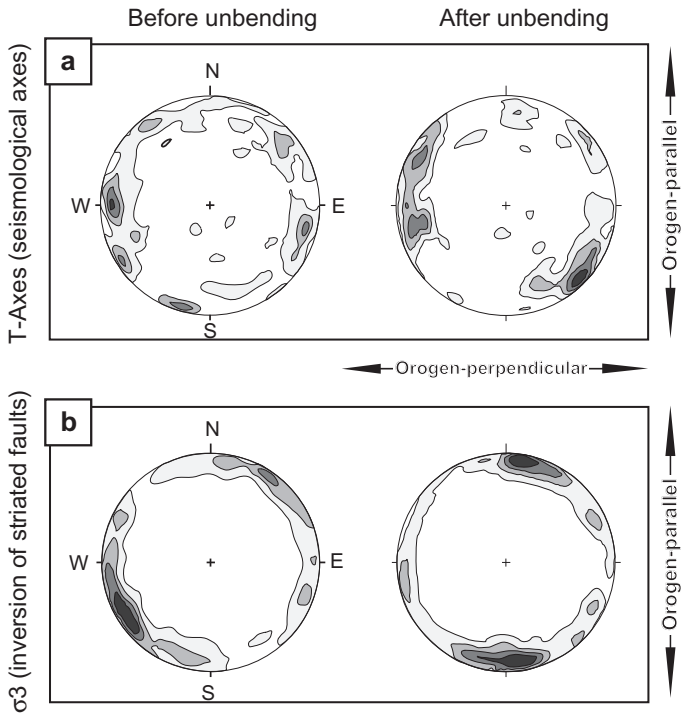


Figure 14: Contouring plot of seismotectonic T-axes and σ3 orientation calculated from fault measurements (Gauss counting method with k=100 [Robin and Jowett, 1986], contour at 1, 2, 3 and 4).
(a) T-axes from Delacou et al. [2004] database within our area of interest (grey bend of the figure 12c). Left stereoplot is a classical contouring of T-axes, in the geographical coordinates. Right stereoplot is the orientation of T-axes with respect to the alpine structures ("alpine polar" coordinates). E-W to NW-SE orientation indicate an orogen-perpendicular direction of extensional axes.
(β) σ3 (this paper) contouring in geographical coordinates (left) and with respect to the alpine structures ("alpine polar coordinates", right). The main orogen-parallel signal ("N-S") clearly appear, whereas the orogen-perpendicular ("E-W") is less expressed.

shows a NE-SW general trend of extension, which becomes "N-S" in polar coordinates, that is to say orogen-parallel, with a minor portion E-W oriented.

Clearly speaking, the polar representation of extensional axes in the western Alps indicates major orogen-parallel (and a minor orogen-perpendicular) extension for Neogene brittle deformation, whereas current seismotectonics T-axes are clearly orogen-perpendicular oriented.

4. Discussion

4.1. Overview of Present-day deformation

If convergence between Africa and Europe is now well established on the global scale, with a rate from 3 to 8 mm/year at the longitude of the western Alps [Demets et al., 1994; Nocquet et al., 2001], recent geodetic survey [Sue et al., 2000; Calais et al., 2002; Oldow et al., 2002; Vigny et al., 2002] failed to demonstrate any convergence within the western Alps. Oppositely, the strain vector along a Lyon-Torino baseline is very low (less than 1mm/yr), maybe in EW extension [Calais et al., 2002; Vigny et al., 2002] ; furthermore, movement between the northern part of the Apulian microplate and the stable Europe appears to be insignificant [Oldow et al., 2002]. Then the large scale convergence seems to be consumed in other orogens (Dinarides, Magrebides, Eastern Alps, Appenines…) in a complex manner. Geodetic surveys often locally agree with seismotectonic deformations [Martinod et al., 1996; Calais et al., 2000; Sue et al., 2000; Martinod et al., 2001; Calais et al., 2002].

Seismological studies have been performed in the alpine belt from decades ago [Rothé, 1941; Pavoni, 1961; Fréchet, 1978; Pavoni, 1980; 1986; Béthoux et al., 1988; Deichmann and Rybach, 1989], but the extensional tectonics has been observed since 10 years only [Maurer, 1993; Eva et al., 1998; Sue et al., 1999; Baroux et al., 2001; Kastrup, 2002; Sue et al., 2002; Delacou et al., 2004]. This extensional regime is widely developed in the inner part of the alpine belt (roughly the internal zones) and determine a large bow of extensional deformation. As demonstrated by Delacou et al. [2004], this extensional deformation is located over overthickened crust. Furthermore, the direction of T-axes (tensional axes of earthquakes), as well as calculated $\sigma 3$ axes (inversion of population of earthquakes) are fan-shaped oriented, perpendicular to the alpine belt (orogen-perpendicular extension, see figure 14 and Delacou et al. [Delacou et al.]). Only few compressional earthquakes has been recorded, and they are mainly located at the bottom of the alpine topography (and thick crust). The orogen-perpendicular extension is directionally consistent with the orogen-perpendicular extension we determined with faults analyses (figure 12b).

4.2. The neogene brittle deformation

In the present paper, we highlighted the large amount of brittle extensional tectonics in the inner western Alps. This is noticed with the amount of calculated extensional paleostress tensors *vs.* transcurrent paleostress tensors (almost 80% / 20%) as well as the amount of normal faults measured *vs.* transcurrent fault (almost 85% / 15 %). Fieldwork chronological evidences demonstrates an opposite chronology between the Valais area and the rest of the alpine belt : transcurrent tectonics is clearly younger in the south part of the inner western Alps, whereas it is older in the Valais area. The limit between these chronologies seems to be somewhere in the east side of the Mont-Blanc massif, in the Aosta area (figure 10). The orientation of extensional axes, however, is the same for transcurrent and extensive regimes and we observe only a swap between $\sigma 1$ and $\sigma 2$.

The extensional tectonics is expressed in the whole inner western arc, from the Simplon pass to the northern tip of the Argentera massif. Then, the main direction of extensional axes is

parallel to the alpine structures (figure 5, figure 8 and figure 12), as observed in the eastern Alps. A minor part of σ3 axes are oriented perpendicularly to the alpine structures; this part of orogen-perpendicular extension is more significant for good quality tensors and / or transcurrent tensor. From a directional point of view, this orogen-perpendicular extensional axes could be linked to current seismological regime. It could also be locally related to older extensional structures induced by relative uplift of large alpine units : inversion as detachment of the major BPT behind the Pelvoux massif [Sue and Tricart, 1999], ductile to brittle E-W extension along the western flank of the Gran Paradiso metamorphic dome [Rolland et al., 2000] or large W-dipping normal fault in the west side of the Dora-Maira and Viso massif [Schwartz et al., 2004; Tricart et al., 2004b] during the Miocene. Regrettably, an important limit of our work is the lack of absolute chronology for faulting. Nevertheless, given the brittle nature of faults, this extension is clearly post-metamorphic. Faults clearly crosscut (and thus postdate) folds, shistosities and ductile nappe related structures, even if some movements occur early, at the ductile-brittle transition. Furthermore, the large diversity of fault plane mineralisations (calcite, quartz, hematite, talc, amphibole, chlorite…), the variety of movement-related lineations (slikenfibers, scratches, striations) and the aspect of rocks in the vicinity of the fault plane (cataclasite, unconsolidated cataclasite, fault brecchia and fault gouges) suggest a very large variation of faulting conditions (temperature, depth, fluid pressure and composition) and therefore a long brittle history. Indeed, the fault population observed in the western Alps for this study are a temporal integration of all brittle deformation occurred in this area, from ductile-brittle transition to the present-day, with several P-T-t final exhumation paths.

4.3. Geodynamical interpretations

Extensional processes are a common feature in evolved orogen and have been widely described [e.g. Wernicke and Burchfield, 1982; Dewey, 1988; Molnar and Lyon-Caen, 1988; Le Pichon and Chamot-Rooke, 1991; Doglioni, 1995; Rey et al., 2001]. Extension coaxial to the main direction of convergence as been observed in the Andes [Dalmayrac and Molnar, 1981; Sébrier et al., 1985; Deverchere, 1988], the Himalayans [Molnar and Tapponnier, 1978; Armijo et al., 1986; Herren, 1987; England and Houseman, 1989; Harrison et al., 1992] and the Basin and Range [Lister and Davis, 1989; Thatcher et al., 1999]. This coaxial extension (perpendicular to the trend of the belt) has mostly been interpreted in term of orogenic collapse. The beginning of such an extensional regime is due to subtle changes in a complex equilibrium, such as decreasing rate of convergence, increasing erosion rate, temperature / time-dependant internal strength variation or isostatic reequilibration due to slab behaviour [Avouac and Burov, 1996]. In the Western and Central Alps, the location of extensional tectonics, the orientation of extensional axes, as well as the lack of current convergence along the Lyon-Torino baseline have led to propose the western Alps deformation to be guided by buoyancy forces and then to be in a stage of post-orogenic collapse [Delacou et al., 2004; in press], driven by buoyancy and gravitational forces. This collapse involve extension perpendicular to the axis of maximal overthickness of the belt.

Oppositely, extensional deformation described in the eastern Alps [Selverstone, 1988; Ratschbacher et al., 1989; Peresson and Decker, 1997; Meyre et al., 1998; Frisch et al., 2000] and central Alps [Mancel and Merle, 1987; Mancktelow, 1992; Steck and Hunziker, 1994; Nievergelt et al., 1996] are interpreted in term of syncollisional extension, with a main direction of extension oriented along the strike of the belt, and perpendicularly to the main shortening direction. Thus, this orogen-parallel extension have been interpreted as lateral extrusion, from the Lepontine Dome toward the Pannonian basin. The back-arc extension behind the Carpatian arc was proposed to be the main driving force for such mechanism [Seghedi et al., 1998]. As

recently supported by numerical modelling [Seyferth and Henk, 2004], lateral extrusion largely prevails in an evolved orogen ; free boundary and overthickned crust are described as favoring factors, the plate convergence, however, remaining the principal cause.

In the western Alps, we have suggested the orogen-parallel extension to be due to lateral extrusion toward the South [Champagnac et al., 2004]. The opening of ligurian sea during Lower and Middle Miocene [Vigliotti and Langenheim, 1995; Carminati et al., 1998a; 1998b; Rollet et al., 2002; Rosenbaum et al., 2002; Speranza et al., 2002] would be the free boundary for the development of large scale lateral extrusion. However, the passage between the inner extensional zones of the Alps and the Ligurian basin is not straightforward : the southernmost part of the alpine belt is highly arcuated, with the presence of the Argentera massif and Ligurian Alps. Nevertheless, as suggested by fission tracks studies, exhumation of the southern part of the W-alpine belt start in the late Miocene, with a rapid uplift since the Pliocene [Bigot-Cormier et al., 2000; Foeken et al., 2003]. This uplift began during the stop of the Ligurian sea opening (Upper Miocene). Therefore, the Lower Miocene alpine arc would be less arcuated than actually [c.f. Collombet et al., 2002], with a direct relationship between extensional inner Alps and the oceanic basin.

In the eastern Alps, lateral extrusion is accommodated by large conjugated dextral and sinistral faults. In the western Alps, large and long-lived dextral transcurrent faults are observed all along the belt, [e.g. Gourlay and Ricou, 1983; Ménard, 1988; Sartori, 1993; Tricart et al., 1996], but only few sinistral faults (except the Ospizio Sottile fault after Bistacchi et al. [2000] and within Schistes lustrés of the Queyras-Ubaye [Tricart et al., 2004a]). Several authors considered this curved and largely predominant dextral strike-slip to be due counterclockwise rotation of the northern tip of the Apulian indenter [Goguel, 1963; Gidon, 1974; Anderson and Jackson, 1987; Ménard, 1988; Vialon et al., 1989; Laubscher, 1991; Pavoni, 1991; Pavoni et al., 1997; Thomas et al., 1999; Collombet et al., 2002]. The scarcity of sinistral faults could therefore interpreted as a consequence of rotation of indenter.

Consequently, we propose in this paper that the inner western Alps suffered a large scale lateral extrusion toward the opening Ligurian sea, at least during Lower to Middle Miocene. This lateral extrusion is the origin of the main brittle deformation observed in the field, with large scale orogen-parallel extension.

A significant part of the extensional deformation, however differs significantly from orogen-parallel orientation : orogen-prependicular or oblique extensional axes are observed all around the belt. The origin of orogen-perpendicular extension needs to be discussed: An important part of the extension previously observed in the western Alps is located in the hangingwall of large normal faults, and occurs under ductile-brittle transition and brittle conditions. This extension is induced by up-doming of basement nappe exhumation. It has been observed close to the Simplon pass [Mancktelow, 1992], in the vicinity of the Gran Paradiso and Ambin Dôme [Rolland et al., 2000; Ganne et al., 2004], and in the Viso and Dora-Maira massifs [Schwartz, 2002; Tricart et al., 2004b]. Extension has also been observed in the hangingwall of the reactivated BPT, in the Briançonnais area [Sue and Tricart, 2003] and in the east side of the Mont-Blanc massif [Seward and Mancktelow, 1994; Aillères et al., 1995; Cannic et al., 1999]. Because of the dynamics of such relative uplift, this extensional tectonics is intimately linked to large scale compressional deformation (“deep indenter” [e.g. Schwartz et al., 1999]). The orogen-parallel extrusion described above is also the consequence of shortening in-between the limits of the alpine orogeny. Therefore, Miocene extensional tectonics can be the results of the interaction between major alpine-scale orogen-parallel extension and regional-scale “dome-related” extension. The consequence could explain the local multitrend extension (low Φ ratio) observed.

Lastly, figure 15 presents 4 snapshot of Neogen continue alpine history. Ductile to

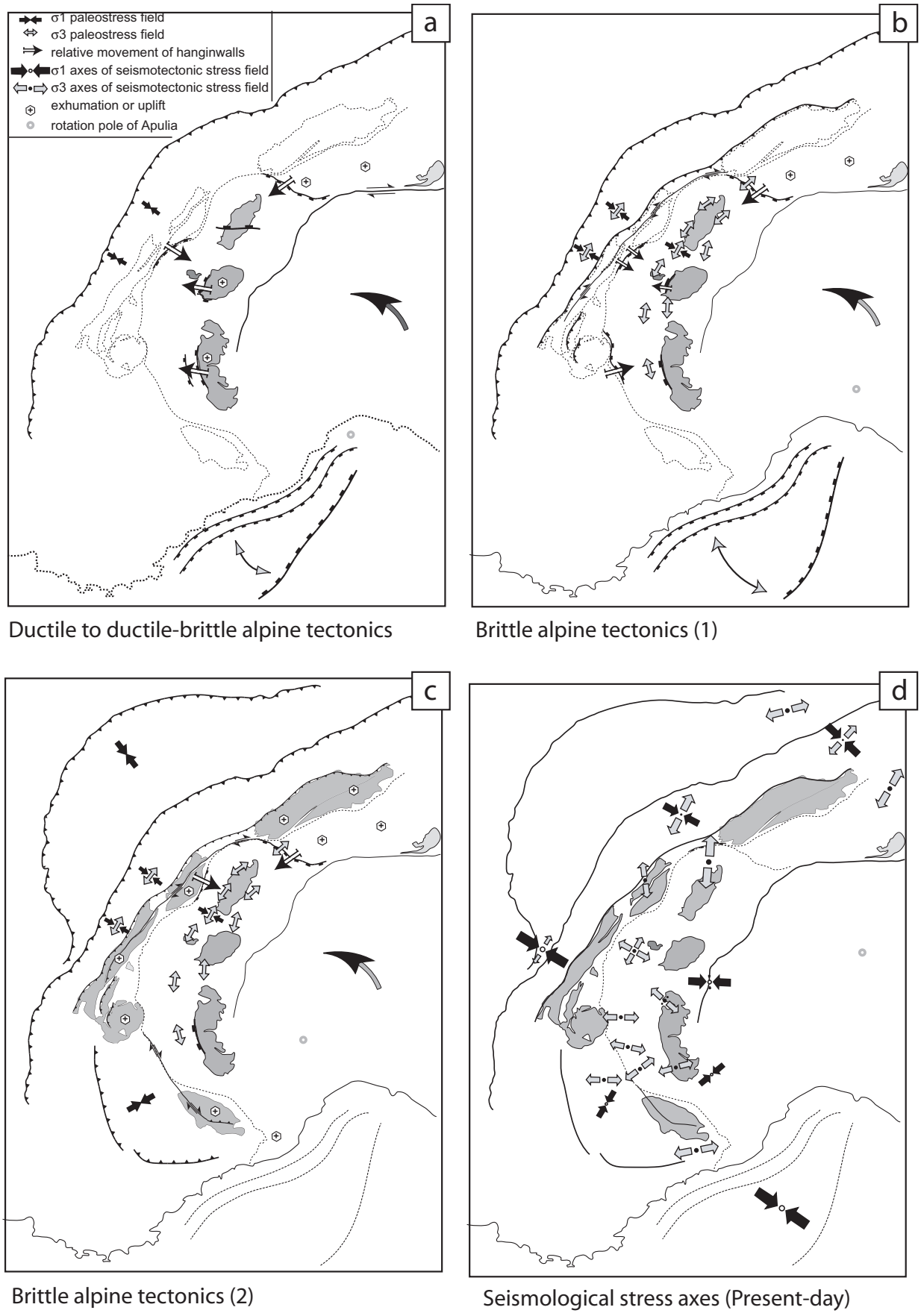


Figure 15: Four snapshots of Neogen and Quaternary alpine history See figure caption on the right

ductile-brittle deformation is presented in figure 15a ; the extension is mainly related to relative uplifts of blocks (metamorphic dome and ECM). Parts of orogen-parallel extension related to lateral extrusion probably occur under ductile to ductile-brittle conditions. External zones are characterized by thrusting of the Helvetic nappes. Figure 15b presents the main stage of orogen-parrallel extension, directly related to extrusion toward the Ligurian basin, under brittle conditions. This stage predate the end of the Ligurian basin oppening, at 11Ma. The external zones undergoes under compressive deformation. Figure 15c presents the state of strain and strain after the end of the Ligurian basin. Some orogen-parallel extension could be still active. This Upper Miocene –Pliocene stage is characterized by ECM rapid uplift, Jura and Dignes nappe emplacement. Figure 15d is present day state of stress, inferred from seismotectonics inversion. The orientation of extensional axes is perpendicular to the belt, whereas there is only few compression in the external zone.

5. Conclusions

This work fill the gap of brittle deformation analyses between previous studies. From direct inversion method, 66 new paleostress tensors have been calculated in the Vanoise / Maurienne area (French Alps), inbetween the Aosta Valley [Champagnac et al., 2004] and the Briançonnais area [Sue and Tricart, 2003]. The observed tectonic regime is largely extensional, with ¼ of transcurrent paleostress tensors. The main direction of σ3 axes, for both transcurrent and extensional paleostress tensors, is N-S oriented, parallel to the alpine structures. A minor part of σ3 axes is E-W oriented, perpendicular to the alpine structures. We also performed a synthesis in the entire bend of the inner western Alps of brittle deformation analyses, based on inversion of fault populations. This synthesis highlight the major orogen-parallel direction of extension for the complete internal bend of the western Alps : the σ3 axes are oriented like the alpine structures, from N065° in the Simplon and Valais area (Swiss Alps) to N-S in the Vanoise massif, and to NW-SW southward, in the Briançon area. We consider this extension to be related to an extrusion phenomenon toward the South during the Apulian indentation. The opening of the Ligurian sea during Lower to Middle Miocene is a free boundary, which could

Figure 15: Four snapshots of Neogen and Quaternary alpine history.
(a) Ductile to ductile-brittle transition strain and stress fields. The extension is mainly related to relative uplifts of blocks (metamorphic dome and ECM) under indentation of the Apulian microplate. Parts of orogen-parallel extension related to lateral extrusion toward the opening ligurian basin. Tectonics of the external zone is characterized by thrusting of the Helvetic nappes [Schmid et al., 1987; Dewey et al., 1989; Mancktelow, 1990; Steck and Hunziker, 1994; Aillères et al., 1995; Carminati et al., 1998a; Dick, 2000; Rolland et al., 2000; Bistacchi et al., 2001; Tricart et al., 2001; Rollet et al., 2002; Speranza et al., 2002; Malusa, 2004; Schwartz et al., 2004; Tricart et al., 2004b].
(b) Main stage of orogen-parrallel extension, directly related to extrusion toward the Ligurian basin, under brittle conditions. This stage would predate the end of the Ligurian basin opening, at 11Ma. The external zones still underwent under compressive deformation [Dewey et al., 1989; Soom, 1990; Mancktelow, 1992; Steck and Hunziker, 1994; Tricart et al., 1996; Carminati et al., 1998a; Cannic et al., 1999; Bistacchi et al., 2000; Dick, 2000; Collombet et al., 2002; Rollet et al., 2002; Grosjean et al., 2004; Malusa, 2004; Dumont et al., in press].
(c) Tectonic regime after the end of the Ligurian basin opening. Compression in most external regions (Provence and Jura), dextral motion all along the belt and uplift of the external crystalline massifs are the main compressive events. Extensional orogen-parallel deformation still occurs in internal zones [Mauffret et al., 1980; Burkhard, 1988; Dewey et al., 1989; Soom, 1990; Mancktelow, 1992; Seward and Mancktelow, 1994; Burkhard and Sommaruga, 1998; Bigot-Cormier et al., 2000; Bogdanoff et al., 2000; Collombet et al., 2002; Homberg et al., 2002; Foeken et al., 2003].
(d) Quaternary and current strain and stress fields from Delacou et al. [2004] inferred from seismotectonics inversion. The orientation of extensional axes is perpendicular to the belt, whereas there is only few compression in the external zone.

help this extrusion.

A minor part of σ3 axes is oriented perpendicular or oblique to the alpine structures. This direction of extension increase toward the South, and is important in the Briançon area. The origin of this extension seems to be induced by uplift or updoming of External or Internal Crystalline Massifs (during apulian indentation), or related the current state of stress.

Last, but not least, a transcurrent regime predates the extension in the Valais area, and postdates it in the other parts of the belt. The σ3 axes related to the transcurrent peleostress tensors are consistant with σ3 axes related to extensional paleostress tensors. Stress axes permutations, induced by local or regional perturabations, and counterclockwise rotational tectonics of the Apulian microplate explain transcurrent tectonics in the inner western Alps, which is blended with extensional tectonics in the belt.

6. Aknoledgments

This work was supported by the Neuchâtel and Grenoble (UJF) Universities and by the Swiss National Science Found (grant # 21-61684.00 and # 200020-101625/1).

7. References

Agard, P., M. Fournier, and O. Lacombe, Post-nappe brittle extension in the inner Western Alps (Shistes Lustrés) following ductile exhumation: a record of synextension block rotation?, *Terra Nova, 15*, 2003.

Aillères, L., J. Bertrand, J. Macaudière, and M. Champenois, New structural data from the ''Zone Houillere Brianconnaise'' (French Alps), neoalpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front., *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science, 321*, 247-254, 1995.

Albarello, D., E. Mantovani, D. Babbucci, and C. Tamburelli, Africa-Eurasia Kinematics - Main Constraints and Uncertainties, *Tectonophysics, 243*, 25-36, 1995.

Anderson, H., and J. Jackson, Active tectonics in the Adriatic region, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, 91*, 937-983, 1987.

Angelier, J., Sur l'analyse de mesures recueillies dans les sites faillés : l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science, 281*, 1805-1808, 1975.

Angelier, J., Determination of the mean principal direction of stress for a given fault population., *Tectonophysics, 56*, 17-26, 1979.

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

Angelier, J., and J. Goguel, Sur une méthode simple de détermination des axes principaux de contrainte pour une population de faille., *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science, 288*, 307-310, 1979.

Angelier, J., and P. Mechler, Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits., *Bulletin de la Société Géologique de France, 7*, 1309-1318, 1977.

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

Argus, D.F., R.G. Gordon, C. Demets, and S. Stein, Closure of the Africa-Eurasia-north America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 94*, 5585-5602, 1989.

Armijo, R., P. Tapponnier, J.-L. Mercier, and T.L. Han, Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonics implications, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 91*, 1986.

Avouac, J.P., and E.B. Burov, Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 101*, 17747-17769, 1996.

Ballèvre, M., Y. Lagabrielle, and O. Merle, Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the Western Alps, *Mémoire de la société Géologique de France, 156*, 27-236, 1990.

Baroux, E., N. Béthoux, and O. Bellier, Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms, *Geophysical Journal International, 145*, 336-348, 2001.

Beaumont, C., S. Ellis, J. Hamilton, and P. Fullsack, Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine- type compressional orogens, *Geology, 24*, 675-678, 1996.

Béthoux, N., M. Cattaneo, P.Y. Delpech, C. Eva, and J.-P. Réhault, Mécanismes au foyer de séismes en mer Ligure et dans le sud des Alpes occidentales : résultats et interprétation, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science, 307*, 71-77, 1988.

Bigot-Cormier, F., G. Poupeau, and M. Sosson, Denudations differentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) revelees par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons): Differential denudations of the Argentera Alpine external crystalline massif (SE France) revealed by fission track thermochronology (zircons, apatites). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science, 330*, 363-370, 2000.

Bistacchi, A., G.V. Dal Piaz, M. Massironi, M. Zattin, and M.L. Balestrieri, The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene- Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps, *International Journal of Earth Sciences, 90*, 654-667, 2001.

Bistacchi, A., E. Eva , M. Massironi, and S. Solarino, Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology., *Journal of Geodynamics, 30*, 205-228, 2000.

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

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

Bott , M.H., The mechanism of oblique slip faulting, *Geol. Mag., 96*, 109-117, 1959.

Brouwer, F.M., D.M.A. van de Zedde, M.J.R. Wortel, and R.L.M. Vissers, Late-orogenic heating during exhumation: Alpine PTt trajectories and thermomechanical models, *Earth and Planetary Science Letters, In Press, Corrected Proof*, 2004.

Burkhard, M., L'helvetique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae Geologicae Helvetiae, 81*, 63-114, 1988.

Burkhard, M., and A. Sommaruga, Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt., in *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, vol. 134, edited by A. Mascles, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher and M. Fernàndez, Geological Society Special Publication, London, 1998.

Calais, E., L. Galisson, J.F. Stephan, J. Delteil, J. Deverchere, C. Larroque, B.M. de Lepinay, M. Popoff, and M. Sosson, Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948-1998, *Tectonophysics, 319*, 1-17, 2000.

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

Cannic, S., J.-L. Mugnier, and J.-M. Lardeaux, Neogene extension in the Western Alps, *Memorize di Scienze Geologiche, Padova, 51*, 33-45, 1999.

Carminati, E., M.J.R. Wortel, P.T. Meijer, and R. Sabadini, The two-stage opening of the western-central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model, *Earth and Planetary Science Letters, 160*, 667-679, 1998a.

Carminati, E., M.J.R. Wortel, W. Spakman, and R. Sabadini, The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence, *Earth and Planetary Science Letters, 160*, 651-665, 1998b.

Carraro, F., G. Guibaudo, M. Giardino, and A. Perotto, Intense deformazioni in depositi fluvioglacustri olocenici nella media valle d'Aosta, *Atti Tic. Sc. Terra, 1*, 123-136, 1994.

Ceriani, S., B. Fugenschuh, and S.M. Schmid, Multi-stage thrusting at the «Penninic Front» in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs, *International Journal of Earth Sciences, 90*, 685-702, 2001.

Champagnac, J.D., C. Sue, B. Delacou, and M. Burkhard, Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais), *Eclogae geologicae Helvetiae, 96*, 325-338, 2003.

Champagnac, J.D., C. Sue, B. Delacou, and M. Burkhard, Brittle deformation in the inner northwestern Alps : from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse, *Terra Nova, 16*, 232-242, 2004.

Choukroune, P., M. Ballèvre, P. Cobbold, Y. Gautier, O. Merle, and J.P. Vuichard, Deformation and motion in the western alpine arc, *Tectonics, 5*, 215-226, 1986.

Collombet, M., J.C. Thomas, A. Chauvin, P. Tricart, J.P. Bouillin, and J.P. Gratier., Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data., *Tectonics, 21*, 352-366, 2002.

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

Dal Piaz, G.V., G. Venturelli, and A. Scolari, Calc-alcaline to ultrapotassic postcollisional volcanic activity in the internal northwestern Alps, in *Memorie di Scienze Geologiche*, vol. 32, Universita di Padova, 1979.

Dalmayrac, B., and P. Molnar, Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress, *Earth and Planetary Science Letters, 55*, 473-481, 1981.

Debelmas, J., J. Desmons, F. Carraro, P. Giraud, G. Monjuvent, and R. Sacchi, Notice explicative de la carte géologique de la france à 1/250000, feuille d'Annecy., B.R.GM., Orléans, 1979.

Debelmas, J., and C. Kerckhove, Les Alpes franco-italiennes., *Géologie Alpine, 56*, 21-58, 1990.

Deichmann, N., and L. Rybach, Earthquakes and temperatures in the lower crust below the Northern Alpine Foreland of Switzerland, *Geophysical Monograph, 51*, 197-213, 1989.

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

Delacou, B., C. Sue, J.D. Champagnac, and M. Burkhard, Origin of the current stress field in the western/central Alps: role of gravitational reequilibration constrained by numerical modelling, *Journal of Geological Society of London, DRT03 special publication*, in press.

Demets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters, 21*, 2191-2194, 1994.

Desmons, J., J. Aprahamian, R. Compagnoni, L. Cortesogno, M. Frey, L. Gaggero, G. Dallagiovanna, S. Seno, and L. Radelli, Alpine metamorphismof the western Alps: middle to high P/T metamorphism., *Schweitzerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen Zürich, 79*, 89-110, 1999.

Deverchere, J., Extension crustale dans un contexte de convergence de plaques : l'exemple des Andes du Pérou central contraint par des données sismotectoniques., Ph.D. thesis, Orsay, Paris, 1988.

Dewey, J.F., Extensional collapse of orogens., *Tectonics, 7*, 1123-1139, 1988.

Dewey, J.F., M.L. Helman, E. Turco, D.W.H. Hutton, and S.D. Knott, Kinematics of the western Mediterranean., in *Alpine tectonics, Geological Society of London Special Publication*, edited by M. Coward, D. Dietrich and R. Park, pp. 265-283, Blackwell scientific publication, 1989.

Diamond, L.W., Fluid inclusion evidence for P-V-T-X evolution of hydrothermal solutions in Late-Alpine gold-quartz veins at Brusson, Val d'Ayas, northwest Italian Alps., *American Journal of Science, 290*, 912-958, 1990.

Dick, P., Tectonic transport directions in the Helvetic-subalpine thrust system of the NW-alpine Arc., unpublished Ph.D thesis, Neuchâtel, 2000.

Doglioni, C., Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings, *Tectonophysics, 252*, 253-267, 1995.

Dumont, T., J.D. Champagnac, C. Crouzet, and P. Rochat, Multistage Alpine shortening in Central Dauphiné (French Western Alps) : implications for pre-Alpine restoration., *Tectonophysics*, in press.

England, P., and G. Houseman, Extension during active convergence, with application to the Tibetan Plateau, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 94*, 17561-17579, 1989.

Escher, A., and C. Beaumont, Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale: a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps, *Journal of Structural Geology, 19*, 955-974, 1997.

Escher, A., J.C. Hunziker, M. Marthaler, H. Masson, M. Sartori, and A. Steck, Geological framework and structural evolution of the Western Swiss-Italian Alps, in *Deep structures of the Swiss Alps : results of NRP20*, edited by O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller and A. Steck, pp. 205-222, Birkhaüser Verlag, Basel, Boston, Berlin, 1997.

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

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

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

Fréchet, J., Sismicité du sud-est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique, Thèse de doctorat d'Etat, Université des Sciences, Technologies et Medecine, Grenoble, 1978.

Frey, N., J. Desmons, and F. Neubauer, Metamorphic maps of the Alps, *Schweitzerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen Zürich, 79*, 1-4, 1999.

Frisch, W., Tectonics progradation and plate tectonic evolution of the Alps, *Tectonophysics, 60*, 131-139, 1979.

Frisch, W., I. Dunkl, and J. Kuhlemann, Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps, *Tectonophysics, 327*, 239-265, 2000.

Ganne, J., J.-M. Bertrand, and S. Fudral, Geometry and kinematics of early Alpine nappes in a Brianconnais basement (Ambin Massif, Western Alps), *Comptes Rendus Geosciences, 336*, 1219-1226, 2004.

Gidon, M., L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire ?, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science, 278*, 21-24, 1974.

Goffé, B., and C. Choppin, High pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences., *Schweitzerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen Zürich, 66*, 41-52, 1986.

Goguel, J., L'interpretation de l'arc des Alpes occidentales., *Bulletin de la Société Géologique de France, 7*, 20-33, 1963.

Gourlay, P., and L.E. Ricou, Le jeu décrochant dextral tardif de la suture de Chamonix (Alpes françaises et suisses), *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science, 296*, 927-932, 1983.

Grasemann, B., and N.S. Mancktelow, Two-dimensional thermal modelling of normal faulting : the Simplon Fault Zone, Central Alps, Switzerland, *Tectonophysics, 225*, 155-165, 1993.

Grosjean, G., C. Sue, and M. Burkhard, Late Neogene brittle extension in the vicinity of the Simplon fault zone, central Alps, Switzerland., *Eclogae Geologicae Helvetiae, 97*, 33-46, 2004.

Harrison, T.M., P. Copeland, W.S.F. Kidd, and A. Yin, Raising Tibet, *Science, 255*, 1663-1670, 1992.

Herren, E., Zanskar shear zone; northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology, 15*, 409-413, 1987.

Homberg, C., F. Bergerat, Y. Philippe, O. Lacombe, and J. Angelier, Structural inheritance and Cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). *Tectonophysics, 357*, 137-158, 2002.

Hu, J.C., and J. Angelier, Stress permutations: Three dimensional distinct element analysis account for a common phenomenon in britlle tectonics, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 109*, 2004.

Kastrup, U., Seismotectonics and stress-field variations in Switzerland, Ph.D. thesis, ETH, Zürich, 2002.

Kastrup, U., M.L. Zoback, N. Deichmann, K. Evans, and D. Giardini, Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 109*, 2004.

Laubscher, H., The arc of the Western Alps today, *Eclogae Geologicae Helvetiae, 84*, 631-659, 1991.

Lazarre, J., P. Tricart, and T. Villemin, L'extension cassante tardi-orogénique dans les schistes lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentales, France), *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary*

Science, 319, 1415-1421, 1994.
Le Pichon, X., and N. Chamot-Rooke, Extension of continental crust, in *Controversies in modern geology*, edited by A.p. Ltd., pp. 313-338, 1991.
Lemoine, M., T. Bas, A. Arnaud-Vanneau, A. Arnaud, T. Dumont, M. Gidon, M. Bourbon, P.-C. Graciansky, J.-L. Rudkiewicz, J. Mégard-Galli, and P. Tricart, The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps, *Marine and Petroleum Geology, 3*, 179-199, 1986.
Lemoine, M., P.-C. Graciansky, and P. Tricart, *De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes*, Gordon and Breach Science Publishers, 2000.
Lickorish, W.H., M. Ford, J. Bürgisser, and P.R. Cobbold, Arcuate thrust systems in sandbox experiments: A comparison to the external arcs of the Western Alps, *Geological Society of America Bulletin, 114*, 1089-1107, 2002.
Lister, G.S., and G.A. Davis, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA., *Journal of Structural Geology, 11*, 65-94, 1989.
Malusa, M.G., Post-metamorphic evolution of the western Alps: kinematics constraints from a multidisciplinary approach (geological mapping, mesostructural analysis, fission-track dating, fluid inclusion analysis), Ph.D. thesis, 319 pp., Torino, 2004.
Mancel, P., and O. Merle, Kinematics of the northern part of the Simplon line (central Alps). *Tectonophysics, 135*, 265-275, 1987.
Mancktelow, N.S., The Simplon line : a major displacement zone in the western Lepontine Alps, *Eclogae Geologicae Helvetiae, 78*, 73-96, 1985.
Mancktelow, N.S., The Simplon fault zone, *Breit. Geol. Karte Schweiz (NF), 163*, 74 pp., 1990.
Mancktelow, N.S., Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps : Evidence interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland), *Tectonophysics, 215*, 295-317, 1992.
Martinod, J., F. Jouanne, J. Taverna, G. Ménard, J.F. Gamond, X. Darmendrail, J.C. Notter, and C. Basile, Present-day deformation of the Dauphine (SE France) Alpine and Subalpine massifs, *Geophysical Journal International, 127*, 189-200, 1996.
Martinod, J., L. Roux, J.F. Gamond, and J.P. Glot, Present-day deformation of the Belledonne Massif (External Alps, France): comparison triangulation-GPS, *Bulletin de la Société Géologique de France, 172*, 713-721, 2001.
Mauffret, A., J.P. Rehault, M. Gennesseaux, G. Bellaiche, M. Labarbarie, and D. Lefebvre, Western Mediterranean basin evolution: from distensive to a compressive regime, in *C.N.R. International conference on Sedimentary Basins of Mediterranean Margins.*, edited by F.C. Wezel, C.N.R. Italian Project of Oceanography, Urbino University, 1980.
Maurer, H., Seismotectonics and upper crustal structure in the Western Swiss Alps., Ph.D. thesis, 159 pp., ETH Zürich, 1993.
Ménard, G., Structure et cinématique d'une chaîne de collision: Les Alpes occidentales et centrales, Thèse de Doctorat d'état, 278 pp., Université Joseph Fourier, Grenoble, 1988.
Meyre, C., D. Marquer, S.M. Schmid, and L. Ciancaleoni, Syn-orogenic extension along the Forcola fault: Correlation of Alpine deformations in the Tambo and Adula nappes (Eastern Penninic Alps), *Eclogae Geologicae Helvetiae, 91*, 409-420, 1998.
Michard, A., C. Chopin, and C. Henry, Compression versus extension in the exhumation of the Dora-Maira coesite-bearing unit, Western Alps, Italy., *Tectonophysics, 221*, 173-183, 1993.
Molnar, P., and H. Lyon-Caen, Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts, *Geological Society of America Bulletin, 218*, 179-207, 1988.
Molnar, P., and P. Tapponnier, Active tectonics of Tibet, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 83*, 5361-5375, 1978.
Mosar, J., G.M. Stampfli, and F. Girod, Western Prealpes Medianes Romandes: Timing and structure. A review, *Eclogae Geologicae Helvetiae, 89*, 389-425, 1996.
Nievergelt, P., M. Liniger, N. Froitzheim, and R.F. Maehlmann, Early to mid Tertiary crustal extension in the Central Alps; the Turba mylonite zone (eastern Switzerland). *Tectonics, 15*, 329-340, 1996.
Nocquet, J.-M., Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale, Ph.D. thesis, 307 pp., Université de Nice, 2002.
Nocquet, J.M., E. Calais, Z. Altamimi, P. Sillard, and C. Boucher, Intraplate deformation in western Europe deduced from analysis of the International Terrestrial Reference Frame 1997 (ITRF97) velocity field, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 106*, 11239-11257, 2001.
Oldow, J.S., L. Ferranti, D.S. Lewis, J.K. Campbell, B. D'Argenio, R. Catalano, G. Pappone, L. Carmignani, P. Conti, and C.L.V. Aiken, Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen., *Geology, 30*, 779-782, 2002.
Pavoni, N., Faltung durch horizontal verschiebung, *Eclogae Geologicae Helvetiae, 54*, 515-534, 1961.
Pavoni, N., Comparison of focal mechanisms of eathquakes and faulting in the Helvetic zone of the Central Valais, Swiss Alps, *Eclogae Geologicae Helvetiae, 73*, 551-558, 1980.
Pavoni, N., Regularities in the pattern of major fault zones of the earth and the origin of arcs. In : Wezel, F.C. ed. - Origin of Arcs, *Elsevier, Amsterdam*, 63-78, 1986.
Pavoni, N., Bipolarity in structure and dynamics of the Earth's mantle., *Eclogae Geologicae Helvetiae, 84*, 327-343, 1991.
Pavoni, N., H.R. Maurer, P. Roth, and N. Deichmann, Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps., in *Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps.*, edited by O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzman, S. Mueller and A. Steck, pp. 241-250, Birkhaüser Verlag, Basel, Boston, Berlin, 1997.
Peresson, H., and K. Decker, The Tertiary dynamics of the northern eastern alps (Austria): Changing palaeostresses in a collisional plate boundary, *Tectonophysics, 272*, 125-157, 1997.

Pfiffner, O.A., S. Ellis, and C. Beaumont, Collision tectonics in the Swiss Alps: Insight from geodynamic modeling, *Tectonics, 19*, 1065-1094, 2000.

Philippot, P., Opposite vergence of nappes and crustal extension in the French-Italian western Alps, *Tectonics, 9*, 1143-1165, 1990.

Platt, J.P., and G.S. Lister, Structural evolution of a nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps, *Journal of Structural Geology, 7*, 145-160, 1985.

Ramsay, J.G., Fold and fault geometry in the western Helvethic nappes of Switzerland and France and it simplication for the evolution of the arc of the western Alps, in *Alpine tectonics, Geological Society of London Special Publication*, vol. 45, edited by M. Coward, D. Dietrich and R.G. Park, pp. 33-45, Blackwell scientific publication, London, 1989.

Ratschbacher, L., W. Frisch, F. Neubauer, and S. Schmid, Extension in compressional orogenic belts; the Eastern Alps; reply., *Geology, 18*, 673-674, 1990.

Ratschbacher, L., W. Frisch, F. Neubauer, S.M. Scmid, and J. Neugebauer, Extension in compressional orogenic belts : The eastern Alps, *Geology, 17*, 404-407, 1989.

Ratschbacher, L., O. Merle, P. Davy, and P.R. Cobbold, Lateral extrusion in the Eastern Alps; Part 1, Boundary conditions and experiments scaled for gravity., *Tectonics, 10*, 245-256, 1991.

Rey, P., O. Vanderhaeghe, and C. Teyssier, Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes, *Tectonophysics, 342*, 435-449, 2001.

Ritz, J.-F., Champ de contrainte dans les Alpes du Sud depuis 25 millions d'années. Implications géodynamiques et sismotectoniques, Ph.D. thesis, 187 pp., Montpellier, 1991.

Robin, P.-Y.F., and E.C. Jowett, Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting funtions., *Tectonophysics, 121*, 207-233, 1986.

Rolland, Y., J.M. Lardeaux, S. Guillot, and C. Nicollet, Syn-convergence extension, vertical pinching and contrasted metamorphic units on the western edge of the Gran Paradise massif (French-Italian Alps), *Geodinamica Acta, 13*, 133-148, 2000.

Rollet, N., J. Deverchere, M.O. Beslier, P. Guennoc, J.P. Rehault, M. Sosson, and C. Truffert, Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean., *Tectonics, 21*, 218-243, 2002.

Rosenbaum, G., G.S. Lister, and C. Duboz, Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediteranean since the Oligocene, *Journal of the Virtual Explorer, 8*, 107-130, 2002.

Rothé, J.P., Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales, *Annales de l'Institut de Physique du Globe, Strasbourg, 3*, 1-105, 1941.

Sartori, M., Une carte des décrochements dans la vallée du Rhône., in *N. Mancktelow (eds), Schweizer TektonikerTreffen. Lecture Abstracts, Zürich.*, 1993.

Schmid, S., A. Zingg, and M. Handy, The kinematics of movement along the Insubric Line and emplacement of the Ivrea Zone, *Tectonophysics, 135*, 47-66, 1987.

Schmid, S.M., and E. Kissling, The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure, *Tectonics, 19*, 62-85, 2000.

Schwartz, S., La zone piémontaise des Alpes occidentales: un paléo-complexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux, Ph.D. thesis, BRGM Ed. doc. n°302, 341 pp., Université Claude Bernard, Lyon 1, 2002.

Schwartz, S., J.M. Lardeaux, A. Paul, G. Cattaneo, P. Tricart, S. Guillot, Y. Lagabrielle, and G. Poupeau, Syn-convergence extension, mantle indentation, and exhumation of high-pressure rocks : insight from the western Alps, in *EUG 10*, Stasbourg, 1999.

Schwartz, S., J.M. Lardeaux, G. Poupeau, P. Tricart, and E. Labrin, New apatite and zircon fission-tracks data in the Piemontese zone of Western Alps: tectonic concequences, *Tectonophysics, in press*, 2004.

Sébrier, M., J.L. Mercier, F. Mégard, G. Laubacher, and E. Carey-Gaihardis, Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in Central Andes of South Peru, *Tectonics, 4*, 739-780, 1985.

Seghedi, I., I. Balintoni, and A. Szakacs, Interplay of tectonics and neogene post-collisional magmatism in the Intracarpathian region, *Lithos, 45*, 483-497, 1998.

Selverstone, S.M., Evidences for East-West crustal extension in the eastern Alps : implication for the unroofing history of the Tauern window., *Tectonics, 7*, 87-105, 1988.

Seward, D., and N.S. Mancktelow, Neogene kinematics of the central and western Alps : Evidence from fission-track dating, *Geology, 22*, 803-806, 1994.

Seyferth, M., and A. Henk, Syn-convergent exhumation and lateral extrusion in continental collision zones - insights from three-dimensional numerical models, *Tectonophysics, 382*, 1-29, 2004.

Smith, W.H.F., and P. Wessel, Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics, 55*, 293-305, 1990.

Soom, M.A., Abkülungs und Hebungsgeschichte der Extern Massive und der Penninischen Decken beidseits des Simplon-Rhône-Linie seit dem Oligozän : Spaltspurdatierungenan Apatit/Zircon und K-Ar Datierungenan Biotit/Muscovit (Westlische Zentralalpen). Ph.D. thesis, 120 pp., Berne, 1990.

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

Speranza, F., I.M. Villa, L. Sagnotti, F. Florindo, D. Cosentino, P. Cipollari, and M. Mattei, Age of the Corsica-Sardigna rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence, *Tectonophysics, 347*, 231-251, 2002.

Sperner, B., R. Ott, and L. Ratschbacher, Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation., *Computers & Geosciences, 19*, 1361-1388, 1993.

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

Steck, A., Structure de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclogae Geologicae Helvetiae, 77*, 55-100, 1984.

Steck, A., J.L. Epard, A. Escher, R. Marchant, and F. Masson, Geological interpretation of the seismic profiles through western Switzerland : Rawil (W1), Val d'Annivier (W2), Mattertal (W3), Zmutt-Zermatt-Findelen (W4), and Val de Bagnes (W5). in *Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps.*, edited by O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzman, S. Mueller and A. Steck, Birkhaüser Verlag, Basel, Boston, Berlin, 1997.

Steck, A., and J. Hunziker, The tertiary structure and thermal evolution of the central Alps - compressional and extensional structures in an orogenic belt., *Tectonophysics, 238*, 229-254, 1994.

Sue, C., Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes-Approche structurale et sismologique, Ph.D. thesis, 299 pp., Université Joseph Fourier, Grenoble, 1998.

Sue, C., J.R. Grasso, F. Lahaie, and D. Amitrano, Mechanical behavior of western Alpine structures inferred from statistical analysis of seismicity, *Geophysical Research Letters, 29*, 65-69, 2002.

Sue, C., J. Martinod, P. Tricart, F. Thouvenot, J.F. Gamond, J. Frechet, D. Marinier, J.P. Glot, and J.R. Grasso, Active deformation in the inner western Alps inferred from comparison between 1972-classical and 1996-GPS geodetic surveys, *Tectonophysics, 320*, 17-29, 2000.

Sue, C., F. Thouvenot, J. Frechet, and P. Tricart, Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 104*, 25611-25622, 1999.

Sue, C., and P. Tricart, Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briancon, Western Alps, *Eclogae Geologicae Helvetiae, 92*, 171-181, 1999.

Sue, C., and P. Tricart, Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps: a new constrain on arc dynamic, *Journal of Geological Society of London, 159*, 61-70, 2002.

Sue, C., and P. Tricart, Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics, *Tectonics, 22*, 2003.

Thatcher, W., G.R. Foulger, B.R. Julian, J. Svarc, E. Quilty, and G.W. Bawden, Present-day deformation across the Basin and Range Province, Western United States, *Science, 283*, 1714-1718, 1999.

Thomas, J.C., M.E. Claudel, M. Collombet, P. Tricart, A. Chauvin, and T. Dumont, 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*, 561-574, 1999.

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

Tricart, P., S. Amaudric du Chaffaut, C. Ayoub, M. Ballèvre, R. Caby, C. Gout, Y. Lagabrielle, D. Leblanc, O.P.P. Le Mer, and P. Saby, Carte géologique de la France, feuille 848 Aiguille-Col Saint Martin., Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 2004a.

Tricart, P., J.P. Bouillin, P. Dick, L. Moutier, and C.Q. Xing, The high Durance fault-zone and the extensional reactivation of the Brianconnais front thrust, to the SE of the Pelvoux Massif (western Alps), *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science, 323*, 251-257, 1996.

Tricart, P., J.M. Lardeaux, S. Schwartz, and C. Sue, Neogene to current extension in the Internal Western Alps: the overall situation along the Pelvoux-Viso transect, *Tectonophysics, in press*, 2004b.

Tricart, P., S. Schwartz, C. Sue, and J.-M. Lardeaux, Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustres, Western Alps), *Journal of Structural Geology, In Press, Corrected Proof*, 2004c.

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

Trumpy, R., Palaeotectonic evolution of the central and western Alps, *Geological Society of America Bulletin, 71*, 843-908, 1960.

Vialon, P., P. Rochette, and G. Ménard, Indentation and rotation in the Alpine arc., in *Alpine tectonics, Geological Society of London Special Publication*, vol. 45, edited by M. Coward, D. Dietrich and R. Park, pp. 329-338, Blackwell scientific publication, 1989.

Vigliotti, L., and V.E. Langenheim, When did the Sardinia stop rotating ? New paleomagnetic results, *Terra Nova, 7*, 424-435, 1995.

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

Villemin, T., and H. Charlesworth, Stress, an interactive computer programm to determine paleostress axes using data from striated faults., 1992.

Virlouvet, B., P. Tricart, and T. Villemin, Blocs basculés tardialpins dans les nappes briançonnaises de Haute-Durance (Alpes occidentales, France) et évolution néotectonique des zones alpines internes, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science, 322*, 475-481, 1996.

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

Wawrzyniec, T.F., J. Selverstone, and G.J. Axen, Style of footwall uplift along the Simplon and Brenner normal fault system,

8. Appendix A

name			location				σ1		σ2		σ3		parameters				
N°	n°	site	lon	lat	ρ	τ	az	dip	az	dip	az	dip	data	ϕ	α	conf,	γ
1	1	anniv (1)	7,5641	46,2645	184166	56,87	271	71	82	17	174	9	12	*0,52*	6	1	62,9
2	2	anniv (2)	7,5641	46,2645	184166	56,87	283	37	68	47	178	18	10	*0,49*	5,7	3	58,9
3	3	artsin	7,4279	46,1166	177390	51,07	8	61	207	27	113	8	18	*0,47*	11,5	1	61,9
4	4	cargn	7,5589	46,2326	181472	56,13	285	73	118	17	27	4	18	*0,08*	6,5	2	29,1
5	5	chevre	7,4318	46,0181	168956	48,75	214	69	38	21	307	1	11	*0,2*	5,5	2	78,2
6	6	cleus1	7,3219	46,1148	182626	49,06	315	69	172	17	79	12	12	*0,06*	2,9	2	29,9
7	7	cleus2	7,327	46,1094	181913	49,02	355	53	148	33	247	13	11	*0,32*	3,2	1	18,0
8	8	couta	7,4913	46,0824	171335	51,50	26	87	154	2	244	2	22	*0,22*	9,4	1	12,5
9	9	danger	7,3227	46,0212	246457	31,64	320	48	101	35	206	20	16	*0,95*	6,7	1	5,6
10	10	dix	7,4073	46,0887	176077	50,02	182	9	69	67	271	21	33	*0,97*	7,3	2	41,0
11	11	emdd (1)	7,8388	46,223	169136	61,94	210	71	309	3	40	19	22	*0,06*	4,8	2	21,9
12	12	emdd (2)	7,8388	46,223	169136	61,94	250	12	88	78	341	3	13	*0,24*	7,8	3	80,9
13	13	emmd2	7,8609	46,2319	169192	62,61	202	81	303	2	33	8	16	*0,07*	7,6	1	29,6
14	14	ergi1	7,7082	46,2959	181165	60,40	250	74	134	7	42	14	11	*0,4*	5,3	2	18,4
15	15	ergi2	7,7062	46,2898	180655	60,25	226	64	2	19	98	17	9	*0,93*	9,8	3	37,8
16	16	evole	7,5043	46,1085	172950	52,37	2	53	131	25	233	25	28	*0,26*	4,3	1	0,6
17	17	findel	7,7856	46,0126	151398	56,30	179	36	326	49	76	17	21	*0,77*	9,7	2	19,7
18	18	forcl	7,4563	46,0302	168689	49,54	20	64	164	21	260	14	15	*0,45*	7,7	1	30,5
19	19	furi (1)	7,7326	45,9992	152567	54,71	178	63	26	25	291	11	21	*0,08*	6,3	1	56,3
20	20	furi (2)	7,7326	45,9992	152567	54,71	5	1	107	83	275	7	9	*0,91*	5	2	40,3
21	21	gallen	7,7891	46,0486	154558	57,22	53	59	309	8	215	30	9	*0,79*	4,3	2	22,2
22	22	gorner	7,7867	45,9847	148807	55,65	130	75	227	2	315	15	16	*0,04*	10	2	79,4
23	23	grime	7,5604	46,1609	174930	54,67	129	82	340	7	249	4	29	*0,32*	8,6	1	14,3
24	24	ires	7,2418	46,0733	183526	46,66	261	49	48	36	151	17	9	*0,24*	7,6	3	75,7
25	25	leuker	7,6603	46,3134	184732	59,72	129	58	344	27	146	16	18	*0,23*	7	2	86,3
26	26	moiry (1)	7,5769	46,1122	169823	53,94	2	32	124	40	248	34	28	*0,45*	10,3	1	14,1
27	27	moiry (2)	7,5769	46,1122	169823	53,94	277	3	151	84	8	4	24	*0,63*	16,5	3	45,9
28	28	monv1	7,3596	45,9852	170160	46,53	48	69	204	19	296	8	13	*0,11*	6,3	3	69,5
29	29	monv2	7,3415	46,005	172711	46,71	334	13	196	72	64	11	25	*0,49*	9,6	1	17,3
30	30	nax	7,4597	46,2412	186725	54,38	318	82	151	8	61	2	9	*0,22*	6,1	3	6,6
31	31	nikla	7,7879	46,1638	165410	59,65	152	5	34	79	243	10	22	*0,49*	12,5	2	3,4
32	32	randa1	7,7751	46,0878	158787	57,76	105	59	241	24	340	19	13	*0,78*	13,6	3	77,8
33	33	randa2	7,7615	46,0847	159077	57,38	107	73	287	17	17	0	27	*0,13*	7,5	1	40,4
34	34	rech1 (1)	7,4992	46,2461	185361	55,24	22	23	326	62	118	14	9	*0,78*	2	2	62,8
35	35	rech1 (2)	7,4992	46,2461	185361	55,24	209	68	58	19	325	10	13	*0,13*	5	2	89,8
36	36	rech2	7,4953	46,2416	185132	55,07	173	76	276	3	7	14	19	*0,03*	8,9	1	48,1
37	37	rotba	7,8215	46,0656	154772	58,38	350	46	138	39	242	16	14	*0,04*	2,4	2	3,6
38	38	roten	7,7674	45,9866	149845	55,22	258	8	19	75	167	12	12	*0,75*	5,5	2	68,2
39	39	sarray	7,2593	46,0606	181582	46,65	353	51	148	37	247	12	16	*0,87*	4,8	1	20,3
40	40	schler	7,2715	46,0697	181636	47,09	239	65	137	5	45	24	8	*0,16*	3,8	3	2,1
41	41	solay1	7,5481	46,0653	167081	52,25	329	22	195	60	67	19	8	*0,06*	6,2	3	14,8
42	42	solay2	7,5385	46,0743	168330	52,26	150	71	349	18	257	6	16	*0,17*	8,6	2	24,7
43	43	solay3	7,534	46,0761	168705	52,21	0	50	212	36	110	16	11	*0,98*	3,5	3	57,8
44	44	stlu1	7,5939	46,2312	179813	56,81	178	67	331	21	65	10	13	*0,23*	3,3	1	8,2
45	45	stlu2	7,6029	46,2182	178222	56,73	151	37	353	51	249	11	15	*0,6*	6,3	2	12,3
46	46	tdela	703723	46,1571	183602	50,94	238	61	91	25	354	14	16	*0,08*	3,9	3	56,9
47	47	thyon	7,3709	46,1787	185505	51,40	262	70	142	10	49	17	14	*0,29*	6,3	2	2,4
48	48	trift	7,4505	46,0245	154479	55,51	123	81	288	9	18	2	35	*0,33*	8,7	1	37,5
49	49	turgl	7,7096	46,1496	167301	57,60	49	89	175	1	265	1	15	*0,83*	10,4	2	27,4
50	50	turtm	7,6913	46,1714	170108	57,65	22	57	147	21	247	25	27	*0,24*	7,5	1	9,3
51	51	verc1	7,4558	46,2582	184385	56,39	147	73	287	13	20	11	19	*0,01*	11,4	2	36,4
52	52	verc2	7,5433	46,2479	183553	56,13	122	73	325	16	233	6	18	*0,3*	10,6	2	3,1
53	53	veyso	7,3321	46,194	188733	51,03	118	65	323	23	229	9	9	*0,14*	3,8	2	2,0
54	54	vingt	7,3956	46,0752	175547	49,48	271	81	173	1	83	9	16	*0,57*	3,8	1	33,5
55	55	visso	7,5809	46,2344	180668	56,61	205	8	91	71	298	17	17	*0,85*	5,6	3	61,4
56	56	zeneg	7,871	46,2795	173517	63,66	300	19	82	67	206	13	20	*0,59*	6,2	3	37,7
57	57	AVISE	7,1526	45,7059	162847	34,75	5	63	128	16	224	22	17	*0,05*	7,3	1	9,3
58	58	BAUCHE	6,7464	45,5394	182164	24,36	9	75	177	15	268	3	18	*0,62*	5,9	1	63,6
59	59	BISELX	7,2227	46,0058	179337	44,64	218	58	107	13	107	13	16	*0,99*	2,8	2	62,4
60	60	BUTHIER	7,2713	45,7845	160510	39,21	273	49	111	40	13	9	16	*0,323*	5,1	1	26,2
61	61	CARLO	7,003	45,7136	173143	32,86	50	65	150	5	242	24	20	*0,89*	8,1	1	29,1
62	62	CHAP	6,7318	45,6937	190460	28,99	343	8	249	30	87	59	16	*0,36*	10,1	2	58,0
63	63	CHAT1	6,858	45,6178	177868	28,03	183	72	79	5	348	17	15	*0,264*	7,8	3	40,0
64	64	CHAT2	6,8628	45,6148	177384	27,99	218	61	119	5	27	28	18	*0,008*	1,8	1	1,0
65	65	ECHEV	7,2638	45,8026	162140	39,61	31	61	205	29	296	2	28	*0,518*	4	1	76,4
66	66	FERRE	7,1212	45,911	178314	40,44	273	28	149	47	21	30	12	*0,06*		3	19,4
67	67	FRETE (1)	6,8085	45,5709	179118	25,99	268	55	51	29	151	17	17	*0,068*	4	1	55,0
68	68	FRETE (2)	6,8085	45,5709	179118	25,99	291	8	147	80	22	6	8	*0,565*	10,2	3	4,0
69	69	GSB1	7,1877	45,8865	172592	40,82	101	11	215	65	7	22	21	*0,91*	7,7	3	33,8
70	70	GSB2	7,1896	45,8995	173407	41,22	313	24	159	64	47	10	19	*0,577*	16,9	2	5,8
71	71	GSBIT	7,1512	45,8598	172949	39,46	347	25	108	48	241	32	15	*0,37*	4,6	2	21,5
72	72	GURRAZ	6,9033	45,6249	175081	28,78	359	75	142	12	234	9	24	*0,234*	6,1	1	25,2
73	73	ISERAN	7,021	45,4317	157752	23,38	84	84	352	0	262	6	34	*0,2*	9,4	1	58,6
74	74	LACPLAG	6,845	45,488	172856	23,60	319	65	141	25	51	1	14	*0,07*	3,7	2	27,4
75	75	MALAT	7,1313	45,8409	172881	38,60	271	32	129	52	13	19	15	*0,18*	4,7	2	25,6
76	76	MALAT2	7,1113	45,8408	174114	38,29	275	21	117	67	8	8	14	*0,252*	4,3	2	30,3
77	77	MARTI	7,0814	46,0918	193850	44,48	325	22	231	10	118	65	11	*0,576*	9,7	3	73,5

Table 1

78	78	MICOEUR	7,2449	46,1183	186956	47,79	136	73	302	16	33	4	10	*0,55*	6,8	3	14,8
79	79	MONAL (1)	6,9009	45,5687	172471	26,91	48	85	165	2	255	4	20	*0,25*	11,8	1	48,1
80	80	MONAL (2)	6,9009	45,5687	172471	26,91	119	36	298	54	29	0	11	*0,539*	6,2	2	2,1
81	81	NIORD	7,2035	45,9589	176910	43,08	261	2	168	59	352	31	16	*0,57*	9,2	2	51,1
82	82	PEIPOU	6,818	45,5253	176399	24,59	142	76	142	76	241	2	22	*0,25*	13	1	36,4
83	83	PLAN	6,9258	45,6244	173501	29,03	284	16	39	55	185	30	14	*0,603*	9	2	24,0
84	84	RECUL	6,9618	45,4669	163528	24,04	171	69	31	17	297	13	19	*0,16*	10,1	1	87,0
85	85	RIDD	7,2233	46,1551	191076	48,27	119	68	264	19	358	12	22	*0,815*	8,8	2	50,3
86	86	SAPIN	7,1486	46,1063	191226	45,89	352	73	151	16	243	6	15	*0,77*	7,8	2	17,1
87	87	SEIGNE	6,8091	45,7528	188335	31,61	308	48	82	32	188	24	17	*0,779*	7,1	2	23,6
88	88	STFOY (1)	6,9313	45,5787	170819	27,58	91	56	359	2	267	34	16	*0,701*	4	1	59,4
89	89	STFOY (2)	6,9313	45,5787	170819	27,58	157	11	48	61	253	27	14	*0,492*	7,1	2	45,4
90	90	THUIL	6,8991	45,7203	180467	31,73	88	71	265	19	355	1	10	*0,53*	4	3	36,7
91	91	TIGNES1	6,9199	45,5054	168218	24,97	32	73	129	2	220	17	17	*0,127*	5,1	1	15,0
92	92	TIGNES2	6,9254	45,4539	167310	24,62	195	25	60	56	295	21	13	*0,418*	7,3	2	89,6
93	93	TIGNES3	6,9442	45,4977	166841	24,84	65	75	280	12	188	8	11	*0,812*	4,3	2	16,8
94	94	TOULJE	7,1882	45,922	174777	41,70	300	47	145	40	44	13	24	*0,87*	6,5	2	2,3
95	95	VALDER1	7,1055	45,54	156734	28,37	316	51	209	13	110	36	12	*0,07*	3,6	2	81,6
96	96	VALDER2	7,1119	45,546	157102	29,03	272	78	115	11	24	5	13	*0,33*	6,6	1	5,0
97	97	VALDER3	7,122	45,5882	158115	30,31	83	50	248	39	344	7	11	*0,922*	6,5	3	46,3
98	98	VALDER4 (1)	7,0259	45,6242	158809	31,85	79	79	303	8	212	8	10	*0,05*	14,7	2	0,2
99	99	VALDER4 (2)	7,0259	45,6242	158809	31,85	247	3	343	63	155	26	12	*0,65*	2,9	2	56,8
100	100	VALGR1	7,1562	45,6978	162121	34,54	36	73	271	10	178	14	12	*0,09*	4,1	2	36,5
101	101	VALGR25	7,0482	45,6041	164006	29,88	16	56	183	33	277	6	22	*0,74*	10,5	2	67,1
102	102	VALGR3	7,0632	45,6206	163870	30,63	228	87	126	1	36	3	12	*0,5*	5,1	2	5,4
103	103	VALGR4	7,1008	45,679	164637	33,11	319	39	204	28	89	38	20	*0,95*	4,5	2	55,9
104	104	VALP1 (1)	7,2974	45,8715	165025	42,25	26	5	168	84	296	4	17	*0,76*	8,8	2	73,7
105	105	VALP1 (2)	7,2974	45,8715	165025	42,25	117	78	9	4	279	11	21	*0,62*	9,6	3	56,7
106	106	VALP2 (1)	7,4924	45,9007	156241	46,80	161	57	312	30	49	13	12	*0,345*	11,4	2	2,2
107	107	VALP2 (2)	7,4924	45,9007	156241	46,80	98	31	188	59	190	4	11	*0,949*	5,1	3	36,8
108	108	VALP3	7,4628	45,8881	156868	45,85	196	85	99	1	9	5	13	*0,707*	6,1	2	36,8
109	109	VALP4 (1)	7,437	45,8782	157530	45,05	94	4	294	86	184	1	14	*0,256*	6,8	3	41,0
110	110	VALP4 (2)	7,437	45,8782	157530	45,05	359	75	155	13	246	6	17	*0,07*	8	1	21,0
111	111	VALP5	7,3534	45,8323	161924	41,17	301	38	122	55	31	0	17	*0,548*	7	3	10,2
112	112	VALSA1 (1)	7,2008	45,5295	149591	29,27	88	45	319	32	210	27	11	*0,13*	3	2	0,7
113	113	VALSA1 (2)	7,2008	45,5295	149591	29,27	101	35	322	47	207	21	10	*0,511*	8,6	3	2,3
114	114	VALSA2	7,2115	45,5228	150088	30,29	91	36	327	38	208	32	11	*0,48*	4,1	3	2,3
115	115	VALSA3	7,2032	45,6525	156315	33,73	28	79	139	4	229	11	10	*0,16*	4,2	2	15,3
116	116	VALSA4	7,2051	45,6742	157494	34,50	93	70	304	17	211	10	16	*0,773*	14,4	2	3,5
117	117	VELAN	7,2591	45,9267	171307	43,15	300	1	201	85	30	5	16	*0,499*	8	2	13,1
118	118	VENS	7,1241	46,0865	191048	45,03	278	8	165	70	11	19	26	*0,635*	19,9	3	34,0
119	1	AMBIN	6,8738	45,1858	161203	12,79	67	70	269	19	176	7	75	*0,12*	10,5	1	16,8
120	2	ARPON1	6,6961	45,3295	178459	16,96	220	73	18	16	110	6	14	*0,21*	7,2	2	87,0
121	3	ARPON2	6,7123	45,3169	176865	16,63	131	59	306	31	37	2	34	*0,55*	9,3	2	20,4
122	4	AVERO1	7,0884	45,2918	147746	18,57	335	75	174	14	83	5	20	*0,49*	9,3	1	64,4
123	5	AVERO2	7,0306	45,3236	153136	19,33	29	85	179	4	269	2	45	*0,49*	12,4	1	69,7
124	6	BARDO	6,7172	45,0895	171680	8,49	237	75	103	10	11	10	31	*0,06*	13,5	1	2,5
125	7	BOZEL	6,6236	45,4446	187619	20,27	135	53	317	37	226	1	31	*0,55*	14,9	2	25,7
126	8	CELS	6,9431	45,1048	154282	9,91	302	33	72	45	193	27	14	*0,51*	10,9	3	3,1
127	9	CENIS1	6,9271	45,2269	158077	14,72	325	79	129	10	219	3	31	*0,21*	10,9	2	24,3
128	10	CENIS2(1)	6,9614	45,2292	155519	15,03	264	68	87	22	357	1	17	*0,23*	11,2	1	18,0
129	11	CENIS2(2)	6,9614	45,2292	155519	15,03	107	6	4	66	199	23	18	*0,63*	7,4	2	4,0
130	12	CENIS3	6,9243	45,2831	159833	16,88	314	65	107	22	210	10	16	*0,67*	8,8	2	13,1
131	13	CENIS4	6,9822	45,1886	152919	13,53	346	83	178	6	87	1	19	*0,52*	10,3	2	73,5
132	14	CENIS5	6,8634	45,2473	163465	15,09	333	76	161	14	71	2	17	*0,37*	8,2	2	55,9
133	15	CENIS6(1)	6,9695	45,2137	154500	14,47	1	74	111	6	203	15	32	*0,19*	8,3	1	8,5
134	16	CENIS6(2)	6,9695	45,2137	154500	14,47	181	11	337	78	91	5	29	*0,92*	6,6	2	76,5
135	17	CHAMB	6,2788	45,3873	211715	16,32	317	24	133	65	226	1	18	*0,49*	11,5	2	29,7
136	18	CHAMPA	6,7087	45,4599	181892	21,44	278	7	171	68	10	21	26	*0,35*	11,7	2	11,4
137	19	CHAMPA2	6,7167	45,4566	181179	21,40	276	8	40	75	184	12	17	*0,54*	12,8	2	17,4
138	20	ECOT	7,0927	45,3807	150651	22,20	340	66	183	22	89	8	23	*0,16*	4,2	2	66,8
139	21	ETACHE	6,8136	45,1613	165347	11,55	9	73	104	1	194	16	35	*0,05*	4,7	2	2,5
140	22	EXTRA	6,7986	45,2186	167718	13,62	145	66	299	22	33	10	10	*0,26*	3,5	3	19,4
141	23	FONDS	6,6524	45,3089	181183	15,97	10	69	142	14	236	15	43	*0,17*	11,5	1	40,0
142	24	FONT	6,5006	45,4514	197002	19,59	296	59	100	30	194	7	24	#	#	3	5,6
143	25	FOUR	7,0167	45,3945	156765	21,95	101	78	318	10	226	7	28	*0,29*	8,5	1	24,0
144	26	FREJUS	6,665	45,1386	176473	10,09	254	85	124	3	34	4	26	*0,21*	14,9	2	23,9
145	27	GALIB	6,4096	45,065	195495	6,86	281	12	30	57	184	30	35	*0,13*	14,1	2	2,9
146	28	GIAGLI	7,0171	45,143	149237	11,86	7	79	271	1	181	10	17	*0,56*	15,5	3	10,9
147	29	GENEP	6,9191	45,4192	164884	21,91	225	81	355	6	86	7	24	*0,47*	9,1	1	64,1
148	30	LANSLEV	6,9287	45,2998	160007	17,55	155	82	278	4	9	7	19	*0,26*	11	3	8,6
149	31	LLBOURG	6,8697	45,2852	164031	16,56	156	54	335	36	65	1	30	#	#	3	48,4
150	32	LLBOURG2	6,8671	45,2829	164161	16,45	301	85	193	2	103	5	22	*0,38*	10	2	86,5
151	33	LORES	6,9429	45,4013	162442	21,49	335	76	188	12	96	8	17	*0,43*	8,5	1	74,5
152	34	MAD	6,368	45,4403	206547	18,38	127	27	320	62	219	5	26	*0,46*	13,3	2	20,6
153	35	MASSE	6,6984	45,2596	176388	14,54	342	38	187	49	82	12	20	#	#	3	67,5
154	36	MASSE2	6,6974	45,2598	176472	14,54	127	75	277	13	9	7	19	*0,56*	7,9	2	5,5
155	37	MENU	6,5822	45,3168	186741	15,82	290	82	83	7	173	4	17	*0,46*	5,4	2	22,8
156	38	MICHE	6,4865	45,2184	191768	12,10	278	29	54	52	175	22	27	*0,57*	17,8	3	17,1

Table 1 (continued)

157	39	MODAN	6,6004	45,2091	182780	12,28	155	68	300	18	34	12	24	*0,53*	12,3	2	21,7
158	40	MODAN2	6,6658	45,198	177506	12,20	36	58	170	23	269	21	17	*0,98*	8,4	3	76,8
159	41	NEIGE(1)	7,0328	45,4064	156054	22,57	174	82	303	5	34	6	39	*0,13*	12,7	1	11,4
160	42	NEIGE(2)	7,0328	45,4064	156054	22,57	285	9	92	81	195	2	14	*0,3*	14,4	2	7,6
161	43	OREL(1)	6,5565	45,2223	186443	12,53	102	78	316	10	225	6	12	*0,15*	8,8	3	32,5
162	44	OREL(2)	6,5565	45,2223	186443	12,53	165	9	273	63	70	25	9	*0,06*	5,9	3	57,5
163	45	OREL(3)	6,5565	45,2223	186443	12,53	105	5	295	85	195	1	12	*0,47*	18,9	3	2,5
164	46	ORGIE	6,65	45,2135	179048	12,67	305	72	100	17	192	7	10	*0,36*	7,9	3	0,7
165	47	OULX	6,8577	45,0425	162728	7,02	43	76	300	3	209	14	17	*0,67*	13,5	2	22,0
166	48	PARTIE(1)	6,6722	45,2584	178363	14,35	108	36	300	54	202	6	19	*0,46*	8,9	2	7,7
167	49	PARTIE(2)	6,6722	45,2584	178363	14,35	316	85	48	0	138	5	10	*0,44*	10,8	3	56,3
168	50	PRIOUX	6,6941	45,348	179163	17,58	142	78	345	11	254	5	11	*0,15*	25,7	3	56,4
169	51	PUIT	6,5093	45,4674	196908	20,14	283	68	97	22	188	2	34	#	#	3	12,1
170	52	RIBON(1)	6,9941	45,3104	155426	18,49	202	68	87	10	353	20	21	*0,13*	7,2	2	25,5
171	53	RIBON(2)	6,9941	45,3104	155426	18,49	56	70	182	12	275	16	31	*0,64*	8,9	1	76,5
172	54	RIBON(3)	6,9941	45,3104	155426	18,49	104	1	12	77	195	13	20	*0,16*	7,2	2	3,5
173	55	ROCHEU	6,9818	45,3804	158791	21,08	79	73	211	12	303	12	15	*0,48*	7,6	2	78,1
174	56	ROMOL	6,7638	45,1324	168689	10,24	52	71	214	18	306	5	22	*0,27*	14,4	3	64,2
175	57	SALIN	6,528	45,4678	195531	20,29	3	64	155	23	250	11	15	*0,93*	8,6	3	49,7
176	58	SARRA	6,6038	45,158	181559	10,54	131	80	303	9	33	1	28	*0,26*	21,6	2	22,5
177	59	TELEG	6,4442	45,1977	194645	11,26	168	72	329	18	61	6	14	*0,57*	10,2	2	49,7
178	60	TERMI	6,8373	45,2859	166502	16,36	300	67	143	21	50	8	20	*0,01*	9,1	2	33,6
179	61	TERMI2	6,8407	45,3164	167144	17,50	21	70	247	14	154	14	24	*0,02*	4,8	2	43,5
180	62	VALLO	6,4273	45,1594	195311	9,96	298	86	197	1	107	4	25	*0,14*	11,6	1	83,0
181	63	VALMO	6,4333	45,4306	201344	18,50	300	51	94	36	194	13	19	*0,11*	2,1	2	4,5
182	64	VALTHO1	6,5781	45,2825	186157	14,66	233	80	115	5	24	9	22	*0,59*	18,7	3	9,3
183	65	VALTHO2	6,5669	45,308	187669	15,44	52	82	187	6	277	6	20	#	#	3	81,6
184	66	VILLARO	7,0023	45,3313	155510	19,38	146	87	339	3	249	1	21	*0,05*	6,9	2	49,6
185	S1	Innri Alpa	8,107	46,2143	159306	68,31	312	69	125	21	216	2	13	*0,273*	5,8	2	32,3
186	S2	Schwarzi Balma	8,1074	46,2174	159619	68,37	124	72	351	12	258	13	13	*0,296*	10,25	2	9,6
187	S3	Innri Biela	8,1041	46,2105	159003	68,17	300	80	129	10	38	2	10	*0,591*	6,9	3	30,2
188	S4	Sirwoltensee	7,9962	46,2151	162835	65,54	348	74	222	10	129	13	9	*0,159*	5,8	3	63,5
189	S5	Obers Fulmoos	7,9689	46,2085	163081	64,76	357	63	159	26	253	7	10	*0,589*	7,9	2	8,2
190	S6	Alte Kaserne	8,0967	46,1894	157060	67,66	149	82	326	8	56	1	17	*0,401*	5,8	2	11,7
191	S7	Hopschusee	8,0242	46,2543	165906	66,85	110	81	322	7	232	5	10	*0,629*	6,4	3	14,9
192	S8	Hopschusee	8,0222	46,2546	165990	66,81	128	70	336	17	243	9	13	*0,9*	6,154	2	3,8
193	S9	Staldhorn	8,0213	46,2582	166385	66,84	135	63	334	26	240	8	11	*0,459*	12	3	6,8
194	S10	Hopsche	8,0206	46,253	165882	66,75	39	87	138	1	228	3	15	*0,767*	7,2	2	18,7
195	S11	Engiloch	8,0203	46,2256	163110	66,30	90	80	329	5	238	9	46	*0,508*	11,53	1	8,3
196	S12	Rossbodestafel	8,0249	46,1956	159939	65,93	10	80	134	6	224	8	21	*0,439*	11,76	1	21,9
197	S13	Gali Egga	8,0112	46,1919	160006	65,52	240	85	133	1	43	4	18	*0,29*	18,22	2	22,5
198	S14	Egga	8,0366	46,2034	160352	66,35	303	73	50	5	141	17	29	*0,404*	9,7	1	74,7
199	S15	Glatthorn	8,0714	46,212	160142	67,36	174	75	325	13	56	7	21	*0,625*	8,476	2	11,4
200	S16	Bodme	8,052	46,1923	158738	66,56	219	83	309	0	39	7	16	*0,346*	6	2	27,6
201	S17	Walderuberg	8,0584	46,213	160638	67,05	134	82	337	7	246	3	17	*0,52*	8,353	2	1,1
202	S18	Homatta	8,0526	46,2171	161232	66,97	128	67	352	17	257	15	13	*0,192*	5,692	2	10,0
203	S19	Hübschhorn W	8,0374	46,2437	164414	67,01	101	74	325	12	232	11	17	*0,686*	9,7	2	15,0
204	S20	Biel	8,0703	46,1724	156146	66,70	0	69	117	10	211	18	42	*0,16*	10,79	1	35,7
205	S21	Furggu	8,0904	46,1766	155946	67,29	161	75	324	15	56	4	9	*0,655*	13,56	3	11,3
206	S22	Guggilihorn	8,0871	46,1696	155339	67,09	356	56	222	18	126	17	14	*0,048*	8,786	2	58,9
207	S23	Bodmerhorn	8,0413	46,1908	158924	66,26	70	72	302	12	209	14	17	*0,323*	6,9	2	37,3
208	S24	Ochseläger	7,9523	46,2302	165808	64,73	66	77	285	10	194	8	31	*0,244*	10	1	50,7
209	S25	Lawigrabe	8,0485	46,1951	159125	66,51	54	73	186	12	279	14	43	*0,113*	10,28	1	32,5
210	S26	Bodmerhorn	8,0397	46,1881	158705	66,17	103	73	329	12	237	14	31	*0,218*	8,968	1	9,2
211	S27	Bodmergletscher	8,0312	46,1839	158551	65,89	85	75	320	9	228	14	27	*0,283*	9,37	1	17,9
212	S28	Blauseewji	8,0445	46,1847	158208	66,24	16	81	171	8	262	4	12	*0,187*	14,5	2	15,8
213	S29	Alte Kaserne	8,0902	46,1872	157031	67,45	151	83	315	7	45	2	26	*0,513*	9,76	1	22,5
214	S30	Chaltwasser	8,0559	46,249	164387	67,55	81	76	333	5	242	14	47	*0,343*	9,447	1	5,5
215	S31	Simplon - Kulm	8,0345	46,252	165350	67,07	106	77	325	10	234	8	12	*0,519*	6,167	3	13,1
216	S32	Stockji	7,9694	46,2528	167506	65,51	66	86	288	3	198	3	15	*0,365*	5,1	2	47,5
217	S33	Antonius	8,062	46,1824	157416	66,65	93	77	348	4	257	12	30	*0,337*	13,97	1	10,4
218	S34	Färicha	8,0515	46,1721	156707	66,21	308	79	125	11	215	1	27	*0,437*	7,926	2	31,2
219	S35	Laggin Biwak	8,0452	46,1654	156228	65,93	72	74	200	10	292	12	21	*0,136*	9,9	2	46,1
220	S36	Hübschhorn S	8,0547	46,2256	162039	67,16	67	73	332	2	242	17	34	*0,192*	8,559	1	5,2
221	S37	Breithorn	8,0781	46,2345	162233	67,88	83	73	335	5	243	16	27	*0,325*	5,667	1	4,9
222	S38	Chesselhorn	8,0818	46,221	160737	67,77	150	64	6	21	270	14	15	*0,388*	8,9	2	22,2
223	S39	Casermetta	8,1149	46,1962	157221	68,24	12	87	137	2	227	3	17	*0,482*	7,2	2	21,2
224	S40	Waira	8,1328	46,153	152248	68,03	257	71	350	1	81	19	34	*0,266*	12,72	2	13,0
225	S41	Stalden	7,8937	46,2785	172630	64,16	56	76	325	1	235	14	15	*0,24*	12,73	2	9,2
226	S42	Furgghalte	8,0214	46,2055	161052	66,00	166	76	316	12	47	7	24	*0,501*	9,9	1	19,0
227	S43	Schilthorn	8,0127	46,2105	161836	65,87	242	73	334	1	65	17	15	*0,138*	6,8	2	0,9
228	S44	Wyssbode	8,0179	46,2121	161824	66,02	284	70	24	4	116	20	12	*0,361*	9,5	3	50,0
229	S45	Obre Stossbode	8,0181	46,2022	160819	65,87	238	85	341	1	71	5	9	*0,28*	9,556	3	5,1
230	S46	Holiecht	8,0535	46,2067	160153	66,83	174	85	322	5	52	3	26	*0,396*	8,3	1	14,8
231	S47	Gärtjini	8,046	46,1487	154525	65,67	148	76	332	14	242	1	27	*0,311*	11,2	2	3,7
232	S48	Weissmies	8,0408	46,1416	153976	65,40	180	80	344	9	74	2	19	*0,253*	7,6	1	8,6
233	S49	Schafnuwald	8,1245	46,1629	153514	67,97	337	74	147	15	237	3	21	*0,241*	9,1	1	11,0
234	S50	Tannuwald	8,1082	46,154	153095	67,39	190	77	26	12	295	3	10	*0,589*	7,2	3	47,6
235	S51	Sera	8,1219	46,171	154425	68,02	5	80	160	10	250	4	9	*0,529*	8	3	2,0

Table 1 (continued)

236	S52	Ramserna	8,1292	46,2007	157259	68,68	30	76	134	4	224	14	19	*0,423*	7,47	2	24,7
237	S53	Altes Hospiz	8,0162	46,2337	164063	66,33	121	73	322	16	230	6	27	*0,166*	9,963	1	16,3
238	S54	Nidristi Alp	7,9548	46,2578	168490	65,24	130	75	325	15	235	4	21	*0,785*	7,9	1	10,2
239	S55	Gampisch	8,0055	46,2333	164365	66,06	9	75	140	0	232	11	11	*0,162*	6,6	3	14,1
240	S56	Zwischbergen	8,0544	46,1174	151100	65,33	165	56	340	34	71	3	10	*0,227*	12,2	3	5,7
241	S57	Galaberr	8,0778	46,151	153737	66,53	24	72	203	18	293	1	19	*0,253*	7,9	2	46,5
242	S58	Glis	7,963	46,2983	172294	66,08	356	69	91	2	181	21	11	*0,337*	8,9	3	65,1
243	S59	Mäderhitta	7,9583	46,2838	170985	65,74	12	75	281	1	191	15	18	*0,114*	11,3	2	54,7
244	S60	Mäderhitta	7,9568	46,2763	170277	65,59	114	86	248	3	338	3	26	*0,292*	13,04	2	87,6
245	S61	Griewald	7,959	46,2868	171268	65,81	1	87	227	2	137	2	13	*0,163*	15,77	3	71,2
246	SD	Staldhorn	8,0227	46,2645	166983	66,97	145	4	357	85	235	2	11	*0,737*	9,7	3	12,0
247	1	BDTNO	6,5208	44,7313	186998	-4,29	142	77	349	18	258	6	30	*0,6*	4,7	1	82,3
248	2	BDTSU	6,529	44,7147	186555	-4,88	108	83	356	3	265	6	25	*0,4*	4,8	1	89,9
249	3	RUBUR	6,9732	44,3968	160292	-18,99	2	3	260	76	93	13	12	*0,8*	17,8	2	68,0
250	4	BOUCH	6,9492	44,6902	153907	-7,28	64	69	236	21	327	3	30	*0,2*	7,5	1	25,7
251	5	CERVI	6,7505	44,8862	167829	0,91	208	76	313	4	44	14	18	*0,3*	9,7	2	43,1
252	6	CHABE	6,759	44,973	167323	4,22	193	83	58	5	327	5	21	*0,4*	9,5	1	37,2
253	7	CHAMB	6,8347	44,5413	166085	-12,45	32	67	214	23	124	1	23	*0,3*	11,4	2	43,5
254	8	CHENO	6,753	44,9253	167637	2,40	111	76	317	13	226	6	10	*0,4*	14	3	43,6
255	9	CHESU	6,7527	44,9123	167646	1,91	261	73	97	17	5	4	10	*0,3*	11	3	3,1
256	10	MALAM	6,6433	44,7118	177599	-5,32	287	81	34	3	125	8	36	*0,2*	9,2	1	49,7
257	11	COLRI	6,5333	44,9342	184994	2,64	234	71	89	16	356	1	19	*0,3*	7,2	2	6,6
258	12	PEYGU	6,7403	44,8252	168851	-1,38	66	78	182	5	273	11	13	*0,2*	14,6	2	85,6
259	13	LONGE	6,9487	44,65	154686	-8,92	81	70	296	17	202	11	16	*0,2*	12,9	2	30,9
260	14	COLSN	6,841	44,4888	167107	-14,44	202	3	354	57	104	13	15	*0,6*	8,6	2	61,6
261	15	CPEYR	6,6245	44,7763	178355	-2,97	84	82	247	7	337	3	30	*0,2*	11,7	1	20,0
262	16	CROUS	6,6552	44,7238	176505	-4,92	62	67	294	15	199	17	8	*0,4*	15	3	23,9
263	17	CROUS	6,6552	44,7238	176505	-4,92	15	16	157	7	282	11	10	*0,5*	16,5	3	73,1
264	18	CRXSA	6,5508	44,8363	183762	-0,75	143	82	327	8	237	1	19	*0,4*	10,3	2	57,8
265	19	CRXSA	6,5508	44,8363	183762	-0,75	169	32	353	58	260	2	20	*0,5*	7,3	2	80,8
266	20	FOUIL	6,8003	44,5537	168416	-11,77	130	82	4	5	274	6	11	*0,4*	10,4	3	74,2
267	21	GROOU	6,6755	44,6593	175878	-7,30	218	68	48	22	317	4	27	*0,2*	11	1	35,7
268	22	GROOU	6,6755	44,6593	175878	-7,30	219	39	37	5	128	1	27	*0,8*	11,3	3	44,7
269	23	JANES	6,7385	44,9338	168797	2,71	236	70	53	19	143	1	11	*0,5*	5	3	39,7
270	24	JANES	6,7385	44,9338	168797	2,71	172	4	43	83	262	5	8	*0,7*	14,5	3	79,3
271	25	JANOU	6,7535	44,9382	167624	2,89	343	81	250	0	160	9	13	*0,4*	9,8		22,9
272	26	LCORD	6,7688	44,841	166517	-0,82	204	84	77	4	347	5	13	*0,4*	10,5	2	12,2
273	27	NEUFC	6,7725	44,5713	170132	-10,96	281	70	150	13	57	15	20	*0,3*	10,6	2	68,0
274	28	NEUFC	6,7725	44,5713	170132	-10,96	16	20	208	70	108	4	12	*0,6*	11,4	3	61,0
275	29	LAUSE	6,6652	44,8558	174642	-0,17	55	84	172	3	262	5	17	*0,3*	8,8	2	82,2
276	30	LAVAL	6,8773	44,935	157846	2,84	175	75	84	0	354	15	22	*0,4*	11,7	2	8,8
277	31	MROYN	6,7297	44,6923	171090	-6,31	32	18	204	72	301	2	10	*0,8*	9,4	3	52,7
278	32	ORECE	6,5042	44,8017	187647	-1,87	200	2	310	83	111	7	17	*0,8*	8,5	3	67,1
279	33	ORCEA	6,5047	44,8017	187608	-1,88	195	77	3	15	93	4	23	*0,3*	12	1	85,1
280	34	ORCEB	6,5043	44,8017	187639	-1,88	199	75	2	14	93	4	16	*0,1*	11,4	1	85,1
281	35	OREES	6,5112	44,7963	187134	-2,07	15	77	178	13	269	4	10	*0,2*	12,6	1	88,9
282	36	OREES	6,5112	44,7963	187134	-2,07	203	5	96	73	295	16	10	*0,2*	17,8	2	62,9
283	37	OREOU	6,5115	44,7967	187107	-2,06	192	15	18	75	283	1	26	*0,5*	13,5	3	74,9
284	38	OROUA	6,5215	44,7952	186329	-2,12	122	8	343	7	252	6	31	*0,3*	9,5	1	74,1
285	39	OROUB	6,5213	44,7952	186345	-2,12	144	75	0	12	268	8	32	*0,2*	11,2	1	89,9
286	40	PARPA	6,6775	44,4968	179417	-13,02	176	74	337	15	69	5	13	*0,2*	14	2	82,0
287	41	PTPUY	6,6457	44,8325	176283	-0,99	298	85	47	1	137	4	15	*0,4*	9	1	42,0
288	42	BEAUD	6,689	44,8187	172941	-1,55	142	80	41	2	310	1	26	*0,3*	15,5	1	48,4
289	43	HOUER	6,7825	44,5877	168969	-10,42	207	29	62	56	304	18	16	*0,7*	14,8	2	45,6
290	44	MLZOU	6,6318	44,8422	177335	-0,63	91	52	232	32	331	14	30	*0,2*	8,6	2	28,4
291	45	MLZSU	6,6363	44,8327	177025	-0,97	97	62	258	28	349	28	12	*0,1*	9	2	10,0
292	46	PSTRL	6,7918	44,5793	168443	-10,78	218	71	76	15	343	11	14	*0,2*	8,5	2	6,2
293	47	PCHAT	6,7878	44,54	169738	-12,20	210	69	64	18	330	11	29	*0,1*	14,3	1	17,8
294	48	PCHAT	6,7878	44,54	169738	-12,20	187	2	13	69	278	2	15	*0,4*	7,5	2	69,8
295	49	PRORE	6,5642	44,9053	182531	1,64	154	70	315	19	47	6	20	*0,2*	9	2	45,4
296	50	RMOES	6,6122	44,8347	178919	-0,87	252	72	102	16	10	8	19	*0,2*	7,7	1	10,9
297	51	RMOOU	6,6175	44,84	178474	-0,69	245	75	93	14	1	6	26	*0,3*	8,7	1	1,7
298	52	ROBAR	6,5698	44,808	182424	-1,76	15	86	159	3	249	2	20	*0,4*	10	1	70,8
299	53	RBLES	6,5543	44,9083	183313	1,74	101	72	247	15	340	9	45	*0,5*	9,3	1	21,7
300	54	RBLOU	6,5423	44,9083	184260	1,75	312	71	50	3	141	18	22	*0,4*	9,7	1	40,7
301	55	TURGE	6,7807	44,8288	165640	-1,30	181	76	82	2	351	14	25	*0,5*	8,8	2	7,7
302	56	ESCPE	6,677	44,6393	176119	-8,02	16	10	118	60	277	27	25	*0,2*	7,6	1	75,0
303	57	ESCRI	6,6898	44,6428	175053	-7,95	205	38	10	52	110	7	34	*0,9*	6	1	62,0
304	58	ESCNO	6,7003	44,635	174379	-8,28	19	1	276	83	108	7	30	*0,4*	9	1	63,7
305	59	ESCSU	6,7163	44,6295	173235	-8,55	15	2	111	73	284	17	29	*0,4*	7,3	1	67,4
306	60	FREIS	6,5357	44,7608	185505	-3,32	213	83	329	3	59	7	15	*0,3*	15,8	2	62,3
307	61	FOURN	6,5443	44,7962	184521	-2,13	290	80	33	0	113	10	25	*0,4*	11,7	2	64,9
308	62	BARAI	6,8263	44,5552	166367	-11,88	256	83	33	5	123	5	15	*0,4*	14,4	2	45,1
309	63	BARAI	6,8263	44,5552	166367	-11,88	21	33	188	57	287	6	21	*0,7*	15,7	2	61,1
310	64	VMARY	6,8625	44,5702	163187	-11,55	50	73	206	16	298	7	17	*0,4*	10,5	2	50,5
311	65	VHOUE	6,8242	44,5788	165942	-10,99	24	40	203	50	293	1	17	*0,8*	9,8	2	56,0
312	66	VLAUG	6,7508	44,5945	171279	-9,99	325	79	89	6	180	9	6	*0,4*	10,3	3	10,0

Table 1 (continued)

...

Géologie : science de la recherche ou recherche de la science...

Thèse presentée par Bastien Delacou:

Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin

- Approche sismotectonique et modélisation numérique -