



HAL
open science

Cinématique et rotation des Alpes Occidentales. Approche paléomagnétique et modélisation analogique

Marielle Collombet

► **To cite this version:**

Marielle Collombet. Cinématique et rotation des Alpes Occidentales. Approche paléomagnétique et modélisation analogique. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2001. Français. NNT: . tel-00509762

HAL Id: tel-00509762

<https://theses.hal.science/tel-00509762>

Submitted on 16 Aug 2010

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

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

THESE

présentée par

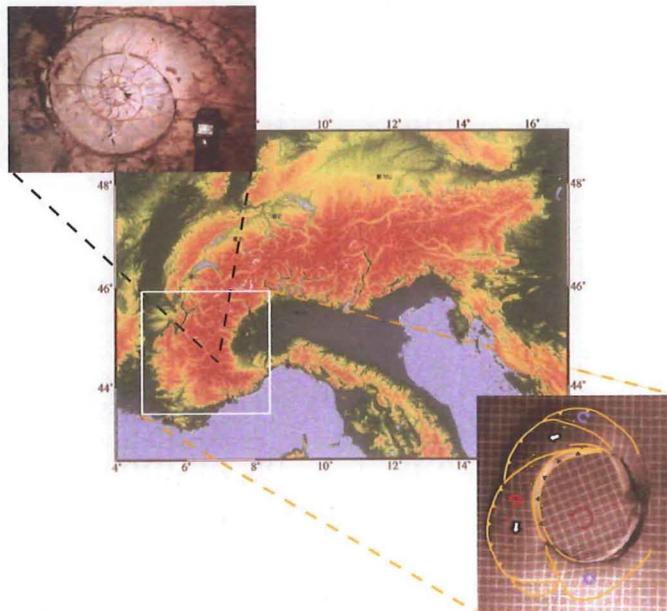
Marielle COLLOMBET

Pour obtenir le grade de Docteur de
L'Université Joseph Fourier - Grenoble I
(Arrêtés ministériels du 5 Juillet 1984 et du 30 Mars 1992)

Spécialité: Sciences de la Terre et de l'Univers

Cinématique et rotation des Alpes Occidentales

Approche paléomagnétique et modélisation analogique



Soutenue le 11 Mai 2001 devant la commission d'examen

M. J.M. Lardeaux	<i>Président</i>
M. J.P. Cogné	<i>Rapporteur</i>
M. S. Schmid	<i>Rapporteur</i>
M. P.R. Cobbold	<i>Examineur</i>
M. J.P. Gratier	<i>Directeur de thèse</i>
M. J.C. Thomas	<i>Directeur de thèse</i>

**Cinématique et rotation des Alpes Occidentales
Approche paléomagnétique et modélisation
analogique**

Marielle COLLOMBET

Observatoire de Grenoble
Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

RESUME

La plupart des modèles cinématiques des Alpes Occidentales considèrent que depuis la fin du Crétacé, la convergence entre les plaques Adriatique et Européenne a été accommodée par des translations le long de décrochements et de l'épaississement crustal. Les rotations, difficiles à détecter, ont souvent été négligées. Cependant certains modèles les considèrent comme un mécanisme majeur de déformation au cours de l'édification de la chaîne alpine. Afin de tester ces modèles, nous avons mené une étude paléomagnétique sur l'ensemble de la zone Briançonnaise de l'Arc Alpin Occidental. Le métamorphisme subi par cette zone durant la fin de l'Eocène et le début de l'Oligocène est responsable d'une réaimantation de l'aimantation rémanente naturelle (ARN). L'analyse de cette aimantation permet donc d'accéder à l'histoire post-métamorphique des zones internes.

Près de 350 échantillons, répartis sur 37 sites échelonnés entre le massif du Grand Galibier au Nord et les Alpes Ligure au Sud Est, sont porteurs d'une composante d'aimantation caractéristique stable isolée entre 200° et 450°, de polarité inverse et fortement déviée par rapport à la direction de référence Oligocène pour l'Europe stable. Ces déviations augmentent de 47° à 117° du Nord au Sud. Nous les interprétons comme le résultat d'une rotation antihoraire des domaines internes par rapport à l'Europe stable.

Cette étude paléomagnétique a été doublée d'une approche plus mécanique basée sur des expériences analogiques simples pour étudier l'influence potentielle de la rotation de la plaque Apulienne sur la mise en place de l'Arc Alpin Occidental.

La complémentarité des deux études permet de mettre en évidence l'importance des rotations dans l'édification de cette chaîne de montagnes et de proposer un modèle cinématique global post Oligocène associant rotation et cisaillement simple.

MOTS-CLES

Alpes Occidentales ; Rotations ; Paléomagnétisme ;
Modélisation analogique ; Cinématique Tertiaire

A mes parents,
A mes grands-parents,
Aux montagnes d'ici et d'ailleurs

Remerciements

**La confluence des énergies permet souvent de parcourir
de bien belles montagnes, qu'elles soient de roches, de sable
ou d'idées ...**

**Un grand merci à toutes et à tous,
Et dans l'ordre du déroulement de l'histoire,**

Dans le rôle de :

Coach

Jean-Charles THOMAS,
Jean-Pierre GRATIER

Co-Coach

Joseph MARTINOD,
Annick CHAUVIN

Equipes d'accueil

LGIT de Grenoble et Géosciences Rennes

Conseillers scientifiques de terrain

Pierre TRICART,
Thierry DUMONT,
Marie-Elisabeth CLAUDEL,
Christian SUE,
Jean-Pierre BOUILLIN,
Etienne JAILLARD,
Christian CROUZET,
Jean-Claude BARFETY,
Arnaud PECHER,
Gilles MENARD,
Jimmy BERTRAND,
Serge FUDRAL,
Maurice GIDON,
Daniel MERCIER,
Roberto LANZA,
Danielle BORMIOLI

Repérages de terrain

Annie COLLOMBET

Sherpas-foreurs-pompeurs

Christophe BERARDIN,
Vincent LIGNIER,
Jean-François MARCONNET,
Michel RAMBAUD,
Benjamin COLLOMBET,
Christophe VOISIN,
Christophe DEGRES,

Promotion 1999/2000 de maîtrise de Géologie de Grenoble

Ravitaillement en vol et assistance technique

Philippe COLLOMBET

**Ravitaillement et hébergement des sherpas
sur le site du Grand Galibier**

Pierre et Renée RAMBAUD

Fournisseur officiel de chaussettes isothermes

Joséphine COLLOMBET

Aide technique-paléomagicienne

Françoise CALZA

Logistique et pauses « Sigüe » à Rennes

Adèle Le Sollic

Logeurs parisiens

Charles et Sahra Carliez,
Christine Souque

Décripteurs de lames minces

Anne-Marie Boullier,
Bruno Goffé

Conseillers paléomagiciens

Charly AUBOURG,
Christian CROUZET,
Bernard HENRY

Conseiller modélisation analogique

Peter Cobbold

Constructeur de bâti

Yves Garnier

Haut spécialiste du Jura

Thomas Affolter

Préposés pour répondre aux questions embarrassantes

Pierre TRICART,
Jean-Pierre BOUILLIN,
Thierry DUMONT,
Anne-Marie BOULLIER,
Elisabeth CARRIO,
Christophe BASILE,
Jean-François GAMOND

Préposé aux réflexions « alpinesques »

Gilles MENARD

Modélisatrice de fonctions

Annie COLLOMBET

Co-bureau-bidouilleur-de-MAC

Julien AUBERT

Soutien moral des troupes

Anne-Claude LAURENT,
Gabriel CORBALAN,
Hélène FRELUT,
Seb et Thierry,
Floflo,

Super Jéré et sa Marie,
Mikaël, Gilles, Yann,

Toute l'équipe des étudiants du bâtiment « Geosciences »,
Danièle et Bernard RUFFIN,

Famille COLLOMBET et touti quanti,
"L'Escadron Blanc" de Maurienne et autres vadrouilleurs à spatules

Fées du logis et bonne humeur

Aïcha et Sahra

Super-women de l'administratif

France, Joceline et Martine

Relieur du premier manuscrit

Pierre BLUNAT

Projectionniste

Gilles BROCARD

**Et pour la fin de l'Histoire, un grand merci aux membres
du jury qui ont accepté de faire un bout de chemin pour venir
juger ce travail :**

Peter COBBOLD

Jean-Pascal COGNE

Jean-Marc LARDEAUX

Stephan SCHMID

Table des matières

Table des matières

Résumé	4
Abstract	5
Première partie: Introduction	7
I. Différents modèles pour les Alpes Occidentales	7
I.1. Poinçon en translation et expulsion latérale	7
I.2. Expulsion latérale et rotation	9
I.3. Rotation de l'indenteur	12
II. Les études paléomagnétiques antérieures	14
II.1. Données paléomagnétiques dans les zones externes	14
II.1.1. Données anté-alpines	14
II.1.2. Données d'âge alpin	16
II.2. Données paléomagnétiques dans les zones internes	16
II.3. Bilan	17
III. Démarche	17
Seconde partie: Paléomagnétisme	19
I. Le marbre de Guillestre	19
I.1. Choix du faciès	19
I.2. Sites d'étude	21
I.3. Mode de prélèvement et préparation des échantillons	23
I.4. Statistique de Fisher et test du pli	24
II. Etude paléomagnétique synthétique des localités du Briançonnais, Ubaye et Ligurie	25
II.1. Briançonnais	28
II.2. Ubaye-Ligurie	43
II.3. Valle Maira	65
II.4. Rocca la Meja	65
II.5. Anisotropie de susceptibilité	69
II.6. Composante Haute température	69
II.6.1. Ubaye	71
II.6.2. Ligurie	71

III. Etude paléomagnétique détaillée des localités du Galibier et de la Vanoise	80
III.1. Le Galibier	80
III.1.1. Situation géologique du domaine Briançonnais	80
III.1.2. Tectonique	82
III.1.3. Minéralogie magnétique	82
III.1.4. Description des données et analyse par site	86
III.1.5. Influence de la stratification et de la schistosité sur les mesures	103
III.1.6. Massif du Grand Galibier: bilan et interprétations	106
III.2. La Vanoise	119
III.2.1. Faciès	123
III.2.2. Localisation	123
III.2.3. Origine du pigment pourpre du Malm en pays de Vanoise	127
III.2.4. Désaimantation	127
III.2.5. Analyse par site	127
III.2.6. Conclusions sur les sites de Vanoise	138
IV. Synthèse des résultats: Réaimantation, polarités (nature et origine des composantes), confrontation des données à l'échelle de l'Arc	140
IV.1. Composante intermédiaire	140
IV.2. Composante Haute Température	143
IV.3. Conclusion sur l'ensemble des données	145
Troisième partie: Modélisation analogique	147
I. Motivations	147
II. Procédure expérimentale	148
II.1. Dispositif expérimental	148
II.2. Analogie et dimensionnement	148
II.3. Déroulement expérimental et traitement des données	152
III. Description des expériences	152
III.1. Expérience avec une plaque circulaire	152
III.2. Expérience avec une plaque munie d'hétérogénéités	161
III.3. Influence de l'épaisseur de sable	163
III.3.1. Expérience avec 5,5 cm de sable	163
III.3.2. Expérience avec 2 cm de sable	167
III.4. Synthèse des résultats sur les expériences centrées	169
III.5. Expérience décentrée	171

III.6. Expérience avec une forme de plaque proche de celle de la plaine du Pô	176
IV. Discussion – Analogie avec l'Arc Alpin Occidental	185
Quatrième partie: Discussion	189
I. Introduction	189
II. Différents processus potentiels de(s) rotation(s)	191
II.1. Extrusion	191
II.2. Rotation de la plaque Apulienne	193
II.3. Cisaillement simple de la marge Sud de l'Arc Alpin	195
III. Discussion	212
IV. Conclusion	214
Bibliographie	215

Résumé

Cinématique et rotation des Alpes Occidentales

Approche paléomagnétique et modélisation analogique

Dans les Alpes Occidentales, la plupart des modèles cinématiques considèrent que depuis la fin du Crétacé, la convergence entre les plaques Adriatique et Européenne a été accommodée par des translations le long de décrochements et de l'épaississement crustal. Les rotations, difficiles à détecter, ont souvent été négligées. Cependant certains modèles les considèrent comme un mécanisme majeur de déformation au cours de l'édification de la chaîne alpine. Afin de tester ces modèles, nous avons mené une étude paléomagnétique sur l'ensemble de la zone briançonnaise de l'Arc Alpin Occidental. Le métamorphisme subi par cette zone durant la fin de l'Eocène et le début de l'Oligocène est responsable d'une réaimantation de l'aimantation rémanente naturelle (ARN). L'analyse de cette aimantation permet donc d'accéder à l'histoire post-métamorphique des zones internes.

Près de 350 échantillons, répartis sur 37 sites échelonnés entre le massif du Grand Galibier au Nord et les Alpes Ligure au Sud Est, sont porteurs d'une composante d'aimantation caractéristique stable isolée entre 200° et 450°. Cette composante présente systématiquement une polarité inverse fortement déviée par rapport à la direction Oligocène pour l'Europe stable. Ces déviations augmentent de 47° à 117° du Nord au Sud. Nous les interprétons comme le résultat d'une rotation antihoraire des domaines internes par rapport à l'Europe stable.

Cette étude paléomagnétique a été doublée d'une approche plus mécanique basée sur des expériences analogiques simples pour étudier l'influence potentielle de la rotation de la plaque Apulienne sur la mise en place de l'Arc Alpin Occidental. Les structures générées par une plaque tournante basale sous une épaisseur de sable donnée, suggèrent que la rotation antihoraire pourrait être une des conditions aux limites majeure contrôlant l'évolution tardive de l'arc.

La complémentarité des deux études permet de proposer un modèle cinématique global pour la mise en place tardive (post-Oligocène) de l'arc Alpin Occidental et apporte des éléments de réponse aux apparentes contradictions qui règnent entre contraintes et déformations actuelles. Les rotations permettraient d'expliquer en particulier pourquoi la chaîne Alpine est toujours active sismiquement alors que les données GPS n'indiquent pas de convergence significative entre Lyon et Turin.

Abstract

Kinematics and Rotation of the Western Alps : Paleomagnetism and analogical modelisation

In the western Alps, most kinematic models have considered that, since the late Cretaceous, the convergence between the Adriatic and European plates has been dominantly accommodated by both thickening and horizontal translation of tectonic units. Some models have also inferred large rotations about vertical axis but no data are presently available to support this mechanism. In order to test this hypothesis, we have conducted a paleomagnetic study on the Briançonnais zone of the Western Alpine Arc. This zone features complex folding structures associated with high pressure- low temperature metamorphism (about 300°), leading at least to a partial remagnetization of remanent magnetization (NRM) during late Eocene-Oligocene period. This remagnetization therefore allows to accede to the post-metamorphic history of the internal units of the Alpine Chain.

About 350 samples on 37 sites were sampled in upper Jurassic rocks (Ammonitico Rosso facies) of the southwestern Alpine Arc, in an area extending from the Grand Galibier massif to the North, to the Ligurian Alps to the South East. A stable component with unblocking temperatures between 200°C and 450°C, is well defined at all the sites and always shows a reverse polarity. Its declination is strongly deviated relative to stable Europe in a range from 47° to the North to 117° to the SouthEast. We interpret these deviations as counterclockwise rotations of the Penninic Alps relative to stable Europe.

This paleomagnetic study has been completed with analogical modelisation experiments. The purpose of modelisation was to quantify influence of the Apulian plate rotation on the Alpine Arc formation. Crustal models using sand show that rotation could be a major boundary condition for the late Alpine Arc evolution.

Both paleomagnetic and analogical studies allow to propose a global kinematical model for the Western Alps. This model could explain actual deformation like active seismicity whereas GPS measurements do not indicate significant convergence movements between Lyon and Torino.

Première partie

Introduction

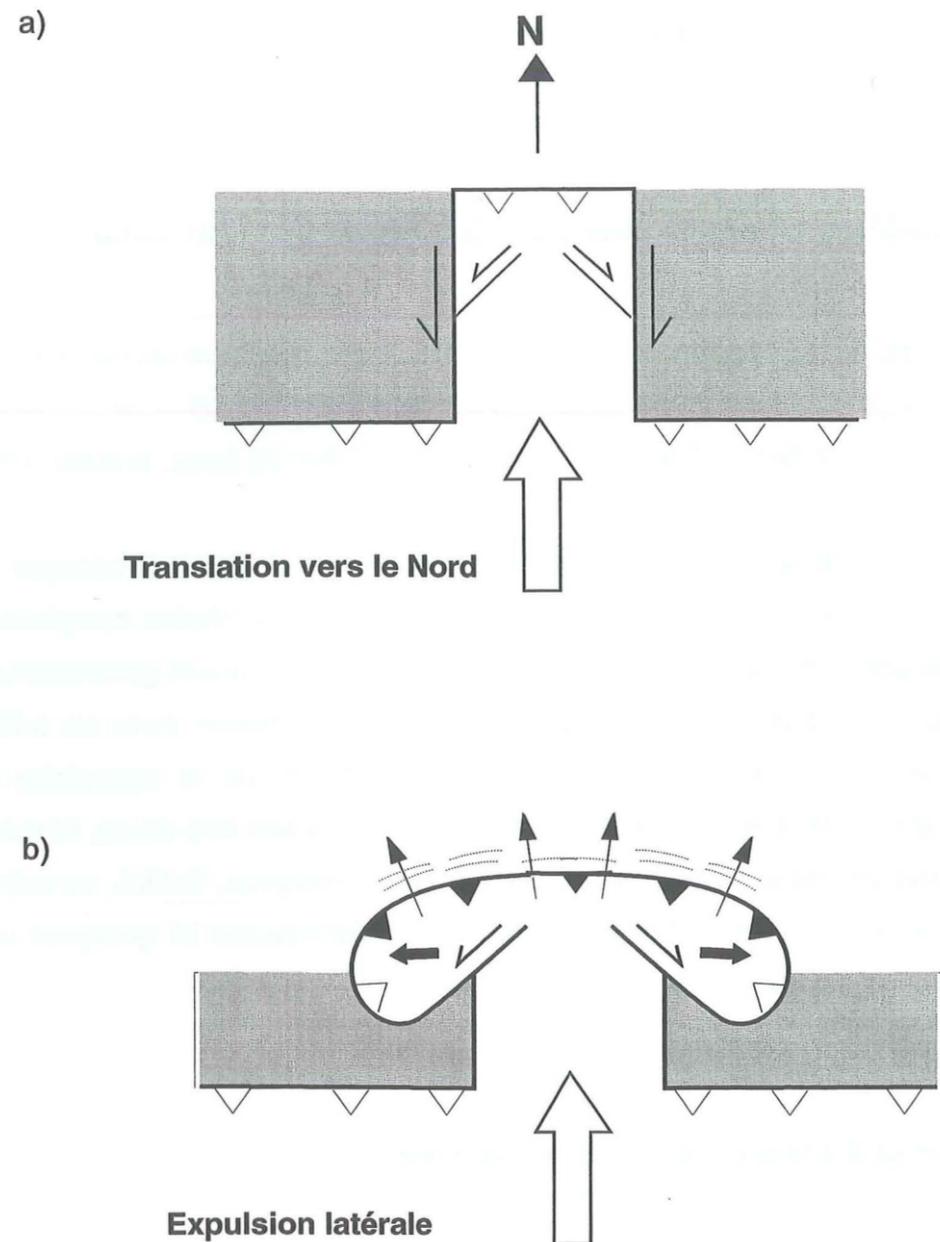
I. Différents modèles cinématiques pour les Alpes Occidentales

La chaîne alpine résulte de la collision entre la microplaque adriatique (ou apulienne) et la marge continentale européenne. De cette collision naît une chaîne de montagnes qui s'étale de Nice à Vienne sur plus de 1000 km de long, arquée à ses deux extrémités.

Depuis plus de deux siècles, géologues et géophysiciens s'attachent à essayer de comprendre la structure et le(s) mode(s) de mise en place de cette chaîne complexe. Il en résulte un très grand nombre de modèles. La plaque Apulienne est généralement assimilée à un poinçon plus ou moins rigide qui entre en collision avec un milieu déformable. Cependant, chacun des modèles se différencie par la trajectoire de l'indenteur (translations de direction variable, rotation, combinaison des deux), le mode de déformation lithosphérique ou crustal (rigide, plastique, visqueux, fluide), ou même l'échelle de ces déformations (locales/globales). Nous présenterons ici quelques-uns des modèles proposés à partir des années soixante-dix.

I.1. Poinçon en translation et expulsion latérale

Pour Tapponnier (1977), le promontoire apulien constitue un poinçon en translation vers le Nord (Fig.I.1a) qui se déforme de manière rigide plastique lors de la collision continentale. La formation de l'arc résulte de la redistribution horizontale des masses continentales qui, par expulsion latérale (Fig.I.1b), migrent des zones de contrainte maximale (front de chevauchement), vers les zones de moindre contrainte (zones de subduction). Ce modèle a l'avantage de minimiser l'énergie nécessaire pour lutter contre les forces de gravité en limitant l'épaississement crustal, mais il ne rend pas



Modèle de poinçonnement et d'extrusion latérale proposé par Tapponnier (1977)
 a) Le promontoire Apulien (en blanc) est assimilé à un bloc en translation vers le Nord.
 b) Expulsion latérale des masses continentales des zones de contrainte maximale (front de chevauchement), vers les zones de moindre contrainte (zones de subduction).

Figure I.1

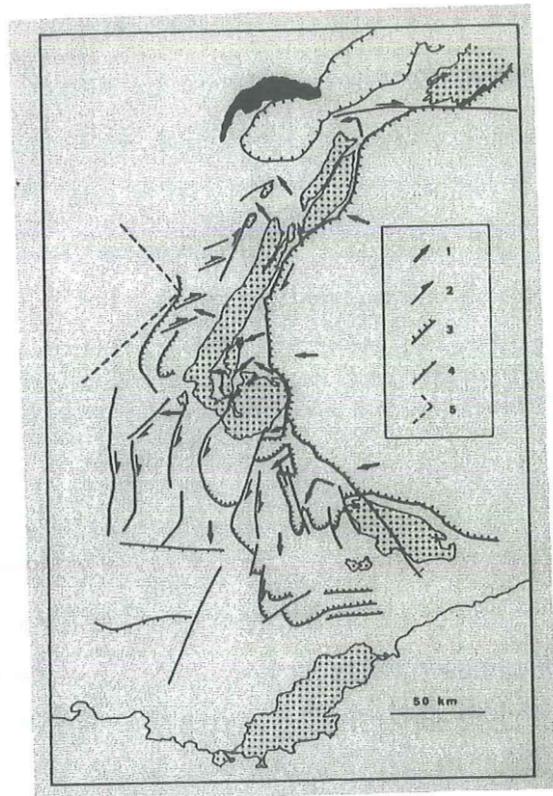
bien compte de la géométrie et de l'organisation des structures géologiques. En particulier, il n'explique pas la disposition cartographique "en éventail" affectant les axes de plis (Gidon, 1974) ou les linéations magnétiques (Rochette, 1983; Lamarche, 1987; Aubourg, 1991) dans les zones externes, ni la présence de rotations antihoraires décelées par différentes études paléomagnétiques (Heller, 1980; Lanza, 1984).

I.2. Expulsion latérale et rotation

Vialon et al., (1989) considèrent également que les structures de l'Arc Alpin Occidental ne sont pas explicables par un simple modèle en translation du fait de la géométrie et de l'organisation des plis, des chevauchements, des directions de transport qui sont toujours perpendiculaires à la courbure de l'arc (Fig.I.2). Ils proposent donc que la translation de l'indenteur Apulien génère de l'expulsion latérale accompagnée par un mouvement de rotation antihoraire (Fig.I.3).

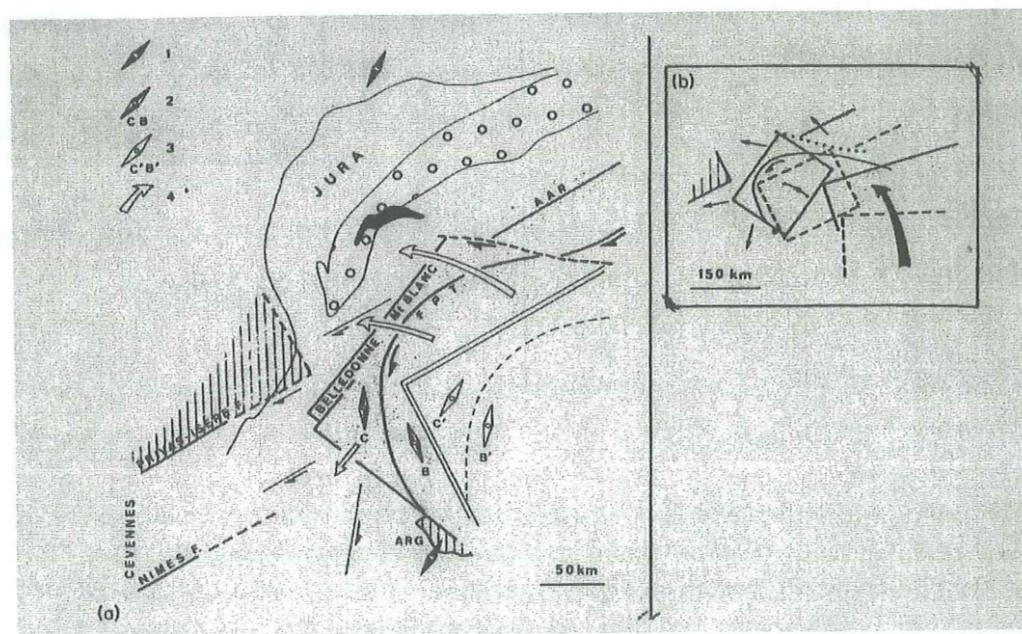
Ce modèle découle directement du modèle proposé par Ménard (1988) qui découple une zone arrière en translation jumelée à une zone frontale expulsée latéralement le long d'une limite courbe (Fig.I.4). Ce modèle propose également la succession de deux rotations R1 et R2 (respectivement de 18° et 26°) pour superposer le linéament périadriatique et la limite Nord de la plaine du Pô depuis 37 MA (Fig.I.5). Ces rotations, basées sur des critères géométriques, affecteraient les domaines sud-alpins, austro-alpins et la partie supérieure du domaine pennique.

Si la dernière rotation R2 (26°) d'âge Miocène peut s'appuyer sur les données paléomagnétiques d'Heller (1980), la rotation R1, elle, reste mal contrainte.



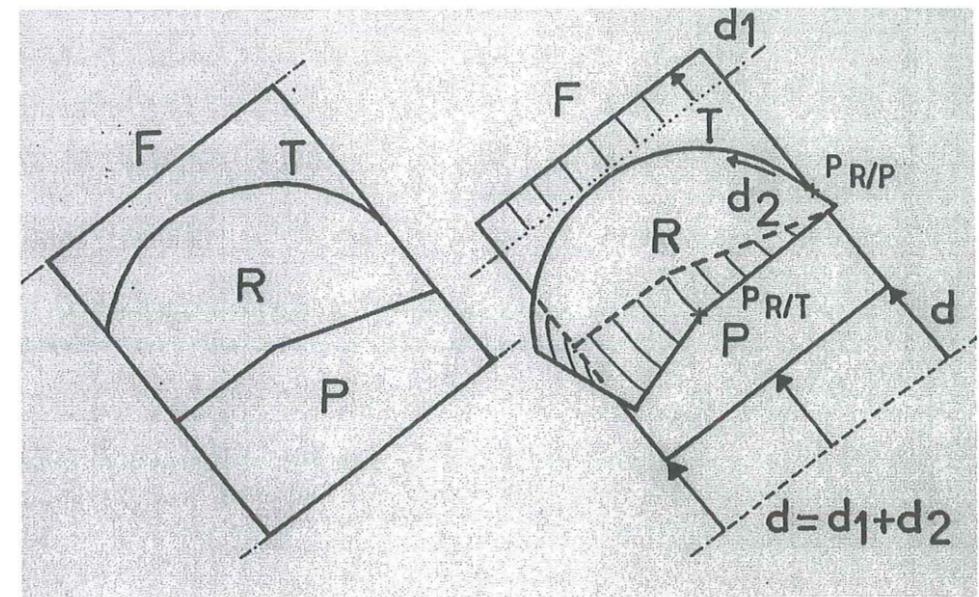
Directions de déplacement dans les zones externes définies à partir des linéations de transport des nappes (1) d'après Vialon et al., 1989. 2: principales failles décrochantes dextres (2); 3: Limites des chevauchements principaux; 4: Chevauchements entre domaines Provençal et Subalpin; 5: Plateforme de l'avant-pays Dauphinois.

Figure 1.2



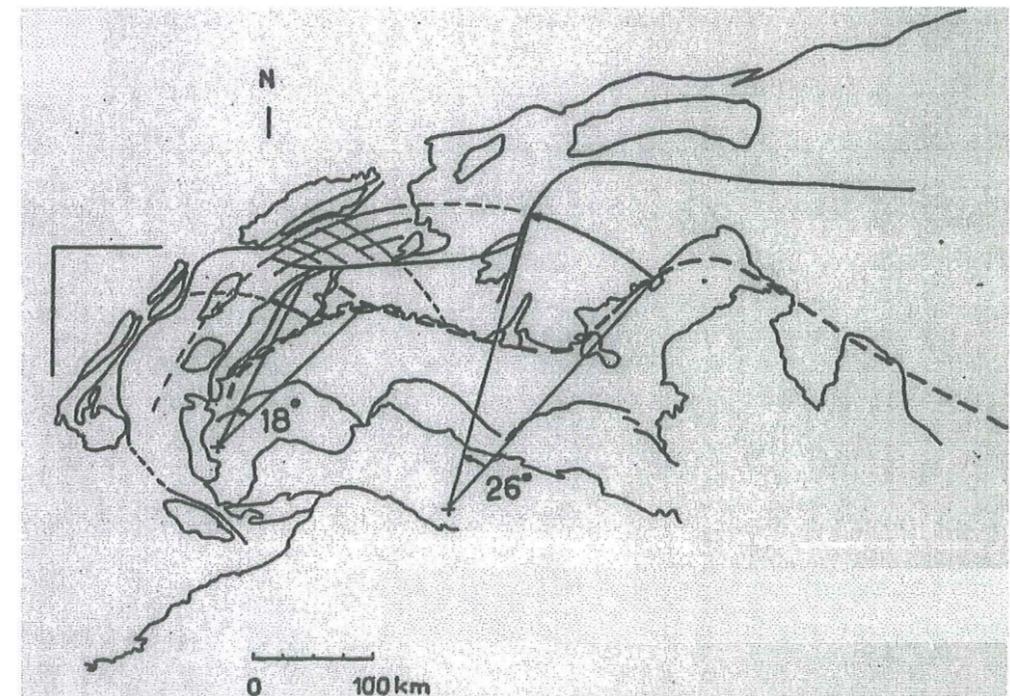
Extrusion par translation et rotation des Massifs Cristallins Externes suite au poinçonnement de la plaque Apulienne d'après Vialon et al., 1989.

Figure 1.3



Modèle schématique de l'extrusion des zones internes des Alpes le long d'une limite courbe d'après Ménard, 1988.
P: poinçon en translation; T: partie frontale de la chaîne; F: avant-pays; R: partie interne de la chaîne

Figure 1.4



Superposition de la limite Nord de la plaine du Pô et du linéament périadriatique par deux rotations successives d'après Ménard, 1988.

Figure 1.5

I.3. Rotation de l'indenteur

Dès 1974, Gidon insiste sur le rôle essentiel au niveau des Alpes occidentales des déplacements longitudinaux généralisés, le long de grands décrochements dextres. Il relève également la disposition cartographique "en éventail" qui affecte les axes de plis dans les zones externes et plusieurs autres critères géométriques et structuraux (effilement des nappes entraînées vers le Sud, orientation des chevauchements) qui l'amènent à proposer que l'organisation des structures alpines découle de mouvements giratoires. Ces mouvements seraient directement liés à la rotation antihoraire du bloc italo-adriatique (Fig.I.6).

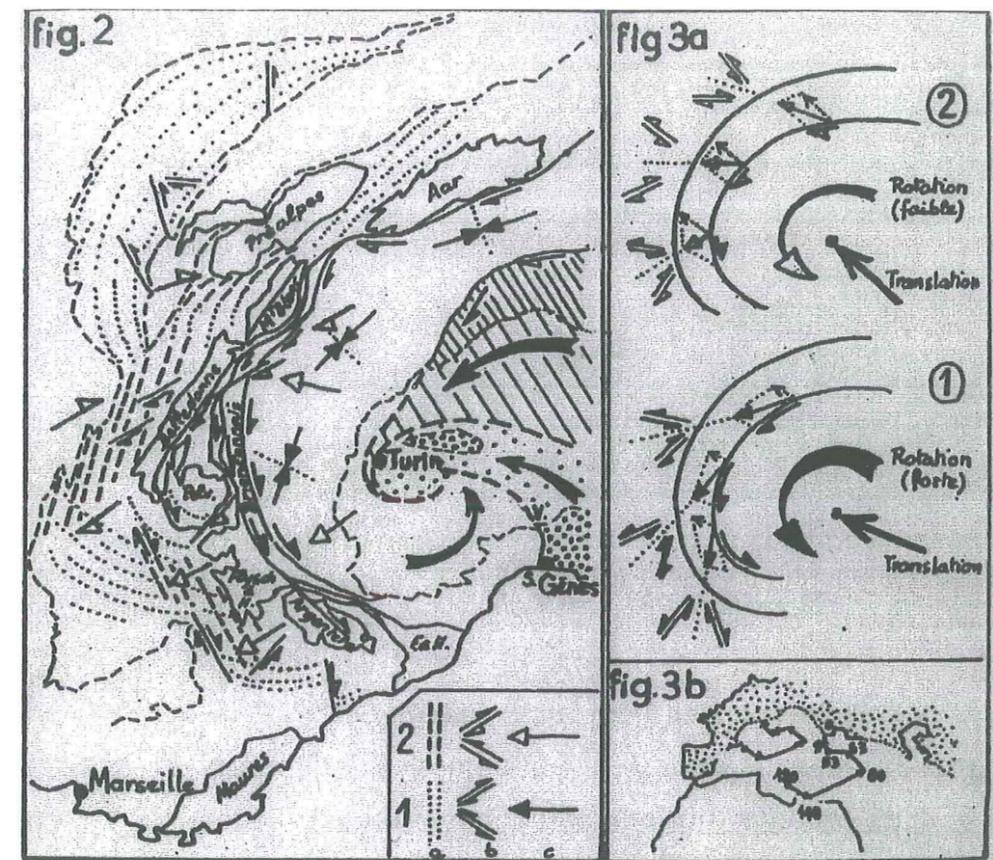
Cette hypothèse ingénieuse et inovante pour l'époque trouvera des appuis quantitatifs avec le développement des études paléomagnétiques au cours des années suivantes (cf. sous-partie suivante sur les références paléomagnétiques).

En s'appuyant sur des critères géométriques et sur les indications de décrochements dextres entre l'Apulie et l'Europe, Laubscher propose également en 1996 une rotation antihoraire d'âge Miocène de la plaque adriatique (Fig.I.7). D'après cet auteur, cette rotation se superpose à un mouvement de translation de direction SE-NW.

En 1997, Stampfli et Marchant (1997) justifient cette rotation antihoraire par l'ouverture à partir de 30 MA du bassin Algéro-Provençal, suivi, à 15 MA par l'ouverture de la Mer Tyrrhénienne. Elle serait associée en profondeur, à la rotation du Corps d'Ivrea, considéré comme un indenteur mantellique rigide.

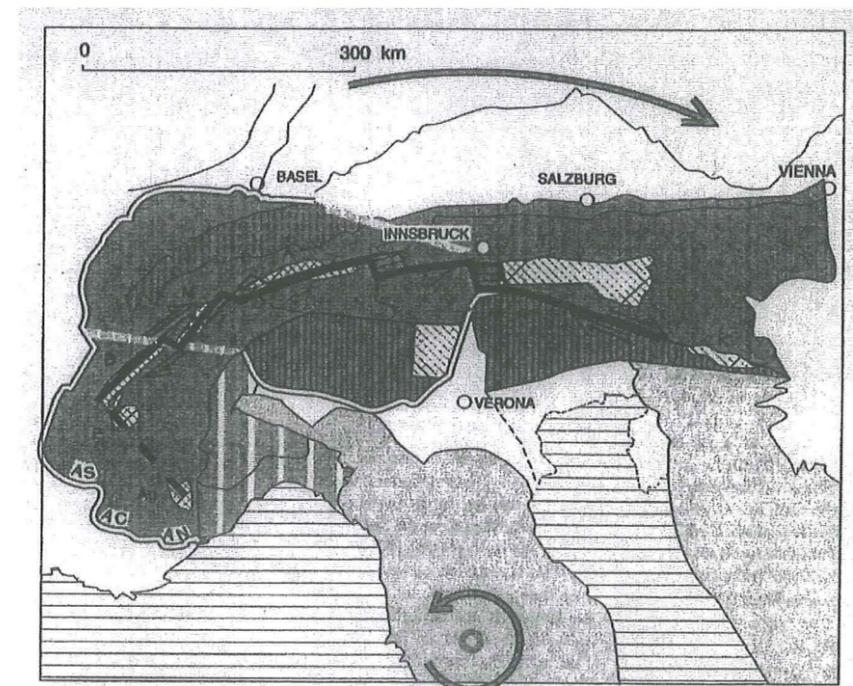
Schmid et Kissling (2000) attribuent également l'accentuation de la forme arquée des Alpes Occidentales à la rotation antihoraire de la microplaque Adriatique à partir de 35 MA.

Les rotations pourraient donc constituer un moteur essentiel dans l'édification de la chaîne alpine. Cependant les marqueurs (tectoniques, morphologiques ou stratigraphiques) susceptibles de les identifier et de les quantifier sont extrêmement rares.



Mise en place des structures Alpines suite à la rotation antihoraire du bloc Italo-Adriatique d'après Gidon, 1974.
1: mouvements tertiaires précoces, 2: mouvements tertiaires tardifs, a: plis, b: décrochements, c: chevauchements.

Figure I.6



Rotation antihoraire Miocène de la microplaque Adriatique proposée par Laubscher en 1996.

Figure I.7

Le paléomagnétisme constitue, à l'heure actuelle, une des méthodes les plus adaptées pour la détection de ce genre de déplacements. Le chapitre suivant résume les principaux résultats paléomagnétiques issus d'études antérieures.

II. Les études paléomagnétiques antérieures

II.1. Données paléomagnétiques dans les zones externes

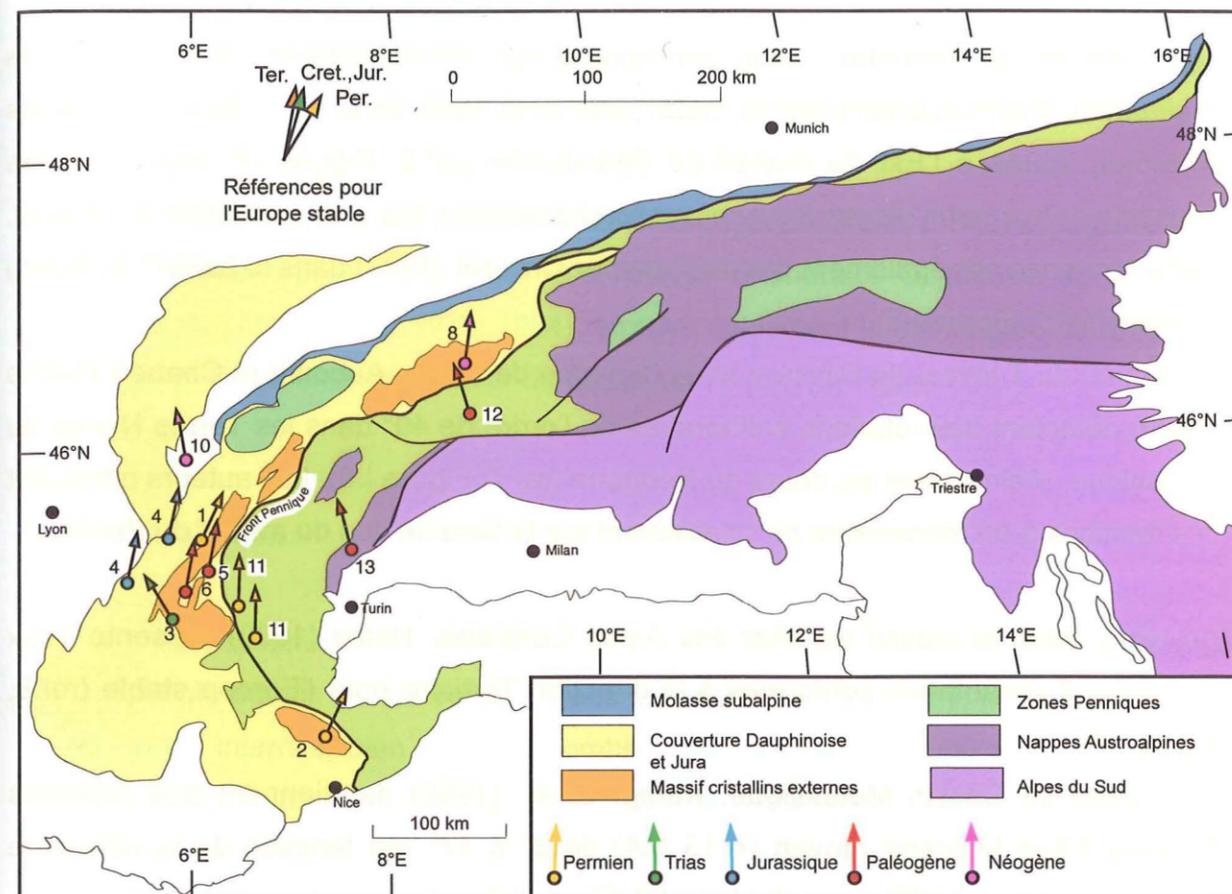
II.1.1. Données anté-alpines

Les premières données Permienne datent de 1973, avec l'étude de Westphal sur les grès Permien d'Allevard, sur la bordure Est du massif de Belledonne (ref.1, Figure I.8). Ces données, quoique peu nombreuses n'indiquent aucune déviation par rapport à la référence pour l'Europe stable.

Au Sud, dans le massif de l'Argentéra, les directions Permienne relevées par Bogdanoff et Schott (1977) restent également conformes aux directions attendues (ref.2, Figure I.8).

Les données de Henry (1992) sur des laves Triasiques du Pelvoux et de Belledonne indiquent des rotations antihoraires sur le secteur du Taillefer (ref.3, Figure I.8). Cependant ces rotations seraient antérieures à 60 MA, et liées à des processus locaux.

L'étude des Terres Noires Jurassiques de Chartreuse, du Vercors (Aubourg et Rochette, 1992) et du Diois (Aubourg et Chabert-Pelline, 1999) n'indique également aucune déviation significative de déclinaison par rapport à l'Europe stable (ref.4, Figure I.8).



Compilation des données paléomagnétiques sur les Alpes Occidentales.

1: Westphal, 1973; 2: Bogdanoff and Scott, 1977; 3: Henry, 1992; 4: Aubourg et Rochette, 1992; 5: Ménard et Rochette, 1992; 6: Cruzet, 1997; 7: Aubourg et Chabert-Pelline, 1999; 8: Heller, 1980; 9: Kempf et al., 1998; 10: Burbanck et al., 1992; 11: Westphal, 1973; 12: Heller, 1980; 13: Lanza, 1977, 1979, 1984.

Figure I.8

II.1.2. Données d'âge alpin

Ménard et Rochette (1992) ont travaillé sur des schistes et calcaires du Lias réaimantés thermiquement par le métamorphisme alpin de 27 à 17 MA. Leurs sites d'études, situés à l'Est du massif de Belledonne (ref.5, Figure I.8) indiquent des basculements autour d'axes horizontaux, probablement liés à la surrection du massif. Cette tendance est également mentionnée par Crouzet (1997) dans le bassin de Bourg d'Oisan (ref.6, Figure I.8).

Au niveau du Trièves, du Dévoluy et de la nappe de Digne, Aubourg et Chabert-Pelline (1999) détectent des rotations antihoraires de l'ordre de 40° dans les Terres Noires du Jurassique, réaimantées au cours du Néogène (ref.7, Figure I.8). Les auteurs attribuent ces rotations à un mécanisme de cisaillement sur la bordure sud du massif du Pelvoux.

Au Nord, dans le massif de l'Aar des Alpes Centrales, Heller (1980) présente deux directions d'aimantation conformes à la direction Tertiaire pour l'Europe stable (ref.8, Figure I.8).

Au niveau du Bassin Molassique, Kempf et al. (1998) mentionnent des rotations horaires d'âge Miocène moyen (< 13 MA) de 8° à 17° (en fonction de la référence choisie) par rapport à l'Europe stable (ref.9, Figure I.8).

En revanche, sur la partie Sud de ce bassin, Burbanck et al. (1992) considèrent que leurs données d'âge Oligo-Miocène n'enregistrent pas de rotation significative (ref.10, Figure I.8).

II.2. Données paléomagnétiques dans les zones internes

Les zones internes alpines comportent peu d'études paléomagnétiques car les faciès appropriés à ce genre d'études restent relativement rares.

D'après Westphal (1973), les directions d'aimantations définies sur les laves Permienne de la Ponsonnière et du Guil, indiquent des déviations antihoraires de l'ordre de 30° (ref.11, Figure I.8). Cependant, l'auteur précise en 1973, que "jusqu'à présent, aucun métamorphisme alpin n'a été mis en évidence dans les formations

étudiées", fait démenti depuis (Bocquet, 1974; Hunziker et al., 1992). Ces rotations pourraient donc être interprétées aujourd'hui comme des réaimantations Tertiaires liées au métamorphisme Alpin, comme cela est proposé dans la suite de ce travail (Partie 2 du manuscrit).

Dans les Alpes Centrales, au niveau du Dôme Lepontin, Heller (1980) enregistre sur des roches métamorphiques (gneiss) une rotation antihoraire Oligocène de 27° (ref.12, Figure I.8). Lanza (1977, 1979, 1984) retrouve également le même type de résultats sur des dykes Oligocènes du secteur de Sézia-Lanzo (ref.13, Figure I.8).

II.3. Bilan

Pour résumer, les données actuellement disponibles ne montrent pas de rotation d'ensemble autour d'axes verticaux des domaines externes. A l'inverse, Les données des zones internes, bien que peu nombreuses, indiqueraient une rotation anti-horaire des domaines internes d'au moins 25° depuis l'Oligocène. Cependant, ces résultats restent trop ponctuels (trois données seulement) pour pouvoir conclure sur l'ampleur des déplacements.

III. Démarche

La plupart des modèles proposés pour expliquer l'orogénèse Alpine accordent une grande importance aux mouvements de convergence entre la plaque Apulienne et l'Europe. Ces déplacements s'expriment en effet très clairement sur les coupes sismiques et peuvent être imagés et quantifiés par restauration et dépliage des empilements de nappes. Les mouvements de rotation autour d'axes verticaux demeurent quand à eux beaucoup plus délicats à déceler car les marqueurs tectoniques ou stratigraphiques susceptibles de les déceler sont extrêmement rares.

Le paléomagnétisme constitue l'outil privilégié pour détecter les rotations mais il doit s'appuyer sur un nombre suffisant d'études pour tester l'hypothèse d'un phénomène global ou local. L'importante lacune de données paléomagnétiques au niveau des zones internes nous a amené dans un premier temps à conduire une étude paléomagnétique à grande échelle pour confirmer ou infirmer la présence de rotations au sein de l'Arc Alpin Occidental et de confronter ainsi les modèles théoriques aux données de terrain.

Cette étude, décrite dans la deuxième partie du manuscrit, s'appuie sur cinq localités échelonnées géographiquement de la Vanoise aux Alpes Ligures (cf. Fig.I.1, Partie 2). Echantillonner sur l'ensemble de l'arc permet d'apprécier le degré d'homogénéité des déplacements, mais aussi de tester l'échelle des phénomènes.

Parallèlement à cette étude paléomagnétique, nous avons mené une approche expérimentale afin de tester le rôle et l'influence des rotations dans l'édification d'une chaîne de montagnes, et des Alpes en particulier (Partie 3 du manuscrit). Ces modèles analogiques d'échelle crustale ont permis de tester plusieurs paramètres.

Les études des parties 2 et 3 ont été menées de manière indépendante. La quatrième partie du manuscrit se base sur leur complémentarité et utilise leurs résultats pour proposer un modèle cinématique cohérent de la mise en place tardive (post-Oligocène) de l'Arc Alpin Occidental.

L'objet de ce travail de thèse est d'apporter de nouveaux éléments permettant de quantifier les rotations à l'échelle de l'Arc Alpin occidental et de mieux comprendre les mécanismes qui les contrôlent. Nous nous intéresserons plus particulièrement aux questions suivantes :

Quelle est l'ampleur des rotations ? Quels domaines affectent-elles ? Quelle en est l'origine ? A quelle(s) échelle(s) agissent les différents moteurs potentiels ? Les conditions aux limites qui les contrôlent peuvent-elles expliquer la configuration des structures Alpines ? Ces conditions aux limites sont-elles extrapolables à l'actuel ? Peuvent-elles expliquer la déformation active qui anime encore les Alpes occidentales ?

Paléomagnétisme

I. Le Marbre de Guillestre du Briançonnais

I.1. Choix du faciès

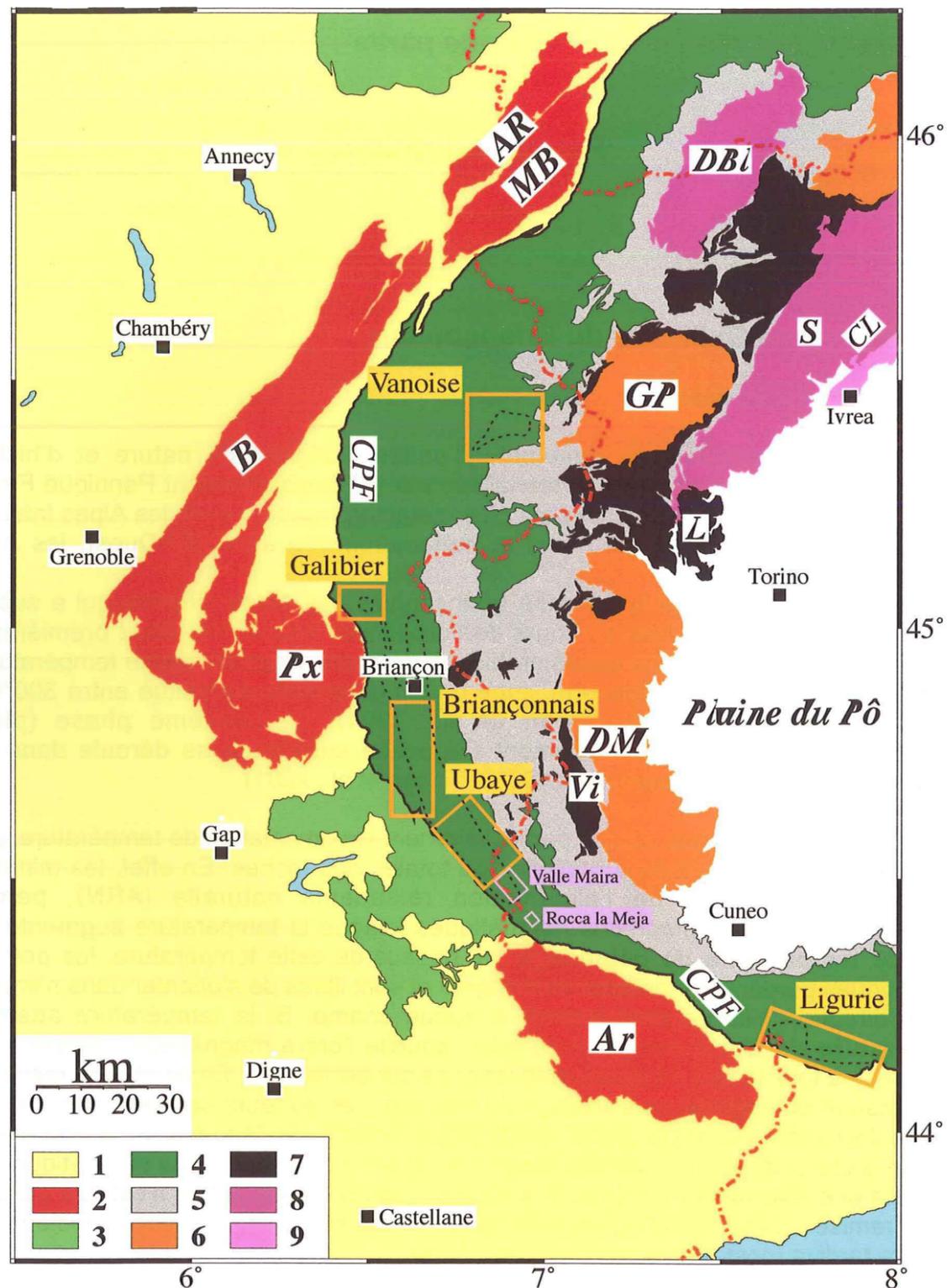
Les Alpes regroupent un ensemble d'unités d'origine, de nature et d'histoire hétérogène. Une limite majeure, matérialisée par le Chevauchement Pennique Frontal (CPF) (cf. Fig.I.1), sépare les unités les plus métamorphiques à l'Est, les Alpes Internes, de celles qui n'ont pas ou peu subi le métamorphisme alpin, à l'Ouest, les Alpes Externes.

Nous avons travaillé dans le domaine briançonnais des Alpes Internes qui a subi au moins trois phases plicatives au cours de l'orogénèse alpine. Les deux premières se réalisent dans des conditions métamorphiques de haute pression, basse température à la fin de l'Eocène/ début Oligocène, avec un pic de température situé entre 300°C et 350°C (Goffé et al., 1984; Gidon et al., 1994). La troisième phase (phase rétrochevauchante), vraisemblablement Oligocène supérieure se déroule dans des conditions plus froides, inférieures à 100°C (Tricart et al., 2001).

Le métamorphisme, et plus particulièrement l'augmentation de température, peut conduire à des réaimantations partielles ou totales des roches. En effet, les minéraux magnétiques, porteurs de l'aimantation rémanente naturelle (ARN), perdent progressivement leurs propriétés magnétiques lorsque la température augmente. On parle de **température de déblocage**: au dessus de cette température, les porteurs magnétiques perdent leur orientation d'origine et sont libres de s'orienter dans n'importe quelle direction s'ils ne sont soumis à aucun champ. Si la température atteint la **température de Curie** (température pour laquelle l'ordre magnétique n'existe plus), alors c'est la totalité des minéraux magnétiques qui est relaxée. En conditions réelles (in situ), lorsque la température s'abaisse de nouveau, les porteurs se figent et s'orientent préférentiellement suivant le champ magnétique terrestre de l'époque. Si la température atteinte a été suffisamment élevée pour remobiliser tous les porteurs magnétiques, on assiste à une réaimantation totale de la roche, sinon la réaimantation n'est que partielle. Cette "remise à zéro" totale ou partielle de l'ARN permet donc d'accéder directement à l'histoire tardive (post-métamorphique) des Alpes.

Le faciès **Marbre de Guillestre**, également connu sous le nom d' "*Ammonitico Rosso*", est un calcaire rouge à Ammonites du Jurassique supérieur (Malm: 157-145 MA).

Il affleure sur une grande partie de l'Arc Alpin Occidental, au sein du domaine briançonnais, de la vallée de la Maurienne, pour sa position la plus septentrionale, aux Alpes Ligures au sud (Fig.I.1). Il est constitué d'amygdales ou de nodules de calcaire



Localisation des zones d'échantillonnage. Les cadres orangés délimitent les cinq localités principales, les cadres mauves, deux zones d'études complémentaires. Les pointillés noirs indiquent les zones d'affleurement du Marbre de Guillestre, du Galibier à la Ligurie, et les calcaires et brèches rouges du Jurassique-Crétacé de la Vanoise.
 AR: Aiguilles Rouges; MB: Mont Blanc; B: Belledonne; Px: Pelvoux; Ar: Argentera; DBI: Dent Blanche; GP: Grand Paradis; DM: Dora Maira; S: Sesia; L: Lanzo; Vi: Viso; CL: Ligne Canavèse; CPF: Chevauchement Pennique Frontal.
 1: Couverture de la zone externe alpine; 2: Massifs cristallins externes; 3: Flysches; 4: Zone Briançonnaise; 5: Schistes lustrés; 6: Massifs cristallins internes; 7: Ophiolites; 8: Massifs cristallins internes; 9: Zone d'Ivrea

micritique beige, rosé ou gris-rosé, d'une dimension maximale de quelques millimètres à quelques centimètres, enserrés dans une matrice rouge argileuse, brune ou brun-rouge, exceptionnellement verte, en général fortement ferrugineuse. Les nodules sont le plus souvent allongés parallèlement à la stratification. Il semble que cette disposition soit due à la compaction des sédiments ou à la forme originelle des hétérogénéités qui ont préfiguré les nodules. D'après Tissot (1956), le faciès amygdalaire est un faciès de haut-fond pélagique marqué par l'existence de galets encroûtés de silice, de stylolithes, et de croûtes ferrugineuses (hard-ground) marquant des interruptions de la sédimentation. La faune qu'il renferme est un mélange d'organismes pélagiques et benthiques.

L'aspect du calcaire varie considérablement en fonction de l'abondance des argiles: mal aggloméré lorsque celles-ci sont abondantes, il peut prendre dans les cas extrêmes un faciès calchisteux; par contre il devient massif lorsque les nodules ne sont séparés que par un réseau de surfaces stylolithiques.

Dans certaines régions, il peut être extrêmement fossilifère et contenir des ammonites et des bélémnites (Bourbon, 1980) (cf. photo). Sa coloration rosée, rouge, voir pourpre est liée à la présence d'oxydes de fer et plus particulièrement à la présence d'hématite (du grec *haimatos*, sang), généralement concentrés dans les zones stylolithiques. Ces oxydes de fer sont également les porteurs potentiels de l'ARN de la roche.

Quelques tests préliminaires sur ces calcaires noduleux ainsi que sur des filons sédimentaires du même âge, ont permis de montrer que l'intensité de cette aimantation est faible ($3 \cdot 10^{-4}$ A.m⁻¹ en moyenne) mais suffisamment stable pour pouvoir être étudiée d'un point de vue magnétique (signal magnétique cohérent et reproductible d'un échantillon à l'autre).

Travailler sur un seul faciès revient à fixer un paramètre du problème.

Le fait de retrouver le Marbre de Guillestre dans des zones métamorphiques équivalentes, le long de la quasi-totalité de l'Arc Alpin Occidental permet, en théorie:

- de travailler et de réfléchir sur un **même état de référence initial** (minéralogie + métamorphisme équivalent => caractéristiques magnétiques proches ou équivalentes)
- de pouvoir comparer sans conditions préalables particulières des résultats paléomagnétiques à grande échelle.

I.2. Sites d'étude

Le choix des sites d'étude a été conditionné par la localisation du Marbre de Guillestre mais aussi par le contrôle et la connaissance tectonique des lieux.

La première étude a été menée entre Briançon et Guillestre, dans la vallée de la Durance, là où le faciès Marbre de Guillestre est très bien exprimé et le contrôle structural très bien contraint (Claudel, 1999; Tricart, 1980; Sue, 1998).

Les résultats obtenus pour cette localité étant très prometteurs, nous avons étendu la zone d'étude vers le Sud, en Ubye et Ligurie, ainsi qu'au nord avec les secteurs du Grand Galibier et de la Vanoise (Fig.I.1).

Si le massif du Grand Galibier abrite encore le Marbre de Guillestre, "dans toute la Vanoise, le vrai faciès Guillestre est inconnu" (Ellenberger, 1958).



Photo d'un affleurement de marbre de Guillestre contenant des Ammonites et des Bélémnites (Rochers Plats du Lac Blanc, massif du Grand Galibier)

Le secteur de la Vanoise est donc à considérer de manière un peu particulière, dans la mesure où il s'appuie sur des faciès différents.

L'étude paléomagnétique repose donc sur cinq localités principales comprenant de 6 à 13 sites d'échantillonnage chacune. Du Nord au Sud on a (Fig.I.1):

- Vanoise: 6 sites
- Galibier: 9 sites
- Briançonnais: 11 sites
- Ubaye: 13 sites
- Ligurie: 9 sites

A ces cinq localités principales, s'ajoutent deux zones plus modestes par la taille, intermédiaires d'un point de vue géographique, entre L'Ubaye et la Ligurie : secteur de Rocca la Meja (3 sites) et secteur du Valle Maira (4 sites) (Fig.I.1).

I.3. Mode de prélèvement et préparation des échantillons

Le prélèvement des échantillons s'est fait avec une foreuse portable à moteur essence. Le foret en acier à couronne diamantée est refroidi en permanence par injection d'eau sous pression pour éviter les détériorations possibles liées aux frottements contre la roche et donc à la surchauffe qui pourrait entraîner une réaimantation partielle.

Les carottes ont un diamètre standard de 25 mm. Leur orientation est repérée par rapport au Nord magnétique grâce à une boussole montée sur une tête d'orientation mobile, et par rapport à l'horizontale grâce à un inclinomètre. Pour chaque carotte, on définit donc la position de la génératrice (ligne gravée suivant le grand axe de la carotte et contenue dans un plan vertical) par sa déclinaison et son inclinaison.

Il faut noter que, pour les calcaires, la faible aimantation de la roche n'influence pas la mesure de la boussole de manière significative. Une orientation solaire n'est donc pas nécessaire.

Un site de prélèvement comprend en général une dizaine de carottes (6 au minimum), recueillies sur une surface de plusieurs mètres carrés. On essaie, dans la mesure du possible, de varier au maximum l'orientation des carottes pour n'introduire aucun biais lié au mode de prélèvement.

Au laboratoire, les carottes sont découpées en plusieurs échantillons de 23 mm de long. Les parties visiblement altérées et de mauvaise cohésion sont éliminées. Les échantillons sont notés de a à x (de un à trois échantillons par carotte), a étant le spécimen *le plus près de la surface*.

I.4. Statistique de Fisher et test du pli

L'ensemble des analyses statistiques des données paléomagnétiques reposent sur la statistique de Fisher. Les grands traits de ces analyses sont rappelés dans ce paragraphe.

Loi de Fisher

La statistique de Fisher (1953) correspond à l'adaptation de la loi de Gauss pour la sphère.

Chaque direction paléomagnétique est affectée du même poids unitaire et représentée par un point sur la sphère de rayon unité. La distribution de Fisher donne la probabilité, par unité de surface angulaire, de trouver une de ces directions à l'intérieur d'une surface angulaire dA , centrée d'un angle θ autour de la valeur moyenne (Butler, 1991).

De manière plus imagée, on peut dire que cette loi statistique donne la probabilité de trouver une direction dans un cône d'ouverture θ centré autour de la valeur moyenne.

Cette probabilité est proportionnelle à $(\exp(k \cos\theta))$, où k indique la concentration des points autour de la direction moyenne.

Si les directions d'aimantation suivent une loi de Fisher, on trouve une estimation de la direction moyenne en sommant vectoriellement les N directions paléomagnétiques obtenues pour un site, en supposant que chacun des vecteurs est de longueur unitaire.

Si D_i et I_i sont la déclinaison et l'inclinaison de la direction i , on a :

$$\begin{aligned} Z_i &= \sin I_i \\ Y_i &= \cos I_i \sin D_i \\ X_i &= \cos I_i \cos D_i \end{aligned}$$

D'où :

$$\begin{aligned} X &= \sum_{i=1}^N \cos D_i \cos I_i \\ Y &= \sum_{i=1}^N \sin D_i \cos I_i \\ Z &= \sum_{i=1}^N \sin I_i \end{aligned}$$

Avec X , Y , Z , composantes du vecteur somme R qui constitue la meilleure estimation de la direction moyenne.

Paramètre de groupement k

Le facteur de groupement k (ou paramètre de groupement) est estimé de la manière suivante :

$$k = (N - 1)/(N - R)$$

avec

$$R = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$$

Si les directions sont bien groupées, R tend vers N et le paramètre k augmente très rapidement. Si au contraire les données sont mal groupées, R est très inférieur à N , le dénominateur $(N - R)$ est important et k diminue.

Angle du cône de confiance

L'angle du cône de confiance centré sur la valeur moyenne est déterminé par la formule suivante :

$$\alpha_{1-p} = \arccos \left[1 - \frac{N - R}{R} \left(p^{\frac{-1}{N-1}} - 1 \right) \right]$$

Où $(1 - p)$ est généralement pris pour 0,95, soit un angle de confiance de 95% autour de la valeur moyenne (Fig.I.2).

Dans les paragraphes qui suivent, les directions moyennes calculées pour chaque site seront accompagnées de ces deux paramètres, k , paramètre de groupement des données et α_{95} , angle du cône de confiance à 95% associé à la valeur moyenne.

Test du pli

Le test du pli permet en théorie de déterminer l'âge relatif d'une composante par rapport au plissement.

Pour ce faire, nous utilisons le test de Mc Elhinny (1964) qui compare le rapport des paramètres de groupement k_2/k_1 après et avant le plissement.

k_1 représente en fait le paramètre de groupement des données en coordonnées géographiques, et k_2 celui en coordonnées stratigraphiques (données corrigées du pendage).

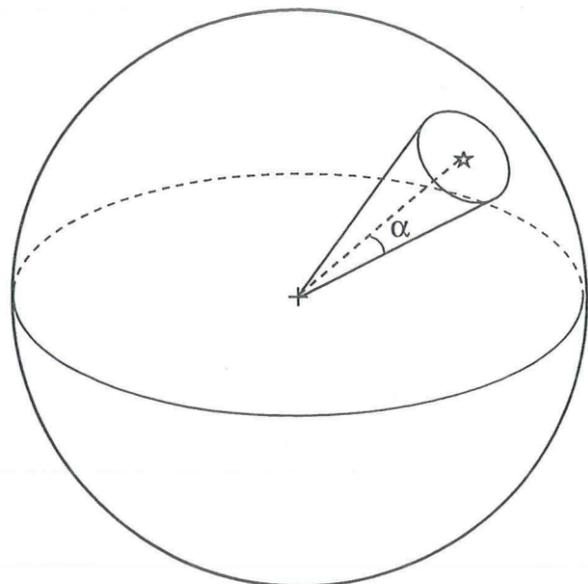
Le test du pli est dit "positif" lorsque la dispersion des données après correction de pendage est significativement plus faible qu'avant, "négatif" dans le cas inverse (Fig.I.3).

II. Etude paléomagnétique synthétique des localités du Briançonnais, Ubaye et Ligurie

Organisation du chapitre

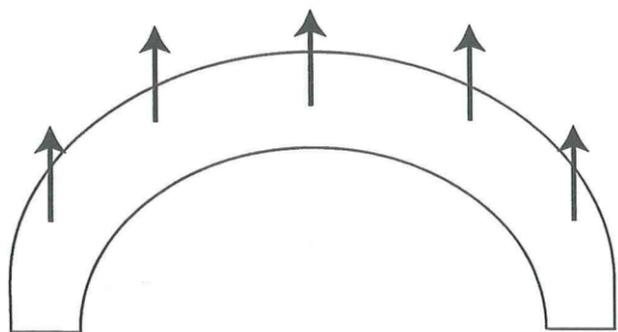
Sont présentés dans cette section, l'ensemble des trois zones majeures de l'étude paléomagnétique, Briançonnais, Ubaye et Ligurie (cf. Fig.I.1) qui regroupent des caractéristiques paléomagnétiques communes. Les données majeures sont présentées sous forme d'articles.

Les paragraphes II.3. et II.4. traitent de deux zones plus modestes par la taille, (respectivement 4 et 3 sites), proches géographiquement de l'Ubaye : les secteurs du Valle Maira et de Rocca la Meja (cf. Fig.I.1).

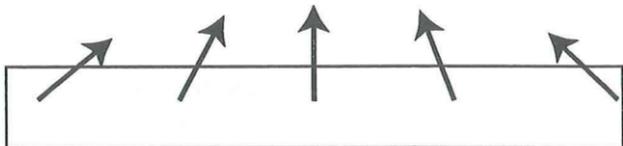


Ouverture du cône de confiance d'un angle α autour de la valeur moyenne. L'étoile symbolise la valeur moyenne du site.

Figure 1.2



Situation actuelle : paramètre de groupement k_1



Situation après correction de pendage : paramètre de groupement $k_2 < k_1$

Illustration d'un test du pli **néгатif** (cas d'une réaimantation post-pli) : la dispersion des données est plus importante après correction de pendage ($k_2 < k_1$).

Figure 1.3

Les paragraphes II.5. et II.6. apportent des précisions sur la composante haute température de l'Ubaye et de la Ligurie, très peu abordée dans les articles ainsi que des mesures d'anisotropie de susceptibilité.

Introduction générale

Le Briançonnais (zone Briançon–Guillestre) a été la première localité testée d'un point de vue paléomagnétique car elle bénéficie d'un faciès Marbre de Guillestre massif bien connu, facile d'accès et d'une histoire tectonique bien documentée (Tricart, 1980; Sue, 1998; Claudel, 1999). L'étude de ce secteur s'appuie sur 11 sites de prélèvements répartis sur deux nappes superposées de la couverture briançonnaise (nappes de Champcella et Peyre Haute, Figure 2 de l'article). Une centaine d'échantillons ont été collectés dans du Marbre de Guillestre ainsi que dans des filons sédimentaires (Table 1-article).

Les secteurs de l'Ubaye et de la Ligurie prolongent l'étude paléomagnétique au sud de l'arc et s'appuient uniquement sur le faciès Guillestre. Les deux zones regroupent plus de 200 échantillons répartis sur 35 sites.

Quelle que soit la localité, l'aimantation globale semble principalement portée par de l'Hématite et de la Magnétite. Tous les sites présentent des caractères de désaimantation communs et le traitement thermique de l'ARN fait ressortir trois composantes d'aimantation:

- Une composante basse température, orientée dans le champ magnétique actuel, interprétée comme une réaimantation visqueuse,
- Une composante de polarité inverse, bien définie, isolée entre 200°C et 440°C (composante A),
- Une composante haute température qui apparaît en fin de désaimantation (composante B), pour des intensités d'aimantation relativement faibles. Cette composante est difficile à isoler du fait d'une augmentation importante de la viscosité mais peut néanmoins être définie sur plusieurs sites.

La composante A, post-plissement, présente une déviation systématique par rapport à la direction pour l'Europe stable. Cette déviation augmente du Nord au Sud, de 47° pour le Briançonnais à 117° pour la Ligurie.

II.1. Briançonnais

(Cartes Top25 3536 OT Briançon, Serre-Chevalier, Montgenèvre et Top25 3537 ET Guillestre, Vars, Risoul; carte géologique de Guillestre par Goguel, 1966)

Résumé de l'Article "First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the french penninic Alps: evidence for tertiary counterclockwise rotations in the Western Apls", J.C.Thomas, M.E. Claudel, M. Collombet, P. Tricart, A.Chauvin, T.Dumont, EPSL, 1999

On présente une étude paléomagnétique réalisée sur la couverture sédimentaire Briançonnaise de l'Arc Alpin occidental (France). L'échantillonnage a été réalisé sur des roches d'âge Jurassique supérieur de la couverture briançonnaise dans la région de Briançon-Guillestre. Plus de 100 échantillons répartis sur 11 sites ont été collectés, dans les calcaires Ammonitico Rosso et dans des filons sédimentaires du Jurassique supérieur. Les désaimantations thermiques et par champ alternatif montrent trois composantes d'aimantation portées essentiellement par de la magnétite: (1) une composante de basse température présentant une direction de champ actuel et d'origine visqueuse; (2) une composante de polarité inverse bien définie avec une température de déblocage de 400°C (composante A); et une composante de haute température (composante B), mal définie car masquée par une réaimantation visqueuse apparaissant en cours de chauffe. La composante A présente un test du pli négatif et montre un meilleur regroupement après correction du basculement associé à l'extension tardi-Alpine. Cette composante est interprétée comme une ré-aimantation secondaire durant le refroidissement lié au métamorphisme tardi-Eocène début-Oligocène. La direction moyenne de la composante A, corrigée du basculement tardi-Alpin est $D=142^\circ$, $I=-57^\circ$; $k=44$, $\alpha_{95}=8^\circ$. Cette direction présente une différence significative de $47^\circ \pm 13^\circ$ par rapport à la direction attendue pour l'Eurasie. Nous interprétons cette différence par une rotation antihoraire post-Eocène autour d'un axe vertical des domaines internes par rapport à l'Europe stable.



First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps

J.C. Thomas ^{a,*}, M.E. Claudel ^b, M. Collombet ^a, P. Tricart ^b, A. Chauvin ^c, T. Dumont ^b

^a Laboratoire de Géophysique interne et Tectonophysique, CNRS UMR 5559, Université Joseph Fourier, B.P. 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France

^b Institut Dolomieu, CNRS UPRESA 5664, Université Joseph Fourier, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble Cedex, France

^c Géosciences Rennes, Université de Rennes I, CNRS UPR 4661, 35000 Rennes, France

Received 1 December 1998; revised version received 16 July 1999; accepted 16 July 1999

Abstract

We present a paleomagnetic study performed in the Briançonnais sedimentary cover of the western Alpine Arc (France). Sampling was focused on Upper Jurassic rocks of the Briançonnais cover in the Briançon–Guillestre area. More than 100 samples from 11 sites were collected essentially from Ammonitico rosso limestones and sedimentary dykes of the Upper Jurassic. Thermal and alternating field demagnetizations revealed three components of magnetization carried dominantly by magnetite: (1) a low-temperature component with present-day magnetic field direction of viscous origin; (2) a well defined reverse-polarity component with a maximum unblocking temperature of 440°C (A component); and (3) a weak high-temperature component (B component) that experienced a viscous overprint during heating and was difficult to isolate. The A component exhibits a negative fold test and shows a better clustering when corrected for tilting associated with late Alpine extension. This component is interpreted as a secondary remagnetization acquired during the cooling path related to Late Eocene–Early Oligocene metamorphism. The mean A component direction, corrected for late Alpine extensional tilting, is $D = 142^\circ$, $I = -57^\circ$, $k = 44$, $\alpha_{95} = 8^\circ$. This direction significantly differs by $47^\circ \pm 13^\circ$ from the expected direction for Eurasia. We interpret this difference to be related to a post-Eocene counterclockwise rotation about a vertical axis of the Penninic zone relative to stable Europe. © 1999 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Western Alps; rotation; paleomagnetism; remagnetization

1. Introduction

In the Western Alps (Fig. 1), most kinematic models have considered that since the Late Cretaceous, the convergence between Africa and Eurasia has been dominantly accommodated by both thick-

ening and horizontal translation of tectonic units between major strike-slip faults [1–3]. According to these models, rotations about vertical axes are a local-scale mechanism [1,4]. Large-scale rotations involving most of the units of the western Alpine Arc have, however, been suggested on the basis of regional fault and strain patterns [5–7]. According to Ménard [6], the southwestward extrusion of the Western Alps associated with the indentation

* Corresponding author. Tel.: +33 (0) 7682-8033, Fax: +33 (4) 7682-8101, E-mail: jean-charles.thomas@obs.ujf-grenoble.fr

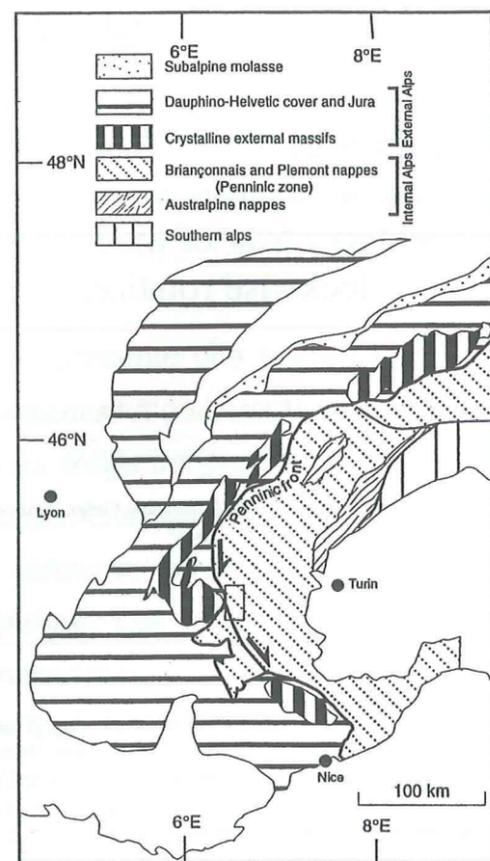


Fig. 1. The main tectonic units of the Alpine Arc. The thicker line marks the boundary between the internal and external Alps. Box indicates the studied area.

of Adria into Europe is accommodated, since the Eocene, by translation and counterclockwise rotation up to 43° along curved longitudinal faults (e.g. the Penninic front) (Fig. 1). Paleomagnetism is a powerful method for measuring rotations subsequent to magnetization acquisition but very few data on Cenozoic rocks are available for the internal part of the Western Alps [8] where the largest rotations are expected [6]. Such a lack of paleomagnetic data in the Western Alps is related to the scarcity of sedimentary facies suitable for a paleomagnetic study, especially in the internal zone, and from the fact that paleomagnetic surveys in the Western Alps were mainly carried out when high-sensitive cryogenic magnetometers were not yet available. In this framework,

we have conducted an analysis of Jurassic rocks of the Briançonnais zone in the French Alps to test (1) the suitability of these rocks for paleomagnetic analysis and (2) the various kinematic models for the Western Alps during the Tertiary. We have focused our study on the domain located between the cities of Briançon and Guillestre (Figs. 1 and 2) where large- and small-scale structures are accurately constrained by field data [9–11]. This area is the least deformed and metamorphosed part of the Briançonnais zone. During Late Eocene–Early Oligocene deformation, high-pressure–low-temperature metamorphism occurred in the Briançonnais zone, leading at least to a partial remagnetization of natural remanent magnetization (NRM). We show that Mesozoic rocks of the Briançonnais zone between Guillestre and Briançon carry a well-defined post-tectonic partial remagnetization related to Late Eocene–Early Oligocene alpine metamorphism.

2. Geological overview of the study area

The Briançonnais zone is part of the Penninic Alps (Fig. 1) and consists of rocks deformed and metamorphosed during the Tertiary. This domain was initially part of the European passive margin of the Ligurian Tethys that separated Eurasia from the Adria plate during the Jurassic and Early Cretaceous [12].

In the Western Alps, the Briançonnais zone consists of two main stratigraphic units: (1) a pre-Mesozoic basement made of crystalline rocks overlain by Permo–Carboniferous continental sediments; and (2) a Mesozoic cover. The Mesozoic sequence consists of Triassic to Early Jurassic platform carbonates with intercalations of evaporites, overlain by late Dogger neritic carbonates and Late Jurassic to Paleocene pelagic sediments. The Late Jurassic sequence consists of massive pelagic limestone beds, up to 30 m thick, with a basal layer of nodular limestone in a pale red carbonaceous matrix (Ammonitico rosso facies). A few levels of red crinoid limestone also occur. Several sedimentary dykes (neptunian dykes) associated with Upper Jurassic tectonic mobility were synchronously filled with pelagic sediments similar to Ammonitico rosso [13]. At the top of the Upper Jurassic, a thin (up to several centimeters thick) red

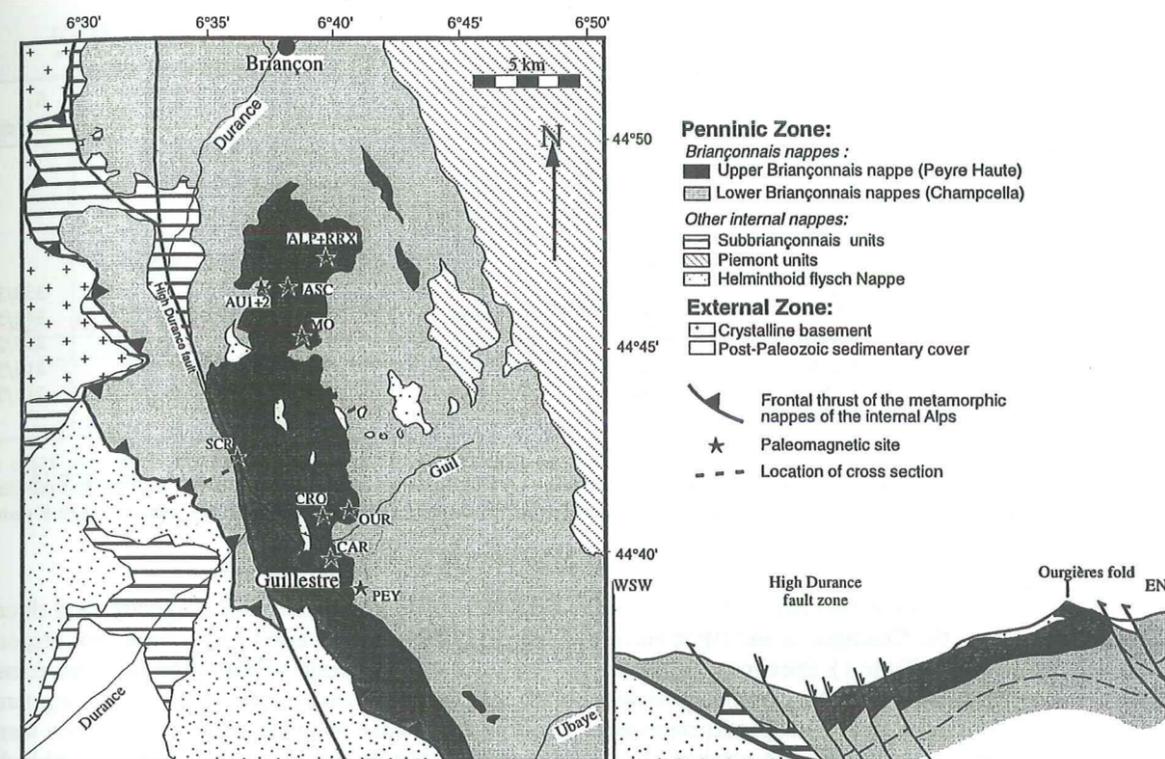


Fig. 2. Structural map and simplified cross-section of the Briançonnais zone in the Durancian segment. The paleomagnetic sites are projected on the cross-section. Normal faults associated with late Alpine extension bound tilted blocks.

or green condensed level (hard-ground) corresponds to the Early Cretaceous and is overlain by thick Upper Cretaceous calcschists. The Upper Jurassic and hard-ground deposits were the main target for this paleomagnetic study.

The structure of the Briançonnais zone is a stack of nappes essentially made of the Meso–Cenozoic sequence. The present-day structure of the Briançonnais zone is the result of several deformation phases. The first phase (D1) involved the emplacement of Briançonnais nappes associated with a HP–LT metamorphic event during the Late Eocene. Lawsonite–Albite facies are described in the Houillère zone of the Vanoise massif [14] and large-scale isoclinal folding occurred in the study area (e.g. Ourgières fold, Fig. 2). The second phase (D2) involved refolding of the Briançonnais nappes and a general thrusting over the external domain accompanied by Prehnite–Pumpellyite facies HP–LT metamorphism. This was followed by a third (D3), non-metamorphic, east-

verging folding event [9]. The youngest sediments involved in the D2 deformation are locally dated as Early Oligocene but this age is poorly constrained, as is the D3 deformation event. Finally, late Alpine extension and dextral strike-slip displacement along longitudinal faults bounding tilted blocks occurred in the Durancian segment of the Briançonnais zone (Fig. 2) during the late Cenozoic [10,11,15,16].

3. Paleomagnetic sampling and measurement

More than 100 samples from 11 sites were collected in Upper Jurassic rocks of the Briançonnais cover (Table 1; Fig. 2). Six sites were collected in the Ammonitico rosso, four sites in the sedimentary dykes, one site in the hard-ground at the top of the Late Jurassic, and a few samples of a site (AU1) in red crinoid limestone. In order to test differential rotations between thrust sheets, we chose,

Table 1
Data on paleomagnetic sites

Site	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Nappe	Rock	S ₀ dd/dip	S ₁ dd/dip
ALP	44.803	6.66	Upper	SD	359/125	
RRX	44.803	6.66	Upper	Am. rosso	horizontal	
ASC	44.786	6.64	Upper	Hard-ground	220/10	
AU1	44.783	6.621	Lower	SD + calc		
AU2	44.783	6.621	Lower	SD	(1) 73/36; (2) 128/55	
OUR	44.685	6.641	Upper	Am. rosso		358/30
GRO	44.685	6.633	Upper	Am. rosso	(1) 240/15; (2) 168/75	342/58
SCR	44.706	6.593	Upper	Am. rosso		295/26
CAR	44.065	6.658	Upper	Am. rosso	(1) 240/15; (2) 190/39	216/34
PEY	44.646	6.658	Upper	Am. rosso	(1) 235/35; (2) 235/20	215/50
MO	44.783	6.624	Upper	SD	153/83	

Nappe: Upper = upper Briançonnais nappe, Lower = lower Briançonnais nappes. Rock: SD = sedimentary dyke, Am. rosso = Ammonitico rosso, Calc = crinoid limestone. S₀/S₁: bedding/foliation, dd = dip direction, dip = inclination. For sites located on tilted blocks, we indicate bedding related to (1) late Alpine extensional tilting and (2) to earlier folding. Bedding is not reported when it varies between different cores at one site.

when possible, sites in the two main superimposed nappes of the area: the Champcella and Peyre Haute nappes (Figs. 2 and 3; Table 1). Specimens were collected in the field using portable gasoline-powered equipment and oriented with a magnetic compass. Natural remanent magnetization was measured with a two-axis cryogenic magnetometer (LETI). Thermal demagnetizations were done with a Schonstedt TSD1 furnace and alternating field demagnetizations were done with a Schonstedt AF demagnetizer.

4. Magnetic behavior of the lithologies

Intensity of the NRM varies between 1×10^{-4} A m⁻¹ and 1×10^{-3} A m⁻¹. However, most of the samples show low-intensity NRM between 1×10^{-4} A m⁻¹ and 3×10^{-4} A m⁻¹. One site located on a mountain peak (RRX) revealed high NRM intensities (1×10^{-2} A m⁻¹) carried by low-coercivity magnetic minerals and most probably corresponding to a natural isothermal remanent magnetization. This site is not considered in the following discussion.

4.1. Thermal demagnetization of the NRM

Within most of the sites, three components of magnetization were observed (Fig. 3a–d): (1) a low unblocking temperature component (maximum 160–

230°C) showing a present-day magnetic field direction; (2) a second reversed component (A), responsible for the major part of the NRM has been found in all specimens with a maximum unblocking temperature between 390°C and 440°C; and (3) a weak high-temperature component (B) with an unblocking temperature above 450°C. This component has a low intensity and was difficult to isolate. Indeed, above 450°C, a strong increase in bulk susceptibility was observed simultaneously with the appearance of a viscous magnetization (Fig. 4a). In addition, demagnetization paths on stereographic projection often occur along great circles which suggests a partial overprint of the B component by viscous magnetization (Fig. 4b). We attribute this behavior to the growth of new magnetite at a temperature of 450°C [17]. New grains are very small and have very short magnetization relaxation times. The maximum unblocking temperature of the B component was therefore difficult to determine, although it can be estimated to reach about 600°C.

4.2. Combined alternating field and thermal demagnetization of the NRM

On several pilot samples, alternating field (AF) and thermal demagnetization (Fig. 3e) were combined. First the sample was submitted to AF up to 0.1 T, followed by a thermal demagnetization up to

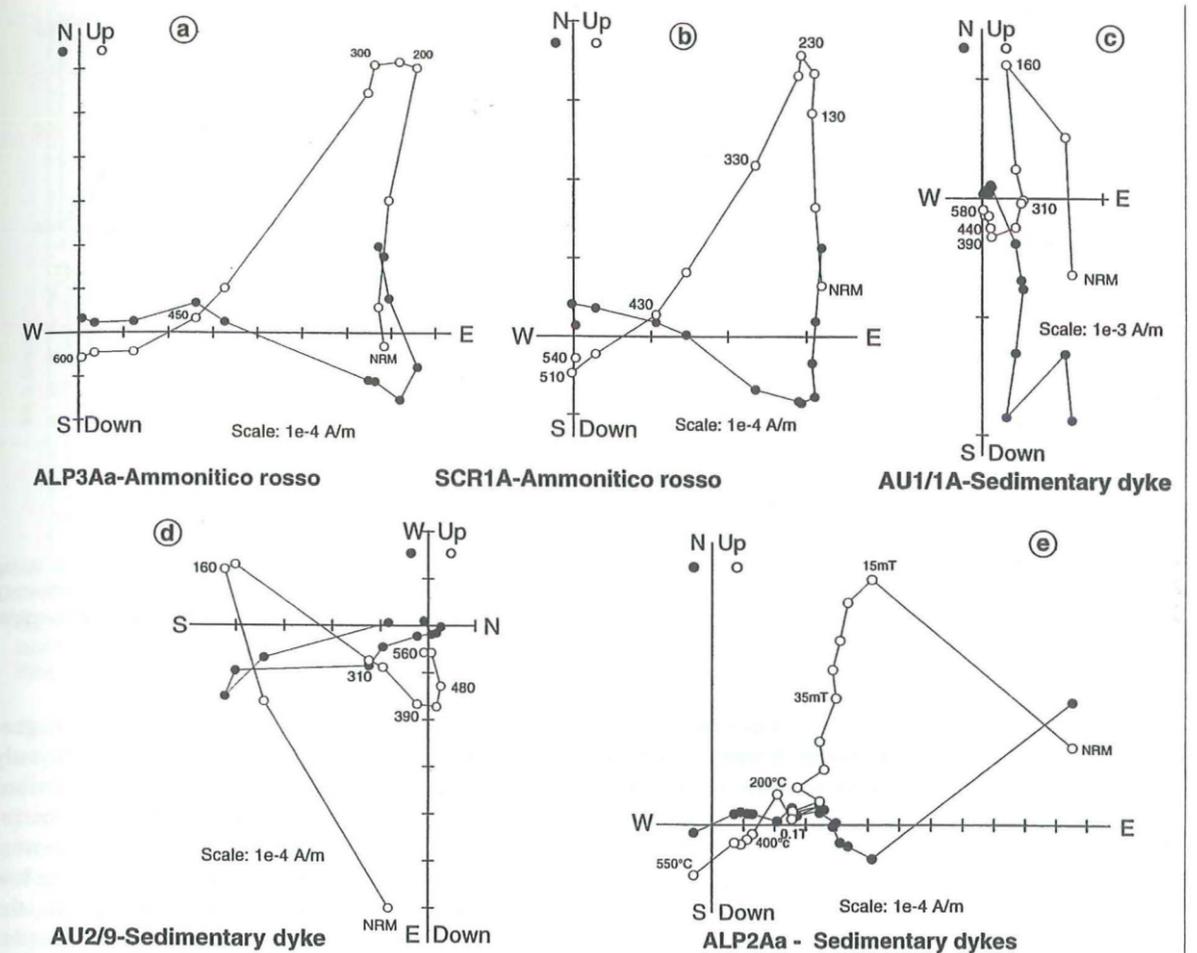


Fig. 3. Orthogonal plots in geographic coordinates of representative demagnetizations. Circle, vertical component; dot, horizontal component. (a–d) Thermal treatment with numbers indicating temperature step. A low-temperature component with maximum unblocking temperature of 230°C is observed with a present-day magnetic field direction. The A component shows maximum unblocking temperature between 390°C and 440°C and is always of reverse polarity. The B component, with unblocking temperature above 450°C is often observed but difficult to isolate. (e) Combined alternating field and thermal treatment. The low-coercivity component is observed but poorly defined. A component, close to the A component observed with thermal demagnetization, is removed with a median destructive field between 15 mT and 70 mT. This component does not converge to the origin. Thermal demagnetization following alternating field demagnetization is inefficient to isolate the third component of higher coercivity.

550°C. After removing a low-coercivity component at 15 mT, a second component, close to the A component (revealed with thermal treatment) is observed, with a medium destructive field between 15 mT and 70 mT. Approximately 70% of the NRM is removed at 0.1 T, and in most cases demagnetization paths do not converge to the origin, indicating a third component of higher coercivity. Thermal demagnetization

partially removes the remaining NRM, but partial viscous remagnetizations similar to those observed with thermal treatment were observed above 450°C.

From demagnetizations, we conclude that the NRM is composed of three magnetization components. Thermal treatment was the most efficient way to separate the low temperature (low coercivity) and the A components (intermediate tempera-

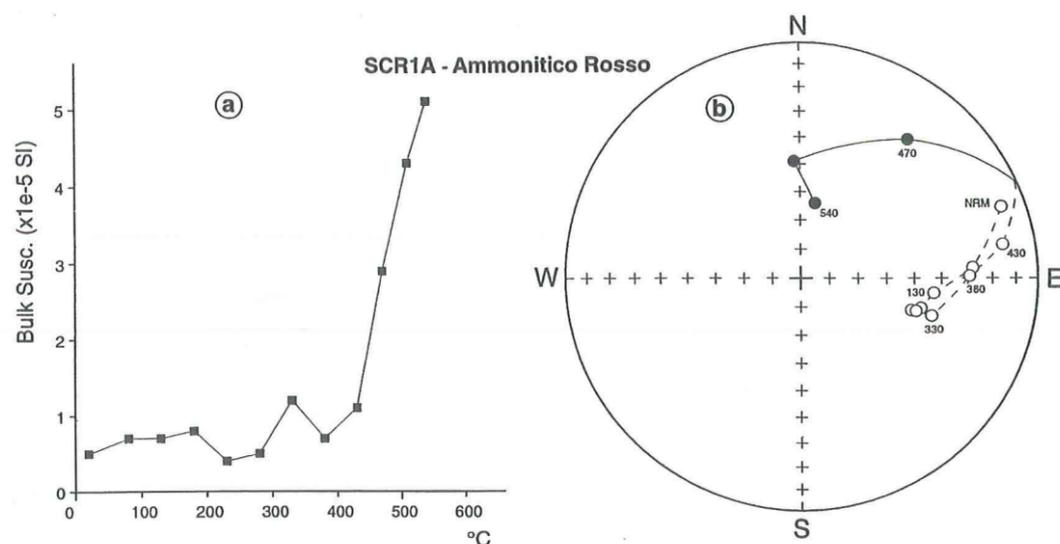


Fig. 4. Representative behavior of the NRM during heating. (a) Evolution of susceptibility during thermal demagnetization. A strong increase of susceptibility is observed above 450°C. (b) Stereographic projection of thermal demagnetization (geographic coordinates); dot, normal polarity; circle, reverse polarity. Demagnetization path occurs along a great circle above 450°C, showing a partial overprint of the B component by viscous magnetization.

ture, medium coercivity). The B component (above 450°C, high coercivity) is poorly defined. Lastly, a majority of the NRM is carried by a low- to medium-coercivity phase.

4.3. IRM acquisition and thermal demagnetization of three IRM components

Representative samples were analyzed by progressive acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) (Fig. 5a–c) followed by thermal demagnetization of three mutually orthogonal isothermal remanence components acquired at a field of 1.0, 0.4 and 0.1 T, respectively [18] (Fig. 5d–f). The IRM acquisition curves show a variable contribution of coercivity phases. Most of the samples do not saturate at 1.0 T, which indicates a fraction of high-coercivity magnetic minerals. The fraction of low-coercivity magnetic minerals differs significantly between the lithologies. Thermal demagnetizations of three IRM components (Fig. 5d–f) show that the low-coercivity phase (0.1 and 0.4 T) dominates in most cases (Fig. 5d,f) and 90% of the IRM is removed below 600°C. After this first thermal cleaning, a second acquisition of three orthogonal

IRMs was performed followed by thermal demagnetization. In all cases, intensity of IRM is significantly higher than that for the first procedure (described above) and is carried by a low-coercivity phase, indicating growth of new magnetite during thermal treatment (also suggested by the increase of the low field susceptibility above 450°C). Furthermore, the high-coercivity component with unblocking temperature around 450–500°C (Fig. 5d) is not stable during heating as it is not observed during the second thermal treatment. This component could be carried by maghemite.

From these tests, we conclude that magnetite is the main magnetic carrier for the low-coercivity phase, and therefore for most of the NRM. Maghemite is also observed as well as pigmentary hematite, responsible for the red colors of the Upper Jurassic limestones and sedimentary dykes, but as minor ferromagnetic phases.

5. Paleomagnetic directions

Analysis and comparison of paleomagnetic directions in geographic and stratigraphic coordinates

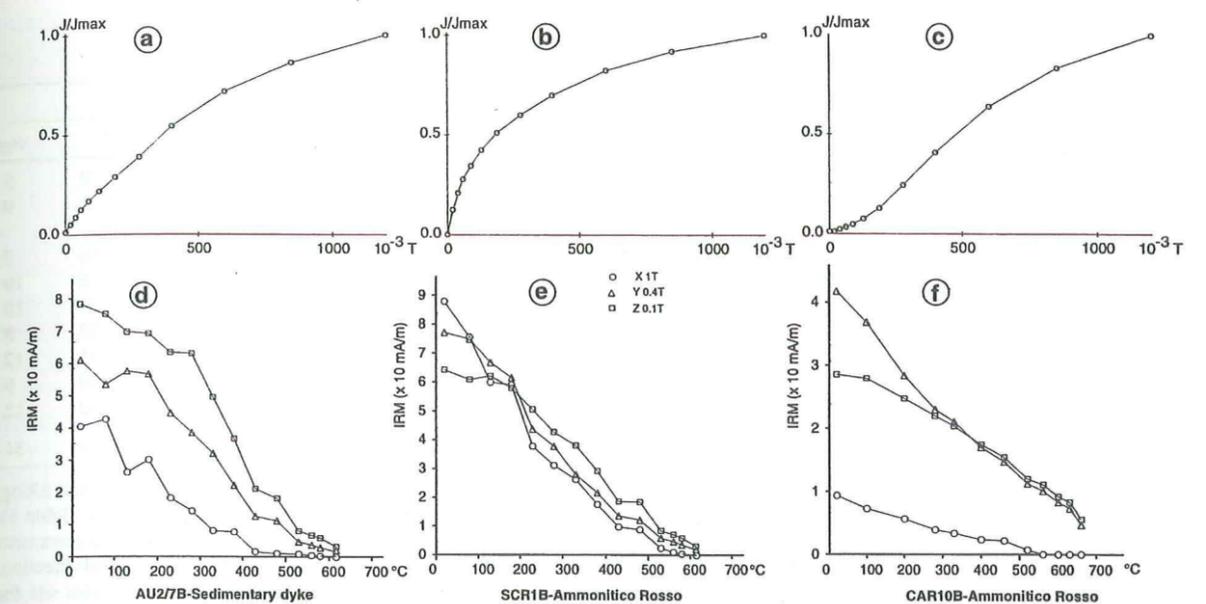


Fig. 5. (a) Isothermal remanent magnetization acquisition curves (IRM) and, (b) thermal demagnetization of three-axis IRM for representative samples. The IRM curves show a fraction of high-coercivity magnetic minerals, probably hematite. Thermal demagnetization of IRM shows that low- and intermediate-coercivity magnetic minerals, probably magnetite, dominate and carry most of the NRM.

require a knowledge of the deformation phases that occurred in the Briançonnais zone and their respective contribution to the present-day local bedding orientations. D1 and D2 deformation phases with associated metamorphism are responsible for most of the folding, while, in the study area, the D3 deformation phase has a minor contribution to the present-day folding [9]. Fold axes are mostly horizontal and oriented NW–SE. However, it was not possible to accurately separate in the field the respective contribution of the different compressive deformations. Late Alpine extension, probably of late Cenozoic age has been observed in the study area [10,11,15,16]. Normal faults oriented east-northeast and south-southwest accommodate tilting, up to 35°, of blocks hundred of meters to kilometers in scale (Table 1). Detailed field work has been done [10,11,15,16] to map the tilted blocks and associated normal faults. Extensional structures are clearly visible in the field at every scale as they vertically offset the earlier thrusts and folds [16]. Due to the different scales between extensional and earlier compressive structures, it was possible to identify sites located on tilted blocks and, for each of them, separate the re-

spective contribution of the extensional tilting and earlier folding on present-day bedding orientation (Table 1).

The mean direction of the sites located on tilted blocks (AU1, AU2, GRO, CAR, PEY) were untilted in two successive steps: first, by removing tilting related to extension and, secondly, by removing tilting related to earlier folding (stratigraphic coordinates) (Tables 1–3). The remaining sites (ALP, ASC, OUR, SCR, MO) were untilted in one step by removing tilting related to folding. In order to test the age of each component relative to the deformation of the area, we performed two fold tests. A first test comparing site mean directions in geographic coordinates with those corrected for extensional tilting, and a second test comparing site mean directions corrected for extensional tilting with those in stratigraphic coordinates.

Directions of the low-temperature and A components were calculated using linear regression techniques and are reported in Tables 2 and 3. No reliable directions were obtained by linear and/or by remagnetization circles analysis on the B component and it will not be further discussed.

Table 2
Paleomagnetic data for the low-temperature component

Site	n/N	Geographic coor.				Corrected for late tilting				Stratigraphic coor.			
		D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}
ALP ⁺	10/14	5	68	72	5	5	68	72	5	296	-30	72	5
ASC ⁺	4/4	356	74	116	9	356	74	116	9	339	66	116	9
AU1 [*]													
AU2	9/10	338	57	53	7	204	86	53	7	217	31	56	7
OUR ⁺	5/7	46	60	17	19	46	60	17	19	292	33	16	19
GRO	4/4	14	47	25	19	316	22	25	19	316	22	25	19
SCR ⁺	8/15	350	60	52	8	350	60	52	8	280	55	52	8
CAR	8/11	28	55	21	12	14	45	21	12	340	35	21	12
PEY	6/10	10	59	59	9	350	30	59	9	347	11	59	9
MO ⁺	5/9	31	59	40	12	31	59	40	12	338	-2	40	12
Mean	9/10	12	61	39	8	352	63	5	27	313	27	4	31

Corrected for late tilting = the first step of untilting and indicates mean directions after correction due to late Alpine extensional tilting. Crosses indicate sites where no correction for late Alpine tilting was applied (i.e. they are not located on tilted blocks) (cf. Table 1). Stratigraphic coordinates = the second step of untilting and indicates mean directions after correction due to earlier compressive deformations. n/N = number of samples/sites used for statistics (n) and number of samples/sites (N). Mean = mean global direction. D = declination; I = inclination; k = dispersion parameter; α_{95} = confidence circle at 95% confidence level. Star indicates site for which it was not possible to isolate stable components of magnetization.

Table 3
Paleomagnetic data for the A component

Site	n/N	Geographic coor.				Corrected for late tilting				Stratigraphic coor.			
		D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}
ALP ⁺	13/14	123	-64	70	5	123	-64	70	5	114	55	70	5
ASC ⁺	4/4	136	-54	12	27	136	-54	12	27	135	-44	12	27
AU1	9/12	168	-38	38	8	162	-56	25	10	162	-56	25	10
AU2	8/10	162	-33	43	8	161	-69	43	8	63	-44	22	12
OUR ⁺	6/7	165	-52	145	5	165	-52	145	5	111	-11	114	6
GRO	4/4	118	-78	51	13	135	-64	51	13	99	0	51	13
SCR ⁺	13/15	117	-51	50	6	117	-51	50	6	90	-29	43	7
CAR	11/11	142	-67	23	10	145	-52	23	10	127	-20	23	10
PEY	8/10	127	-79	56	8	140	-44	56	8	141	-24	56	8
MO ⁺													
Mean	9/10	146	-59	17	13	142	-57	44	8	115	-23	4	28

Same symbols as Table 2.

In geographic coordinates the low-temperature component exhibits a mean direction $D = 12^\circ$, $I = 61^\circ$, $k = 39$, $\alpha_{95} = 8^\circ$. One site (AU1) had a poorly defined low-temperature magnetization component that did not allow computation of a mean direction. Scattering of mean directions strongly increases after each step of untilting, and fold tests [18] are negative at the 99% confidence level (Table 2). The low-temperature component is close to the present-day magnetic field and is probably a

recent viscous overprint. This is substantiated by viscosity tests showing that low-temperature viscosity contributes to 20% to 40% of the NRM.

The A component was isolated in nine out of the ten sites. It exhibits a mean direction $D = 146^\circ$, $I = -59^\circ$, $k = 17$, $\alpha_{95} = 13^\circ$ in geographic coordinates (Table 3; Fig. 6a). After removing tilting related to extension (Table 1), the mean direction is roughly similar but with a strong clustering of mean sites direction ($D = 142^\circ$, $I = -57^\circ$, $k = 44$,

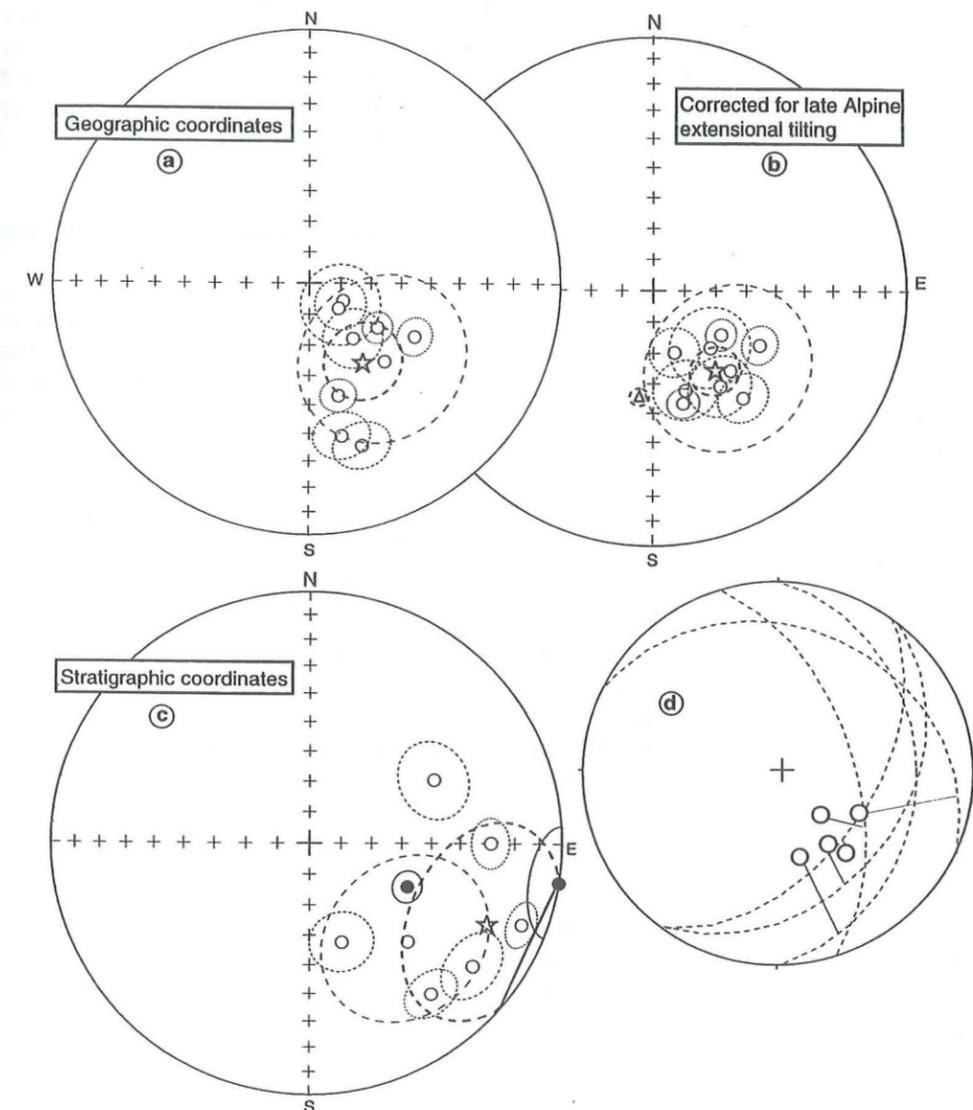


Fig. 6. Stereographic projection of the mean site directions of the A component with associated confidence circles. (a) Geographic coordinates. (b) Directions corrected for late Alpine tilting. Triangle is the reference direction for stable Europe at 30 Ma [31]. (c) Stratigraphic coordinates. Dot, normal polarity; circle, reverse polarity; star is the mean direction with associated confidence circle. (d) Tectonic foliation and mean paleomagnetic directions corrected for late Alpine tilting (connected by lines) for each of the Ammonitico rosso sites.

$\alpha_{95} = 8^\circ$) (Table 3; Fig. 6b). The fold test for this partial untilting is positive at the 99% confidence level. We therefore conclude that the A component was acquired prior to late Cenozoic extension. After removing the remaining tilt from the earlier folding phases, a strong scattering is observed and the mean direc-

tion becomes $D = 115^\circ$, $I = -23^\circ$, $k = 4$, $\alpha_{95} = 28^\circ$ in stratigraphic coordinates (Table 3; Fig. 6c). A fold test, comparing data in stratigraphic coordinates and data corrected for extensional tilting is negative at the 99% confidence level. A significant decrease of the k parameter from geographic to stratigraphic co-

ordinates is also observed at the site level for the three sites (AU2, OUR, SCR) (Table 3) whose bedding dip is not uniform for all cores, in agreement with between-site negative fold test. Other paths of folding have been tested in order to consider, at some sites, uncertainty on extensional tilting ($\pm 5^\circ$ at site CAR, $\pm 10^\circ$ at site PEY) and possible plunging of the fold axis (15° to the northwest at sites CAR and GRO). Small differences with the results presented above were observed for the k parameter at each step of untilting but fold test and mean directions were always very similar. This result suggests that the A component is a secondary magnetization acquired after the main folding phases of the area and prior to the late Alpine extensional tilting.

However, possible strain-rotation of remanence should be taken into account in the undefolding sequence (tilt and strain corrections) (see [19] for a review) as a penetrative deformation associated with D1 and D2 phases is observed throughout the study area. Detailed microstructural analysis has been done on the area [9] concluding that strain in the Ammonitico rosso limestones is moderate, dominantly oblate, with a foliation close to the bedding plane with no clear stretching lineation (X/Y ratio varies between 0.8 and 1.2). An apparent elongation within the bedding plane is visible, but this is due to an intersection between stratification and foliation. In addition, sedimentary dykes have suffered very weak strain compared to the Ammonitico rosso limestones. Hence, a moderate strain effect on a NRM acquired before deformation may only concern the inclination measured on Ammonitico rosso limestones. We consider this as a secondary effect in comparison with folding. Therefore, an untilting of the remanence direction as presented above is a sufficient test for the relative age of the remanence.

From fold tests, it was concluded above that the A component is a post-folding remagnetization. A deviation, due to rock anisotropy, of the A component during remagnetization, should nonetheless be considered. However, we do not suspect a significant deviation for the following reasons: first, directions for the weakly deformed sedimentary dykes are close to the observed directions for the stronger deformed Ammonitico rosso and, second, mean directions for the Ammonitico rosso are, for most of them, significantly deviated from foliation (Fig. 6d).

In conclusion, we infer (1) that the A component is a post-folding remagnetization acquired before late Alpine extensional tilting, and (2) that its direction is representative of the earth's magnetic field when it was acquired.

6. Absolute age and origin of the A component

The A component has the following main characteristics: (1) the maximum unblocking temperature is 440°C ; (2) it is always of reverse polarity; (3) the fold test indicates that it is post-folding but prior to late Alpine extensional tilting. Most of the folding occurred synchronously with metamorphism during the two main deformation phases (D1 and D2) [9]. We therefore suggest that the A component is a remagnetization that occurred during post-metamorphic cooling of the buried Briançonnais units. K–Ar and Ar–Ar radiochronological data for the western internal Alps indicate ages older than 30 Ma [20]. In the absence of more accurate radiochronological data, we consider the remagnetization as Late Eocene–Early Oligocene. We may note, however, that remagnetization may have occurred prior to the last non-metamorphic deformation phase (D3). This compressive event had only a minor contribution to the bulk folding but could be responsible for the remaining scatter of data corrected for late Alpine extensional tilting (Fig. 6b).

At least two main mechanisms can be invoked to explain the remagnetization: (1) thermal activation of preexisting magnetic grains which acquired a thermoviscous remagnetization (TVRM); or (2) chemical remanent magnetization (CRM) acquired by the growth of authigenic magnetite assisted by tectonically driven fluids.

Theoretical models have been proposed for the time–temperature relationship of remanent magnetization in case of TVRM [21,22]. It is possible to calculate time and temperature conditions for TVRM knowing (1) the temperature that the rock has reached and (2) the length of time the rocks were exposed to this temperature. Maximum temperatures during the Oligocene metamorphic event reached $300\text{--}320^\circ\text{C}$ in the external part of the Briançonnais zone [23–25]. Data on the Vanoise cover show that rocks remained between 270°C and 300°C for at

least a few million years after peak metamorphism [23]. Time–temperature diagrams [21] indicate that the TVRM acquired by magnetite grains, heated at 250°C for 1 million years will be unblocked by heating to 400°C for 1 h in a zero magnetic field. Hence, TVRM may explain unblocking temperatures for the A component between 400°C and 450°C . However, nomograms are valid for single domain magnetite, which may not be the case for the studied rocks. Furthermore, the A component only shows reverse polarity which suggests a fast remagnetization process while post-metamorphic cooling below unblocking temperatures occurred over several million years. In the Dauphinois zone located close to the study area, this process of remagnetization has been inferred by other authors but both polarities were observed [26].

Chemical remagnetization is a process that may occur during post-metamorphic cooling, especially when assisted by fluids. Large-scale fluid flow expelled from buried continental units during orogenic events are well known and may involve large volumes of fluids [27]. Fluid flow may react with local lithologies leading to dissolution of iron which then contributes to the precipitation of authigenic magnetite. In the Western Alps, evidence of important fluid flow associated with the last Alpine metamorphic event are inferred in the light of paleomagnetic data [28]. Most of the chemical remagnetization should have occurred in a short time span (maximum 10^6 yr), to explain the unique reverse polarity of the A component, although fluid flow events may have been pervasive for longer periods. Similar processes involving rapid chemical remagnetization have been inferred in other very low-grade metamorphic orogenic belts where a unique magnetic polarity is observed [29,30]. Therefore, a CRM is a possible alternative for remagnetization acquired in a short time during cooling associated with the Alpine tectono-metamorphic events. In this case, thermal magnetization processes may have also contributed to the remagnetization if tectonically driven fluids were hot. More detailed analysis, especially concerning magnetic mineralogy, would be necessary for a deeper understanding of the origin of the A component.

7. Discussion

The mean direction of the A component corrected for late Cenozoic extensional tilting is $D = 142^\circ$, $I = -57^\circ$, $k = 44$, $\alpha_{95} = 8^\circ$ (Table 3; Fig. 6b). The reference direction for stable Europe has been calculated using the apparent polar wander path (APWP) for Eurasia [31]. The APWP does not show substantial variations during Late Eocene–Oligocene time and therefore we use the reference at 30 Ma for comparison ($D = 189^\circ$, $I = -59^\circ$, $\alpha_{95} = 3^\circ$) (Fig. 6b). The paleoinclination of the A component is in good agreement with the chosen reference for a stable Europe. In contrast, the paleodeclination shows a large deviation of $47^\circ \pm 13^\circ$ [32,33] with respect to the reference direction. The deviation is systematic and significant for all sites. As discussed above, no significant internal effects (strain, anisotropy) deviating the magnetization are expected. Consequently, we consider that most of the observed declination difference is due to large-scale tectonic processes, i.e. tilting about a horizontal axis or rotation about a vertical axis. In the tilting hypothesis, a regional post-Eocene southeastward tilting of about 30° would be necessary to explain the discrepancy between measured and reference declinations. Structural evidence of tilting in the study area is associated with late Alpine extension but occurs at a smaller scale and involves in most cases a westward tilting along N–S normal faults dipping to the east (Fig. 1) [10,11,15,16]. Therefore, the tilting hypothesis is unlikely. We therefore infer that the deviation of the declination is related to counterclockwise vertical axis rotation of about 40° of the Penninic Alps relative to stable Europe.

Previous paleomagnetic data for the study area were obtained on Permian volcanics of the Guil Valley (Fig. 2) [34,35]. A well defined reverse-polarity component was isolated on both studies with a mean direction $D = 148^\circ$, $I = -33^\circ$, $k = 23$, $\alpha_{95} = 7^\circ$ in geographic coordinates, and $D = 152^\circ$, $I = -15^\circ$, $k = 25$, $\alpha_{95} = 7^\circ$ in stratigraphic coordinates [35]. Although this is an inconclusive fold test, the authors interpreted the component of magnetization as primary. However, the close similarity between this component in geographic coordinates and our A component rather suggests that a component of remagnetization related to Alpine metamorphism was

isolated, indicating, in turn, a same amount of rotation. Other paleomagnetic studies on Tertiary rocks of the internal Alps were performed on gneiss in the Lepontine dome area [36], on Oligo–Miocene intrusive rocks of the Traversella massif [37], and on volcanic rocks of the Sezia zone [38,39]. All studies suggest, for their respective areas, a Neogene counterclockwise rotation, in agreement with our data, but of lower amplitude ($27^\circ \pm 13^\circ$ [36], 25° [37] and 25° – 30° [38,39]). This is probably due to the younger age of magnetization. However, the interpretation of paleodeclinations remained ambiguous because no paleohorizontal directions were available to properly tilt the data. In contrast, our data clearly show that the Briançonnais zone of the Western Alps has suffered, since the Late Eocene–Early Oligocene, a mean counterclockwise rotation of about 45° .

On the basis of kinematic reconstructions of the Penninic Alps, Ménard [6] has inferred that indentation of Adria into Europe was accommodated by a combined translation and counterclockwise rotations of the internal Alps. The author infers a total rotation of 43° since the Eocene, in agreement with our paleomagnetic data. The counterclockwise rotation of the Western Alps would be accommodated during the late Cenozoic by dextral strike-slip displacement along major longitudinal faults oriented N–S to NNW–SSE (e.g. the Penninic front, the High Durance fault and, to the south, the Serenne and Bersezio faults) (Figs. 1 and 2). We infer that these faults accommodate the counterclockwise rotation of the Penninic zone relative to stable Europe to the west. Considering a rotation axis fixed in the Po plain [6], a 40° rotation would be responsible for a minimum post-Eocene dextral displacement of 100 km distributed along longitudinal faults. Paleomagnetic data in the Dauphinois zone [26,40] may also suggest counterclockwise rotation during the Tertiary and part of the total dextral displacement could have been accommodated west of the Penninic zone. Independent field evidence of post-Eocene dextral movements along major longitudinal faults are numerous in the Western Alps, especially along the Penninic front and other longitudinal faults of the Penninic and Dauphinois zones [5,10,15]. Field data of total displacement, based for example on displaced units, remain scarce due to the lack of similar paleogeographical units on both sides of the Penninic

front. We may, however, note that the late Mesozoic–early Cenozoic Niesen flyschs of the Prealps show a heavy metal composition close to the Quermoz Valais flyschs, suggesting that these two basins were close together during their formation [41]. If true, a minimum of 80 km dextral displacement along the Penninic front is necessary to displace the Quermoz flyschs at its present-day location [6], in agreement with displacement deduced from paleomagnetic rotations.

Paleomagnetic data in the internal Alps are still too scarce to differentiate between the various possible mechanisms responsible for rotations, i.e. southwestward lateral expulsion of the western internal Alps along curved faults or counterclockwise rotation of the Apulia during the Cenozoic. However, the large rotations measured in the Durancian segment suggests that rotations have occurred at a larger scale and have probably affected the entire internal units of the western Alpine Arc. Indeed, within this domain, major transverse structures antithetic to the longitudinal faults have so far not been observed [15].

8. Conclusions

We present the first reliable paleomagnetic data on the Briançonnais sedimentary cover nappes of the western Alpine Arc. Three components of magnetization have been identified on Late Jurassic rocks of the Durancian segment of the Briançonnais zone: (1) a component of low unblocking temperature caused by a recent viscous overprint; (2) a second component (the A component) with intermediate unblocking temperature; (3) a component (the B component) of high unblocking temperature is present but poorly defined. The B component identification may be possible in the future by acquisition of new data. The A component is inferred to be a secondary magnetization acquired during Alpine post-metamorphic cooling. The direction of the A component implies that, since the Eocene, the study area of the Briançonnais zone has experienced a counterclockwise rotation of about 45° with respect to stable Europe. This result is in agreement with several kinematic models of the Western Alps [5–7] involving translations and counterclockwise rotations of the Penninic Alps during

the Tertiary. Rotations about vertical axes therefore appear to be an important mechanism accommodating the Tertiary deformation in the Penninic Alps. These rotations should be taken into account in any tectonic analysis of the pre-Oligocene kinematics of the Western Alps and in paleogeographic reconstructions of the Mesozoic alpine domain.

Acknowledgements

Financial support was provided by the 'Fédération Alpine des unités en Sciences de la Terre – CNRS' and by the GeoFrance 3D-Alpes program. We thank G. Ménard and J. Martinod for fruitful discussions. The manuscript was improved by comments of P. Rochette and A. Weil. GeoFrance 3D contribution No. 70. [RV]

References

- [1] P. Tapponnier, Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. Geol. Fr.* 7 (1977) 437–460.
- [2] L.E. Ricou, Les Alpes occidentales: chaîne de décrochement, *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7 (1984) 851–874.
- [3] H. Laubscher, The Arc of the Western Alps today, *Eclogae Geol. Helv.* 84 (1991) 631–659.
- [4] C. Rosenberg, F. Heller, Tilting of the Bergell pluton and Central Lepontine area: combined evidence from paleomagnetic, structural and petrologic data, *Eclogae Geol. Helv.* 90 (1997) 345–356.
- [5] M. Gidon, L'arc alpin a t'il une origine tourbillonnaire?, *C. R. Acad. Sci. Paris* 272 (1974) 2412–2415.
- [6] G. Ménard, Structure et Cinématique d'une chaîne de collision, les Alpes occidentales et centrales, Unpubl. Thesis, Univ. Grenoble, 1988.
- [7] P. Vialon, P. Rochette, G. Ménard, Indentations and rotations in the western Alpine arc, in: M.P. Coward, D. Dietrich, R.G. Park (Eds.), *Alpine Tectonics*, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 45 (1989) 329–339.
- [8] F. Heller, W. Lowrie, A.M. Hirt, A review of paleomagnetic and magnetic anisotropy results from the Alps, in: M.P. Coward, D. Dietrich, R.G. Park (Eds.), *Alpine Tectonics*, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 45 (1989) 399–420.
- [9] P. Tricart, Tectonique superposée dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux, Evolution structurale d'une chaîne de collision, Unpubl. Thesis, Univ. Strasbourg, 1980.
- [10] C. Sue, P. Tricart, Tectonic evidence for a late Cenozoic extension along the penninic front, South East of Pelvoux, Western Alps, *Eclogae Geol. Helv.* (1999) (in press).
- [11] B. Virlovet, P. Tricart, T. Villemin, Blocs basculés tardi-
- alpins dans les nappes briançonnaises de Haute-Durance (Alpes occidentales, France) et évolution néotectonique des Alpes françaises, *C. R. Acad. Sci. Paris* 322 (1996) 475–481.
- [12] M. Lemoine, T. Bas, A. Arnaud Vanneau, H. Arnaud, T. Dumont, M. Gidon, M. Bourbon, P.C. Graciansky, J.L. Rudkiewicz, J. Mégard-Galli, P. Tricart, The continental margin of the Mesozoic Tethys in the western Alps, *Mar. Pet. Geol.* 3 (1986) 179–199.
- [13] M.E. Claudel, P. Dumont, P. Tricart, Une preuve d'extension contemporaine de l'expansion océanique de la Téthys ligure en Briançonnais: les failles du Vallon Laugier, *C. R. Acad. Sci. Paris* 325 (1997) 273–279.
- [14] J. Bocquet, Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises, Unpubl. Thesis, Univ. Grenoble, 1974.
- [15] C. Sue, Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes, Approches structurale et sismologique, Unpubl. Thesis, Univ. Grenoble, 1998.
- [16] P. Tricart, J.P. Bouillin, P. Dick, L. Moutier, C. Xing, Le faisceau de failles de Haute-Durance et le rejeu distensif du front briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales), *C. R. Acad. Sci. Paris* 323 (1996) 251–257.
- [17] W. Lowrie, F. Heller, Magnetic properties of marine limestones, *Rev. Geophys.* 20 (1982) 171–182.
- [18] P.L. McFadden, D.L. Jones, The fold test in paleomagnetism, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 67 (1981) 53–58.
- [19] G.J. Borradaile, Deformation and paleomagnetism, *Surv. Geophys.* 18 (1997) 405–435.
- [20] J.C. Hunziker, J. Desmons, A.J. Hurford, Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps, 59 pp., Lausanne, 1992.
- [21] G. Pullaiah, E. Irving, K.L. Buchan, D.J. Dunlop, Magnetization changes caused by burial and uplift, *Earth Planet. Sci. Lett.* 28 (1975) 133–143.
- [22] M.F. Middelton, P.W. Schmidt, Paleothermometry of the Sydney basin, *J. Geophys. Res.* 87 (1982) 5351–5359.
- [23] B. Goffé, B. Velde, Contrasted metamorphic evolutions in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps): a model for the conservation of HP–LT metamorphic mineral assemblages, *Earth Planet. Sci. Lett.* 68 (1984) 351–360.
- [24] B. Goffé, C. Chopin, High-pressure metamorphism in the western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences, *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 66 (1986) 41–52.
- [25] J. Desmons, Mineralogical and petrological investigations in the internal french Alps, *Am. J. Sci.* 277 (1977) 1045–1066.
- [26] C. Crouzet, G. Ménard, P. Rochette, Post-Middle Miocene rotations recorded in the Bourg d'Oisans area (Western Alps, France) by paleomagnetism, *Tectonophysics* 263 (1996) 137–148.
- [27] J. Oliver, Fluids expelled tectonically from orogenic belts: their role in hydrocarbon migration and other geological phenomena, *Geology* 14 (1986) 99–102.
- [28] C. Crouzet, G. Ménard, P. Rochette, High-precision three-dimensional paleothermometry derived from paleomagnetic

- data in an Alpine metamorphic unit, *Geology* (1999) (in press).
- [29] J.J. Villalain, M.L. Osete, R. Vegas, V. Garcia-Duenas, F. Heller, Widespread Neogene remagnetization in Jurassic limestones of the South-Iberian paleomargin (Western Betics, Gibraltar Arc), *Phys. Earth Planet. Sci. Lett.* 85 (1994) 15–33.
- [30] A. Morris, A.H.F. Robertson, Miocene remagnetization of carbonate platform and Antalya Complex units within the Isparta angle, SW Turkey, *Tectonophysics* 220 (1993) 243–266.
- [31] J. Besse, V. Courtillot, Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander paths since 200 Ma, *J. Geophys. Res.* 96 (1991) 4029–4050.
- [32] M.E. Beck, Paleomagnetic record of plate margin, Tectonic processes along the western edge of North America, *J. Geophys. Res.* 85 (1980) 7115–7131.
- [33] H.H. Demarest, Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data, *J. Geophys. Res.* 88 (1983) 4321–4328.
- [34] M. Westphal, Etude paléomagnétique de quelques formations permianes et triasiques dans les Alpes occidentales (France), *Tectonophysics* 17 (1973) 323–335.
- [35] B. Henry, Contribution à l'étude des propriétés magnétiques des roches magmatiques des Alpes: conséquences structurales, régionales et générales, Unpubl. Thesis, Paris, 1980.
- [36] F. Heller, Paleomagnetic evidences for Late Alpine rotations of the Lepontine area, *Eclogae Geol. Helv.* 73 (1980) 607–618.
- [37] R. Lanza, Paleomagnetism in the Traversella massif, *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 26 (1984) 115–124.
- [38] R. Lanza, Paleomagnetic data from the Andesitic and Lamprophyric dykes of the Sesia-Lanzo zone (western Alps), *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 57 (1977) 281–290.
- [39] R. Lanza, Paleomagnetic data on the andesitic cover of the Sesia-Lanzo zone (western Alps), *Geol. Rundsch.* 68 (1979) 83–92.
- [40] B. Henry, Structural implications of paleomagnetic data from Pelvoux-Belledonne area (French Alps), *Tectonophysics* 216 (1992) 327–338.
- [41] P. Homewood, T. Ackermann, P. Antoine, R. Barbier, Sur l'origine de la nappe de Niesen et la limite entre les zones ultrahelvétique et valaisanne, *C. R. Acad. Sci. Paris* 299 (1984) 1955–1959.

II.2. Ubaye-Ligurie

(Top 25 3538 ET Aiguille de Chambeyron et carte géologique Aiguille de Chambeyron par M.Gidon, 1994; Carte géologique Viève-Tende par M.Lanteaume, 1990)

Résumé de l'article "Counterclockwise rotation of the Western Alps since the Oligocene : new insights from paleomagnetic data", Collombet et al., soumis au journal *Tectonics*.

Une étude paléomagnétique des unités Penniques de la partie septentrionale de l'Arc Alpin a été réalisée. Plus de 200 échantillons (35 sites) ont été échantillonnés dans les calcaires Ammonitico Rosso de la haute vallée de l'Ubaye et des Alpes Ligures. Une composante d'aimantation caractéristique de polarité inverse a été isolée sur la plupart des sites. Cette composante présente un test du pli négatif et est interprétée comme une réaimantation tertiaire associée au métamorphisme Alpin. Les directions moyennes en coordonnées géographiques sont $D=121^\circ$; $I=-52^\circ$; $a95=11^\circ$ et $D=72^\circ$; $I=-48^\circ$; $a95=15^\circ$, respectivement pour les localités de l'Ubaye et de la Ligurie. Elles indiquent des rotations antihoraires importantes par rapport à l'Europe stable. Ces rotations, en accord avec celle déduite d'une étude précédente dans la région de Briançon, et avec les autres données paléomagnétiques disponibles dans les Alpes occidentales, indiquent que les Alpes internes ont subi, depuis l'Oligocène, une importante rotation, mais hétérogène le long de l'Arc. La rotation de la plaque Adriatique et l'extrusion vers le Sud des Alpes internes Occidentales au sud de la faille du Simplon pourraient expliquer jusqu'à 60° de rotation; En Ligurie, la rotation très importante s'explique mieux par la rotation de blocs dans la zone de cisaillement sénestre accommodant le déplacement de la plaque Adriatique par rapport à l'Europe. Les rotations apparaissent donc comme un mécanisme majeur d'accommodation de la déformation dans les Alpes occidentales depuis l'Oligocène.

counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene : new insights from paleomagnetic data

M. Collombet¹, J.C. Thomas^{1,4}, A. Chauvin², P. Tricart³, J.P. Bouillin³ and J.P. Gratier¹

Corresponding author : M. Collombet, LGIT, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France.

1. Laboratoire de Géophysique interne et Tectonophysique, CNRS UMR 5559, Université Joseph Fourier, B.P. 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France.
2. Géosciences Rennes, Université de Rennes I, CNRS UPR 4661, 35000 Rennes, France.
3. Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, CNRS UPRESA 5664, Université Joseph Fourier, B.P. 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France.
4. Institut fuer Allgemeine und Angewandte Geophysik, Ludwig-Maximilians-Universitaet, D-80333 Muenchen, Germany

Submitted to Tectonics, 24-04-2001

Abstract

A paleomagnetic study of Penninic units in the southern part of the Alpine arc has been carried out. More than 200 samples (35 sites) were collected in Briançonnais Ammonitico rosso limestones of the high Ubaye valley and the Ligurian Alps. A characteristic component of magnetization of reverse polarity was isolated on most of the sites. This component does not pass the fold test and is interpreted as a Tertiary overprint related to Alpine metamorphism. Mean directions in geographic coordinates are $D=121^\circ$, $I=-52^\circ$, $\alpha_{95}=11^\circ$ and $D=72^\circ$, $I=-48^\circ$, $\alpha_{95}=15^\circ$ for the Ubaye and the Liguria localities, respectively, indicating large counterclockwise rotations about vertical axis of 68° and 117° relative to stable Europe. These rotations, in agreement with a previous study conducted in the Briançon area, together with other paleomagnetic data from the western Alps, show that the internal Alps suffered a large but non-homogeneous counterclockwise rotation since the Oligocene. We interpret the rotations by the combination of several processes: the rotation of the Adriatic plate account for about 20° of rotation, remaining rotation and southward gradient would be related to left-lateral shear accommodating the displacement between Adria and Europe at the southern border of the western Alps. Furthermore, the southward extrusion of the western Alps south of the Simplon fault zone may account for up to 10° of rotation. Rotations appear therefore as a major process accommodating deformation in the western Alps since the Oligocene.

1. Introduction

The arc of the western Alps results from the convergence and collision between the Adriatic plate and the European margin of the Tethys since the Late Cretaceous. The present-day structure and geometry of the western Alps have been traditionally attributed to several successive phases of shortening, involving translations of tectonic units [Tapponnier, 1977; Tricart, 1980; Ricou, 1984; Laubscher, 1988; Choukroune et al., 1986; Platt et al., 1989]. Crustal scale rotation mechanisms accommodating deformation have received little attention, mainly due to the lack of direct structural evidence. However, some authors have inferred large-scale rotations as a key mechanism in the western Alps, either as a result of the curvature of the structures [Ménard, 1988; Laubscher, 1996; Stampfli and Marchant, 1997], or conversely, to explain the arcuate shape of the Alpine arc [Goguel, 1963; Gidon 1974; Besse and Courtillot., 1989; Schmid and Kissling, 2000]. In the internal western Alps (i.e. east of the Frontal Penninic Thrust, (FPT)) where the largest rotations are expected, few paleomagnetic data allowing a quantification of the rotation pattern are available (Figure 1). This is mainly due to limited outcrops of Tertiary rocks and/or weak magnetization of Alpine metamorphosed rocks. However, a paleomagnetic study conducted in the Briançonnais zone around Briançon city [Schmid and Kissling, 1999] (Figure 1) revealed a stable Tertiary magnetic overprint related to Alpine metamorphism. Here, a large counterclockwise rotation relative to stable Europe since the Oligocene was indicated. This result incited us to extend our sampling to a larger portion of the Alpine arc. In the present study, new paleomagnetic data from the southern part of the Alpine arc are presented. We focus on the high Ubaye valley and the Ligurian Alps (L&U, Figure 1). With this study, we attempt to answer the following questions: What is the scale of rotations in the western Alps? When did they occur? What are the boundary conditions and mechanisms controlling the rotations?

2. Geological setting and paleomagnetic sampling

The studied area are located in the southern Briançonnais zone of the penninic (internal) Alps. The Briançonnais zone consists of a stack of nappes essentially made up of Mesozoic sedimentary sequence and thrust on the Dauphiné zone (external Alps) along the

penninic thrust. Folding and thrusting occurred under high pressure-low temperature metamorphism during Eocene and Oligocene times. From the Miocene onwards, the Briançonnais zone underwent regional-scale brittle extension [Sue, 1998; Sue and Tricart, 1999; Tricart et al., 1996]. In such complex areas, an accurate knowledge of the history, style of deformation and associated structures is required to interpret the paleomagnetic data. This is presented below for the two studied areas, the Ubaye valley and Liguria. The rock facies sampled for paleomagnetic study is the Upper Jurassic Ammonitico Rosso limestone made of white carbonaceous nodules in a pale red clay matrix.

2.1. Ubaye valley

The studied area is located in the upper Ubaye valley, near Saint Paul sur Ubaye, between the Font Sancte massif to the Northwest and the Aiguille de Chambeyron massif to the Southeast (Figure 1 and 2). The Briançonnais zone consists here of two main superimposed nappes in contact with the Helminthoid flysch along the penninic thrust. Folding phases are similar to those observed to the north in the Briançon-Guillestre area [Tricart, 1980]. The first phase (D1) during the Late Eocene consist of emplacement of the Briançonnais nappes toward the Northwest [Choukroune et al., 1986] associated with a HP-LT metamorphic event (Lawsonite bearing greenschist grading into blueschist facies from West to East). The second phase (D2) resulted in refolding and slicing of the Briançonnais nappes and a general thrusting toward the Southwest over the external zone along the frontal penninic thrust. During D2, nappes were reorganised in large kilometric scale folds oriented N120 to N130 (e.g. Rouchouze and Marinet folds). D2 was essentially accompanied by Prehnite-Pumpellyite to greenschist metamorphism. The youngest sediments involved in the D2 deformation are locally dated as Upper Oligocene [Tricart, 1980; Lapierre, 1995] but this age is poorly constrained, as a third deformation event (D3) likely to be of late Oligocene age [Tricart et al., 2001]. During (D3), non-metamorphic event, east-verging backthrusting occurred and mostly affected the internal part of the briançonnais zone. During the Miocene, extension and strike-slip displacement (D4) occurred along longitudinal and transversal faults oriented respectively N160

and N40 to N70 respectively (e.g. the Serenne and the Font Sancte faults, Figure 2) [Sue, 1998].

About 130 samples were collected from 15 sites within the Rouchouze and Marinet folds. Three sites were sampled in the Ubaye valley, four sites to the north close to the Serenne pass and eight sites to the south in the Fouillouse valley (Figure 2 and Table 1).

2.2. Liguria

The second area is located in the Monte Marguareis-Mongioie massif, east of the Tende pass, where the most external units of the Ligurian Briançonnais crop out: the Upega-Nava-Carnino unit to the South and the Marguareis-Mongioie-saline unit to the North (Figure 3). The tectono-metamorphic evolution of the area essentially occurred during the late Eocene-Early Oligocene as for the Ubaye area [Vanossi and Gosso, 1983]. The main deformation phase (D1 in the Ubaye) occurred in the late Eocene with folding and southward thrusting of the Briançonnais over the Dauphiné zone [Lecanu and Villey, 1974; Vanossi and Gosso, 1983; Lanteaume et al., 1991]. This was accompanied by chlorite-albite facies HP-LT metamorphism [Messiga et al., 1982]. It was followed during the early Oligocene by an important non-metamorphic backthrusting event (D3 in the Ubaye). The D2 phase is only observed in more internal units [Vanossi and Gosso, 1983]. A post D3 deformation event is observed, although of lower intensity, and essentially associated with a set of conjugate strike-slip and compressive faults system (e.g. Chiusetta fault, Colle del Pas fault, Figure 2). This also affects the frontal Penninic thrust and the flysch units to the south [Lecanu and Villey, 1974]. Although poorly constrained in age, this event is not reported elsewhere to the Northwest and seems to be restricted to this part of the southern Alpine arc [Vanossi and Gosso, 1983]. Finally, late Alpine extensional structures D4 are also present, essentially with NS and EW normal faults bounding tilted blocks [Lecanu and Villey, 1974].

Three sites have been sampled on a pluri-kilometric fold N100 oriented of the Upega-Nava-Carnino unit (FAS, TAN, NAV). The other sites are located in the Marguareis-Mongioie unit (Figure 3 and Table 1).

3. Paleomagnetic study

Cores were collected with a portable gasoline powered equipment and oriented with a magnetic compass. Natural remanent magnetization (NRM) was measured with a two-axis cryogenic magnetometer (LETI) in the Laboratory of Geosciences Rennes. Schonstedt TSD1 and Pyrox furnaces were used for thermal demagnetizations. The susceptibility was measured using MS2 Bartington after each heating step. In general, magnetic and paleomagnetic data are homogeneous between localities and close to that observed on similar facies in the Briançon area [Schmid and Kissling, 1999].

3.1 Magnetic behavior during demagnetization

Most of the samples show low NRM intensities of about 4×10^{-4} A/m. At the Ubaye locality, two sites, LNC and VAL, and some cores of sites REG and FOR however revealed much higher NRM intensities (1×10^{-2} A/m) carried by low-coercivity magnetic minerals. This probably corresponds to a natural isothermal remanent magnetization due to lightning. These data will not be considered in the following discussion.

Three components of magnetization were usually observed during thermal demagnetization (Figure 4): a first low-temperature component, with maximum unblocking temperature around 200°C to 250°C and close to the present day magnetic field in the sampling area; a second component (A) with maximum unblocking temperatures around 450°C, well defined in all the sites and exclusively of reverse polarity; a third component (B) observed above 450°C. Unfortunately, very few sites revealed a clear B component (Figure 4c). In most cases this component did not show stable end points during the demagnetization (Figure 4a,b,d) and was difficult to isolate. This was probably due to a simultaneously strong increase of a viscous magnetization and of the bulk susceptibility above 450°C (see below).

3.2. Magnetic mineralogy

Representative samples were analyzed by progressive acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) followed by thermal demagnetization of three mutually isothermal remanence components acquired at a field of 1.2, 0.4 and 0.1T, respectively

[Lowrie, 1990]. Analysis indicates variable amounts of coercivity phases between sites. None of the samples studied reaches saturation at 1.2T (Figure 5a-c) which indicates the presence of high coercivity minerals. The high coercivity phase is removed above 670°C during three axis thermal demagnetization of IRM, and probably corresponds to hematite, responsible for the red pigment of the Ammonitico rosso facies. In most cases, a low coercivity magnetic phase (Figure 5b, c) removed below 580°C also occurs and probably corresponds to magnetite. After the first cleaning, we performed for each sample a second IRM acquisition and thermal demagnetization of three IRM components (Figure 5d). In all cases, a new magnetic low coercivity phase is observed with unblocking temperature of 580°C. Growth of magnetite during heating is therefore likely, causing the increase of susceptibility and viscosity observed during thermal demagnetizations. This emphasizes the special care needed for the interpretation of the B component.

3.3. Paleomagnetic directions

In folded areas, the analysis and dating of paleomagnetic directions with respect to tectonic event is firstly based on the fold test and requires a detailed knowledge of each folding phase and its effect on bedding measured at every site. As stated above, the Briançonnais zone suffered a complex history of deformation with at least four deformation phases. The respective effect of each phase on local bedding may be estimated only if a detailed specific structural analysis has been carried out. It was the case in the Briançon area [Schmid and Kissling, 1999], where available structural data allowed partial progressive untilting, especially to remove the late Tertiary extension effects (D4). In the Ubaye and Liguria areas, such detailed data are not yet available and we therefore calculated simple fold tests presented and discussed below.

3.3.1 The low temperature and B components

The low temperature component exhibits a very stable direction close to the present-day magnetic field and is most probably a recent viscous overprint. The B component was usually unstable and difficult to isolate. We attempt to isolate it for four sites from Ubaye (AOU, CAB, REN, MAS) and three sites from Liguria (DBA, SIG, BER)

using principal component and great circle analyses. However, a high scattering of mean site directions is observed (Figure 6), probably due to the unstable nature of this component, and does not allow statistical interpretation. This component, therefore, will not be discussed further.

3.3.2 The A component

In the Ubaye area, all mean sites directions point to the SSE in geographic coordinates and the mean direction is $D=121^\circ$; $I=-52^\circ$; $k=17$; $\alpha_{95}=11^\circ$ [Fisher, 1953] (Figure 7a and Table 2). After tilt correction we observe a significant increase in scattering and a mean direction in stratigraphic coordinates of $D=98^\circ$; $I=-33^\circ$; $\alpha_{95}=22^\circ$. The fold test is negative at the 99% confidence level [McFadden and Jones, 1981]. Additional local fold tests were performed: several sites were sampled on a section of the Rouchouze fold, Southeast of Fouillouse (Figure 3). At the sample level, a negative fold test is observed at the 99% confidence level. The same holds for the BAR and PVT sites sampled on D3 folds of metric scale. (Table 1).

In the Liguria area, one site (BOA) sampled in strongly fractured rocks showed very unstable NRM during demagnetization and no reliable characteristic component was isolated. Two other sites (DBA and POU) revealed strongly deviated mean directions relative to other sites (Table 2) and were not, therefore, used to calculate a regional mean direction for the Ligurian locality. Concerning the site POU, we afterwards realized that it was sampled very close to a major fault plane, which may explain this anomalous direction.

For the six remaining sites, we obtain in geographic coordinates a mean direction of reverse polarity $D=72^\circ$; $I=-48^\circ$; $k=20$; $\alpha_{95}=15^\circ$ (Figure 7b and Table 2). In stratigraphic coordinates we observe a significant increase in scatter with a negative fold test at the 99% level and a mean direction $D=57^\circ$; $I=-24^\circ$; $k=10$; $\alpha_{95}=22^\circ$.

In both areas, statistics at site or locality levels indicate consistent negative fold tests, in agreement with the data obtained to the North in the Briançon area [Schmid and Kissling, 1999]. This result shows that the A component is an overprint acquired after the last regional-

scale folding (i.e. after the D3 phase). Taking into account the age constraints on the metamorphic and folding phases, we propose that overprint occurred after the early Oligocene and probably during the late Oligocene.

A striking result is the systematic reverse polarity of the A component, in the Liguria and Ubaye areas and also to the north in the Briançon area [Schmid and Kissling 1999]. A chemical remagnetization acquired over several polarities but dominantly reverse may be invoked, but uncertainties in the age of the overprint makes this hypothesis difficult to test. Conversely, this single polarity may be related to a single short lasting event that occurred on more than 100km along the southern Alpine arc. If remagnetization is of thermal origin, a very fast post-metamorphic cooling should be expected. Petrographic [Goffé and Velde, 1984] data however indicate that the maximum temperature reached during metamorphism is 320° and that cooling down to 100°C occurred over several Myr. Alternatively, a chemical remagnetization carried by single domain grains implies that more than half of the magnetic grains reached their blocking volume during one reversal. Occurrence of fluids expelled from buried continental units could explain a global chemical remagnetization but no evidence of such large-scale flows have yet been evidenced in the field [Henry et al., 1996] no trace of fluids can be observed in thin sections. With data in our possession, we cannot discriminate between various possible mechanisms and deeper studies, especially on magnetic mineralogy, are required.

4. Interpretation of paleomagnetic directions

4.1. Scattering of site mean directions

Despite a negative fold test, a significant scatter of sites directions remains in geographic coordinates, especially in inclinations which ranges for instance between -17° and -72° at the Ubaye locality (Figure 7). This is likely related to extensional tilting after the acquisition of the remanence. In the Briançon area [Schmid and Kissling, 1999], a better clustering of mean sites directions in geographic coordinates was obtained when correcting tilts up to 35° related to late Tertiary extension (D4) [Sue, 1998]. At the Ubaye locality, few ten kilometers south of the Briançonnais locality, rotations of 10° to 35° about a horizontal axis oriented N40 could satisfactorily correct the sites with low inclinations or high inclination (MAS, GEN, AOU,

CHA). Indeed, although, tilts are not yet quantified, two sets of conjugated normal faults of hundred meter to kilometre scale oriented respectively N160 and N40 to N70 [Sue, 1998] have been recognised and could have accommodated tilting of order. Moreover, tilting on faults oriented N160 could also partly explain the remaining scatter in declination (e.g. site SER). Similarly, at the Liguria locality, late Alpine normal faults roughly oriented NS and EW have been recognized [Lecanu and Villey, 1974]. Again, tilting along NS faults could explain the low inclination for the site BER.

Alternatively, the last D3 non-metamorphic phase, which is supposed to be weak in the studied area, may be partly responsible for the remaining scatter if remagnetization occurred before or during this phase.

4.2. Comparison with stable Europe

As reference for stable Europe, we use the apparent polar wander path for Eurasia which do not show substantial variations during the Oligocene. Taking into account the uncertainty on the age of the overprint, we choose the reference at 30 Ma ($D=189^\circ$; $I=-59^\circ$; $\alpha_{95}=3^\circ$) [Besse and Courtillot, 1991]. Compared to this reference, the Ubaye and Liguria mean directions show significant and large deviations of $68^\circ \pm 15^\circ$ and $117^\circ \pm 19^\circ$ respectively (Figure 7 and Table 3). Several hypothesis may be invoked to explain this discrepancy.

First, one should consider a possible deviation of the remanence during its acquisition due to rock anisotropy. When possible, we measured for the Ubaye locality the tectonic foliation at the sampling sites (Figure 8). On most cases, site mean directions are significantly away from the foliation, and can even be orthogonal (site PVT). Furthermore, differences in strain between sites are not correlated with differences in directions. Similar observations were made in the Briançon area [Schmid and Kissling, 1999], suggesting at most only a weak effect of rock strain on remanence acquisition. Additionally, measurements of the anisotropy of magnetic susceptibility on representative sites indicate a very weak anisotropy ratio P (k_{max}/k_{min} , with k susceptibility factor), always lower than 3%.

Second, regional tilting about horizontal axis could also be invoked as late tertiary tilting (D4) is known in the studied areas. This is however unlikely for the following reasons. First, in the

Ubaye area for instance, observed deviation would require a regional eastward tilting of at least 45° along a N160 oriented fault, while observed normal faults occurs at much smaller scale and involve essentially westward tilting. Second, in the Liguria area, deviation would require a huge unrealistic regional tilting of 65°, and along faults oriented N145 while normal faults in the area are either NS or EW.

Therefore, the most likely hypothesis is that the southern penninic Alps suffered counterclockwise rotations about vertical axis relative to stable Europe.

5. Discussion

Paleomagnetic data on the Briançonnais zone indicate large and systematic counterclockwise rotations. The amount of rotation increases significantly from North to South, with 47° rotation in the Briançon area [Schmid and Kissling, 1999], 68° in the Ubaye and up to 117° in the Liguria (this study) (Figure 9). To the north, Tertiary paleomagnetic data are available in the internal Alps on Oligo-Miocene intrusives of the Traversella massif [Lanza, 1984], on volcanics of the Sezia zone [Lanza, 1977 ; 1979] and on gneisses of the Lepontine dome remagnetized during late Oligocene-Miocene metamorphism [Heller, 1980] (Figs. 1 and 9 ; Table 3). Fold tests were not possible in any of these studies and low inclinations indicate probable tilt about horizontal axis. However, all data also suggest a minimum counterclockwise rotation of 25° (25° for the Traversella massif, 25°-30° for the Sezia zone and 27°±13° for the Lepontine dome). In contrast, little or localized rotations are observed to the west in the Dauphiné zone [Crouzet *et al.*, 1996; Aubourg and Chabert-Pelline, 1999]. Hence, the consistency of the sense of rotation within different tectonic units along the Alpine arc strongly suggests that, east of the Frontal Penninic Thrust (FPT), the western Alps suffered a regional counterclockwise rotation. However, the complicate pattern of rotations along the Alpine arc, e.g. their increasing amounts toward the south and, in some cases, their very large amount may reflect interaction between several processes.

Several issues should be discussed in the light of the kinematic models for the Alps : (1), What are the boundary conditions controlling rotations, (2), what are the processes involved and (3), how can the different amount of rotations be explained ?

5.1. Rotation mechanisms

In this section, we examine several rotation mechanisms for the western Alps, to see what rotation pattern they predict and how they fit with the tectonic and paleomagnetic record.

5.1.1. Rotation of the Adriatic plate

On the basis of post-Eocene kinematic indicators, which indicate dominant right-lateral slip along longitudinal faults (i.e. on the FPT) and counterclockwise rotation of transport directions along the western Alpine arc, it has been postulated that the western Alps have suffered a regional counterclockwise rotation [Gidon, 1974 ; Besse and Courtillot., 1989]. This would be related to a coupling between the internal Alps and the Adriatic plate with attached Ivrea body [Stampfli and Marchant, 1997] which rotated counterclockwise during the Tertiary indentation (Figure 10a). Adriatic indenter is considered to have rotated approximately 20° since the (18° Schmid and Kissling [2000] and 25° Besse and Courtillot. [1989]). This hypothesis implies, (1) a maximum and homogeneous rotation of about 25° of the internal Alps, and (2), that right-lateral faulting should occur everywhere on faults parallel to the arc, in order to accommodate this large-scale counterclockwise movement.

The rotation of the Adriatic plate is a matter of debate because of the lack of Tertiary paleomagnetic data out of the Apennines, and due to the suspicion that Adria did not behave as a rigid block during the Tertiary [Lowrie, 1986; Van der Voo, 1993]. Several reliable paleomagnetic data are, however, available to the north of the Adriatic plate, in the Padan basin and in Istria (Figure 1 and Table 3) and declinations all consistently indicate significant counterclockwise rotations. In the Padan basin, a counterclockwise rotation of 25° is observed in Miocene sediments of the external apenninic units (Torino hills, Bormioli and Lanza [1994]) and 35° to 45° rotation in Eocene to Miocene sediments of Garbagna [VandenBerg, 1979; Hong Kie, 1988]. The volcanics of the Colli Euganei to the northeast, although not well constrained in age (Late Eocene to middle Oligocene) and with scattered mean sites directions [Soffel, 1974, 1976; Channel, 1978], do indicate a rotation of about 20°. Finally, late Cretaceous data of the Istria peninsula also show a rotation of about 40° [Marton *et al.*, 1990]. Preliminary data on Tertiary rocks confirm the rotation [Marton *et al.*, 1998]. Local tectonic effects may explain

the different amount of rotations between domains of northern Adria, but a rotation of about 20°-25° is likely. This is substantiated by structural data in the Southern Alps [Schönborn, 1992]. Indeed, south of the Tonale line, the amount of shortening decreases from east to west which implies a 15° counterclockwise rotation of the Adriatic plate relative to Europe. Furthermore, rotation could be still active, according to the first permanent GPS data on the Alpine domain [Caporali and Martin, 2000].

The rotation of the Adriatic plate is, therefore, an important boundary condition for rotations in the Alps, as suggested by some kinematic models. It does not, however, explain the large rotations (>45°) and their varying amounts.

5.1.2. Southward extrusion of the penninic Alps along curved faults

In this model, the western and central penninic Alps are extruded toward the south since the Oligocene in response to the collision. Penninic units move southward along the curved frontal penninic thrust, and thus suffer counterclockwise rotation [Ménard, 1987] (Figure 10c). Indeed, curvature of the Alpine arc was probably already present, at least partly, in the Oligocene. Two main predictions are associated with this model: (1), similarly to the Adriatic rotation plate model, right-lateral displacement occurs along faults parallel to the Arc and, (2) the amount of rotation depends upon (a) the total displacement of the extruded units and (b) the shape of the arc. Lateral extrusion caused by indentation of the Adriatic plate into Europe has been independently proposed for the Alpine orogen [Goguel, 1963; Tapponnier, 1977; Ratsbacher et al., 1991; Mancktelow, 1992]. According to Mancktelow [1992], NNW-SSE shortening in the central Alps is accommodated since the early Miocene by extension parallel to the orogen on the Simplon fault zone (Figure 9) and affected structural levels up to 25km deep. The total horizontal displacement on the Simplon fault is around 15 km [Hubbard and Mancktelow, 1992], probably close to the total displacement related to orogen parallel extension in the western Alps as no other such crustal fault zone is known. By fitting the FPT to a circle (Figure 10c) we obtain an associated counterclockwise rotation of units of about 5°. Up to 10° rotation may be reached in the southern part of the Alpine arc where the curvature is accentuated (Figure 9 and 10c). Hence, contribution of this mechanism on rotations measured in the

western and central Alps, although significant, remains probably minor relative to other processes described in the following paragraph.

5.1.3. Oroclinal bending by simple shear at the southern margin of the Alpine arc

Several authors consider that part or most of the arcuate shape of the Alpine arc was acquired before 35 Myr ago, on the convex European-Adriatic plate boundary [Laubscher, 1988; Stampfli and Marchant, 1997; Schmid and Kissling, 2000]. However, after 35 Myr ago (i.e. the lower age bound for the paleomagnetic rotation), the arcuate shape was probably accentuated [Schmid and Kissling, 2000]. Left-lateral simple shear at the southern border of the Alpine arc is a mechanism that could be responsible for both curvature and gradual rotations of deformed areas (Figure 10b). Indeed, left-lateral faulting, which accommodates the northwestward motion of the Adriatic plate relative to the European plate, occurs on orogen-parallel faults back of the Argentera massif and in Liguria (Figs. 3 and 9) during late alpine times [Ricou, 1981; Lanteaume et al., 1991]. A global simple shear model (Figure 10) [Ramsay, 1983], satisfactorily explains 20° and 40° of rotation for the Briançonnais and Ubaye areas and up to 90° for the Liguria. This model also implies a Northwestward displacement of the internal units of about 30km, in rough agreement with recent estimates deduced from crustal sections [Schmid and Kissling, 2000]. This displacement would be accommodated by thrusting of the Subalpine chains [Gratier et al., 1989] and on the penninic thrust.

5.2. A composite rotation model for the Alps

None of the models presented above are sufficient to explain the rotation pattern in the western Alps. Obviously, several mechanisms operate simultaneously (Fig 10d). We infer at least two major mechanisms that occurred since the Oligocene in the arc: (1) the rotation of the Adriatic plate and the attached Ivrea body [Stampfli and Marchant, 1997] induces a global rotation of the internal western Alps of about 25°. This mechanism may be still active, according to permanent GPS data [Caporali and Martin, 2000]; (2) left-lateral simple shear at the southern border of the Alpine arc may account for most of the remaining rotation and

especially the important southward increase of rotation. The southward extrusion of the Alps along the curved FPT is probably a significant third mechanism inducing rotations but do not account for more than 10°.

In this model, the southern termination of the extruded domain and the transition with the left lateral shear zone is located in a strip north of the Argentera Massif (Figure 9, 10d). It is noticeable that, in this domain, intense eastward and northeastward back thrusting is observed in the penninic units and the Ivrea body [Eva and Solarino, 1998].

6. Conclusion

New paleomagnetic data presented here on the southern part of the Alps indicate large counterclockwise rotations, up to 117° of the penninic Alps relative to stable Europe since the Oligocene. The consistency in sense of rotation with published data further to the north strongly suggests that the internal Alps suffered a global counterclockwise rotation relative to stable Europe. Several mechanisms seem necessary to explain the varying degree of rotation along the Arc. We propose that the rotation of the Adriatic plate and the left-lateral shear at the southern margin of the Alpine arc are the two main boundary conditions controlling rotations. Southward extrusion of the internal Alps along the curved penninic thrust may also be a significant process but minor relative to the others.

Hence, after the Eocene, crustal scale rotations in the western Alps are a major process that accommodates deformation and convergence between Adria and Europe. Rotations are consistent with the extrusion models; they also emphasise the rotation of the Adriatic plate as a major boundary condition controlling deformation in the western Alps, since the Oligocene, and eventually for the active tectonics if GPS data are confirmed. Studies based on regional restored cross-sections, strain trajectories, and paleogeographic reconstructions should take this evidence into account.

Acknowledgements

This work would not have been possible without the help of M. Gidon, R. Lanza, D. Bormioli, G. Ménard, T. Dumont J. Martinod and the student team of Grenoble. Financial support was provided by the GéoFrance 3D program. We thank J. Tait and V. Bachtadse for comments on a preliminary version of the manuscript, and J.P. Cogné for providing the PaleoMac software.

References

- Aubourg, C., and C. Chabert-Pelline, Neogene remagnetization of normal polarity in the Late Jurassic black shales from the Subalpine Chains (French Alps), Evidence for late anticlockwise rotations, *Tectonophysics*, 308, 473-486, 1999.
- Besse, J., and V. Courtillot, Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander paths since 200 Ma, *J. Geophys. Res.*, 96, 4029-4050, 1991.
- Bormioli, D., and R. Lanza, Rotazioni antiorarie nelle rocce terziarie delle Alpi Occidentali e dell'Appennino Settentrionale, in *Rapporti Alpi-Appennino*, edited by R. Polino and R. Sacchi, pp. 277-289, Peveragno, 1994.
- Caporali, A., and S. Martin, First results from GPS measurements on present day alpine kinematics, *Jour. Geodynamics*, 30, 275-283, 2000.
- Channel, J., Reappraisal of paleomagnetism of the Colli Euganei and Monti Lessini volcanics (Italy), *J. Geophys.*, 45, 29-33, 1978.
- Choukroune, P., M. Ballèvre, P.R. Cobbold, Y. Gautier, O. Merle, and J.P. Vuichard, Deformation and motion in the western Alpine Arc, *Tectonics*, 5, 215-226, 1986.
- Crouzet, C., G. Ménard, and P. Rochette, Post-Middle Miocene rotations recorded in the Bourg d'Oisans area (Western Alps, France) by paleomagnetism, *Tectonophysics*, 263, 137-148, 1996.
- Eva, E., and S. Solarino, Variations of stress directions in the western Alpine arc, *Geophys. J. Int.*, 135, 438-448, 1998.
- Fisher, R., Dispersion on a sphere, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 217, 295-305, 1953.
- Gidon, M., L'arc alpin a t'il une origine tourbillonnaire ?, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 272, 2412-2415, 1974.
- Gidon, M., C. Kerckhove, A. Michard, P. Tricart, P. Gotteland, C. Gout, D. Leblanc, R. Lefèvre, J. Le Guernic, J. Mégard-Galli, and G. Michel-Noël, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aiguille de Chambeyron (872), BRGM, 1994.
- Goffé, B., and B. Velde, Contrasted metamorphic evolutions in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps): a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages, *Earth. Planet. Sci. Let.*, 68, 351-360, 1984.
- Goguel, J., L'interprétation de l'Arc des Alpes occidentales, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 20-33, 1963.
- Heller, F., Paleomagnetic evidences for Late Alpine rotations of the Lepontine area, *Eclog. Geol. Helv.*, 73, 607-618, 1980.
- Henry, C., M. Burkhard, and B. Goffe, Evolution of synmetamorphic veins and their wallrocks through a western Alps transect : no evidence for large-scale fluid flow. Stable isotope, major- and trace-elements systematics., *Chem. Geol.*, 127, 81-109, 1996.
- Hong Kie, T., Magnetotectonics in the Piemont Tertiary basin, *Phys. Earth Planet. Int.*, 52, 308-319, 1988.
- Hubbard, M., and N. Mancktelow, Lateral displacement during Neogene convergence in the Western and Central Alps, *Geology*, 20, 943-946, 1992.
- lanteaume, M., P. Fallot, A. Faure-Muret, D. Haccard, M. Villey, J.P. Lecanu, D. Dufay, P. Gigot, M.F. Vigne, R. Aguinet, D. Vaslet, and M. Campredon, Carte géol. France (1/50 000), feuille Viève-Tende (948)- BRGM, 1991.
- Lanza, R., Paleomagnetic data from the Andesitic and Lamprophytic dykes of the Sesia-Lanzo zone (western alps), *Schweiz. mineral. petrog. Mitt.*, 57, 281-290, 1977.
- Lanza, R., Paleomagnetic data on the andesitic cover of the Sesia-Lanzo zone (Western alps), *Geol. Rundschau*, 68, 83-92, 1979.
- Lanza, R., Paleomagnetism in the Traversella massif, *Boll. Geof. Teor. Applic.*, 26, 115-124, 1984.
- Lapierre, H., M. Tardy, P. Tricart, G. Féraud, G.H. Mascle, J.F. Stéphan, and F. Senebier, Contexte géodynamique des magmatismes calco-alcalins des grès de Taveyennaz, du Champsaur et de Saint Antonin., in *Magmatisme du Sud-Est de la France, séance spéc. de la Soc. géol. France*, pp. 35-37, Nice, 1995.
- Laubscher, H., Shallow and deep rotations in the Miocene Alps, *Tectonics*, 15, 1022-1035, 1996.

- Laubscher, H.P., The arc of the Western Alps and the Northern Apennines: an updated view, *Tectonophysics*, 146, 67-78, 1988.
- Lecanu, J.P., and M. Villey, Contribution à l'étude géologique du massif du Monte Mongioie (Briançonnais ligure), 226 pp., Caen, 1974.
- Lowrie, W., paleomagnetism and the Adriatic promontory : a reappraisal, *Tectonics*, 5, 797-807, 1986.
- Lowrie, W., Identification of ferromagnetic minerals by coercivity and unblocking temperatures properties, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 159-162, 1990.
- Luyendik, B.P., A model for Neogene crustal rotations, transtension and transpression in southern California, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103, 1528-1536, 1991.
- Mancktelow, N.S., Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: evidence for interrelated faulting and backfolding around the Simplon (Switzerland), *Tectonophysics*, 215, 295-317, 1992.
- Mandl, G., Tectonic deformation by rotating parallel faults: the bookshelf mechanism., *Tectonophysics*, 141, 277-316, 1987.
- Marton, E., K. Drobne, and V. Cosovic, Tertiary counterclockwise rotation of adria as evidenced by new paleomagnetic data from Istria and NW Dinarids, *EGS abstract*, C15, 1998.
- Marton, E., V. Milicevic, and D. Veljovic, Paleomagnetism of the Kvarner island, Yugoslavia, *Phys. Earth Planet. Int.*, 62, 70-81, 1990.
- Ménard, G., Structure et Cinématique d'une chaîne de collision, les Alpes occidentales et Centrales, *unpub. thesis Grenoble*, 1988.
- Messiga, B., M. Oxilia, G.B. Piccardo, and M. Vanossi, Fasi metamorfiche e deformative alpine nel Brianzonese e nel Prepiemontese-Piemontese esterno delle Alpi Liguri: un possibile modello evolutivo, *Rend. Soc. Ital. Miner. Petr.*, 38, 261-280, 1982.
- Platt, J.P., J.H. Behrmann, P.C. Cunningham, J.F. Dewey, M. Helman, M. Parish, M.G. Shepley, S. Wallis, and P.J. Weston, Kinematics of the Alpine arc and the motion history of the Adria, *Nature*, 337, 158-161, 1989.

- Ramsay, J., *The techniques of modern structural geology*, 330 pp., Academic Press, London, 1983.
- Ratschbacher, L., W. Frisch, and H.-G. Linzer, Lateral extrusion in the Eastern Alps, part II: structural analysis, *Tectonics*, 10, 257-271, 1991.
- Ricou, L.E., Glissement senestre des Alpes penniques le long de la bordure de l'Argentera: son rôle dans le jeu de l'arc alpin, *C. R. Ac. Sc.*, 292, 1305-1308, 1981.
- Ricou, L.E., Les Alpes occidentales : chaîne de décrochement, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 851-874, 1984.
- 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.
- Schönborn, G., Alpine tectonics and kinematic models of the central southern Alps, *Mem. Sci. Geol. Padova*, 44, 229-393, 1992.
- Soffel, H., Paleomagnetism and rock magnetism of the Colli Euganei volcanites and the rotation of northern Italy between Eocene and Oligocene, *Bull. Geofis. Teor. Appl.*, 16, 333-355, 1974.
- Soffel, H., The paleomagnetism of age dated Tertiary volcanites of the Monti Lessini (Northern Italy) and its implications to the rotation of Northern Italy, *J. Geophys.*, 41, 385-400, 1975.
- Stampfli, G., and R.H. Marchant, Geodynamics of the Tethyan margins of the Western Alps, in *Deep structure of the Swiss Alps*, edited by O.A.e.a. Pfiffner, pp. 223-239, 1997.
- Sue, C., Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes. Approches structurale et sismologique, *unpub thesis Grenoble*, 1998.
- Sue, C., and P. Tricart, Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine thrust Thurst near Briançon, Western Alps, *Eclogae geol. Helv.*, 92, 171-181, 1999.
- Tapponnier, P., Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, 437-460, 1977.
- Thomas, J.C., M.E. Claudel, M. Collombet, T. Dumont, P. Tricart, and A. Chauvin, 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, 561-574, 1999.
- Tricart, P., Tectonique superposée dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision., *unpub. thesis Strasbourg*, 1980.
- Tricart, P., J.P. Bouillin, P. Dick, L. Moutier, and C. Xing, Le faisceau de failles de Haute-Durance et le jeu distensif du front Briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 323, 251-257, 1996.
- 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: une dynamique Miocène à actuelle, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172, 49-58, 2001.
- Van der Voo, R., *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans*, 411 pp., Univ. Press, Cambridge, 1993.
- Vandenberg, J., Preliminary results of a paleomagnetic research on Eocene to Miocene rocks of the Piemonte basin (N.W Apennines, Italy), *Geol. Ultraietnica*, 20, 147-153, 1979.
- Vanossi, M., and G. Gosso, Introduzione alla geologia del Brianzone Ligure, *Mem. Soc. Geol. It.*, 26, 441-461, 1983.
- Vialon, P., P. Rochette, and G. Ménard, Indentations and rotations in the western Alpine arc, in *Alpine tectonics*, vol. 45, edited by M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park, pp. 329-339, Geol. Soc. Spec. Publ., London, 1989.

Area	Site	Lat. (°N)	Long. (°E)	S ₀ dd/dip	S ₁ dd/dip
Ubaye					
	PVT	44.55	6.81	fold	S1/S0
	BAR	44.58	6.82	fold	S1/S0
	CHA	44.54	6.78	210/40	55/80
	SER	44.54	6.75	225/36	
	REN	44.57	6.76	256/32	
	MOR	44.57	6.76	208/25	
	LNC	44.57	6.76	249/28	
	VAL	44.50	6.85	316/72	
	MAS	44.51	6.84	253/90	23/57
	AOU	44.51	6.84	230/60	25/65
	CAB	44.51	6.84	205/15	191/90
	GEN	44.51	6.84	202/35	25/42
	FOR	44.52	6.83	228/40	
	REG	44.52	6.84	178/13	100/10
Liguria					
	SIG	44.17	7.67	240/20	220/23
	BER	44.17	7.65	240/20	120/20
	POU	44.17	7.64	125/27	
	BOA	44.16	7.60		
	DBA	44.16	7.67	214/52	
	GOR	44.17	7.62	310/10	
	TAN	44.13	7.73	190/65	
	FAS	44.16	7.80	185/50	
	NAV	44.11	7.87	186/39	

Table 1

Table 1. Data on paleomagnetic sites.

S₀/S₁ bedding/foliation, dd = dip direction, dip = inclination.

Area	Site	n/N	Geographic coor.				Stratigraphic coor.			
			D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}
Ubaye										
	PVT	10/10	111	-56	28	10	74	-30	10	17
	BAR	7/10	142	-52	34	10	145	-2	10	20
	CHA	5/6	146	-72	68	9	59	-55	68	9
	SER	6/7	163	-63	35	12	94	-58	35	12
	REN	9/9	137	-64	65	6	106	-41	65	6
	MOR	6/6	120	-48	18	16	94	-43	18	16
	LNC*									
	VAL*									
	MAS	5/8	120	-17	37	13	140	40	37	13
	AOU	7/8	104	-35	81	7	92	8	81	7
	CAB	7/8	108	-52	25	12	90	-48	25	12
	GEN	3/6	122	-28	71	15	103	-28	71	15
	FOR	5/12	105	-55	161	6	80	-26	161	6
	REG	5/13	95	-67	108	7	65	-66	108	7
	FOR+RE	10/25	101	-62	72	6	75	-46	13	14
	G									
	Mean	12/14	121	-52	17	11	98	-33	5	22
Liguria										
	SIG	10/10	36	-50	52	7	42	-31	52	7
	BER	9/10	72	-21	44	8	71	-2	44	8
	POU+	9/10	301	10	15	14	299	35	13	15
	BOA*	3/10								
	DBA+	9/9	354	-72	404	3	21	-23	404	3
	GOR	8/8	89	-58	31	10	96	-51	32	10
	TAN	6/7	77	-49	71	8	47	-5	71	8
	FAS	8/8	81	-42	58	7	53	-17	58	7
	NAV	8/10	76	-59	62	7	42	-33	62	7
	Mean	6/8	72	-48	20	15	57	-24	10	22

Table 2

Table 2. Paleomagnetic data for the A component. n = number of samples (or sites) used for statistics; N = total number of studied samples (or sites); Mean = mean global directions; D = declination; I = inclination; k = dispersion parameter; α_{95} = confidence circle at 95% confidence level. Stars indicate sites for which it was not possible to isolate stable components of magnetization. Crosses indicates site for which stable component was isolated but not used for calculation of mean direction.

Sites	N°	Age	Latitude °N	Longitude °E	N/n	Paleopole Lat Lon		A95- dp/dm	Rotation	Q	Reference
Apennine foreland and Pô plain											
Voltri, Liguria	1	Late Eoc/early Olig.	43	9.1	33	65	255	5.2/7.8	36°±8°	6	VandenBerg, 1979
Ramero-Garbagna	2	Late Olig/early Mioc.	43	9.1	10	49	261	4.9/8.3	51°±8°	5	Hong Kie, 1988
Turin mountains	3	Mid. Early Mioc.	45.1	7.8	51	67	236	7.5/11.6	29°±11°	5	Bormioli and Lanza, 1994
Colle Euganei	4	Late Eoc (?)Early- Middle Olig.	45.3	11.7	21	74	217	8.9/13.4	18°±14°	4	Soffel, 1974 ; Channel et al., 1978
Istria											
Kvarner, N. Istria, Trieste	5	Cretaceous	45.5	14.0	25	65	245	4.9/7.7	22°±8°	6	Marton et al., 1990
Southern Alps											
Monti Lessini	6	Eocene	45.5	11.5	25	64	206	6.7/11.5	36°±8°	4	Soffel, 1975; Channel et al., 1978
Western and Central Alps											
Briançonnais	7	Oligocene	44.6	6.6	9	61	276	8.5/11.6	47°±13°	5	Thomas et al., 1999
Ubaye		Oligocene	44.5	6.8	12	43	283	10.3/15.0	68°±14°	5	This study
Liguria		Oligocene	44.1	7.6	6	8.3	310	12.8/19.6	117°±19°	5	This study
Sezia Lanzo zone	8	Late Oligocene	45.6	7.9	28	33	239	3.1/6.1	±25°	4	Lanza, 1977, 1979, 1984
Lepontine dome	9	Late Olig.-Early Mio	46.3	8.8	9	69	271	7.8/10.4	37°±11°	5	Heller, 1980

Table 3

Table3. Selected Tertiary and Cretaceous paleomagnetic poles for the Northern Adriatic plate and the Alpine range. N/n :

Number of sites/number of samples; rotation : positive counterclockwise. Q:quality factor according to Van der Voo (1993) criterion

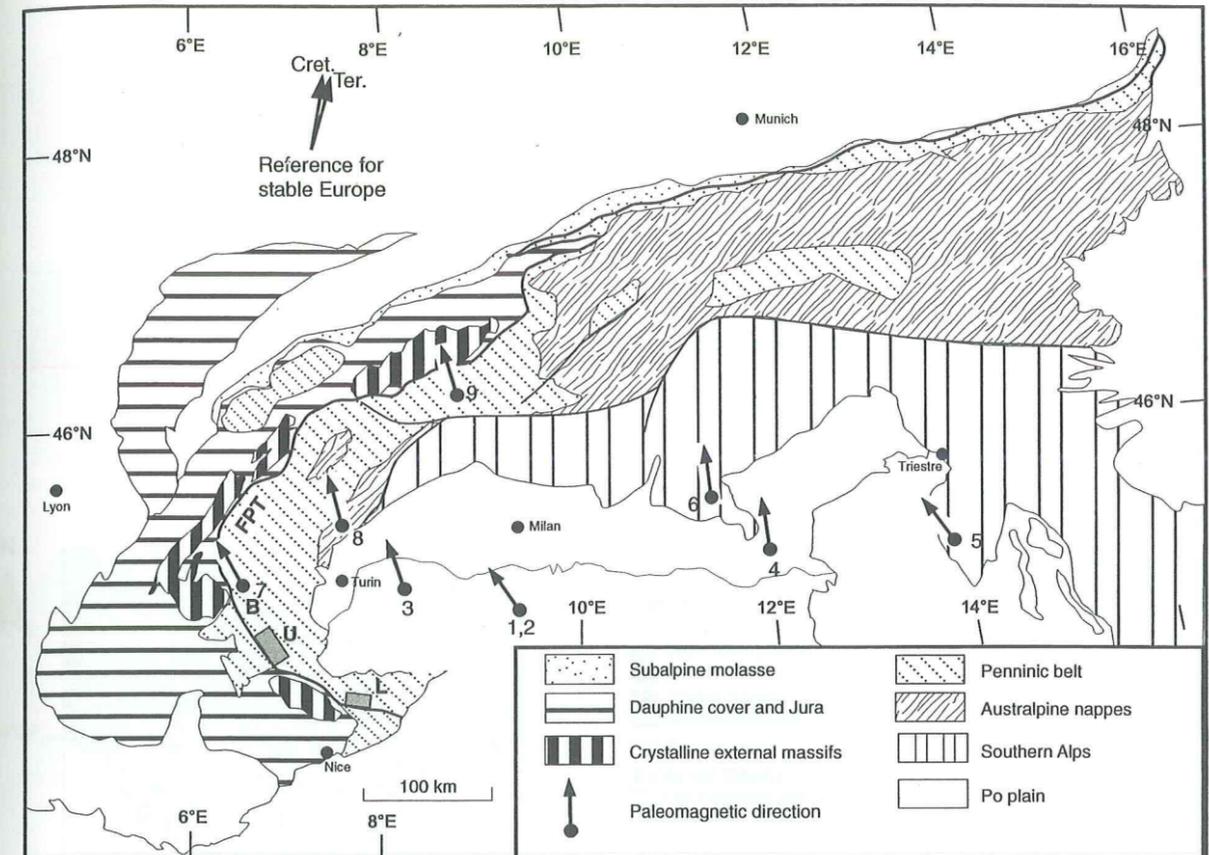


Figure 1. Main tectonic units of the Alps with selected paleomagnetic data for the internal Alps and northern Adriatic plate (see also Tab. 3). Grey boxes indicate the studied areas: U = Ubaye, L = Liguria. The frontal Penninic thrust (FPT, thick line) is referred as the boundary between the external and internal Alps. Numbers refer to data in table 3. B = area studied by Thomas et al., 1999.

Figure 1

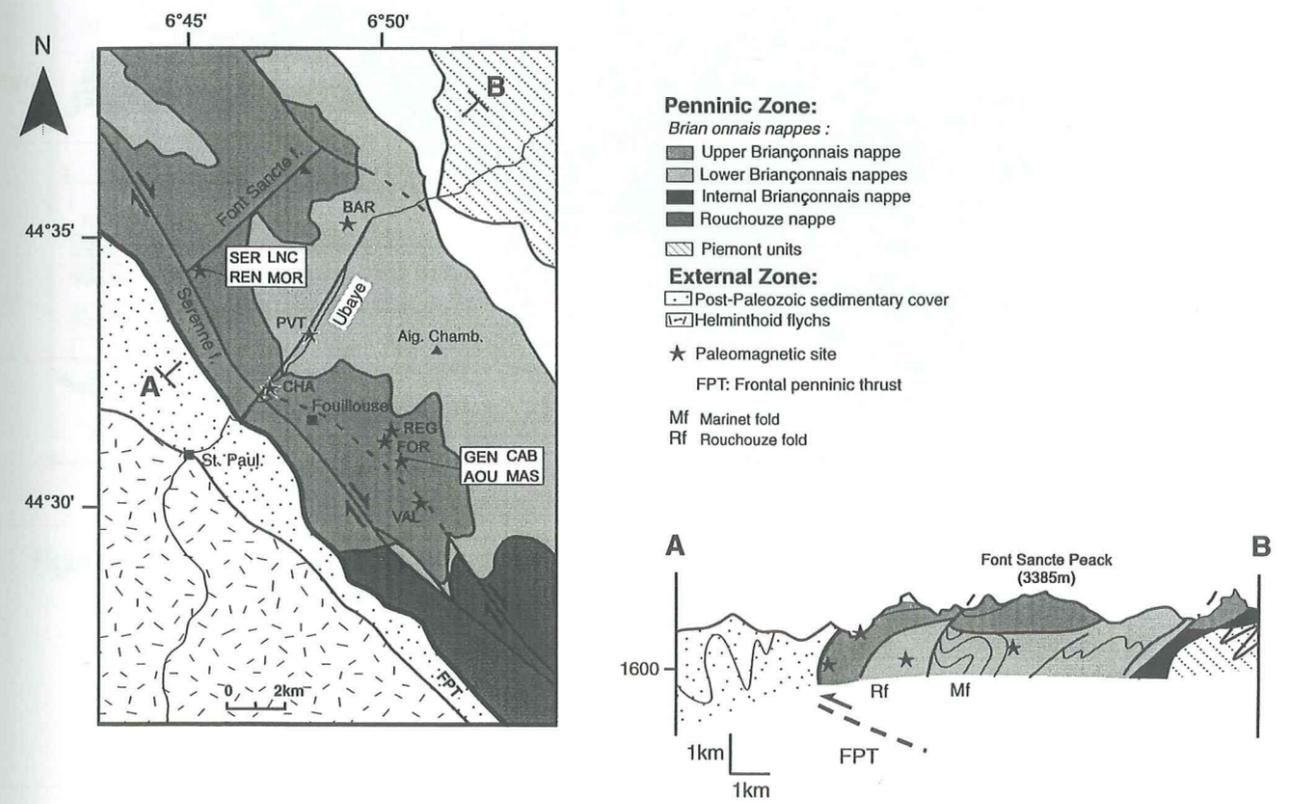


Figure 2. Structural map and simplified cross-section of the Ubaye area (adapted from Gidon et al., 1994). The paleomagnetic sites are projected on the cross sections.

Figure 2

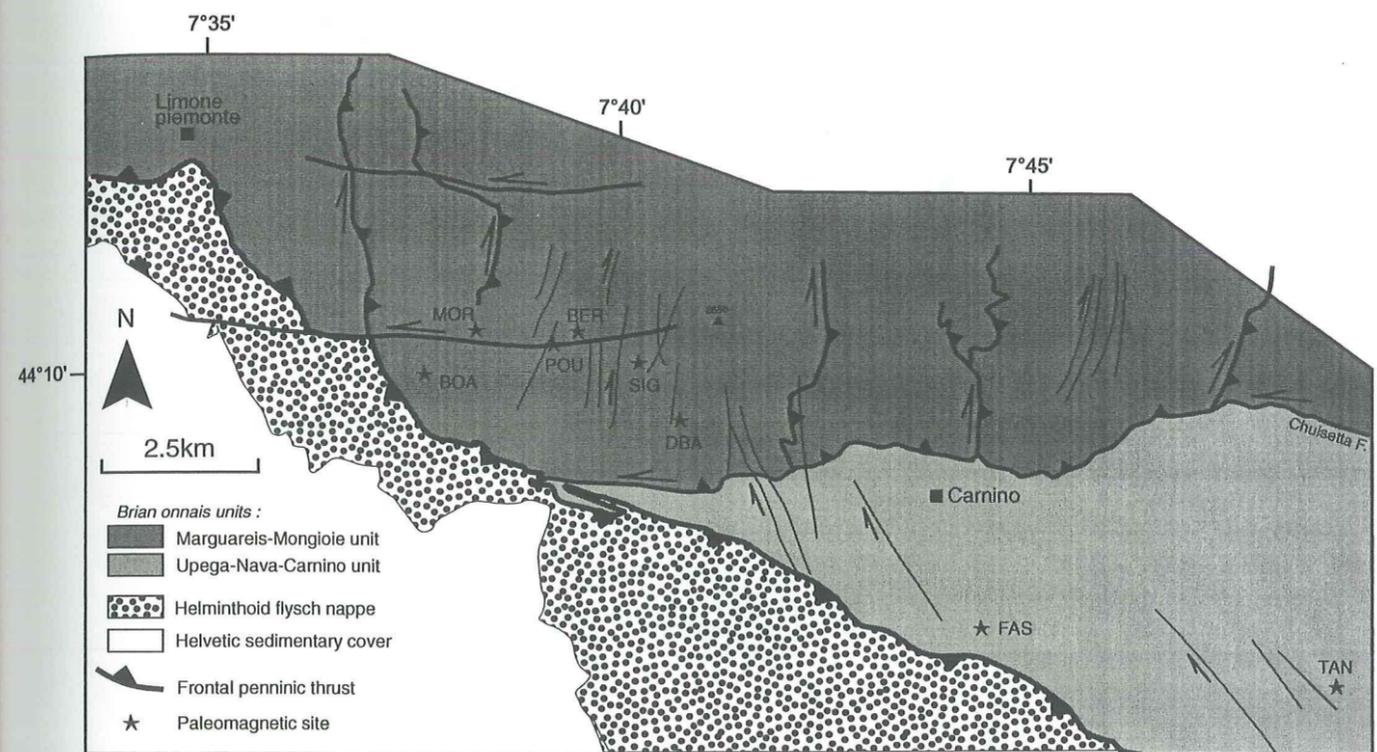


Figure 3. Structural map of the Liguria area with paleomagnetic sites (adapted from Lanteaume et al., 1992).

Figure 3

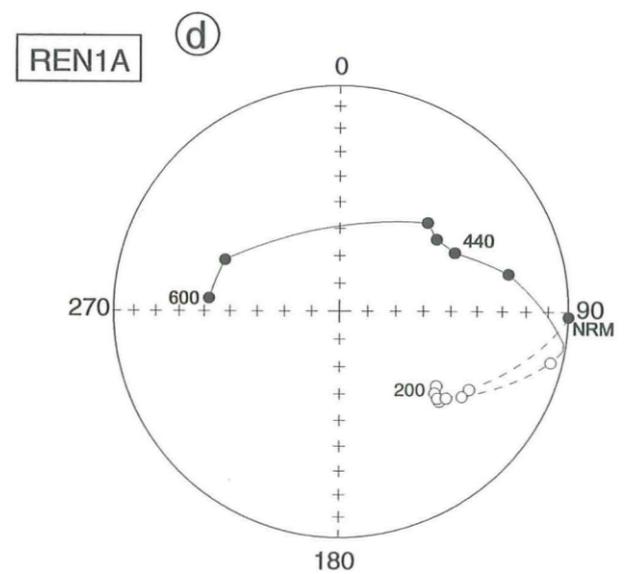
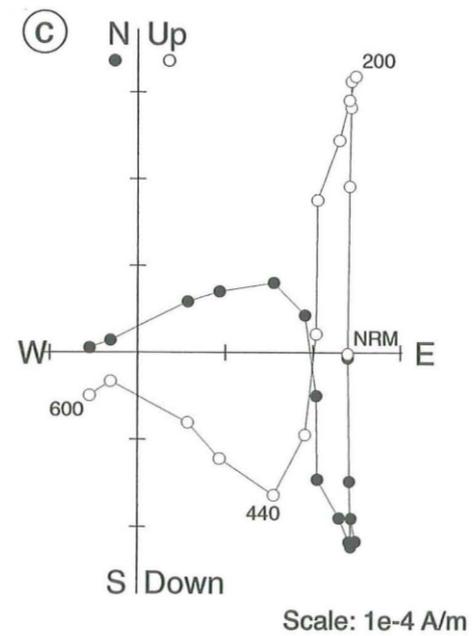
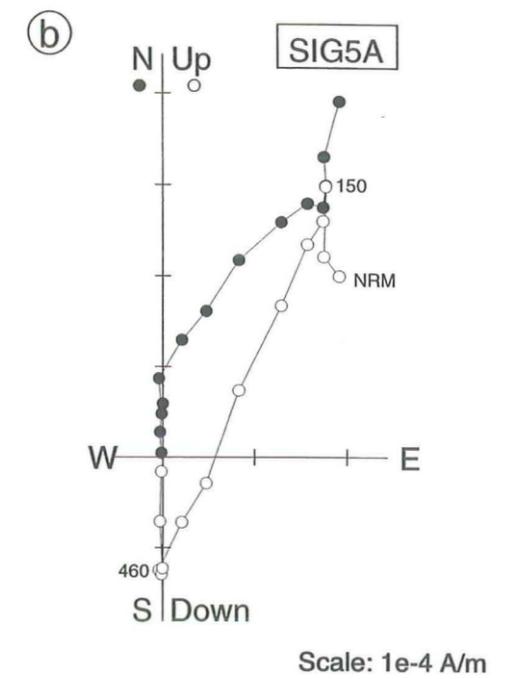
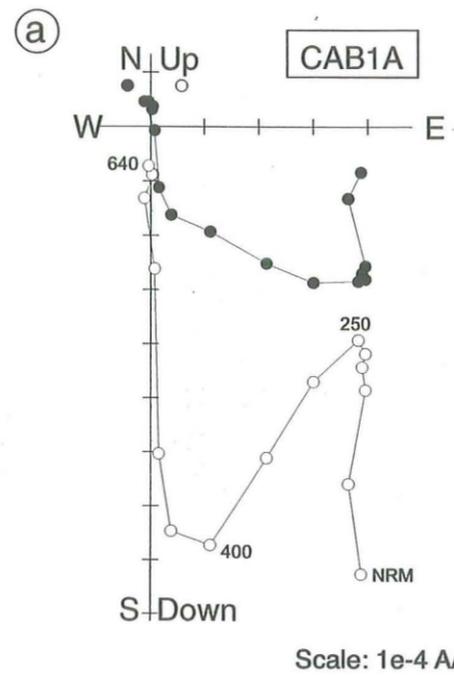


Figure 4. Representative thermal demagnetizations in geographic coordinates; (a-c), orthogonal plots; circle, vertical component dot, horizontal component (d): Stereographic projection; dot, normal polarity; circle, reverse polarity. Numbers indicate temperature steps.

Figure 4

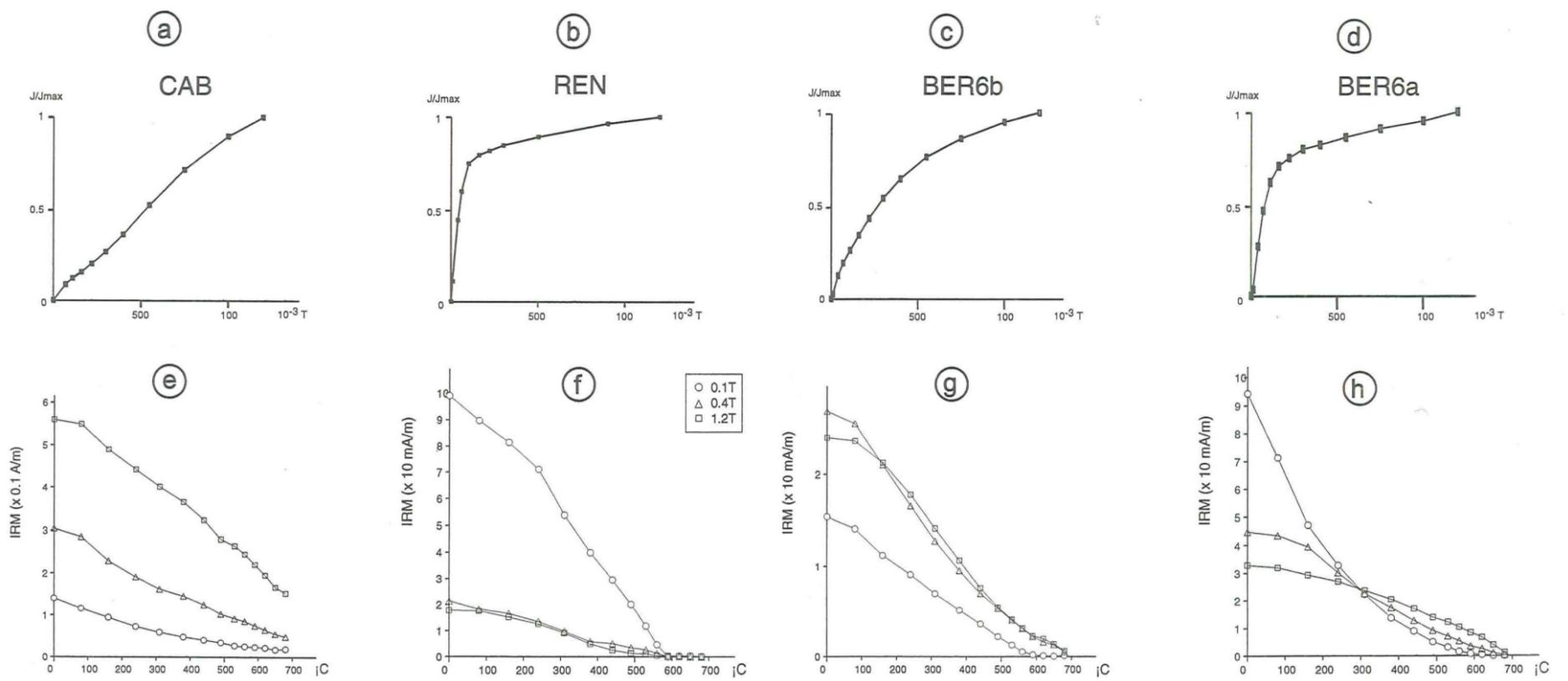


Figure 5. Isothermal remanent magnetization curves (IRM) (a-d) and thermal demagnetization of three-axis IRM for representative samples (e-g). (d). Sample BER6a was previously heated up to 700°C.

Figure 5

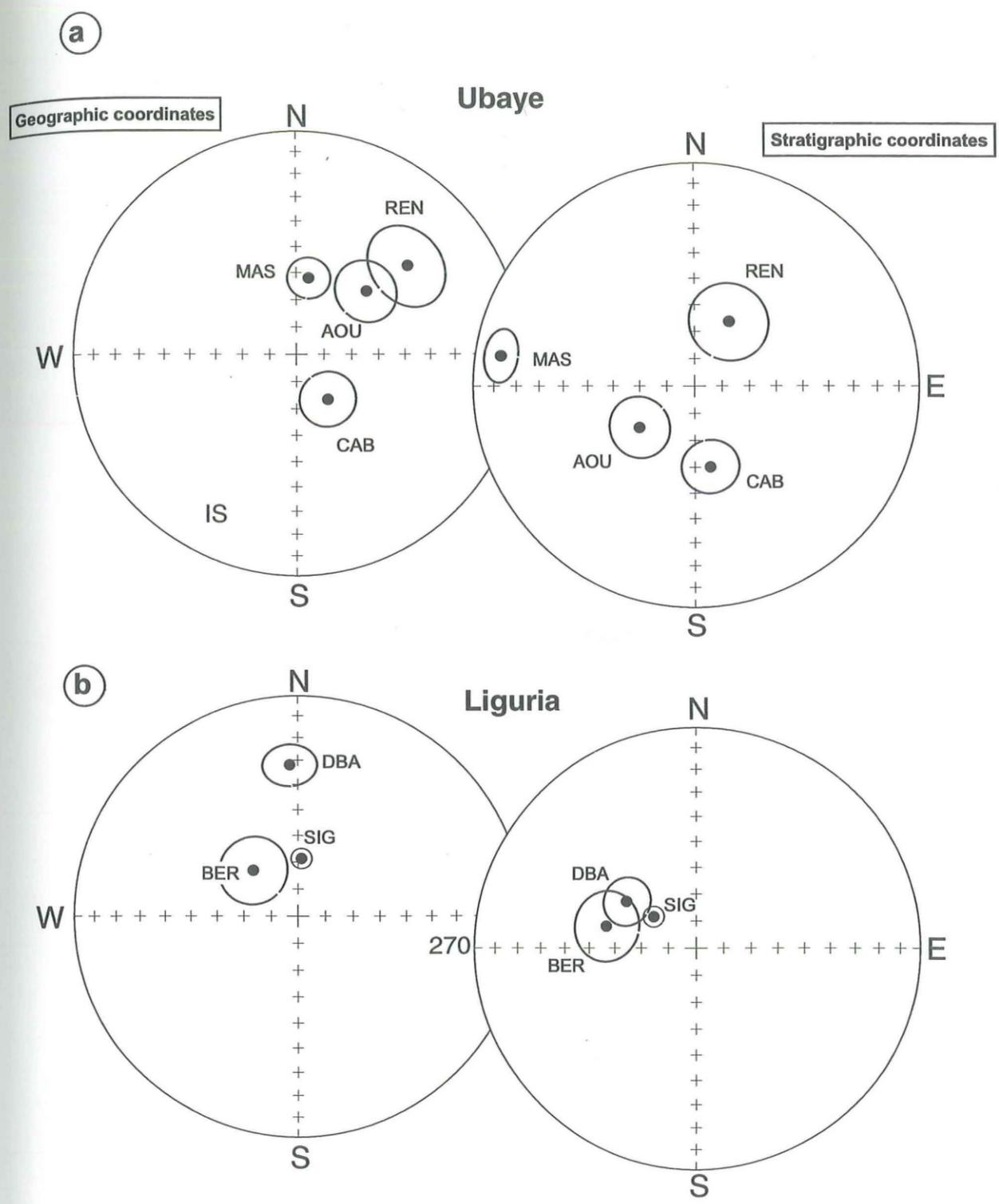


Figure 6. Stereographic projection of the mean site directions of the B component with associated confidence circles for the Ubaye (a) and Liguria (b) localities. All data are of normal polarity.

Figure 6

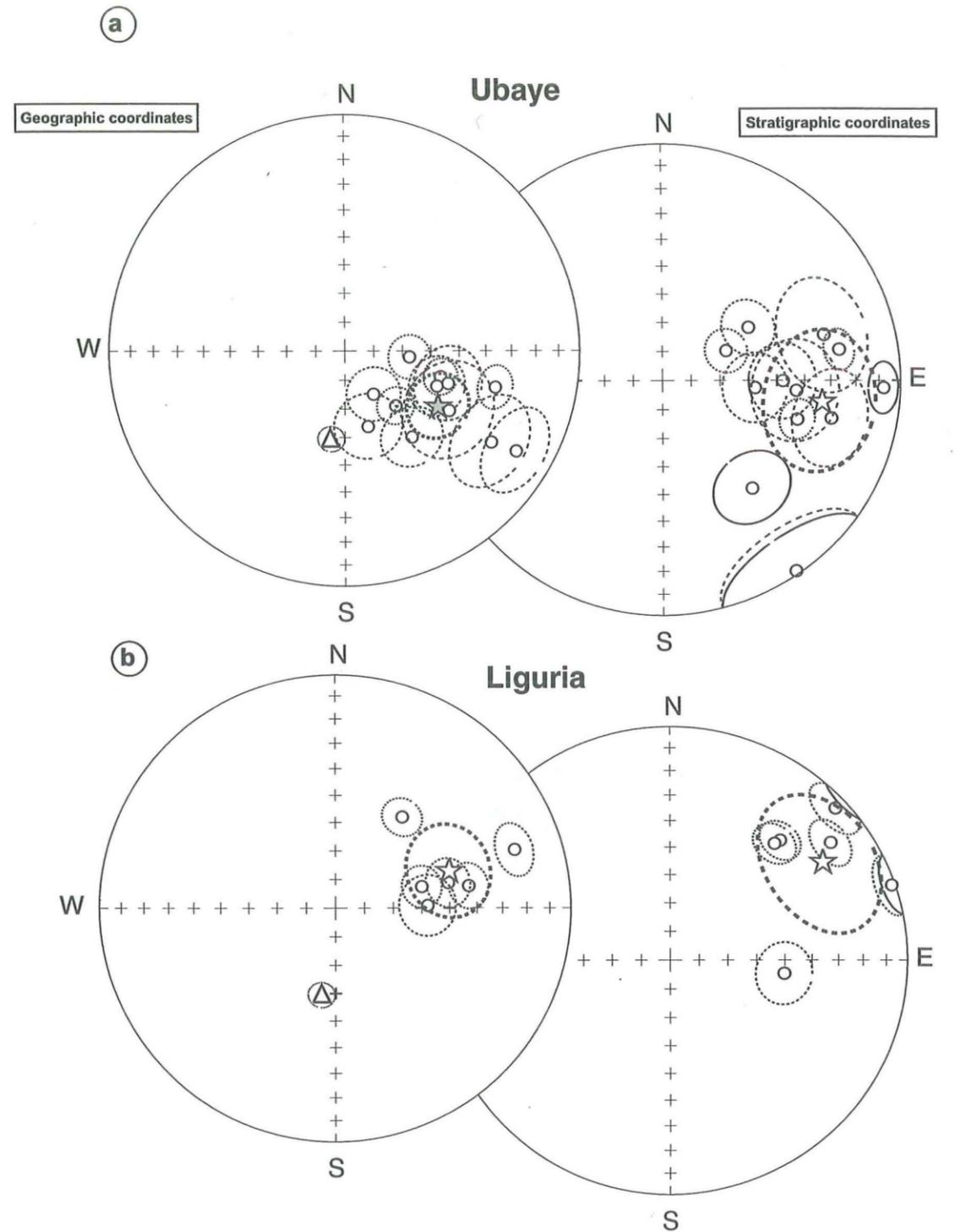
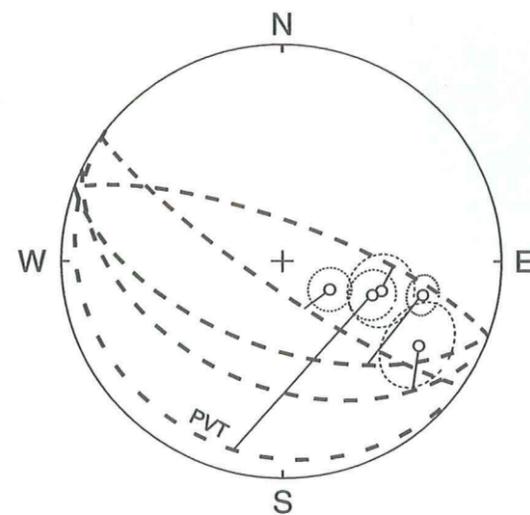


Figure 7. Stereographic projection of the mean site directions of the A component with associated confidence circles for the Ubaye (a) and Liguria (b) localities. Square is the reference direction for stable Europe at 30Ma (Besse and Courtillot, 1991). All data are of reverse polarity.

Figure 7

Ubaye



Liguria

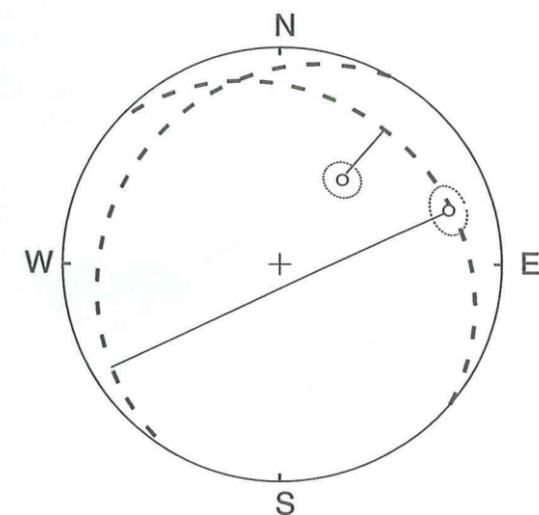


Figure 8. Tectonic foliation (great circles) and mean paleomagnetic directions (connected by lines) for the Ubaye and Liguria localities.

Figure 8

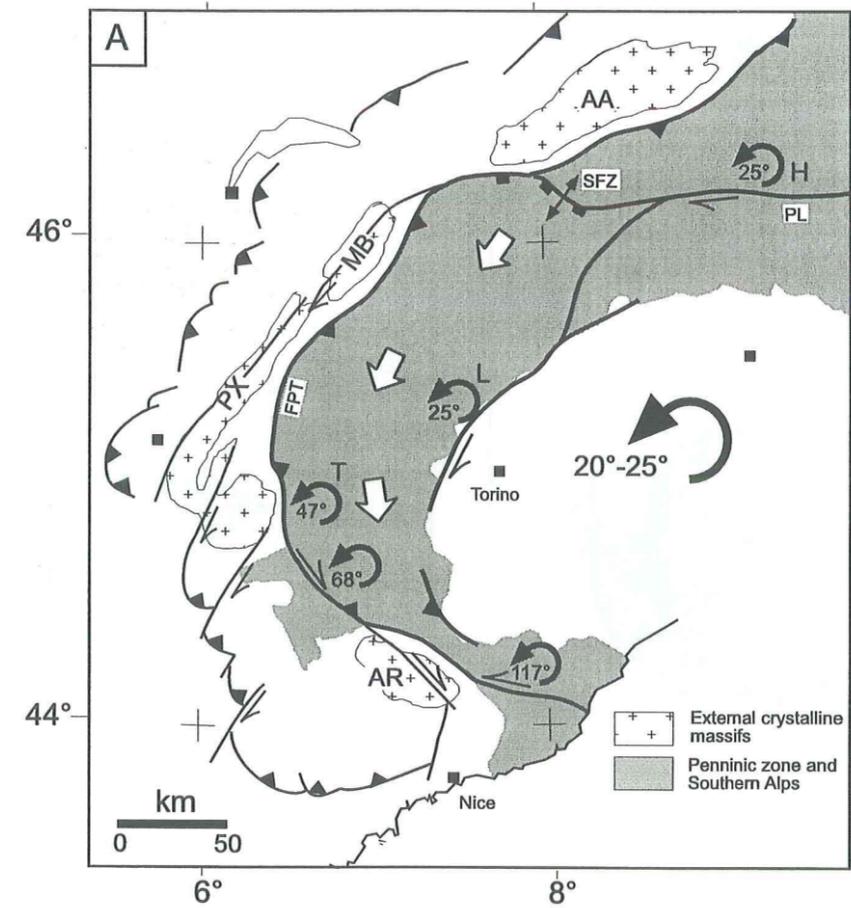


Figure 9. Simplified tectonic map of the western Alps outlying the Neogene kinematics. Vertical axis rotations are those deduced from the paleomagnetism (see also Fig. 1 and Tab. 3): H, L, T, data from Heller, Lanza and Thomas. The white arrows indicate the southward displacement of the internal Alps related to the extension at the Simplon fault zone. AA: Aar; AR: Argentera; BE: Belledonne. MB: Mont Blanc; PX: Pelvoux; FPT: Frontal Penninic thrust; SFZ: Simplon fault zone.

Figure 9

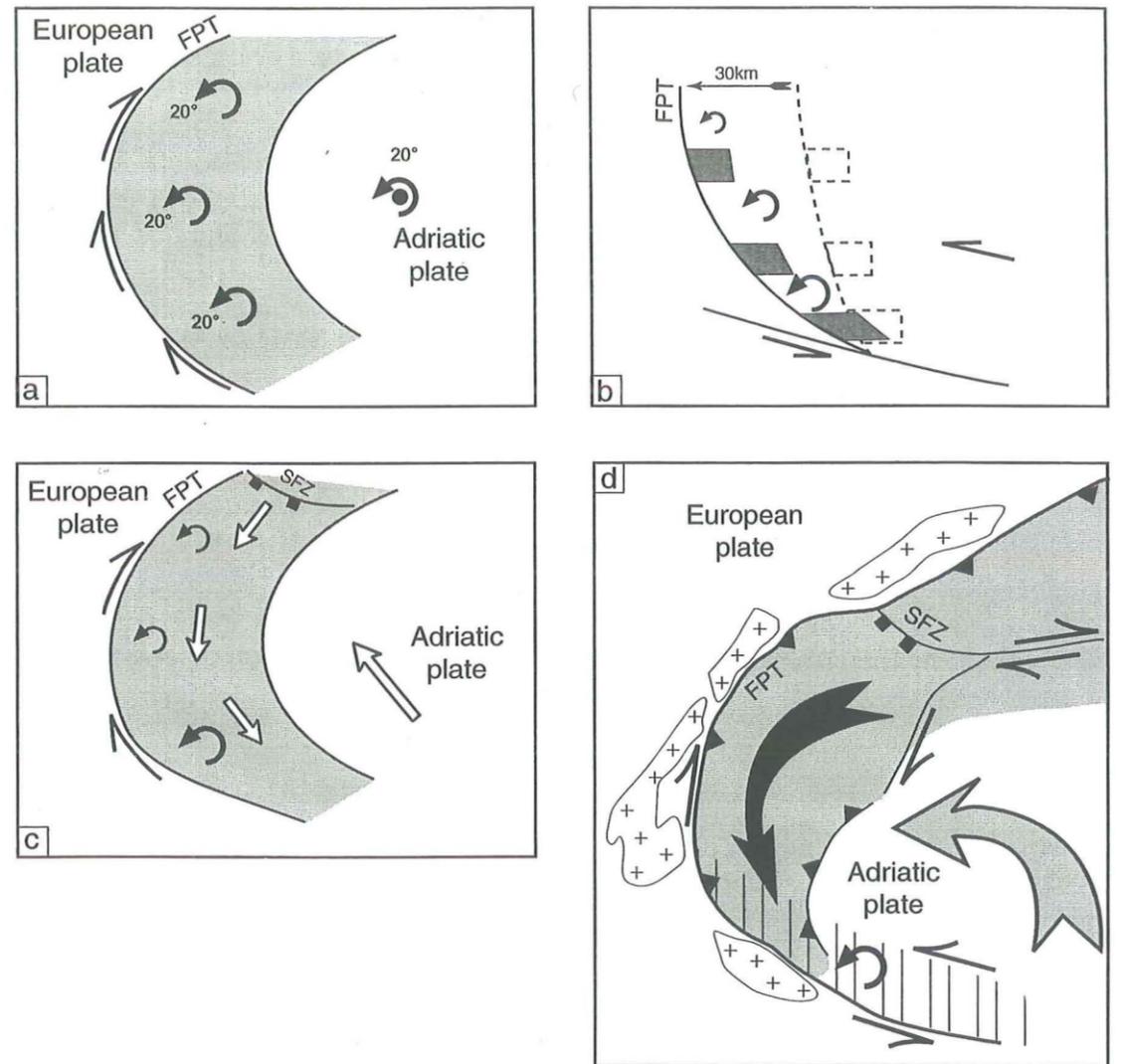


Figure 10. Various mechanisms inferred to explain rotations in the western Alps.

a, the rotation of the Adriatic plate and attached Ivrea body induce rotation of the internal Alps of about the same amount. Right-lateral faulting is expected on faults parallel to the arc; grey: internal Alps.

b, left-lateral shear in the southern part of the Alpine arc accommodates the relative displacement between the Adriatic and European plates. Associated rotations increase to the south towards the velocity boundary. Amounts of rotation imply an about 25km westward displacement of the FPT since the Oligocene.

c, southward extrusion of the internal Alps south of the Simplon fault zone (SFZ) occurs in response to the indentation of the Adriatic plate into Europe. Extrusion along curved FPT induces counterclockwise rotations. Amount of rotation depends upon the quantity of horizontal displacement of units and the curvature of the arc. grey: internal Alps. The arcs of circles used to fit the shape of the Alpine arc are in dots (see text for explanation).

d, composite rotation model for the western Alps. The domain in grey suffered rotations related to the rotation of the Adriatic plate and to southward extrusion south of SFZ. To the south (hatch) the western Alps suffered rotation related to left-lateral shear accommodating relative motion between the Adriatic and European plates. Crosses : external crystalline massifs.

Figure 10

II.3. Valle Maira

Cette petite zone d'étude regroupe quatre sites d'échantillonnage, très proches géographiquement de ceux de l'Ubaye (cf. Fig.II.1).

Le site EIG a été prélevé dans du marbre du Jurassique supérieur noduleux, très pâle, avec des lits argileux roses ou verts. L'ARN de ses échantillons n'a pas pu être exploitée car son intensité d'aimantation est trop faible, en moyenne de l'ordre de 4.10^{-5} A/m.

Les deux sites CIA et CAM ont été prélevés dans un niveau calcaire très rouge et très déformé du Jurassique supérieur. Leurs désaimantations thermiques permettent de mettre en évidence une composante de polarité inverse, orientée vers l'Est (cf. Fig.II.2 a) et b)).

Les composantes basse et haute température, par contre, n'apparaissent que très rarement.

Le site VIS se situe dans une ancienne carrière de Marbre de Guillestre. Ses échantillons révèlent également une composante inverse, très clairement définie (cf Fig.II.2 c)) et des composantes basse et haute température inexploitable.

L'ensemble des directions par échantillon de ces trois sites sont représentées sur la figure II.3. A.

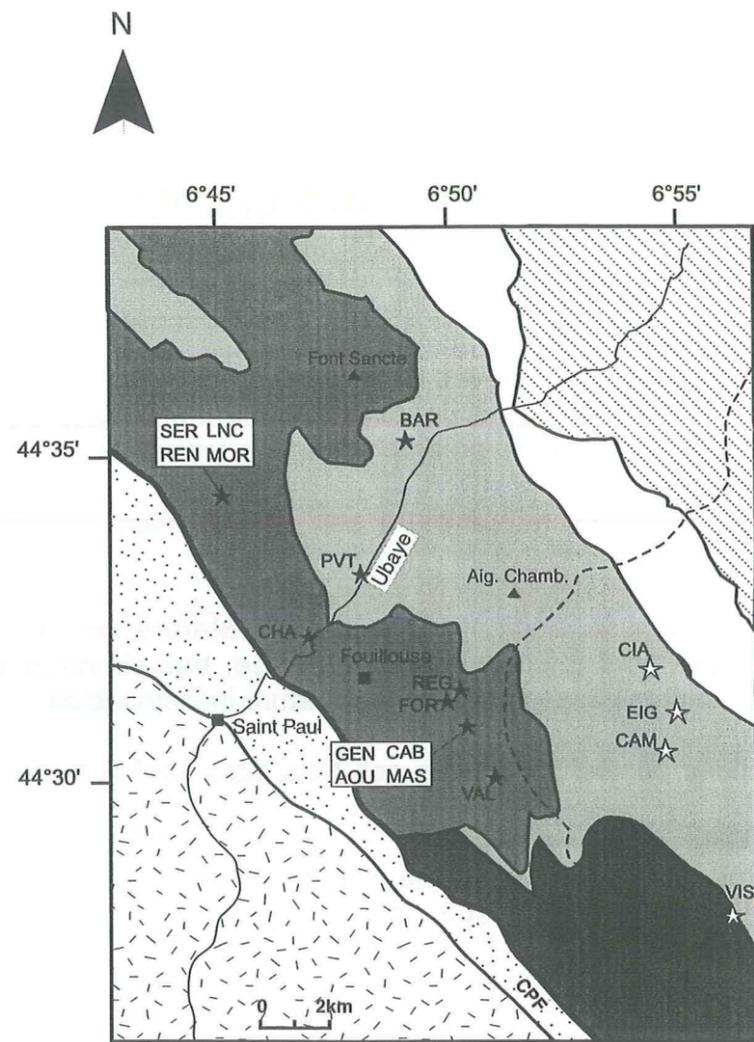
Remarque: Pour les trois sites exploitables, l'augmentation nette de la susceptibilité ne se produit qu'à partir de 600°C (alors que pour l'Ubaye et la Ligurie cette brusque augmentation s'amorçait dès 500°C).

Bilan:

Des directions paléomagnétiques exploitables ont été obtenues pour trois sites de cette petite zone d'étude. Bien que les composantes de basse et haute température n'apparaissent pas toujours, la composante intermédiaire elle, apparaît de manière systématique et peut être exploitée statistiquement. Les directions moyennes par site exposent des valeurs intermédiaires entre celles déterminées pour l'Ubaye et la Ligurie. Elles indiquent également des rotations antihoraires importantes, de l'ordre de 90° . (Fig.II.3 B/).

II.4. Rocca la Meja

Trois sites ont été prélevés dans la zone subbriançonnaise des Alpes Cotiennes (cf.Fig.I.1), entre le Monte Bodoira et Rocca la Meja. Ces sites n'ont pas pu être exploités car leur intensité d'aimantation (5 à 7.10^{-5} A/m) était trop faible pour présenter un signal cohérent.



Zone Briançonnaise:

Nappes Briançonnaises:

- Nappe supérieure du Briançonnais
- ▨ Nappes inférieures du Briançonnais
- Nappe du Briançonnais interne
- Nappe de Rouchouze
- ▨ Unités piémontaises

Zones externes:

- ▨ Couverture sédimentaire Post-Paléozoïque
- ▨ Flychs à Helminthoïdes

Localisation des sites de l'Ubaye et du Valle Maira

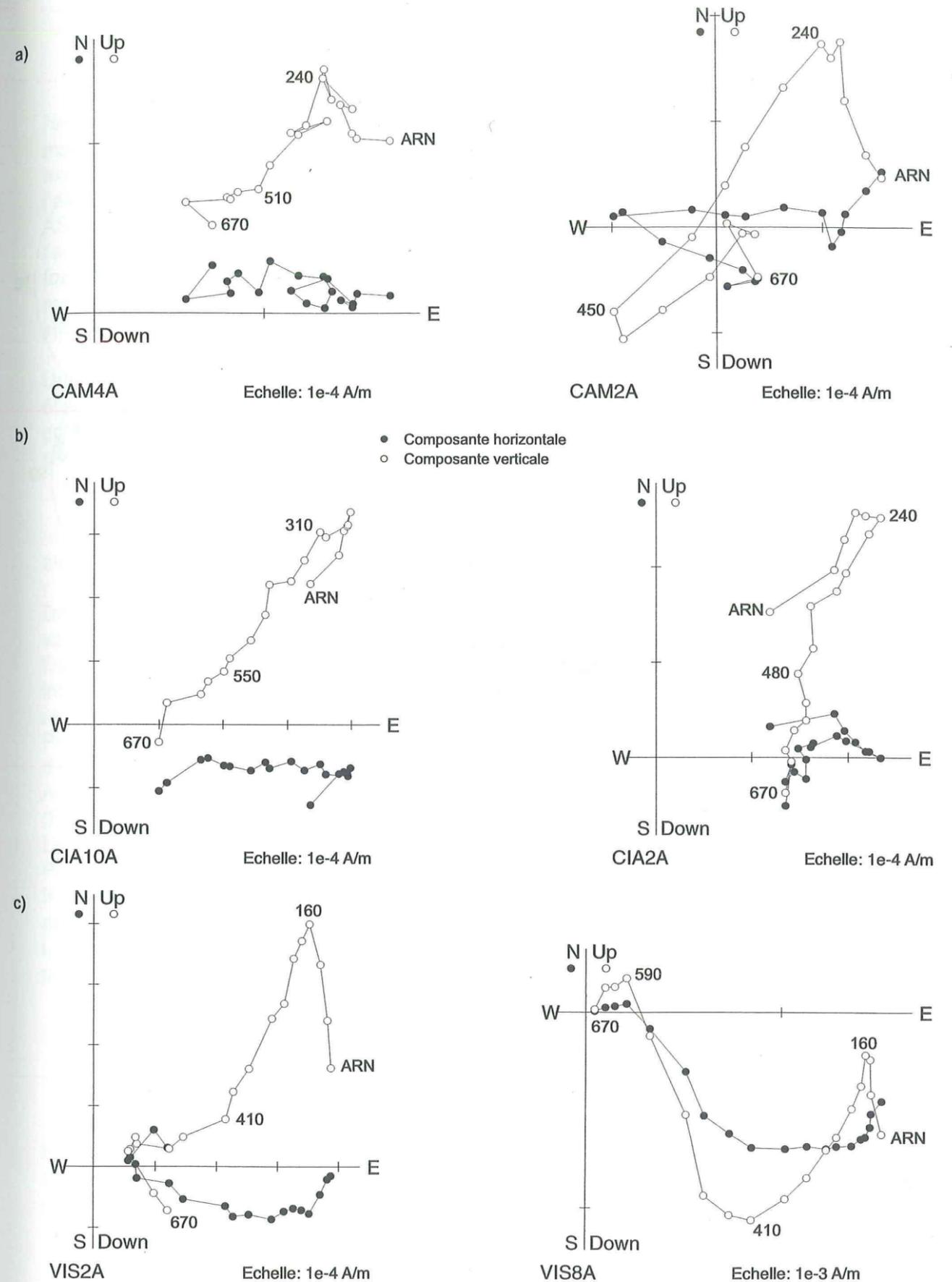
CIA: Monte la Ciarm; CAM: Campo Base; VIS: Lac Visaisa; EIG: Monte Eiglier

- ★ Sites d'échantillonnage de l'Ubaye
- ☆ Sites d'échantillonnage du Valle Maira

CPF: Chevauchement Pennique Frontal

--- Frontière Franco-Italienne

Figure II.1

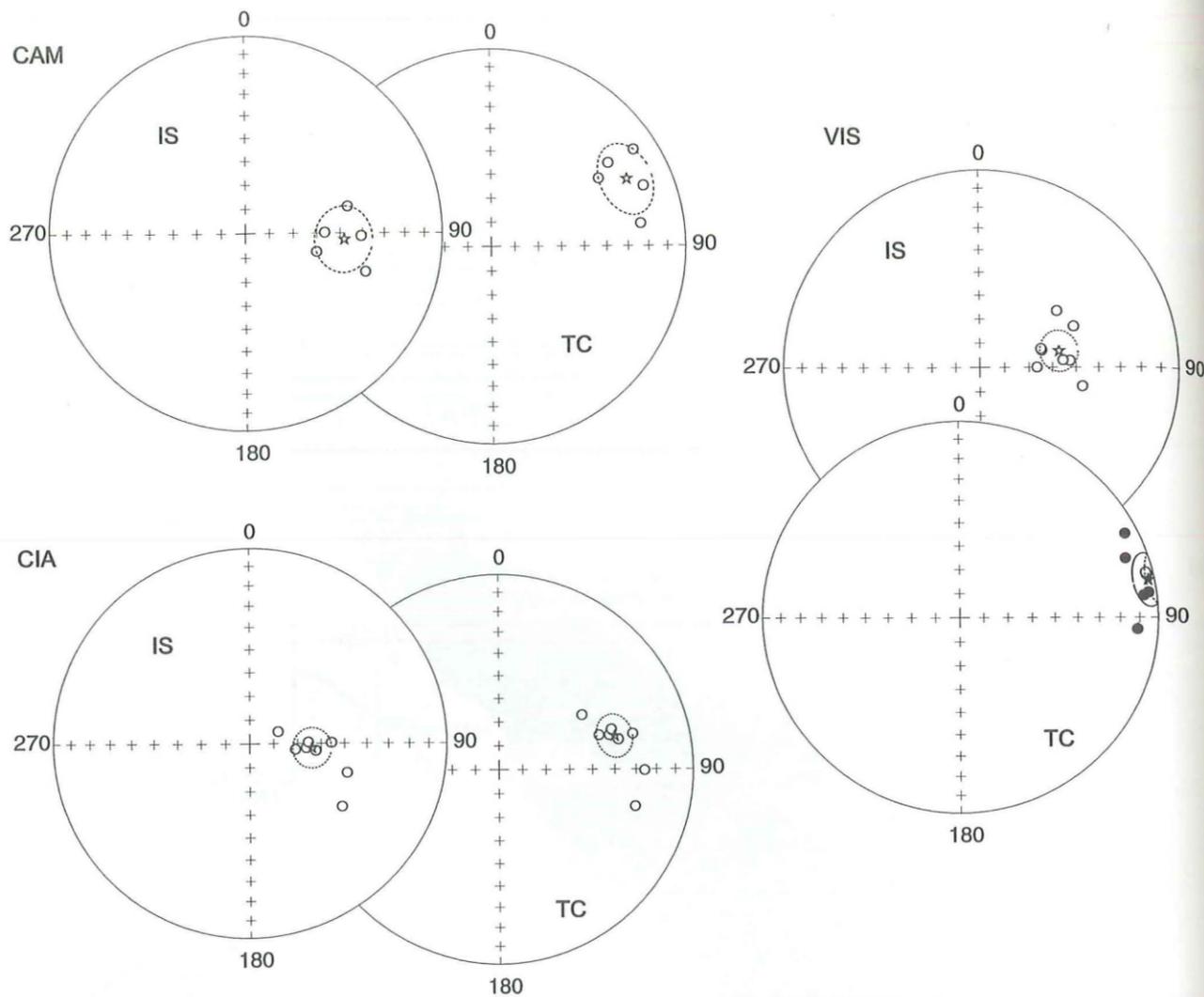


Diagrammes orthogonaux d'échantillons des sites a) CAM; b) CIA et c) VIS du Valle Maira.

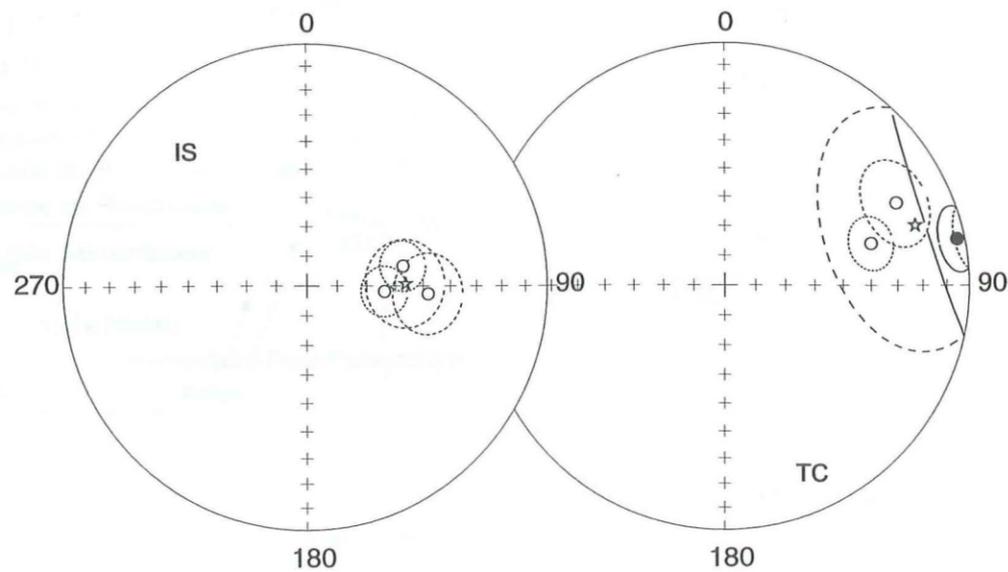
Les composantes basse et haute température apparaissent rarement (CAM2A, VIS8A), par contre, la composante intermédiaire est toujours visible.

Les chiffres indiquent la température en degrés Celsius.

Figure II.2



A/ Projections stéréographiques des directions de la composante intermédiaire pour 3 sites du Valle Maira. is: In Situ, tc: corrigé du pendage. L'étoile symbolise la direction moyenne des sites avec le cercle de confiance à 95% associé.



B/ Projections stéréographiques des directions moyennes par site pour la composante intermédiaire des 3 sites exploitables du Valle Maira. is: In Situ, tc: corrigé du pendage. L'étoile symbolise la direction moyenne du secteur avec le cercle de confiance à 95% associé.

II.5. Anisotropie de susceptibilité

La déformation des roches induit une anisotropie magnétique susceptible de dévier l'aimantation rémanente naturelle (ARN). La mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) peut aider à quantifier cette déformation, dans la mesure où le grand axe (K1) de l'ellipse définissant le tenseur d'ASM est souvent aligné avec celui de l'ellipsoïde des contraintes (Lowrie et al., 1986). Cependant, même si le lien ASM/déformation de la roche existe, il n'implique pas forcément une déviation de l'aimantation rémanente car les minéraux magnétiques porteurs de l'ARN ne sont pas forcément ceux impliqués dans la mesure de l'anisotropie. Néanmoins, ce paramètre mérite d'être testé car on ne peut pas, à priori, éliminer le problème d'une éventuelle influence de la déformation sur l'aimantation.

Une déviation de l'aimantation thermorémanente du fait de l'anisotropie de la roche a été mise en évidence sur différents types de roches, et notamment sur le massif granitique de Flamanville (Cogné, 1988). Le pourcentage d'anisotropie (%An) est défini par la relation suivante:

$$\%An = (K1/K3 - 1) \times 100$$

avec K1 et K3 les axes de forte et faible susceptibilité.

Dans le cas du granite de Flamanville, ce pourcentage varie de 15% à 30% pour des valeurs globales de susceptibilité supérieures à $5 \cdot 10^{-3}$ SI.

Dans notre cas, les valeurs de susceptibilité magnétique sont très faibles, très souvent inférieures à $1 \cdot 10^{-4}$ SI, et la détermination du tenseur d'anisotropie de susceptibilité se révèle délicate.

Pour les trois sites sur lesquels il a pu être défini, on obtient des pourcentages d'anisotropie inférieurs à 3% (2,9% pour SIG en Ligurie, 2,4% pour CAB et 2% pour AOU en Ubaye) et les tenseurs obtenus semblent sans rapport avec la schistosité (Fig.II.4).

Le lien ASM/ déformation est donc loin d'être démontré sur les sites testés.

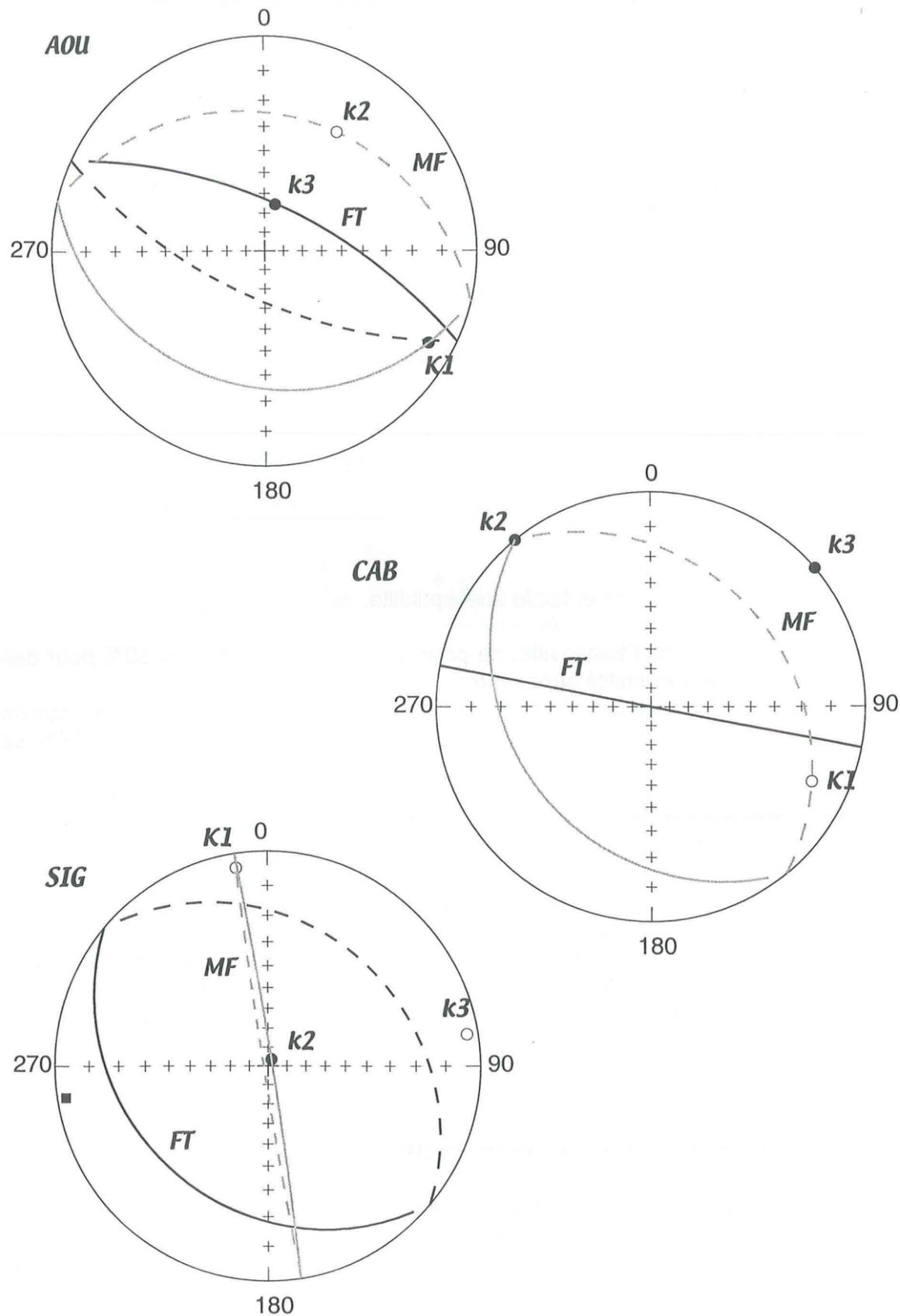
Pour ce qui est du lien déformation/ARN, nous avons vu dans les paragraphes II.1. et II.2. que la plupart du temps, les directions d'aimantation se positionnent loin des plans de schistosité (Fig.6d de l'article du Briançonnais et Fig.7 pour l'article Ubaye-Ligurie).

L'influence de la déformation sur les directions d'aimantation semble donc très peu probable.

II.6. Composante Haute Température (HT)

Ce paragraphe vient compléter l'article de la section II.2. à propos des composantes haute température définissables en Ubaye et Ligurie.

Certains sites de ces localités présentent en effet une troisième composante de polarité normale, plus ou moins claire, au delà de 400°C.



Projection stéréographique des axes de plus grande, moyenne et faible susceptibilité magnétique (resp. K1, K2 et K3) pour deux sites de l'Ubaye (AOU et CAB) et un site de Ligurie (SIG). Les plans contenant K1 et K2 (notés MF) définissent les plans de foliation magnétique pour chacun de ces sites. Les plans notés FT représentent la foliation tectonique. Aucune corrélation évidente n'apparaît entre ces deux familles de plans.

Figure II.4

II.6.1. Ubaye

Pour cette localité, la composante haute température est visible sur neuf sites, mais elle n'est bien définie que pour quatre d'entre eux. Quatre exemples de désaimantations thermiques sont illustrés sur la figure II.5.

Toutes les interprétations ont été réalisées par une extrapolation linéaire passant par l'origine (ancrage à l'origine) (même figure).

Les directions obtenues au niveau de chaque site sont bien groupées avec des paramètres de groupement k supérieurs à 20 (cf. Tab II.1 et Fig.II.6).

L'ensemble des directions moyennes par site (Fig.II.7 A), par contre, présente une dispersion importante, tant en coordonnées géographiques que stratigraphiques, et ne permet pas de conclure sur l'âge de cette composante.

II.6.2. Ligurie

Sur la totalité des neuf sites échantillonnés en Ligurie, six laissent apparaître une troisième composante au delà de 420°C (cf. Tab II.1). Cette composante haute température qui converge vers l'origine apparaît comme une composante caractéristique et se définit très clairement pour les sites SIG et DBA (cf. Fig.II.8 a, SIG5A et DBA4A).

Elle apparaît assez bien pour les sites BER et POU (cf. Fig.II.8 b).

Enfin, on la devine sur certains échantillons des sites NAV et TAN mais ces directions ne sont pas exploitables statistiquement (cf. Fig.II.9).

Au final, quatre directions moyennes statistiquement significatives sont obtenues sur les sites DBA, SIG, BER et POU (paramètre de groupement k supérieur à 20). Ces directions caractéristiques sont présentées sur la figure II.10 (Les interprétations ont été réalisées avec ancrage à l'origine).

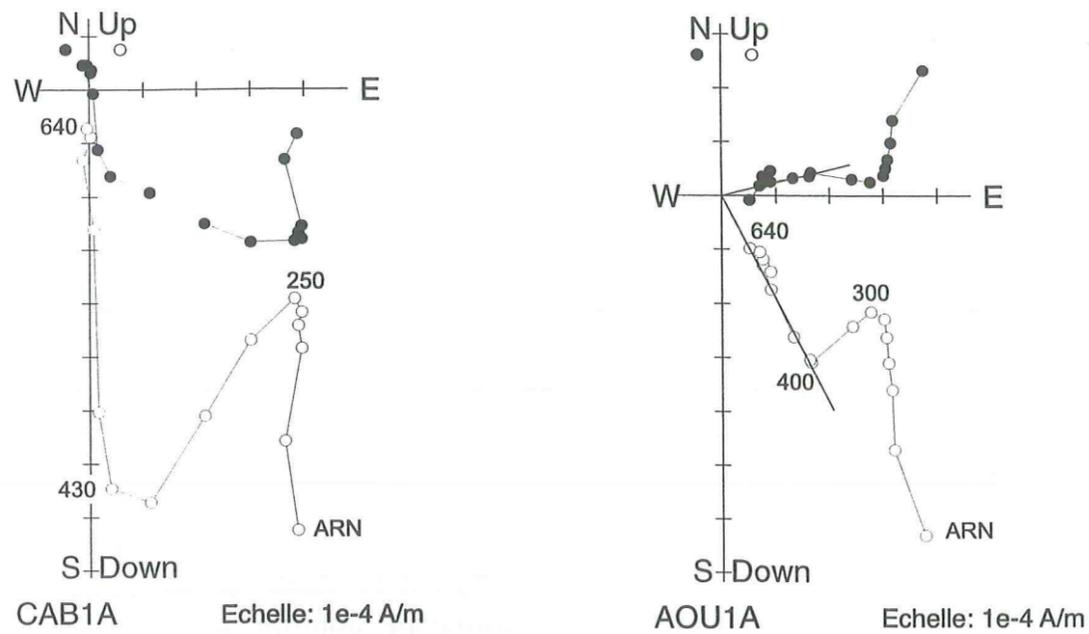
En coordonnées géographiques, les directions moyennes sont plutôt orientées vers le Nord ($D=344^\circ$; $I=62^\circ$; $k=14$; $\alpha_{95}=27^\circ$) (Fig.II.7 B/). Le site DBA se distingue des autres moyennes par sa faible inclinaison ($D=357^\circ$; $I=32^\circ$; $k=35$; $\alpha_{95}=9^\circ$).

En coordonnées stratigraphiques (corrigées du pendage), elles s'orientent vers le Nord-Ouest avec une inclinaison légèrement plus élevée ($D=295^\circ$; $I=71^\circ$; $k=18$; $\alpha_{95}=22^\circ$). Le paramètre de groupement augmente légèrement mais pas suffisamment pour être significatif.

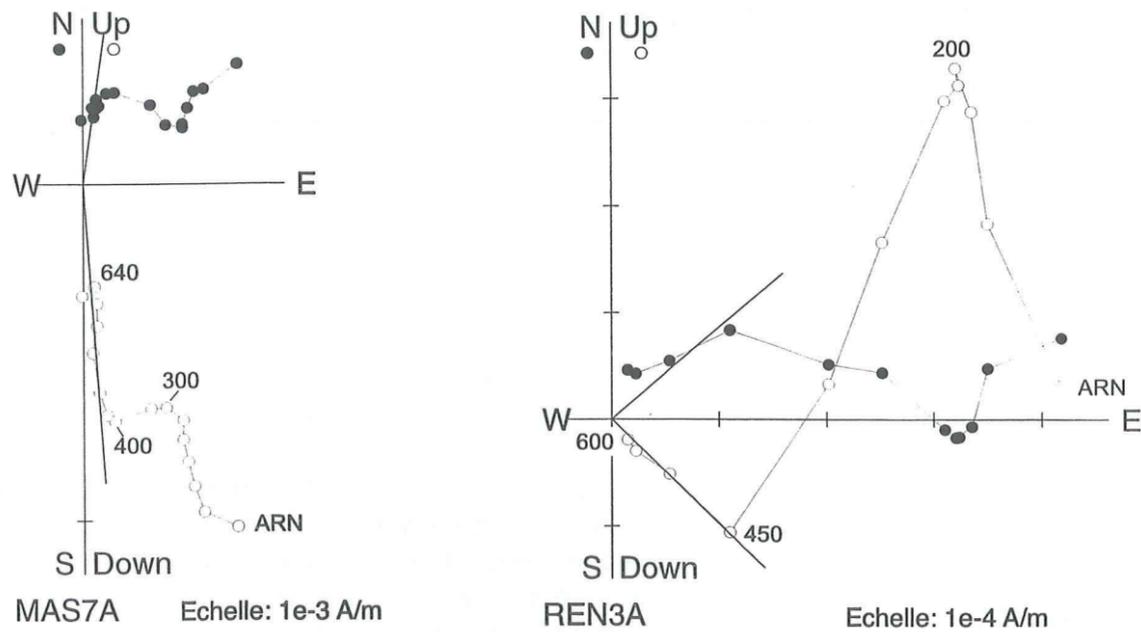
De fait, le test du pli s'appuie sur un trop petit nombre de données pour être significatif et ne permet donc pas de conclure sur l'âge de cette composante.

Sur la figure II.11, les deux directions, In Situ et Corrigée du Pendage (IS et CP) sont comparées aux directions de référence pour l'Europe stable à différentes époques.

La direction IS s'accorde assez bien avec les références Tertiaires (étoiles blanches) et présenterait une déviation antihoraire de l'ordre de 25°. Cette composante pourrait donc être postérieure à la composante de moyenne température mais il faudrait alors trouver le mécanisme post-métamorphisme alpin capable de réaimanter partiellement ces roches sans affecter la composante intermédiaire. Cette hypothèse ne peut pas être rejetée mais sa vérification nécessiterait une étude minéralogique et métamorphique régionale beaucoup plus poussée.



● Composante horizontale
○ Composante verticale



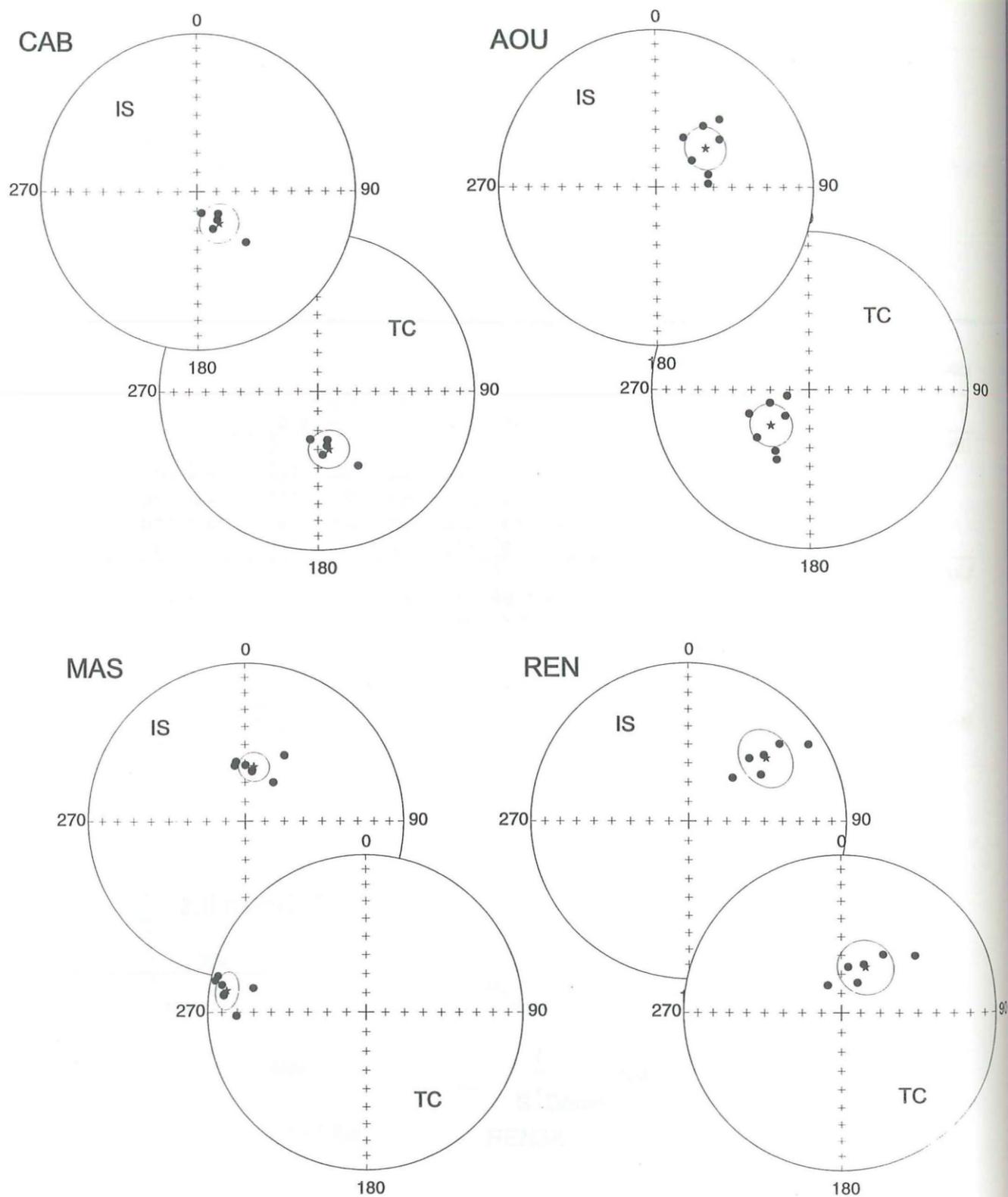
Diagrammes orthogonaux d'échantillons des sites de l'Ubaye pour lesquels la composante haute température est exploitable. Cette composante a été interprétée avec ancrage à l'origine. Les chiffres indiquent la température en degrés Celsius.

Figure II.5

Localité	Site	n/N	Coordonnées géographiques				Coordonnées stratigraphiques				Gamme de Températures en °C
			D	I	k	a95	D	I	k	a95	
Ubaye	CAB	5/8	145	70	58	10	169	60	58	10	430-510
	AOU	6/8	48	55	37	11	233	65	37	11	430-510
	REN	6/9	51	37	23	14	28	63	23	14	450-550
	MAS	7/8	9	62	63	8	279	12	63	8	470-640
Ligurie	DBA	9/9	357	32	35	9	304	59	35	9	440/480-570
	SIG	10/10	4	69	163	4	307	71	163	4	460-540
	POU	9/10	318	72	21	12	129	83	14	14	460-570
	BER	7/10	316	66	24	13	284	56	24	13	420/460-540/580
Moyenne Ligurie			344	62	14	26	295	71	18	22	460-570

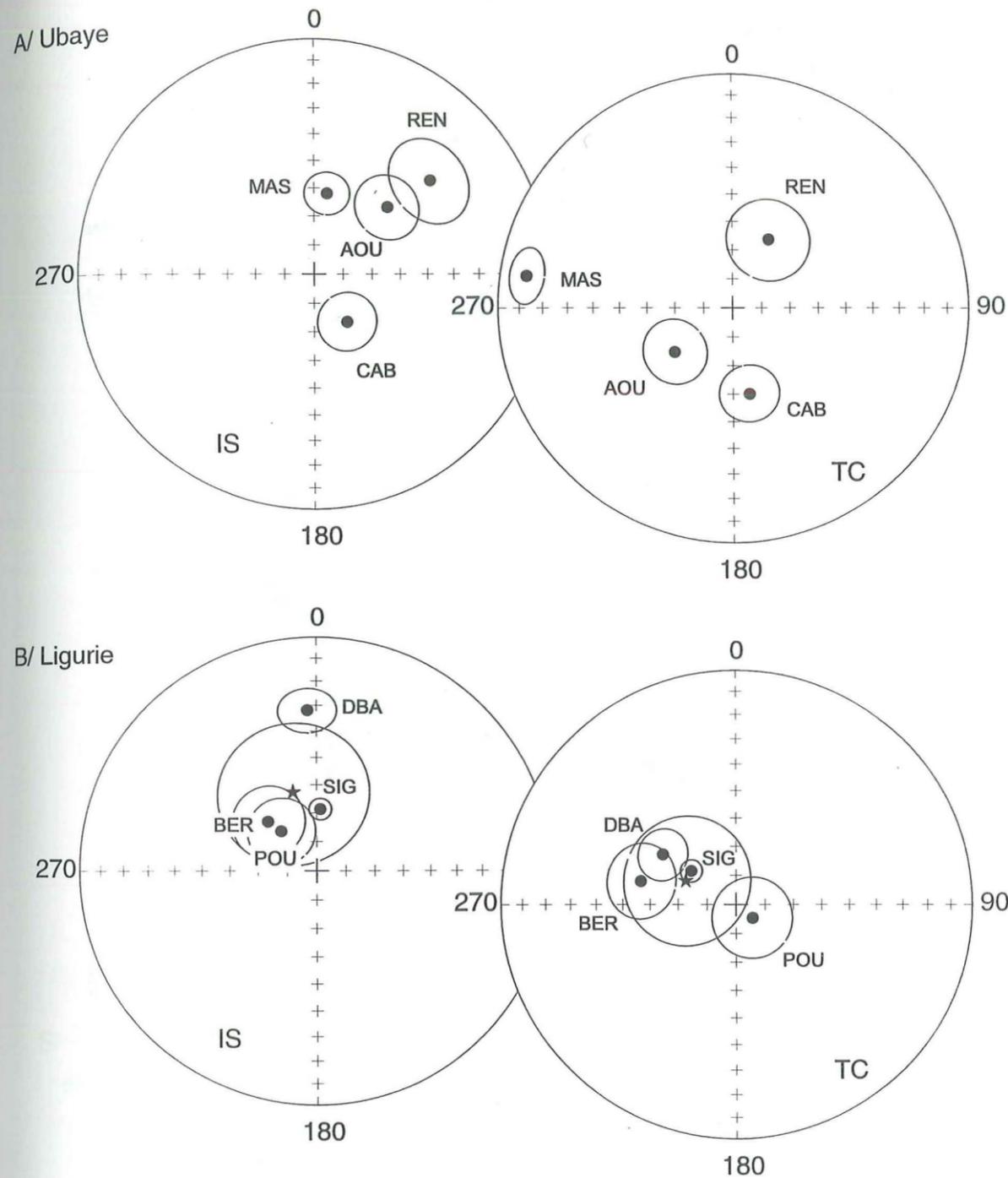
Composante Haute Température

Tableau II.1



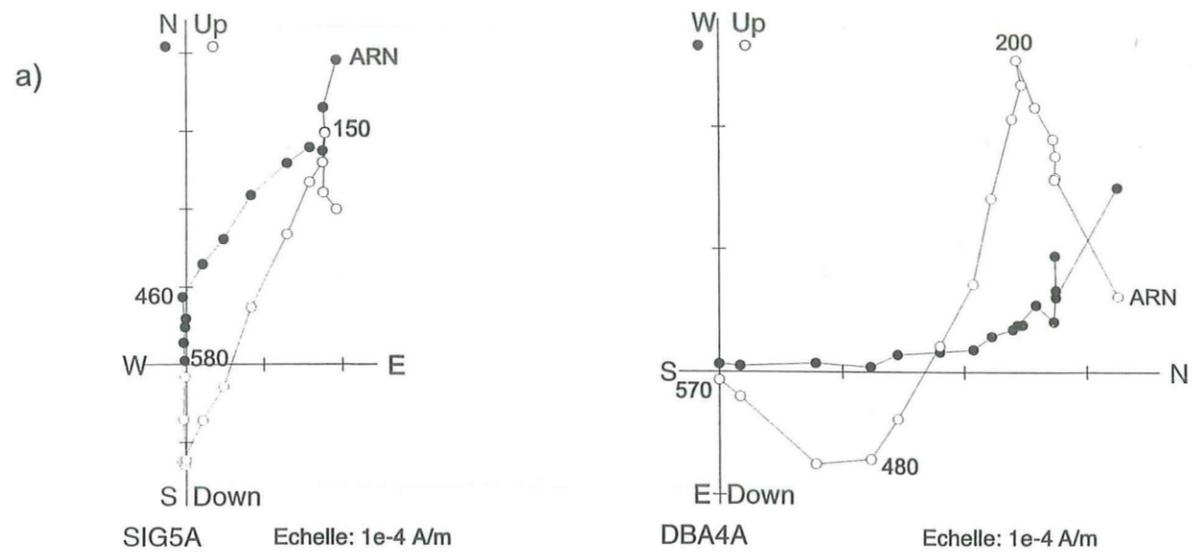
Projections stéréographiques des directions de la composante haute température pour 4 sites de l'Ubaye.
 is: In Situ, tc: corrigé du pendage.
 L'étoile symbolise la direction moyenne des sites avec le cercle de confiance à 95% associé.

Figure II.6

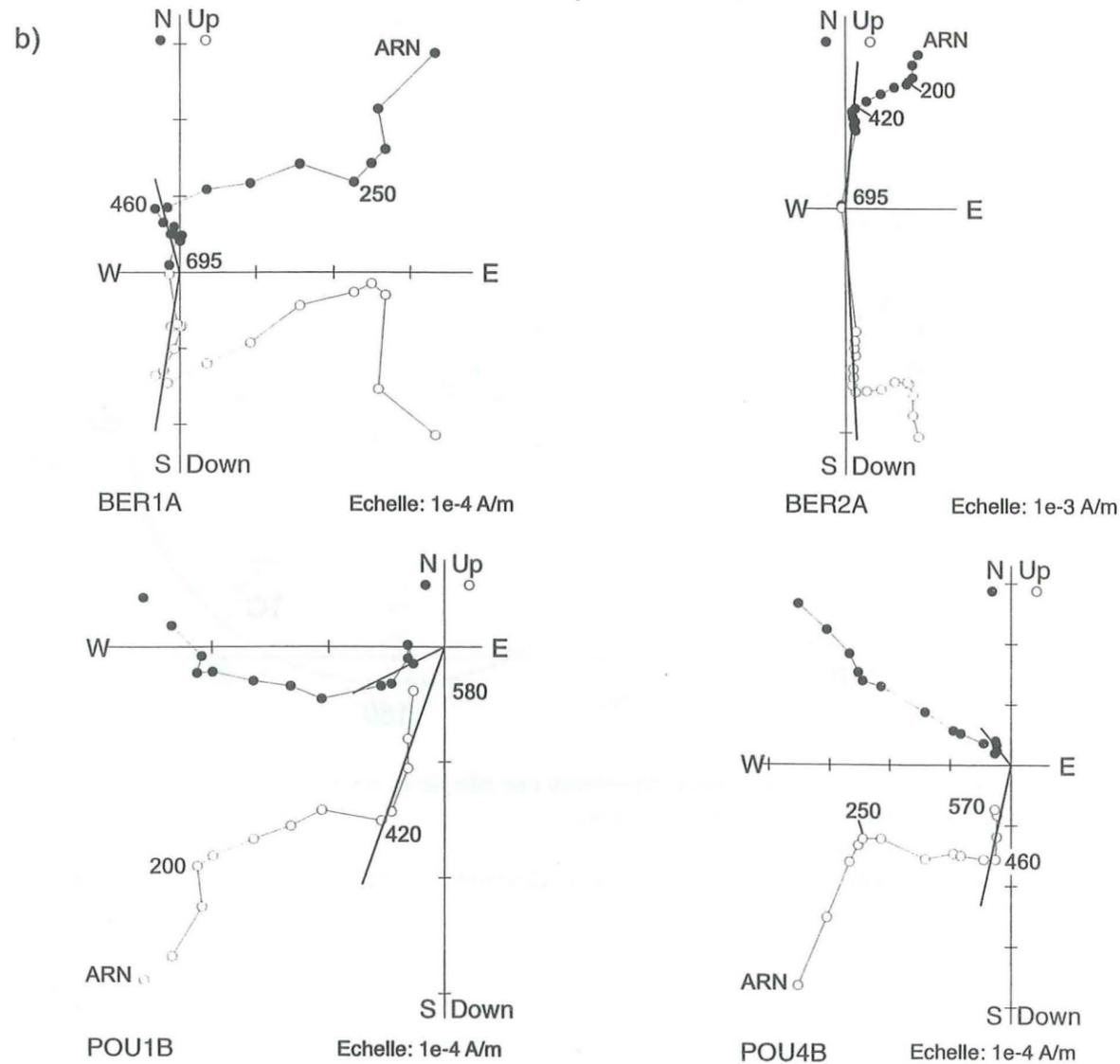


Projections stéréographiques des directions moyennes par site de la composante haute température pour les 4 meilleurs sites de l'Ubaye et de la Ligurie.
 is: In Situ, tc: corrigé du pendage.
 A titre indicatif, l'étoile symbolise la direction moyenne obtenue pour la Ligurie avec le cercle de confiance à 95% associé.

Figure II.7

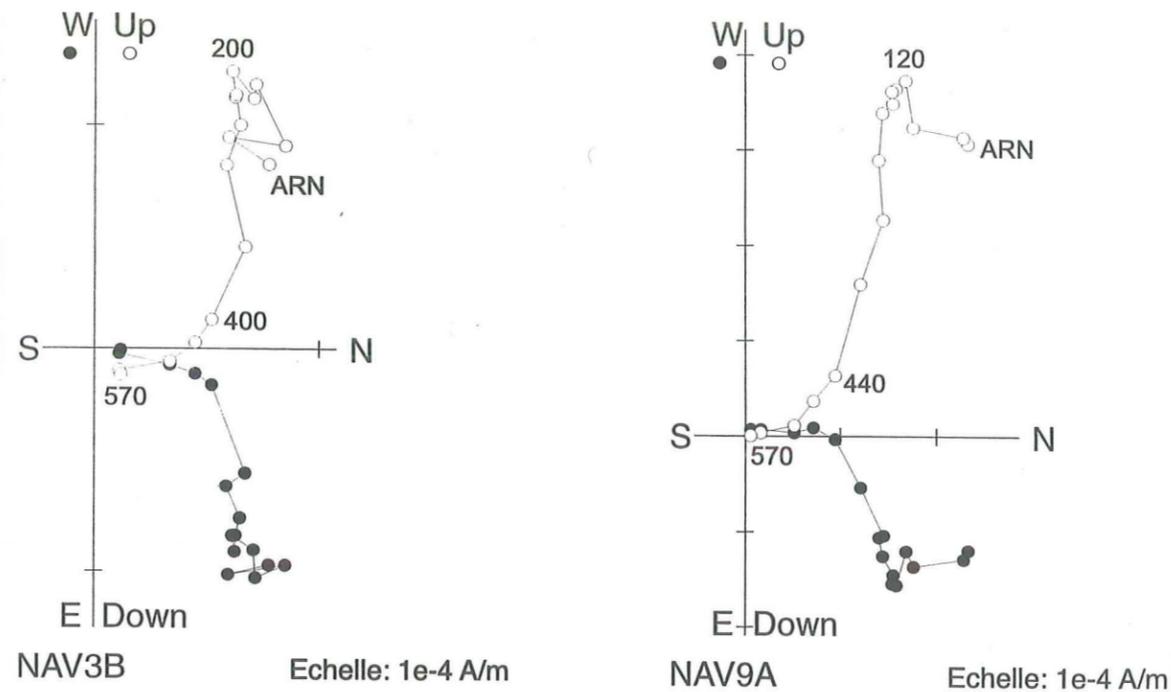


● Composante horizontale
○ Composante verticale

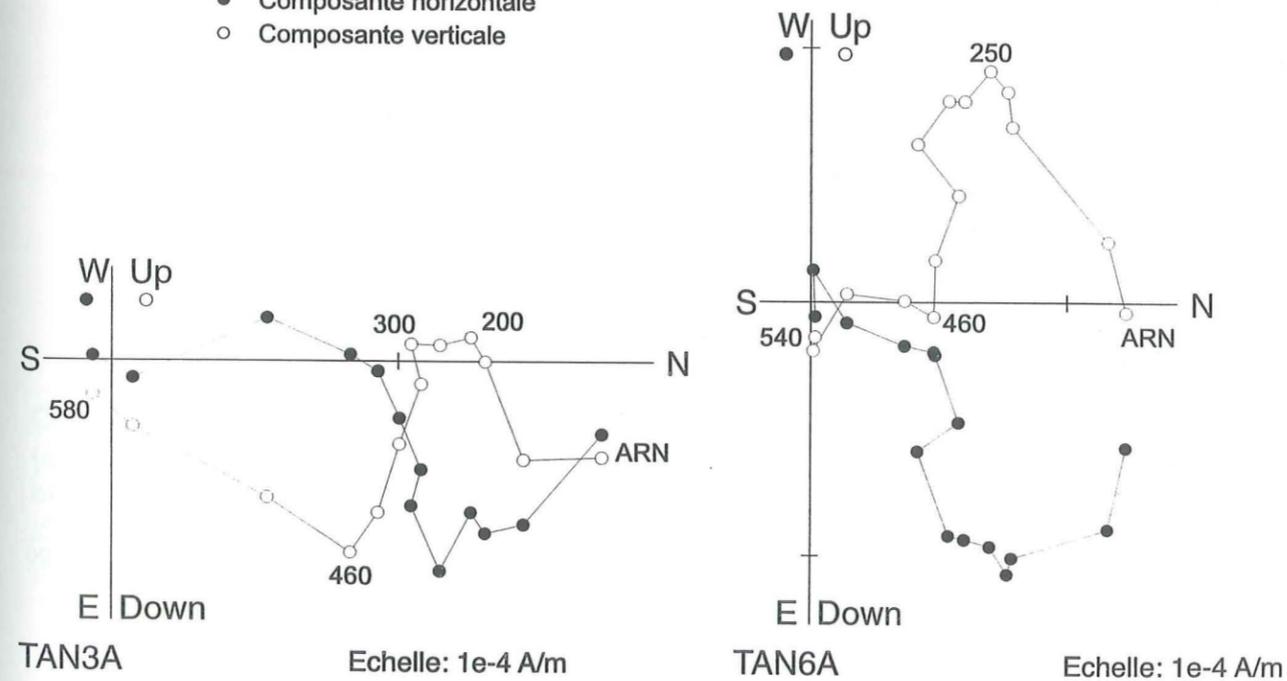


Diagrammes orthogonaux d'échantillons de la Ligurie pour lesquels la composante haute température est visible. a) Echantillons pour lesquels la composante haute température converge vers l'origine, b) Echantillons pour lesquels l'interprétation de la composante haute température nécessite un ancrage à l'origine

Figure II.8

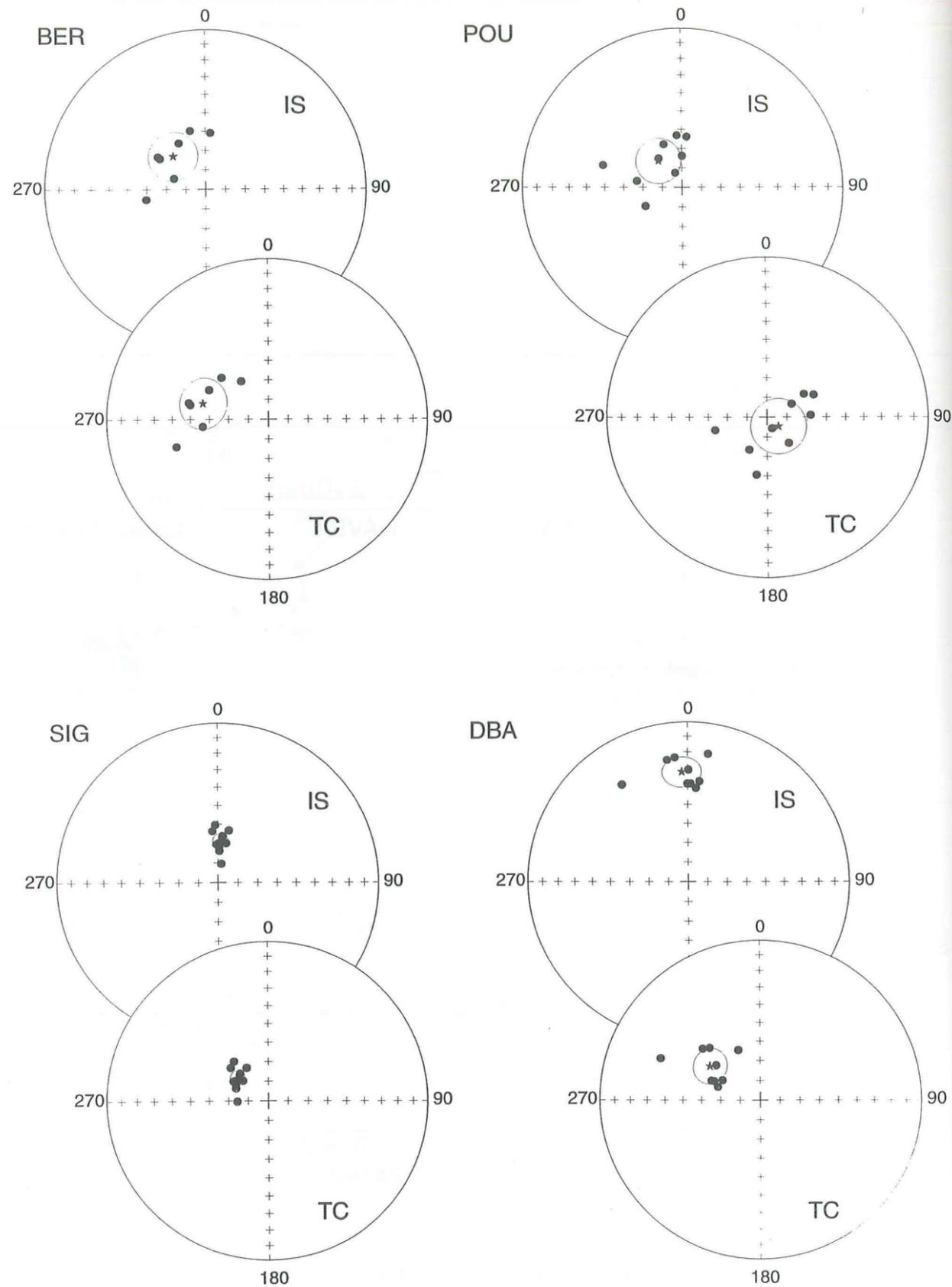


● Composante horizontale
○ Composante verticale



Diagrammes orthogonaux d'échantillons de la Ligurie pour lesquels la composante haute température est visible, mais plus délicate à interpréter.

Figure II.9

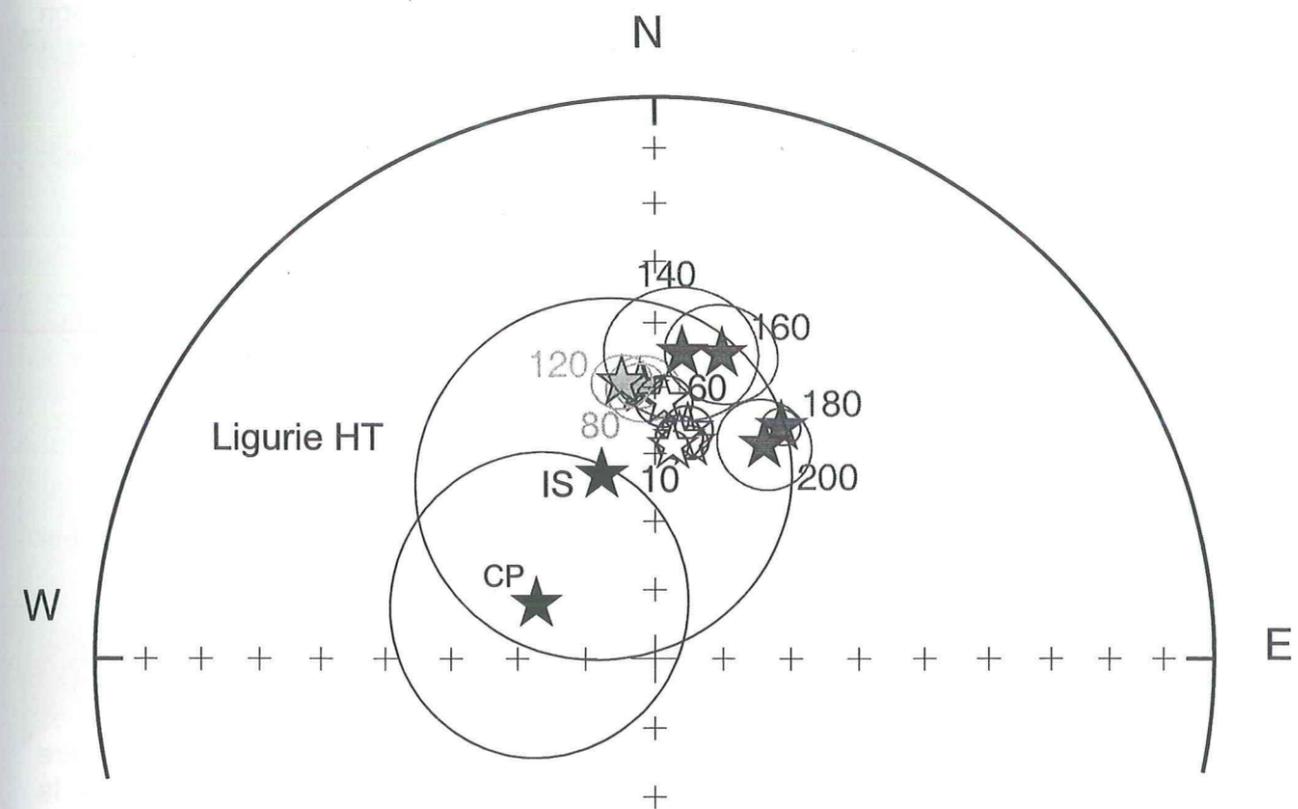


Projections stéréographiques des directions de la composante haute température pour les 4 meilleurs sites de la Ligurie.

is: In Situ, tc: corrigé du pendage.

L'étoile symbolise la direction moyenne des sites avec le cercle de confiance à 95% associé.

Figure II.10



Comparaison entre la direction moyenne d'aimantation Haute Température en Ligurie (étoiles noires) avec les directions de référence pour l'Europe stable du Tertiaire (étoiles blanches) et du Secondaire (étoiles grises) calculées pour cette localité.
IS: direction In Situ (coordonnées géographiques); CP: direction Corrigée du Pendage (coordonnées stratigraphiques)

Figure II.11

La direction CP présente une très forte déviation antihoraire par rapport à l'ensemble des directions de référence, ainsi qu'une forte inclinaison (71°). Cependant, si cette composante est antérieure à la composante de moyenne température, elle enregistre nécessairement de fortes déviations. Compte tenu de l'incertitude qui entoure cette direction moyenne, on peut considérer que cette déviation reste globalement en accord avec les résultats obtenus pour la composante intermédiaire. Sa forte inclinaison pourrait s'expliquer par les basculements tardifs de blocs qui semblent également affecter la composante intermédiaire (cf. paragraphe II.2).

Cette composante serait donc plutôt acquise juste avant la composante intermédiaire, mais aucune conclusion ne peut être affirmée de façon certaine.

III. Etude paléomagnétique détaillée des localités du Galibier et de la Vanoise

III.1. Le Galibier

(Carte Top 25 3535 OT, Névache Mont Thabor; carte géologique de La Grave par Barbier, 1973)

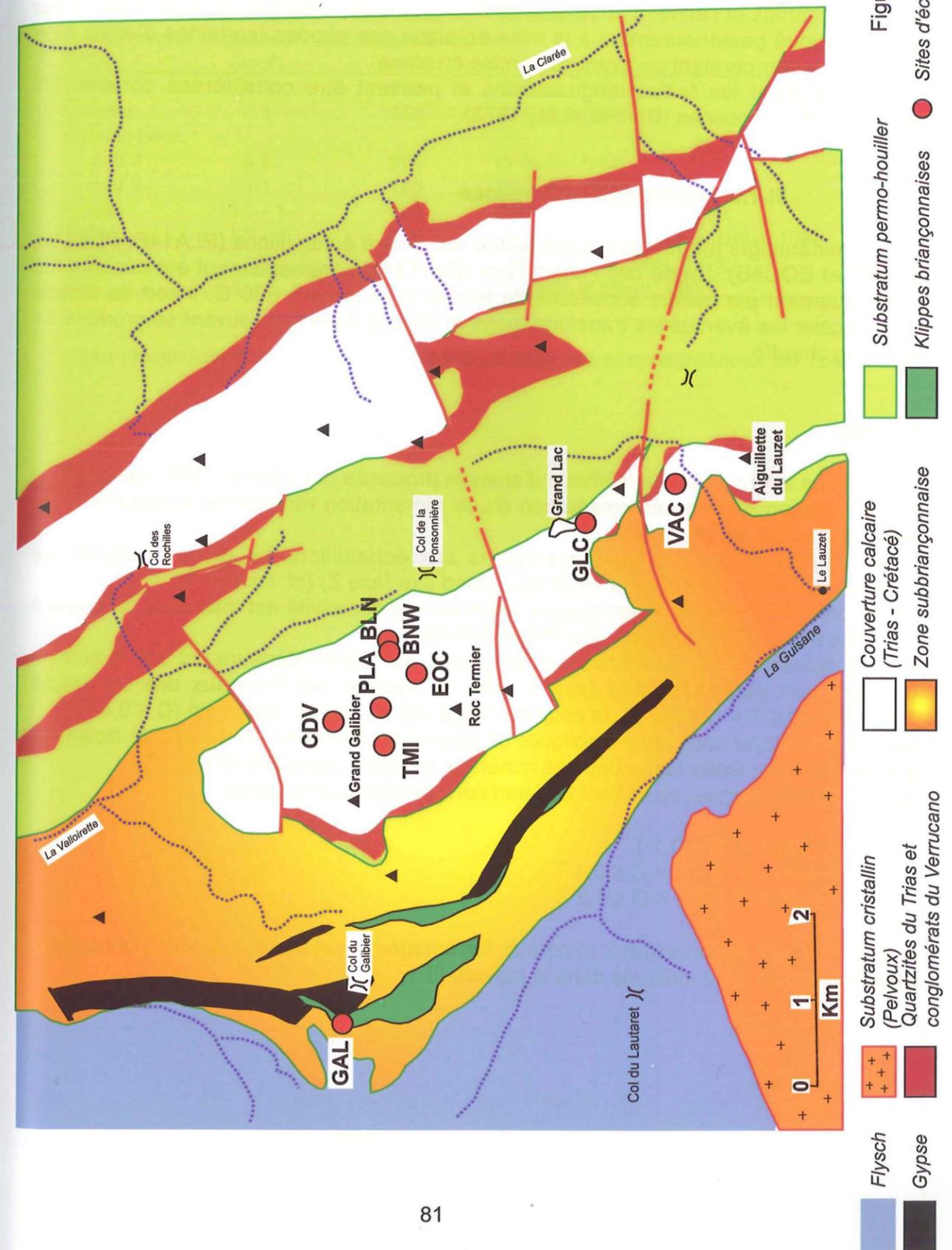
III.1.1. Situation géologique du domaine Briançonnais

Le massif du Grand Galibier représente la zone la plus septentrionale où le faciès Guillestre affleure (Fig.I.1). Il forme la partie la plus occidentale de la couverture calcaire du domaine Briançonnais. A son niveau, cette couverture est décollée et chevauche la zone-subbriançonnaise. Plus à l'Ouest, près du Col du Galibier, on retrouve des klippes de terrains Briançonnais pincées dans les séries sub-briançonnaises.

Le massif est constitué essentiellement d'une grande dalle de calcaires et dolomies triasiques. Son bord oriental est rebroussé en flanc inverse très laminé, par le Houiller qui vient le chevaucher. Cette dalle a conservé sur son dos un peu de Jurassique et de Crétacé, pincés à l'Est dans des synclinaux très aigus, localement plus développés à l'Ouest.

"Le Malm paraît avoir existé dans la totalité des deux massifs (Galibier et Cerces), mais l'érosion antésénonienne l'a généralement réduit à de petits affleurements, dispersés dans la quasi-totalité du massif du Galibier, et plus localisés dans le massif des Cerces" (Tissot, 1956).

Neuf sites ont été échantillonnés dans ce secteur (Fig.III.1), dont un dans les klippes Briançonnaises du Col du Galibier (site GAL).



III.1.2. Tectonique

Dès 1956, Tissot mentionne l'existence de grandes failles longitudinales mais aussi de failles transverses (cf. Fig.III.1) de direction E-W, et de rejet uniquement horizontal (majoritairement senestres d'après la carte). Certaines d'entre elles affectent à la fois le Subbriançonnais et l'ensemble de la série briançonnaise. Il semble qu'elles aient toutes joué ou rejoué postérieurement à la mise en place des nappes (certaines d'entre elles ayant pu exister pendant ou avant cette mise en place). Toutes décalent les failles longitudinales et peuvent être considérées comme des accidents Mio-Pliocènes (Barbier et al., 1973).

III.1.3. Minéralogie magnétique

La minéralogie magnétique a été testée sur quatre échantillons (PLA14B, PLA14A, BLN4B et EOC5B). Un de ces échantillons (PLA14A) a préalablement été désaimanté thermiquement par paliers successifs de température jusqu'à 630°C. Il sert de témoin pour déceler les éventuelles transformations minéralogiques qui peuvent se produire en cours de chauffe.

Procédé :

Nous avons utilisé la méthode d'analyse proposée par Lowrie (1990) qui consiste en l'acquisition puis la désaimantation d'une aimantation rémanente isotherme (ARI) selon trois axes :

Dans un premier temps, nous appliquons aux échantillons un champ magnétique croissant jusqu'à 1,2 T, orienté selon leur grand axe (axe Z) (cf. fig.III.2 A).

La majorité des porteurs magnétiques (ceux dont la coercivité est inférieure ou égale à 1,2T) est ainsi mobilisés selon une même direction.

L'étape suivante consiste à appliquer un champ de valeur inférieure (ici 0,4 T) suivant une direction perpendiculaire (axe Y) afin de séparer les minéraux dits de "haute coercivité" ($0,4 T < C \leq 1,2 T$) de ceux de "moyenne" et "faible" coercivité ($C \leq 0,4 T$).

La dernière étape consiste à appliquer un champ faible (ici 0,1 T) suivant le troisième axe (axe X) pour isoler la fraction des minéraux de faible coercivité ($C \leq 0,1 T$).

Après ces trois étapes, on obtient la répartition géométrique suivante:

- Selon X: $C \leq 0,1 T$
- Selon Y: $0,1 T < C \leq 0,4 T$
- Selon Z: $0,4 T < C \leq 1,2 T$

A titre indicatif, les principaux minéraux ferromagnétiques ainsi que leurs principales caractéristiques, sont indiqués dans le tableau III.1.

Minéraux Ferromagnétiques	Coercivité maximale (en T)	Température de déblocage maximum (en °C)	Références
Magnétite	0,3	575	O' Reilly, 1984
Maghémite	0,3	350	O' Reilly, 1984
Titanomagnétite:			
x=0.3	0,2	350	O' Reilly, 1984
x=0.6	0,1	150	O' Reilly, 1984
Pyrrhotite	0.5 - 1	325	Clark, 1984; Dekkers, 1988
Hématite	1.5 - 5	675	O' Reilly, 1984; Lowrie et Heller, 1982
Goethite	>5	80-120	Hedley, 1971; Heller, 1978; Rochette et Fillion, 1989

Tableau récapitulatif des propriétés des principaux minéraux ferromagnétiques par Lowrie, 1990

Tableau III.1

Analyse:

Les courbes d'acquisition d'ARI sont représentées sur la figure III.2 A.

La première partie de ces courbes, pour des champs inférieurs à 300 mT, suit une pente relativement prononcée, caractéristique de minéraux de faible coercivité (magnétite, maghémite ou titanomagnétite).

On peut remarquer que ce phénomène est beaucoup plus marqué sur l'échantillon préalablement chauffé (PLA14A).

Par contre, la saturation n'est pas atteinte pour un champ de 1,2 T, ce qui témoigne de la présence de minéraux de haute coercivité (hématite ou goéthite).

L'évolution de la désaimantation thermique de l'ARI suivant 3 axes (Fig.III.2 B) permet d'apporter quelques précisions.

Les ruptures de pente le long des courbes de désaimantation permettent, en théorie, de déterminer les températures de Curie de chacune des fractions magnétiques et donc de mieux identifier les minéraux magnétiques en présence.

Sur la figure Minéralo-Galib, toutes les courbes relatives aux minéraux de moyenne et haute coercivité décroissent régulièrement jusqu'à 680°C. On peut donc écarter la présence de goéthite ($T_c = 80^\circ\text{C}$ à 120°C) ou de pyrrhotite ($T_c = 325^\circ\text{C}$).

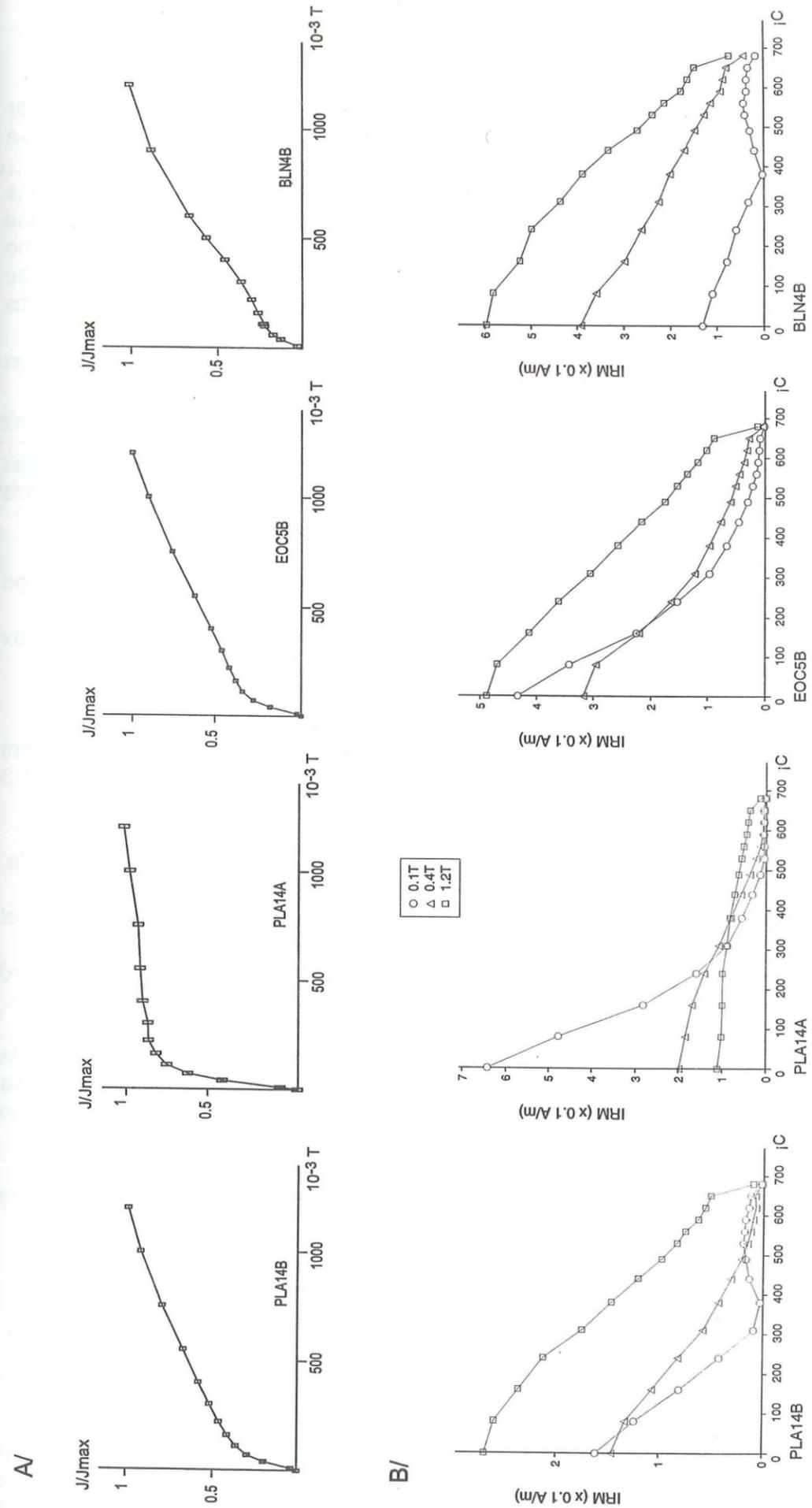
La phase de haute coercivité, dominante pour tous les échantillons non chauffés, est donc très probablement portée par de l'hématite.

La phase de faible coercivité s'annule à 380°C pour deux échantillons (PLA14B et BLN4B), signalant la présence de titanomagnétite ou de maghémite (température de déblocage autour de 350°C).

Dans notre cas, je pense qu'il s'agit plutôt de maghémite car:

- Les titanomagnétites se trouvent principalement dans les roches magmatiques ou les bauxites.
- La maghémite est un minéral métastable qui se transforme en hématite au delà de 300°C (Lowrie and Heller, 1982; Butler, 1992), or elle n'est pas observable sur l'échantillon préalablement chauffé (PLA14A).

Les portions de courbe croissantes pour ces deux même échantillons au delà de 400°C sont des artéfacts. En réalité, ces valeurs sont négatives mais le programmes de mise en forme des données (Paléomac) les traite en valeur absolue. Elles sont très probablement liées à un résidu d'ARN porté par de l'hématite non remobilisée, orientée négativement suivant l'axe X.



Acquisition d'aimantation rémanente isotherme (ARI) (A) et désaimantation selon 3 axes correspondantes (B) pour 4 échantillons du Galibier. Avant cette acquisition, l'échantillon PLA14A a subi une désaimantation thermique de 80°C à 630°C .

Figure III.2

Conclusions :

La minéralogie magnétique des sites du Galibier semble dominée par l'hématite. Elle comprend, dans une moindre mesure, de la maghémite qui se déstabilise en cours de chauffe et disparaît à 380°C.

On peut également noter que le Marbre de Guillestre subit d'autres transformations minéralogiques notables en cours de chauffe, essentiellement au delà de 450°C: une partie de l'hématite se transforme en magnétite (cf. PLA14A), provoquant une augmentation drastique de la susceptibilité (et de la viscosité). Cette disparition se traduit également par la perte de la pigmentation rouge ou pourpre, les échantillons pâlisent.

III.1.4. Description des données et analyse par site

Secteur des Rochers Plats du Lac Blanc

EOC: Situé au Sud des Rochers Plats, il forme un très beau site fossilifère qui regroupe un grand nombre de Bélémnites et d'Ammonites très bien conservées. L'échantillonnage a été réalisé dans le calcaire noduleux, au dessous des niveaux fossilifères, le long d'un pli local plurimétrique d'axe N150.

L'intensité d'aimantation moyenne du site est de 1.10^{-3} A/m.

Les 9 échantillons prélevés montrent de très belles désaimantations qui convergent vers l'origine à partir de 430°C (Fig.III.3). Les diagrammes orthogonaux révèlent nettement 3 composantes:

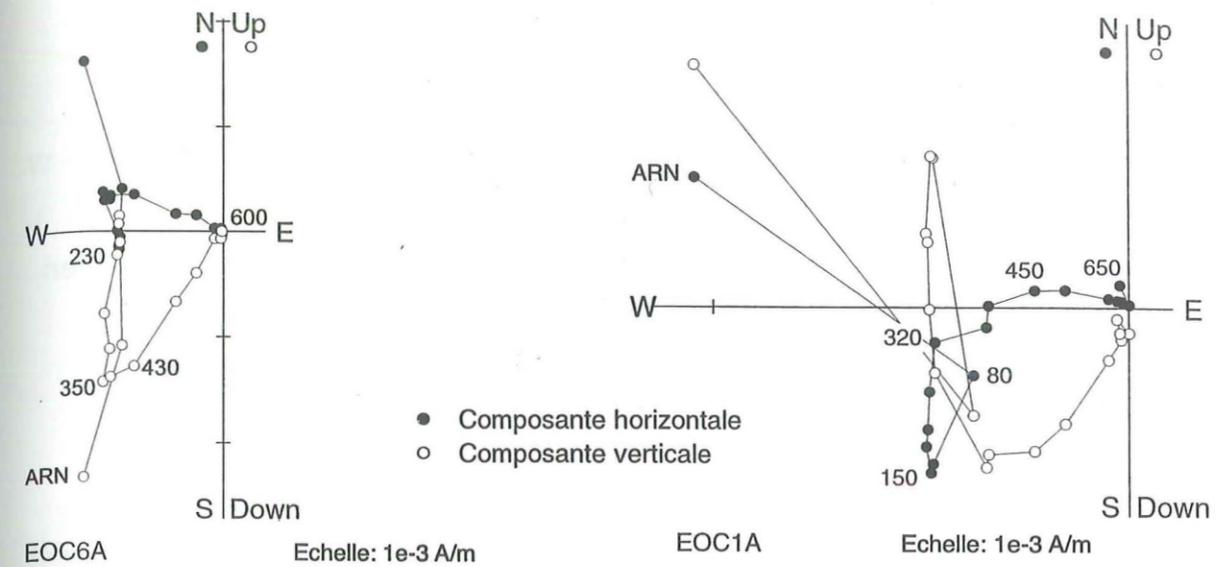
- La première définie entre 80°C et (200°C à 230°C), de polarité normale, orientée vers le Nord,
- La seconde, définie entre 230°C et (350°C à 390°C), de polarité inverse et orientée vers le Sud,
- La troisième, au delà de 400°C, de polarité normale et orientée vers le Nord Ouest.

Quelle que soit la composante, le test du pli n'est pas concluant, sans doute car la différence de pendage entre chaque stratigraphie varie trop faiblement (elle n'excède pas 10° ou 20°). Cependant le paramètre de groupement k diminue toujours lorsqu'on passe des coordonnées géographiques aux coordonnées stratigraphiques.

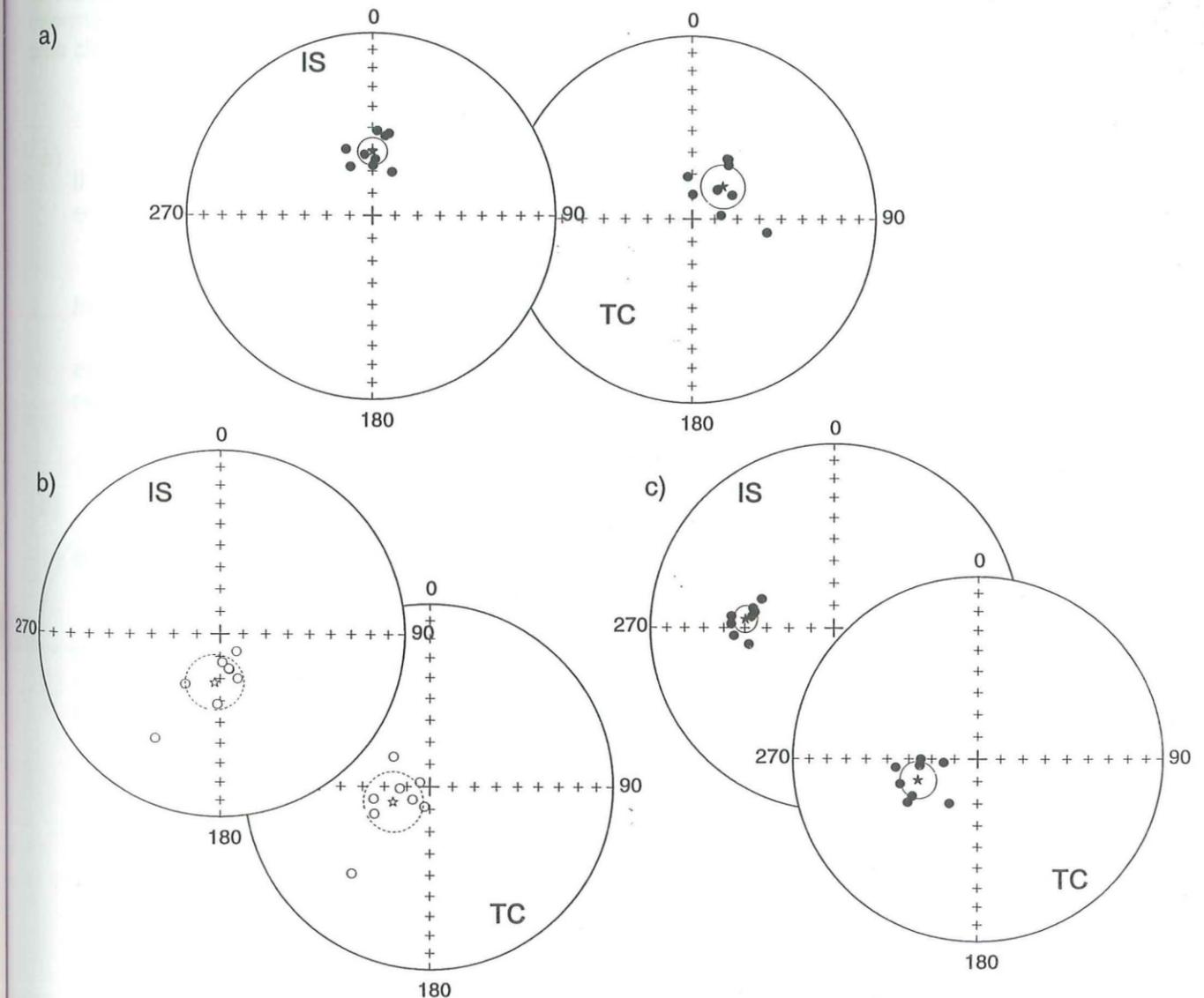
Pour la première composante (Fig.III.3 B a) la moyenne pour le site donne les valeurs suivantes :

Coordonnées géographiques: $D = 0^\circ$; $I = 61^\circ$; $k = 67$; $\alpha_{95} = 6^\circ$

Coordonnées stratigraphiques: $D = 44^\circ$; $I = 70^\circ$; $k = 29$; $\alpha_{95} = 10^\circ$



A: Diagrammes orthogonaux de deux échantillons du site EOC. A partir de 430°C, les courbes de désaimantation convergent vers l'origine. Les chiffres indiquent la température en degrés Celsius.



B: Projections stéréographiques des composantes de: a) basse température, b) température intermédiaire, c) haute température pour le site EOC; IS: In Situ, TC: corrigé du pendage. L'étoile symbolise la direction moyenne du site avec le cercle de confiance à 95% associé.

Pour la seconde composante (Fig.III.3 B b), On obtient comme moyenne pour le site :

Coordonnées géographiques: $D = 186^\circ$; $I = -68^\circ$; $k = 21$; $\alpha_{95} = 12^\circ$

Coordonnées stratigraphiques: $D = 247^\circ$; $I = 72^\circ$; $k = 18$; $\alpha_{95} = 13^\circ$

Les composantes de haute température (Fig.III.3 B c) sont très bien groupées en coordonnées stratigraphiques et se dispersent en coordonnées géographiques.

On a :

Coordonnées géographiques: $D = 276^\circ$; $I = 50^\circ$; $k = 98$; $\alpha_{95} = 6^\circ$

Coordonnées stratigraphiques: $D = 250^\circ$; $I = 62^\circ$; $k = 48$; $\alpha_{95} = 8^\circ$

Remarque:

On peut noter que pour ce site, les points correspondant à l'aimantation rémanente naturelle (ARN) ont systématiquement été éliminés pour la définition de la composante de basse température car ils présentaient des directions incohérentes, liées à la présence d'une composante parasite visqueuse, éliminée dès la première étape de chauffe (80°C) (cf. Fig.III.3, échantillon EOC1A).

PLA (Rochers Plats du Lac Blanc) :

Ce secteur représente le site majeur du massif, par son étendue et son épaisseur. Il s'organise suivant un grand synclinal d'axe N165 au sein duquel le marbre de Guillestre développe une puissance de 50 cm à 3 m.

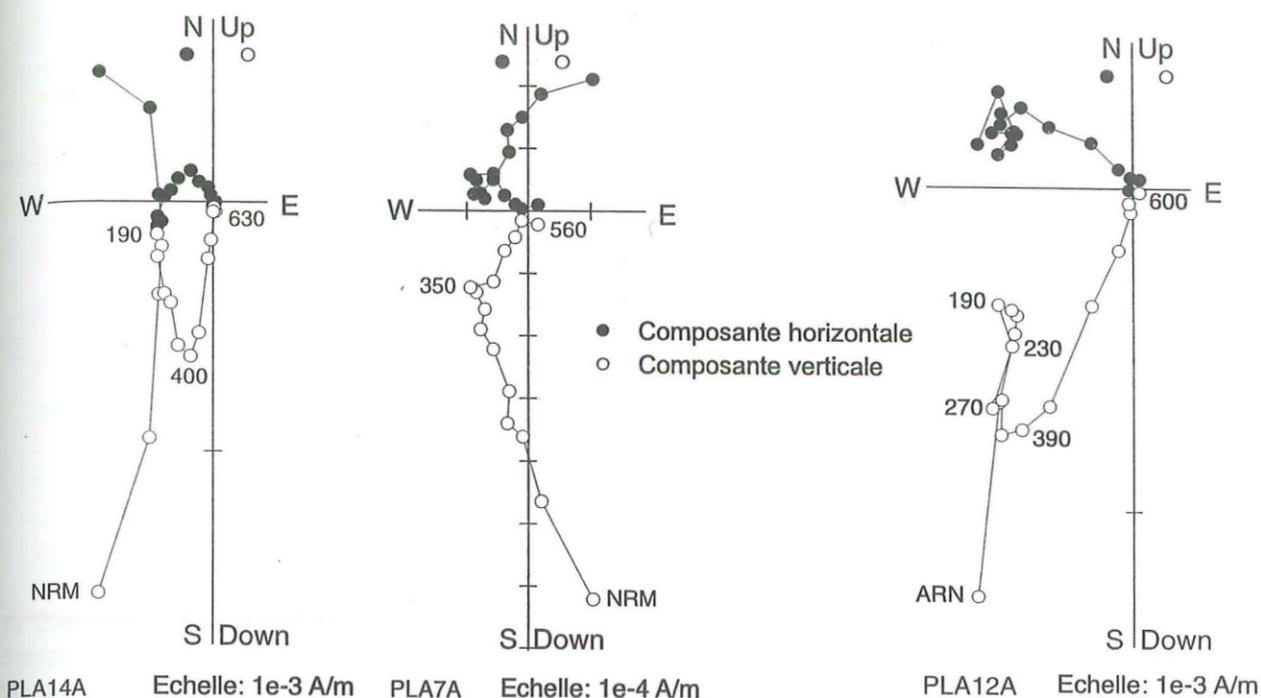
Quinze carottes ont été prélevées sur l'ensemble du synclinal.

L'intensité d'aimantation s'échelonne de $4 \cdot 10^{-4}$ A/m à $6 \cdot 10^{-3}$ A/m, la moyenne se situant autour de 10^{-3} A/m.

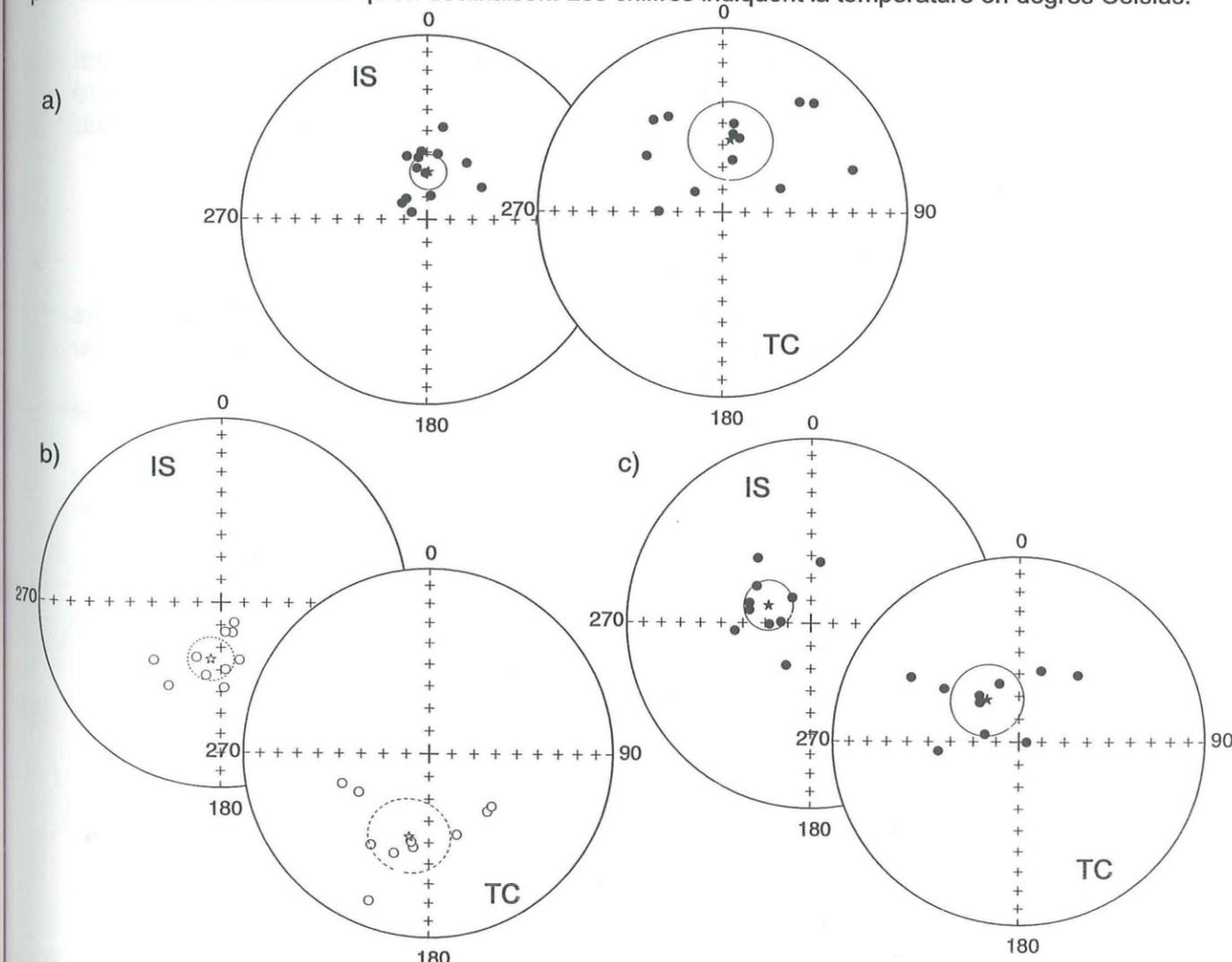
Pour la majorité des échantillons, les désaimantations thermiques révèlent trois composantes, pour les gammes de température suivantes (Fig.III.4 A, échantillon PLA14A):

- 80°C à ($150^\circ\text{C} - 190^\circ\text{C}$) : orientation vers le Nord, polarité normale
- 190°C à 400°C : orientation Sud à Sud ouest, polarité inverse
- ($430^\circ\text{C} - 450^\circ\text{C}$) à ($530^\circ\text{C} - 630^\circ\text{C}$) : orientation Ouest Nord-Ouest, polarité normale.

Toutes les composantes haute température sont bien exprimées (Fig.III.4 A) et convergent vers l'origine. La composante intermédiaire par contre est parfois plus ténue (PLA12A), et pour trois échantillons, elle apparaît beaucoup plus clairement en inclinaison qu'en déclinaison (PLA12A).



A: Diagrammes orthogonaux de trois échantillons du site PLA, le premier avec une composante intermédiaire bien exprimée, le second où elle n'est pas visible, le troisième où elle apparaît beaucoup plus clairement en inclinaison qu'en déclinaison. Les chiffres indiquent la température en degrés Celsius.



B: Projections stéréographiques des composantes: a) basse température, b) température intermédiaire, c) haute température pour le site PLA; IS: In Situ, TC: corrigé du pendage. L'étoile symbolise la moyenne du site avec le cercle de confiance à 95% associé.

Après analyse, on obtient les résultats suivants:

Composante basse température (Fig.III.4 B a):

Coordonnées géographiques: $D = 1^\circ$; $I = 69^\circ$; $k = 29$; $\alpha_{95} = 8^\circ$
 Coordonnées stratigraphiques: $D = 6^\circ$; $I = 56^\circ$; $k = 6$; $\alpha_{95} = 18^\circ$

Le test du pli est négatif.

Composante moyenne température (Fig.III.4 B b):

Coordonnées géographiques: $D = 190^\circ$; $I = -64^\circ$; $k = 29$; $\alpha_{95} = 8^\circ$
 Coordonnées stratigraphiques: $D = 193^\circ$; $I = -52^\circ$; $k = 9$; $\alpha_{95} = 17^\circ$

Le test du pli est également négatif.

Composante haute température (Fig.III.4 B c):

Coordonnées géographiques: $D = 293^\circ$; $I = 70^\circ$; $k = 21$; $\alpha_{95} = 11^\circ$
 Coordonnées stratigraphiques: $D = 323^\circ$; $I = 67^\circ$; $k = 10$; $\alpha_{95} = 16^\circ$

Le test du pli n'est pas concluant et l'on obtient un paramètre de groupement maximum de 25 pour 25% de déplissage. Cette composante pourrait donc être acquise en fin de plissement mais l'augmentation du paramètre k n'est pas suffisamment prononcée pour pouvoir conclure de manière satisfaisante.

CDV (Col des Valloirins) :

Ce site a été échantillonné sur un synclinal d'axe N169 positionné au NW des Rochers Plats, au sommet du Col des Valloirins, à l'Est du point coté 2908 m. il est affectée par une schistosité marquée, d'orientation N150°; 40° NE.

Neuf échantillons ont été prélevés le long de ce synclinal. Leur intensité est de l'ordre de $5 \cdot 10^{-4}$ A/m.

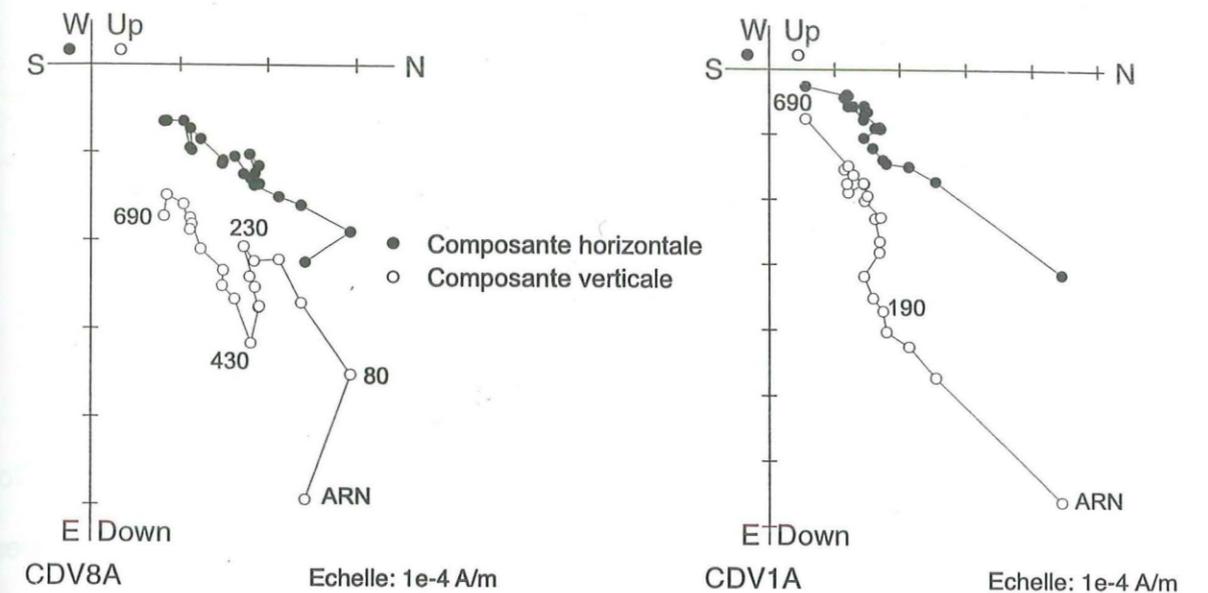
Les composantes basse et haute température sont bien définies, par contre la composante intermédiaire n'est clairement visible que pour deux échantillons (exemple: échantillon CDV8A, Fig.III.5 A). On obtient:

Composante basse température (Fig.III.5 Ba):

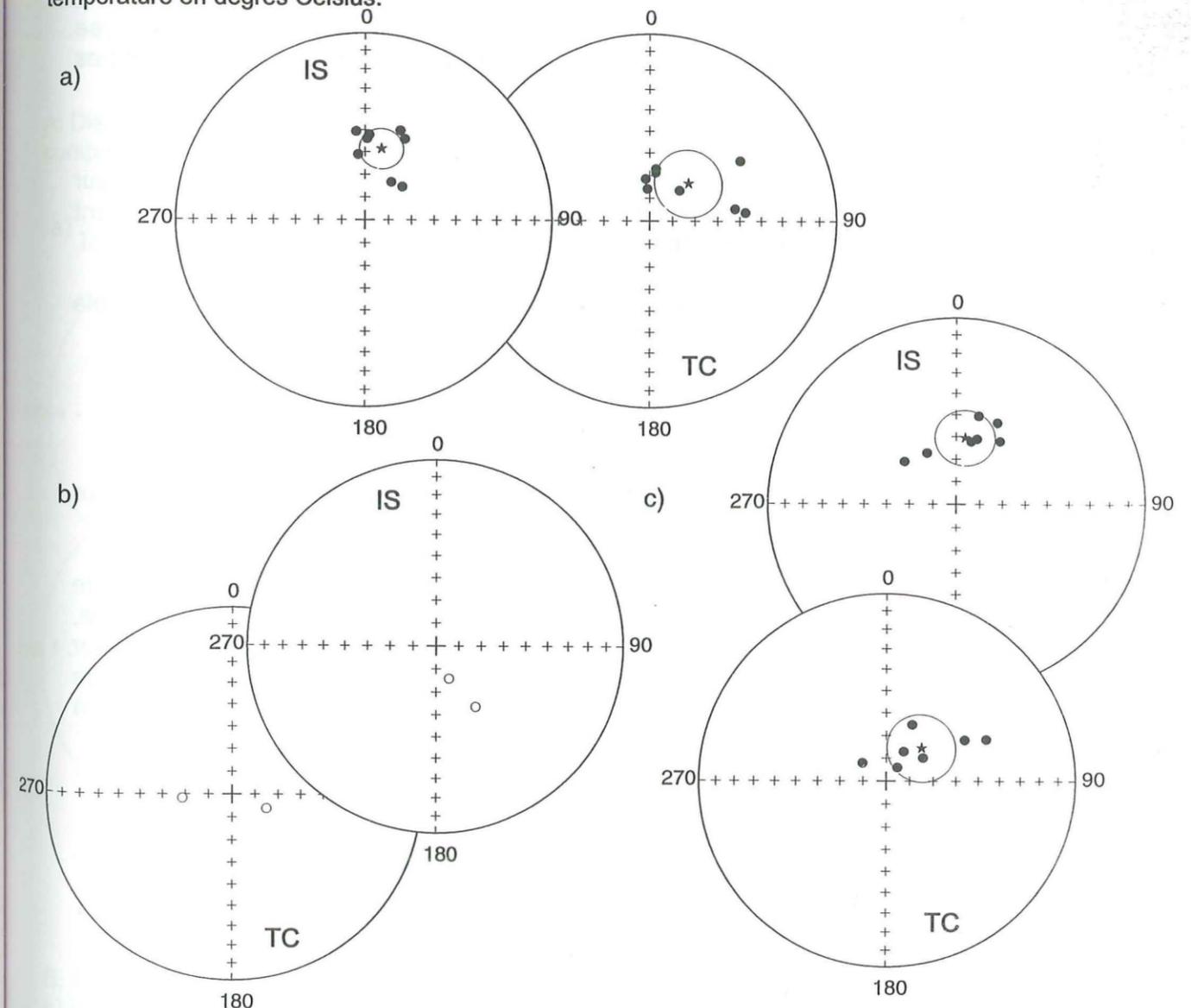
Coordonnées géographiques: $D = 13^\circ$; $I = 58^\circ$; $k = 38$; $\alpha_{95} = 9^\circ$
 Coordonnées stratigraphiques: $D = 46^\circ$; $I = 66^\circ$; $k = 15$; $\alpha_{95} = 15^\circ$

Le test du pli est négatif à 95%.

Composante moyenne température (directions individuelles définies pour deux échantillons): Cf. Fig.III.5 B b



A: Diagrammes othogonaux de deux échantillons du site CDV, le premier avec une composante inverse visible surtout en inclinaison, le second où elle n'apparaît pas. Les chiffres indiquent la température en degrés Celsius.



B: Projections stéréographiques des composantes: a) basse température, b) température intermédiaire, c) haute température pour le site CDV; IS: In Situ, TC: corrigé du pendage. L'étoile symbolise la moyenne du site avec le cercle de confiance à 95% associé.

Composante haute température (Fig.III.5 Bc):

Coordonnées géographiques: $D = 8^\circ$; $I = 60^\circ$; $k = 24$; $\alpha_{95} = 12^\circ$
 Coordonnées stratigraphiques: $D = 46^\circ$; $I = 69^\circ$; $k = 18$; $\alpha_{95} = 15^\circ$

Le test du pli est inconclusif mais le paramètre k diminue légèrement.

TMI (col Termier):

Ce site est positionné à l'Ouest des Rochers Plats du Lac Blanc, au Nord du Col Termier, à 2910 m d'altitude.

Il est constitué de 5 carottes, la dernière ayant été prélevée à une trentaine de mètres des précédentes (carotte 5).

L'intensité moyenne est de l'ordre de 10^{-3} A/m, sauf pour la carotte 5 qui se distingue d'un ordre de grandeur (10^{-2} A/m).

Quatre spécimens ont été mesurés. La carotte 5 ayant un comportement bien différent, seule 3 désaimantations sont comparables, ce qui n'autorise pas une analyse statistique. Néanmoins, on peut observer des résultats comparables à ceux des autres sites, à savoir:

- on observe 3 composantes,
- la composante intermédiaire inverse vers le Sud est visible mais définie sur une faible gamme de température (250°C-400°C), donc relativement imprécise. Seul l'échantillon n° 3 présente une composante vraiment claire (cf. Fig.III.6 A et B).
- la composante haute température dirigée vers le NW, normale, définie au delà de 450° ressort clairement (Fig.III.6 A et B)

Secteur du Lac Blanc

BLN: Ce site a été échantillonné au nord du Lac Blanc, le long d'un synclinal d'axe N163, incliné de 32° vers le Sud.

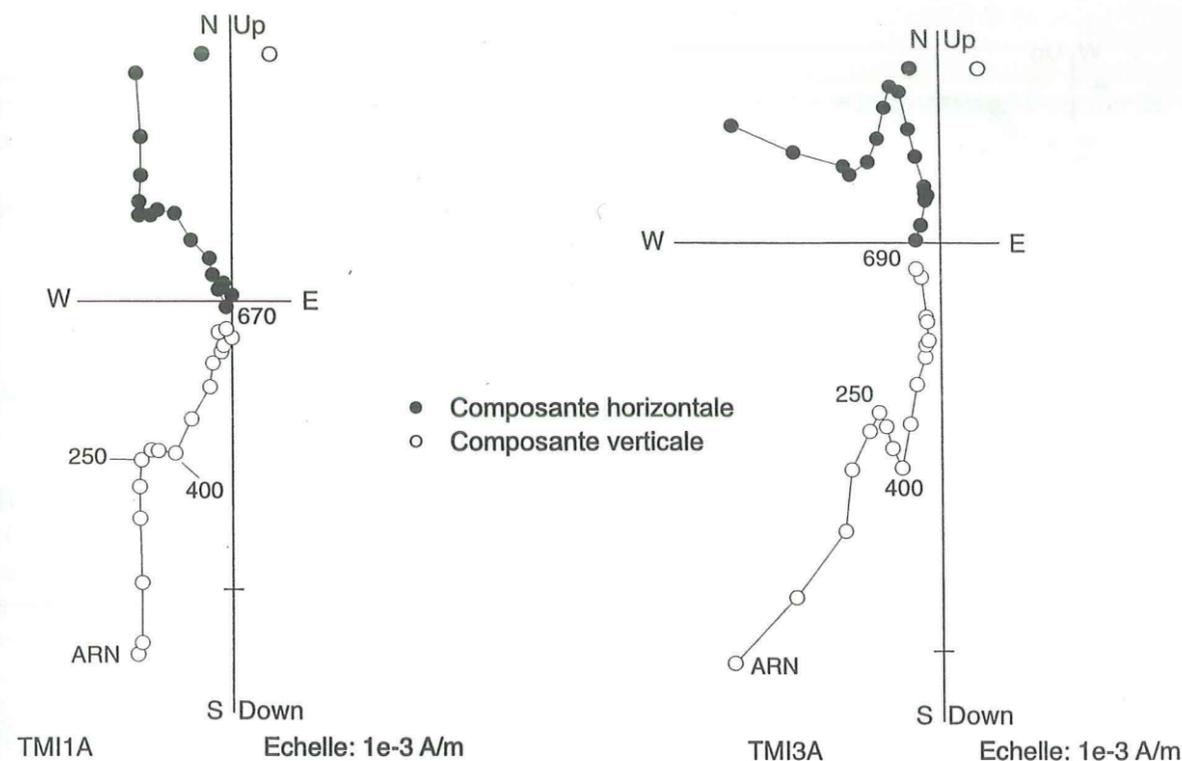
L'intensité moyenne des 9 carottes prélevées est de l'ordre de $2 \cdot 10^{-3}$ A/m.

Comme pour les autres sites, les désaimantations montrent clairement une composante de basse température, normale, vers le Nord et une composante haute température, normale, vers le Nord Ouest. Par contre la composante intermédiaire est invisible pour la majorité des échantillons. Seuls trois d'entre eux présentent une composante de polarité inverse orientée vers l'Ouest, sur une plage de température réduite (300°C à 430°C) (Fig.III.7 A et B b)).

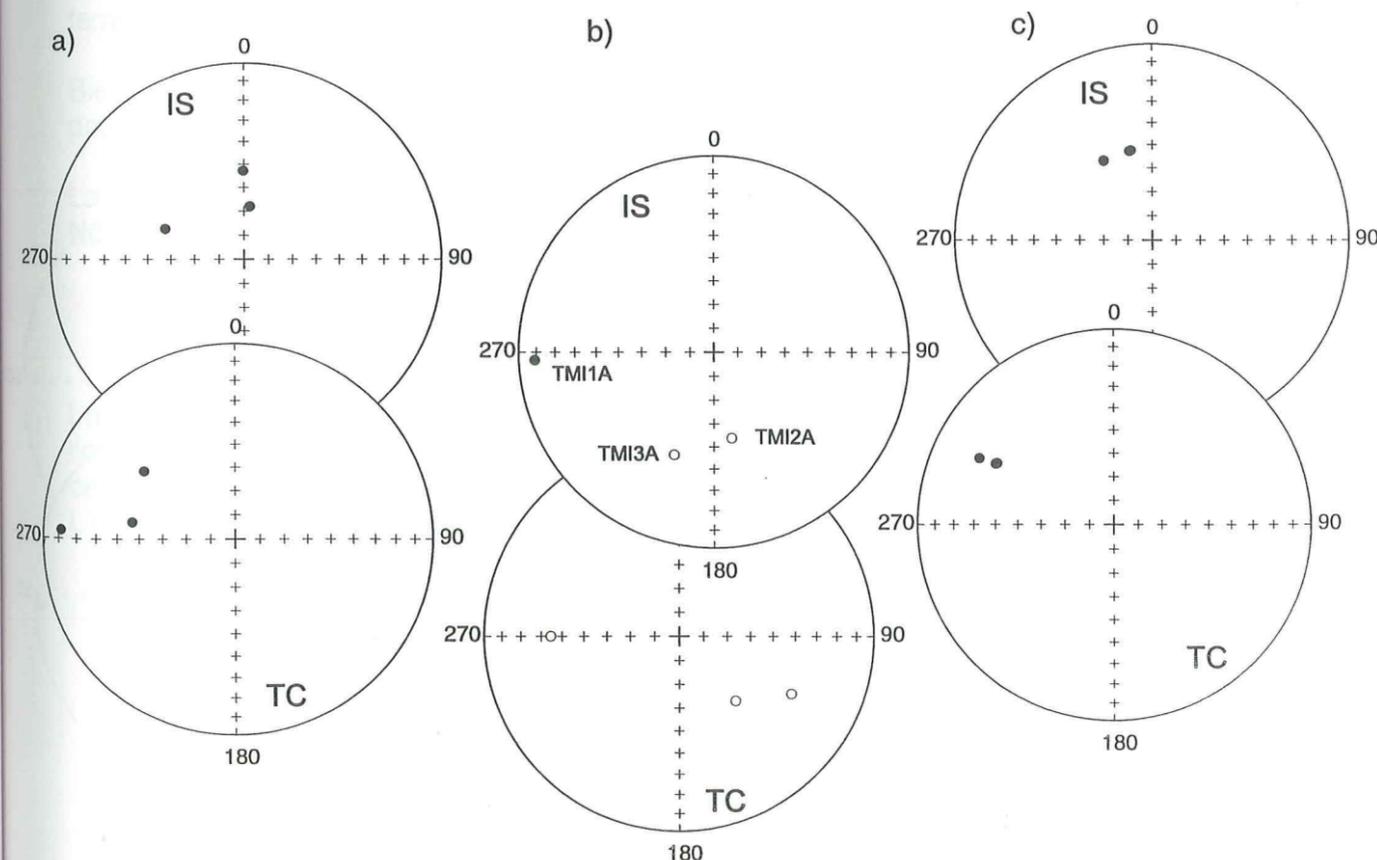
Composante basse température (Fig.III.7 ba):

Coordonnées géographiques: $D = 14^\circ$; $I = 63^\circ$; $k = 31$; $\alpha_{95} = 9^\circ$
 Coordonnées stratigraphiques: $D = 67^\circ$; $I = 83^\circ$; $k = 3$; $\alpha_{95} = 35^\circ$

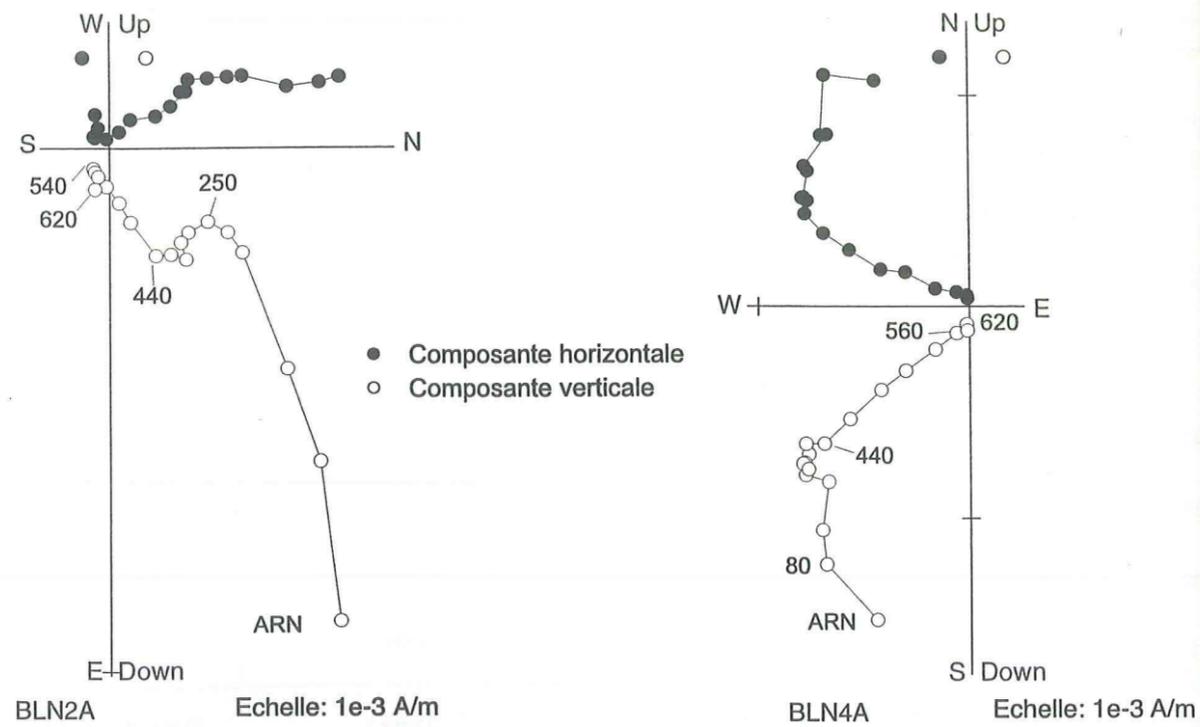
Le test du pli est négatif.



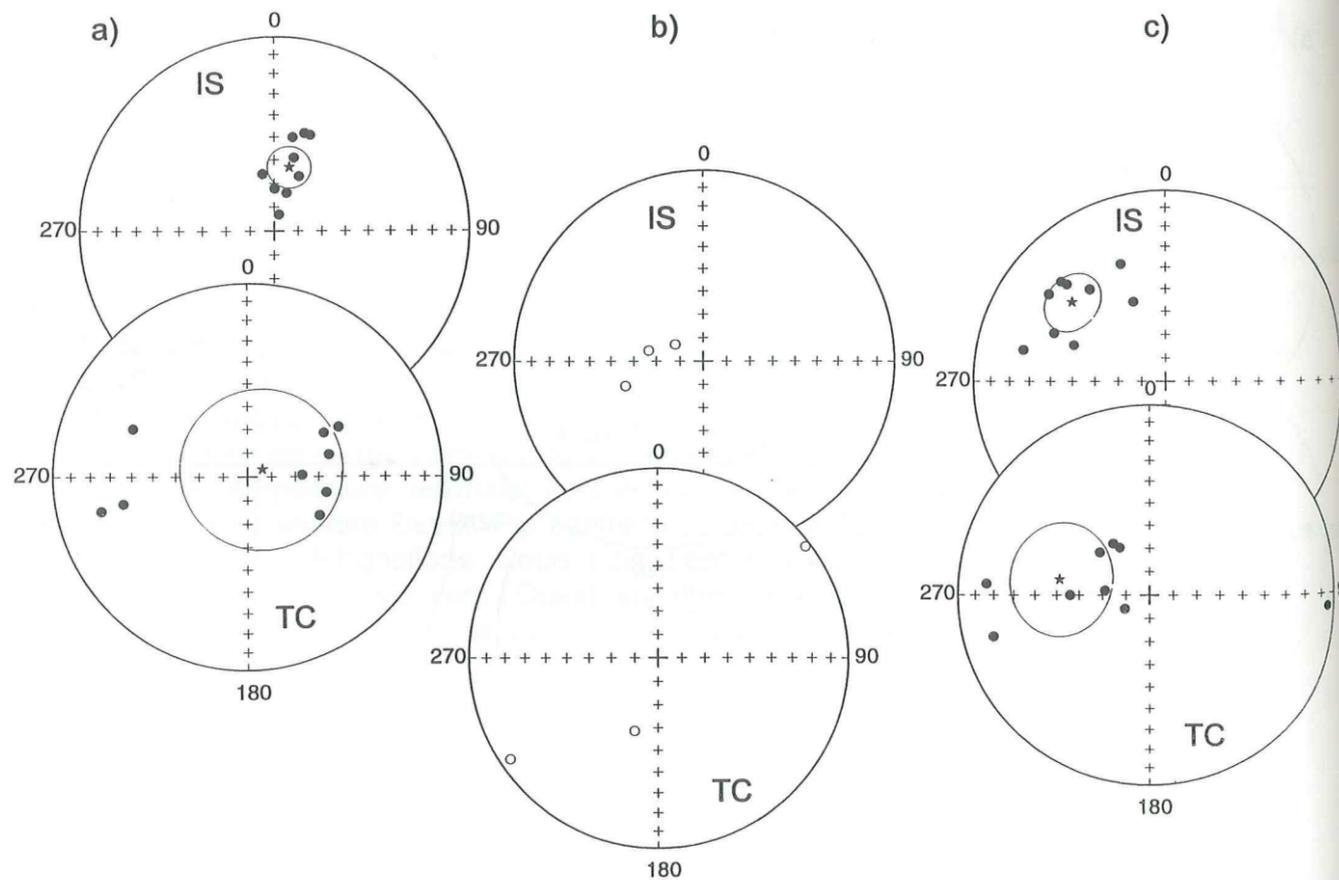
A: Diagrammes orthogonaux de deux échantillons du site TMI. Seul l'échantillon TMI3A présente une composante intermédiaire claire. Les chiffres indiquent les températures en degrés Celsius.



B: Projections stéréographiques des composantes: a) basse température, b) température intermédiaire, c) haute température pour le site TMI; IS: In Situ, TC: corrigé du pendage. L'étoile symbolise la moyenne du site avec le cercle de confiance à 95% associé.



A: Diagrammes orthogonaux de deux échantillons du site BLN. La composante intermédiaire n'est visible que sur le premier échantillon. Les chiffres indiquent les températures en degrés Celsius.



B: Projections stéréographiques des composantes: a) basse température, b) température intermédiaire, c) haute température pour le site BLN; IS: In Situ, TC: corrigé du pendage. L'étoile symbolise la moyenne du site avec le cercle de confiance à 95% associé.

Composante intermédiaire: directions individuelles pour 3 échantillons présentées sur la figure III.7 B b)

Composante haute température (Fig.III.7 Bc):

Coordonnées géographiques: $D = 310^\circ$; $I = 36^\circ$; $k = 19$; $\alpha_{95} = 12^\circ$

Coordonnées stratigraphiques: $D = 280^\circ$; $I = 51^\circ$; $k = 6$; $\alpha_{95} = 23^\circ$

Le test du pli est négatif à 95%.

BNW: Ce site a été prélevé au Nord Ouest du Lac Blanc sur un affleurement de marbre de Guillestre très déformé. L'aplatissement est tel qu'on ne peut distinguer stratification de schistosité (140 SW 68).

Les six carottes prélevées présentent une intensité d'aimantation de l'ordre de $2 \cdot 10^{-3}$ A/m.

Les désaimantations thermiques gardent globalement la même direction jusqu'à 500°C et évoluent uniquement dans le quart Nord-Ouest (cf. stéréos BNW 1 et 2 Fig.III.8 A).

Au delà de 500°C , la susceptibilité augmente de manière drastique (jusqu'à 20 fois la valeur initiale au delà de 600°C). L'aimantation devient instable (forte viscosité). Ce phénomène se traduit sur les diagrammes de désaimantation par une perte de cohérence du signal (ex: BNW5A).

Pour les interprétations, je n'ai donc tenu compte que des points correspondants à des températures inférieures à 500°C .

Bien que les désaimantations soient plus délicates que pour les autres sites, il est possible de dégager deux composantes.

La composante basse température, définie en dessous de 160°C est orientée vers le Nord, de polarité normale (Fig.III.8.C a):

Coordonnées géographiques: $D = 5^\circ$; $I = 61^\circ$; $k = 95$; $\alpha_{95} = 8^\circ$

Coordonnées stratigraphiques: $D = 257^\circ$; $I = 40^\circ$; $k = 95$; $\alpha_{95} = 8^\circ$

La composante Haute température est définie par la droite d'extrapolation qui passe par l'origine et les points compris entre 200°C et 500°C (ancrage à l'origine). Un exemple de cette interprétation est illustré sur l'échantillon BNW5A, sur la figure BNW.

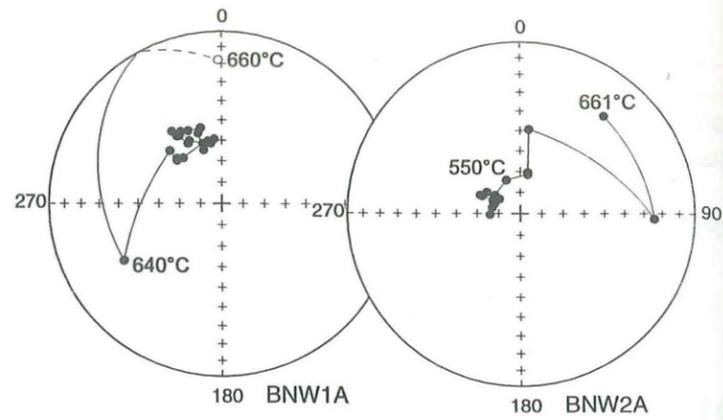
L'ensemble des interprétations donne (Fig.III.8 C b):

Coordonnées géographiques: $D = 310^\circ$; $I = 62^\circ$; $k = 41$; $\alpha_{95} = 11^\circ$

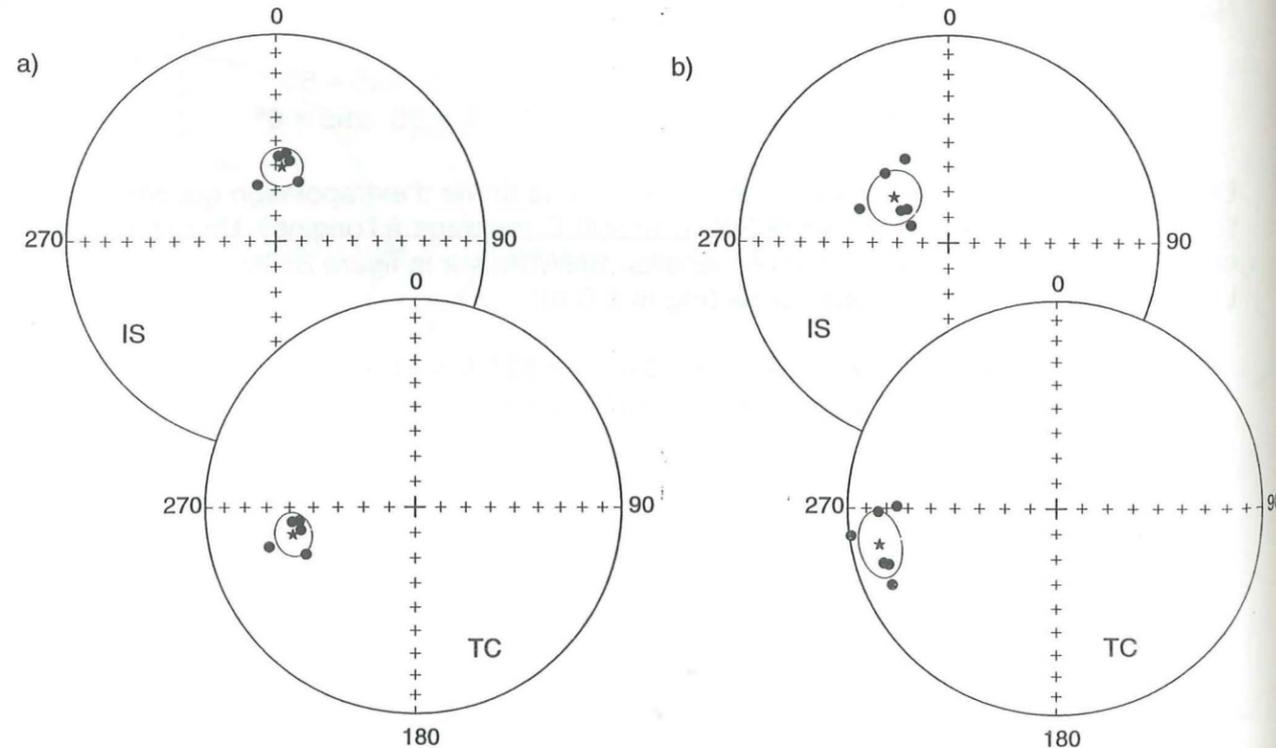
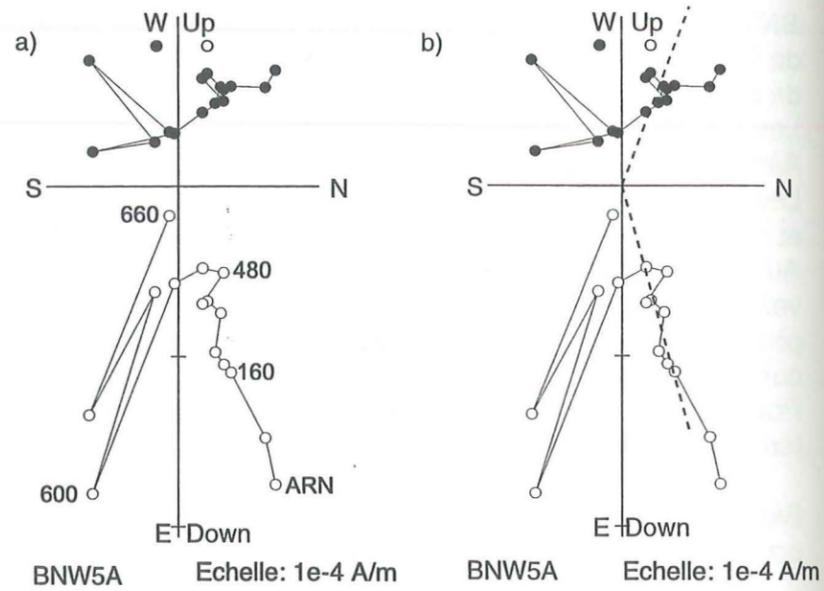
Coordonnées stratigraphiques: $D = 258^\circ$; $I = 15^\circ$; $k = 41$; $\alpha_{95} = 11^\circ$

Figure III.7

A: Deux désaimantations thermiques du site BNW vues en diagrammes stéréographiques. L'orientation globale reste dans le quart NW jusqu'à 500°C. A partir de 500°C, la susceptibilité augmente, l'aimantation devient instable (forte viscosité), le signal perd sa cohérence.



B: Diagrammes orthogonaux d'un échantillon du site BLN. a) données brutes; b) interprétation de la composante haute température. A partir de 500°C le signal perd sa cohérence. Les chiffres indiquent la température en degrés Celsius.



C: Projections stéréographiques des composantes: a) basse température et b) haute température pour le site BNW; IS: In Situ, TC: corrigé du pendage. L'étoile symbolise la moyenne du site avec le cercle de confiance à 95% associé.

Figure III.8

La composante intermédiaire n'est pas visible sur tous les échantillons (Fig.III.10 A). Pour sept d'entre eux on obtient la moyenne suivante (Fig.III.11 b):

Coordonnées géographiques: $D = 207^\circ$; $I = -65^\circ$; $k = 10$; $\alpha_{95} = 21^\circ$

Coordonnées stratigraphiques: $D = 220^\circ$; $I = -14^\circ$; $k = 6$; $\alpha_{95} = 28^\circ$

Le test du pli est inconclusif.

Les échantillons 2, 3 et 4 qui présentent des directions Ouest à Sud Ouest (Fig.III.11 b)) sont les spécimens pour lesquels la composante intermédiaire est la moins visible (cf. GLC2A Fig.III.10 A).

La composante haute température est plus délicate à isoler dans la mesure où les désaimantations **ne convergent pas à l'origine**, mais présentent quand même des **portions de Zijderveld rectilignes**. En stéréo, ces fins de désaimantations évoluent sur un grand cercle. Il reste donc au moins **deux composantes**, l'une d'elles étant éventuellement une parasite. J'ai donc réalisé une double analyse de ces diagrammes: la première, en considérant uniquement les parties rectilignes et en les analysant comme une composante à part entière, la seconde en définissant des grands cercles sur les même gammes de température.

Quelle que soit la méthode, on obtient des résultats tout à fait comparables (Fig.III.10 B):

Coordonnées géographiques:

Analyse linéaire: $D = 274^\circ$; $I = 47^\circ$; $k = 38$; $\alpha_{95} = 9^\circ$ (Fig.III.10 Ba))

Analyse par les grands cercles: $D = 274^\circ$; $I = 53^\circ$; $\alpha_{95} = 10^\circ$ (Fig.III.10 Bb))

Coordonnées stratigraphiques: $D = 355^\circ$; $I = 59^\circ$; $k = 18$; $\alpha_{95} = 13^\circ$

Le test du pli est inconclusif.

Col du Galibier (GAL):

Ce site appartient à une portion de domaine briançonnais pris dans l'écaillage subbriançonnais à l'Ouest du Col du Galibier, donc relativement déformé ($S_0 = S_1 = 130$ E 60). Il est situé sur une barre rocheuse au nord du point coté 2593m.

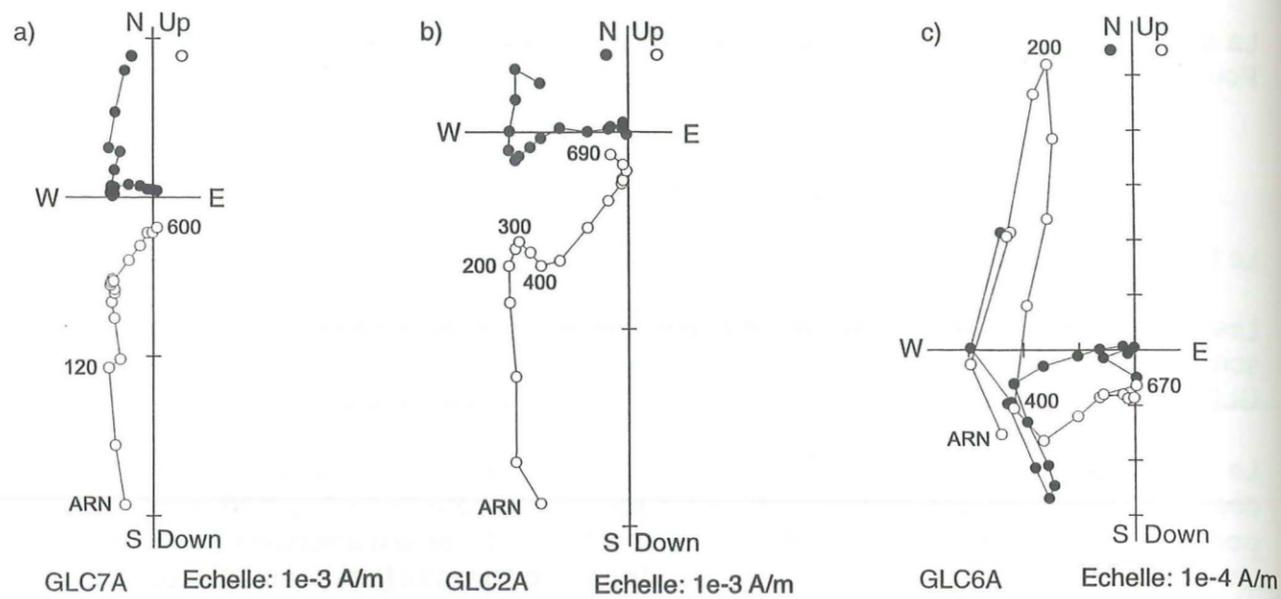
Il est constitué de 8 carottes d'intensité variant de $3 \cdot 10^{-4}$ A/m à 10^{-3} A/m.

Les désaimantations sont très claires pour les composantes basse et haute température, par contre la composante intermédiaire est très mal exprimée (Fig.III.12 A). Elle peut quand même être extraite sur 4 échantillons et donne des résultats cohérents, compatibles avec ceux obtenus pour les autres sites (Fig.III.12 Bb).

Composante basse température (Fig.III.12 Ba):

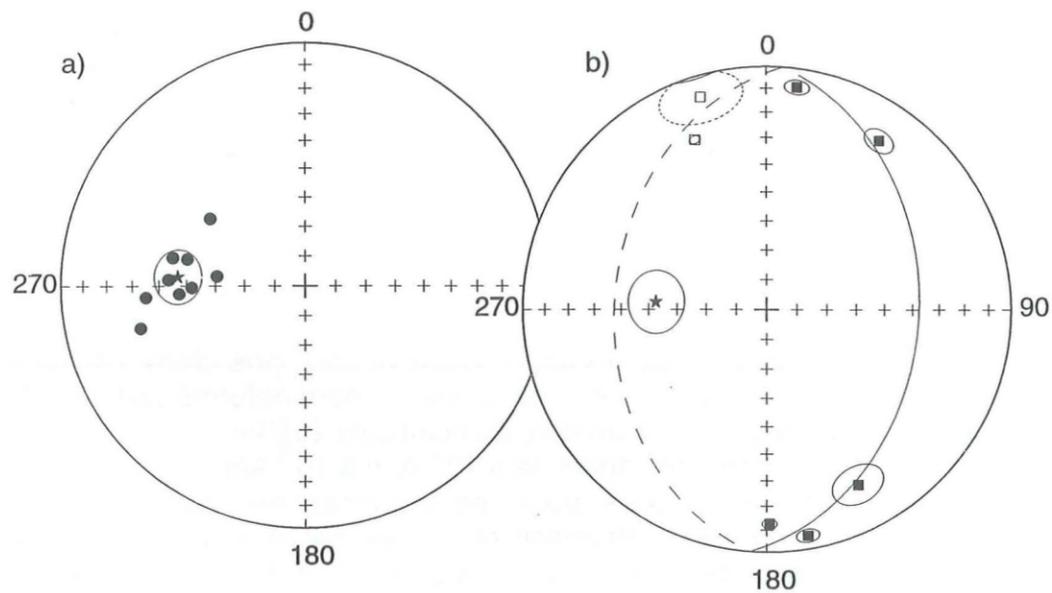
Coordonnées géographiques: $D = 356^\circ$; $I = 60^\circ$; $k = 69$; $\alpha_{95} = 7^\circ$

Coordonnées stratigraphiques: $D = 20^\circ$; $I = 7^\circ$; $k = 69$; $\alpha_{95} = 7^\circ$



● Composante horizontale
○ Composante verticale

A: Trois exemples de désaimantation du site GLC pour lesquelles la composante intermédiaire est plus ou moins visible: a) composante invisible; b) composante peu marquée; c) composante bien marquée. Les chiffres indiquent la température en degrés Celsius.



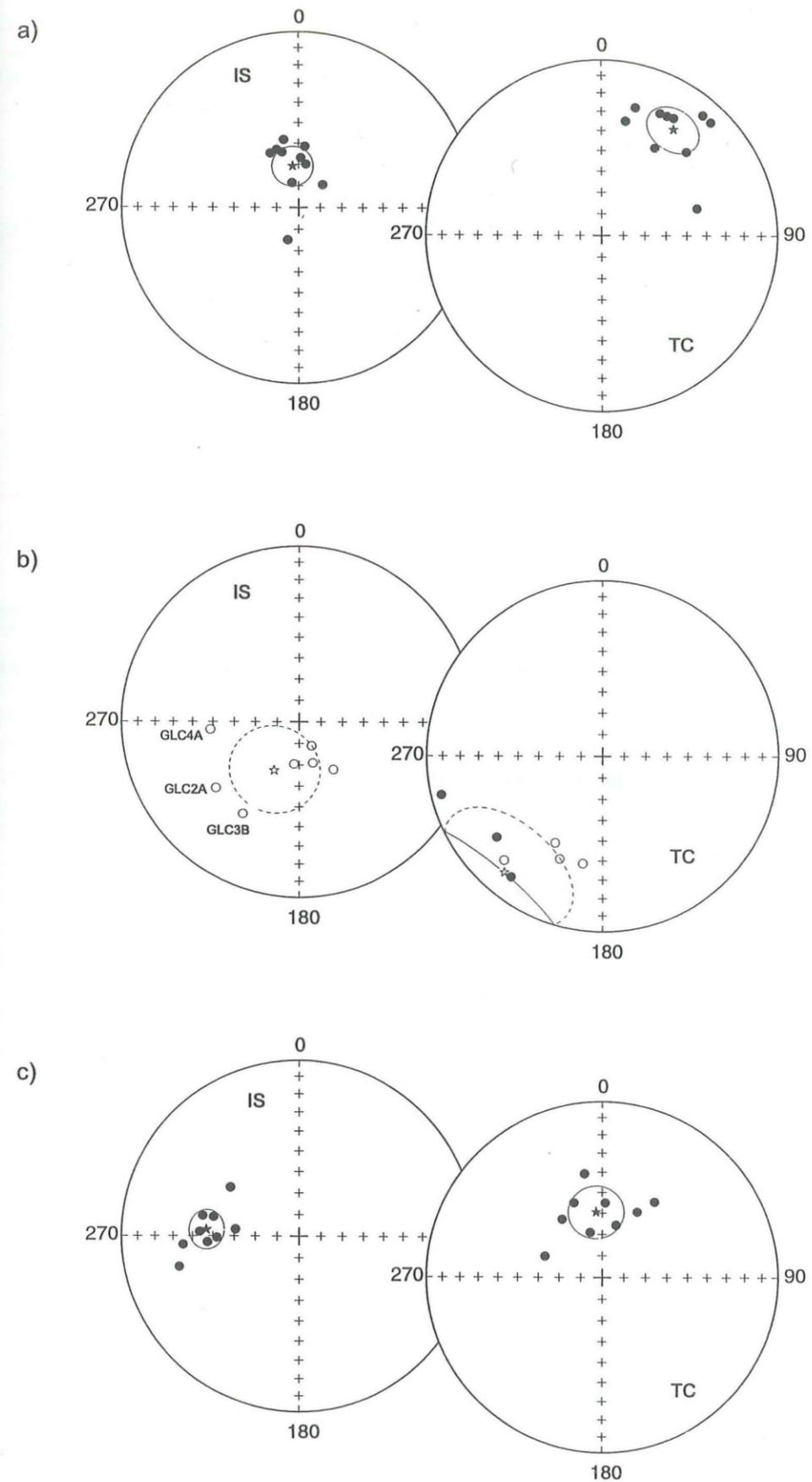
B: Détermination de la composante haute température pour le site GLC:

a) Interprétation linéaire des diagrammes de Zijderveld

b) Interprétation par la méthode des grands cercles

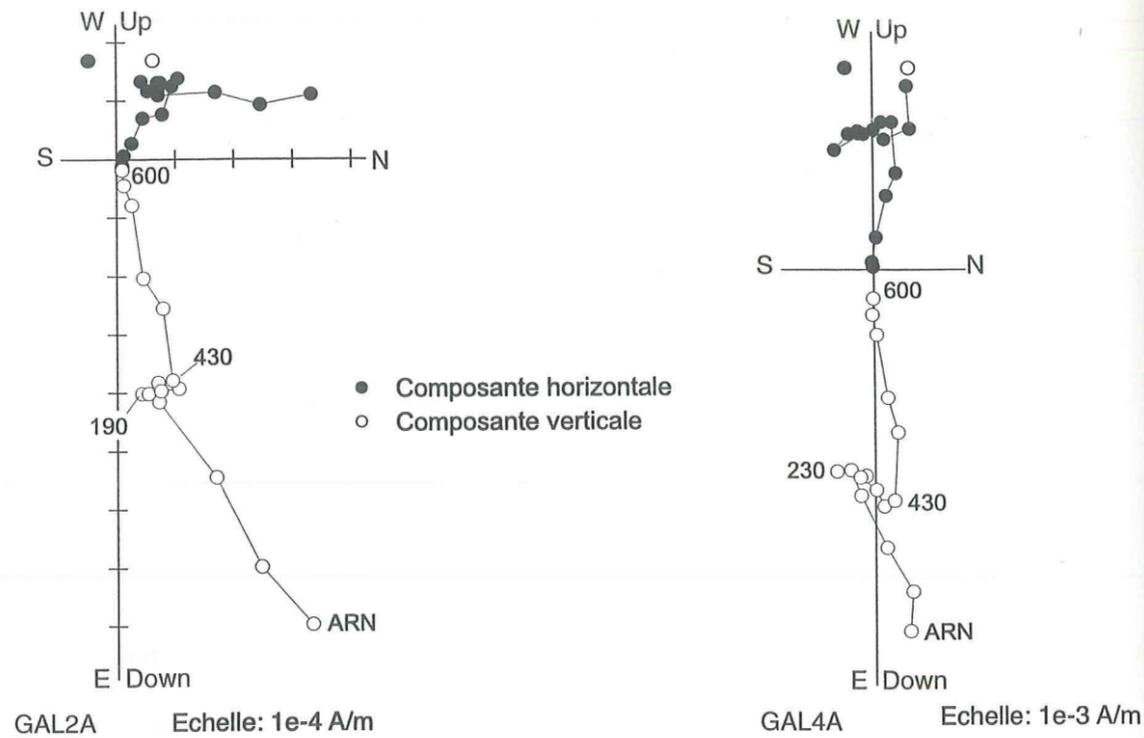
L'étoile symbolise la moyenne du site avec le cercle de confiance à 95% associé.

Figure III.10

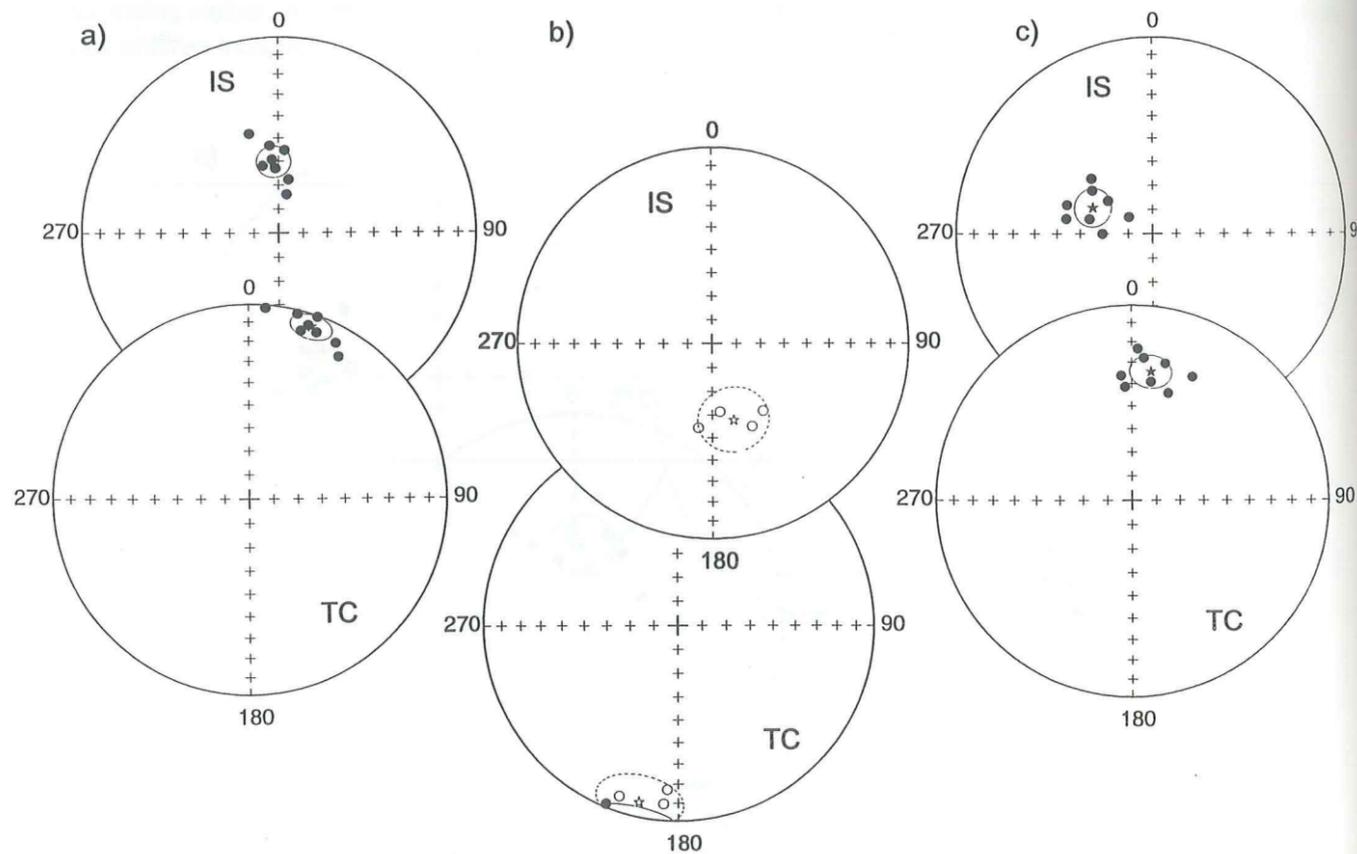


C: Projections stéréographiques des composantes : a) basse température, b) température intermédiaire, c) haute température pour le site GLC; IS: In Situ, TC: corrigé du pendage. L'étoile symbolise la moyenne du site avec le cercle de confiance à 95% associé.

Figure III.11



A: Diagrammes orthogonaux de deux échantillons du site GAL. La composante intermédiaire n'est visible que sur le deuxième échantillon.



B: Projections stéréographiques des composantes: a) basse température, b) température intermédiaire, c) haute température pour le site GAL; IS: In Situ, TC: corrigé du pendage. L'étoile symbolise la moyenne du site avec le cercle de confiance à 95% associé.

Composante intermédiaire (Fig.III.12 Bb):

Coordonnées géographiques: $D = 165^\circ$; $I = -57^\circ$; $k = 43$; $\alpha_{95} = 14^\circ$
 Coordonnées stratigraphiques: $D = 193^\circ$; $I = -8^\circ$; $k = 43$; $\alpha_{95} = 14^\circ$

Composante haute température (Fig.III.12 Bc):

Coordonnées géographiques: $D = 293^\circ$; $I = 63^\circ$; $k = 52$; $\alpha_{95} = 8^\circ$
 Coordonnées stratigraphiques: $D = 9^\circ$; $I = 34^\circ$; $k = 52$; $\alpha_{95} = 8^\circ$

III.1.5. Influence de la schistosité et de la stratification sur les mesures

Après la détermination des différentes composantes, il est important de vérifier si la déformation interne de la roche peut avoir une influence sur les mesures d'aimantation.

Les plans de stratification peuvent également jouer un rôle car nous travaillons sur des roches non homogènes. L'ensemble de la roche a subi de la compaction lors de sa genèse (certainement accentuée par de l'aplatissement lors du métamorphisme alpin), formant l'aspect rubané de la roche avec alternance de lits argileux rouges qui contiennent la majeure partie des porteurs magnétiques, et de nodules calcaires clairs. Cette compaction souligne la stratification et constitue un plan d'anisotropie parfois confondu avec le plan de schistosité.

L'influence éventuelle des plans de stratification mérite donc d'être étudiée au même titre que celle de la schistosité.

Sur les figures III.13 et III.14, sont reportés l'ensemble des directions de moyenne et haute température de chaque site ainsi que les plans de stratification et de schistosité.

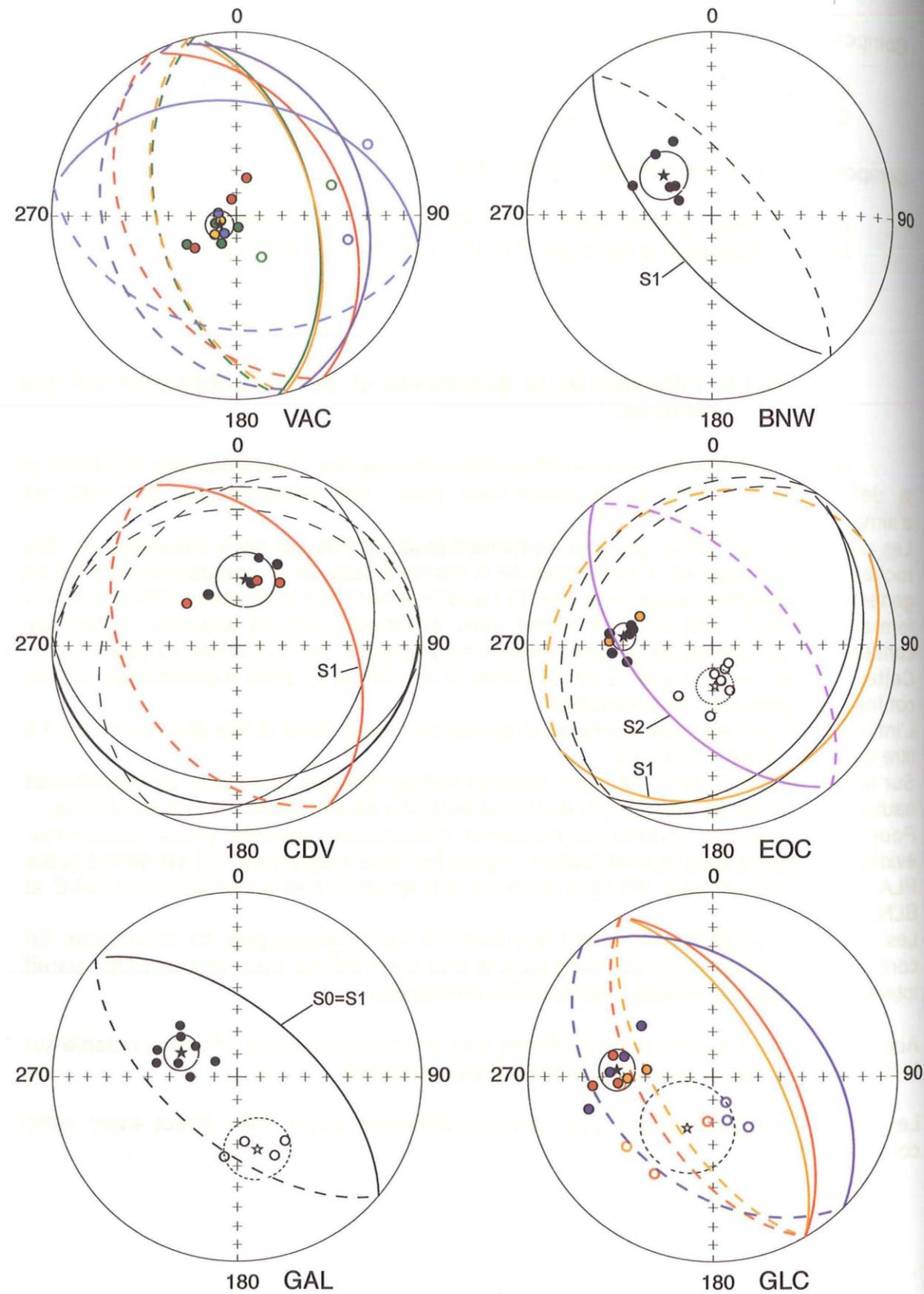
Pour la composante inverse de moyenne température (cercles vides), aucun lien évident n'apparaît avec la stratification, ni pour les sites majeurs où elle est définie (sites PLA, GLC, EOC), ni pour les deux sites où elle apparaît très ponctuellement (VAC et BLN).

Les sites GAL et BLN comportent des directions proches du plan de schistosité. En contrepartie, la composante intermédiaire très bien définie pour le site EOC, paraît totalement dissociée des deux schistosités principales.

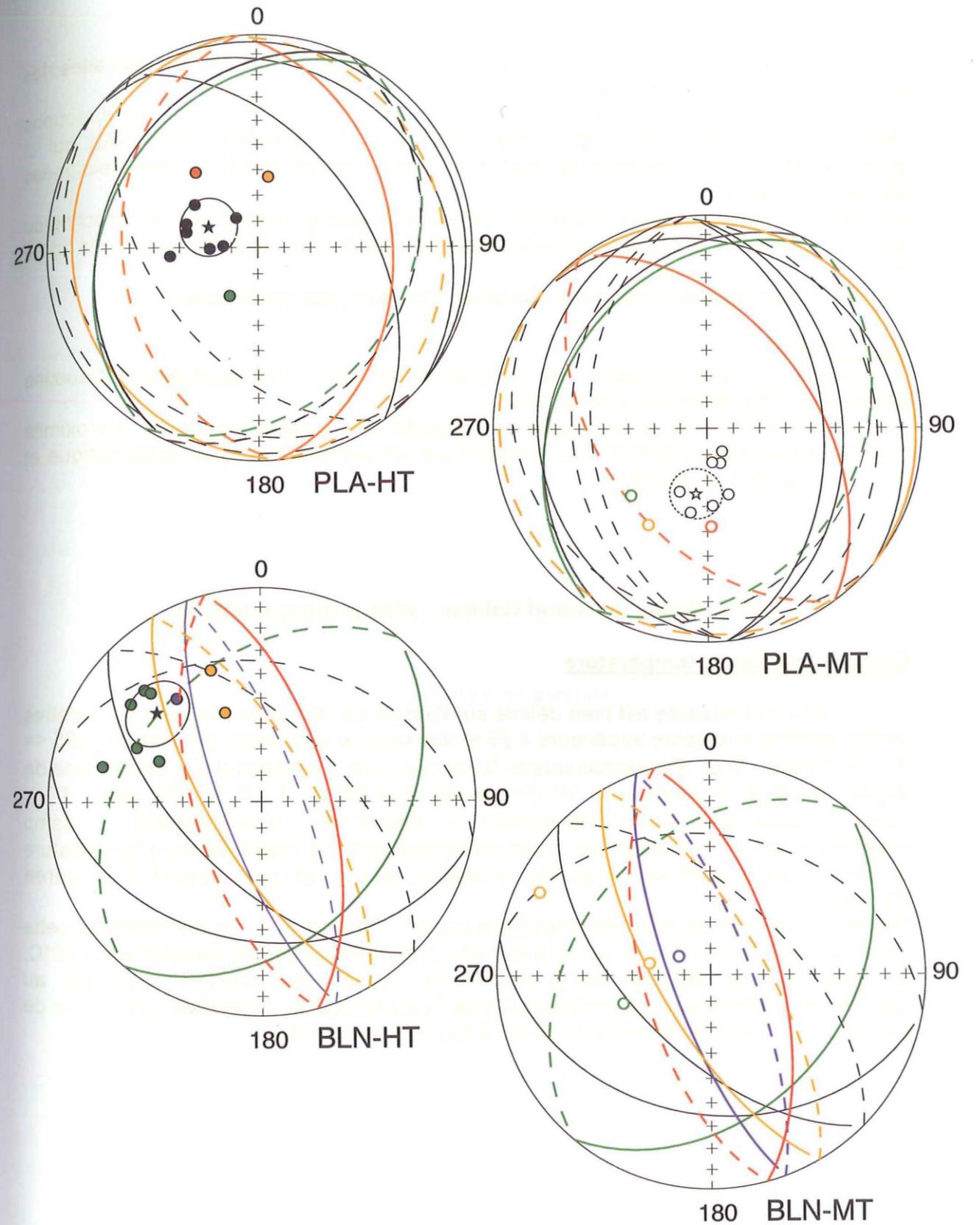
Aucun élément ne permet donc d'affirmer que la schistosité a une influence notable sur la détermination de la composante moyenne température.

Les plans de stratifications par contre n'affichent aucun lien direct avec cette composante.

Figure III.12



Projection des directions des composantes haute température (cercles pleins) et moyenne température (cercles vides) ainsi que les plans de stratigraphie et de schistosité associés. Les couleurs des plans indiquent les échantillons auxquels ils se rapportent. S0: stratigraphie; S1: schistosité; lorsque rien n'est précisé, il s'agit de plans de stratigraphie.



Projection des directions des composantes haute température (stéros marqués HT) et moyenne température (stéros noté MT) ainsi que les plans de stratigraphie associés pour 2 sites plissés du Galibier. Les couleurs des plans indiquent les échantillons auxquels ils se rapportent. Pour le site BLN, le plan en rouge représente le plan de schistosité relevé dans des calcschistes du Crétacé proche du site de prélèvement.

En ce qui concerne la composante haute température, pour l'ensemble des sites, les plans de stratification sont éloignés des directions des composantes.

Pour deux sites où la schistosité est bien marquée (BNW et CDV), les directions déterminées sont assez proches du plan de foliation. En revanche, le site GAL, qui lui aussi est affecté d'une schistosité importante, comporte des directions assez éloignées du plan de foliation.

Le site EOC, divisé en deux sous-sites, comporte également des directions proches du plan de schistosité, et d'autres sans corrélation (échantillons 1 et 2 en violet sur la figure III.13 EOC).

La relation schistosité/direction d'aimantation n'est donc pas systématique.

Conclusion:

Quelle que soit la composante, les plans de stratification n'ont apparemment aucune influence sur les directions d'aimantation.

Les effets éventuels de la schistosité sont plus délicats à appréhender car la proximité plan de schistosité/ direction d'aimantation par échantillon n'est pas systématique et donc difficilement corrélable.

III.1.6. Massif du Grand Galibier: bilan et interprétations

Composante basse température

Cette composante est bien définie sur l'ensemble des sites avec des paramètres de groupement k toujours supérieurs à 29 et des taux de dispersion très réduits ($\alpha_{95} \leq 9^\circ$) (cf. Tableau III.2). Elle pointe vers le Nord avec une inclinaison d'une soixantaine de degrés (direction moyenne pour l'ensemble des sites: D= 5°; I= 63°, k= 192; $\alpha_{95} = 4^\circ$).

Cette composante est interprétée comme une réaimantation visqueuse dans le champ magnétique actuel (remobilisation d'une partie des porteurs magnétiques à température ambiante, ceux dont le temps de relaxation est court par rapport à la durée d'exposition).

On peut noter que pour la majorité des sites (cf. Tableau III.2), la définition de cette composante ne prend pas en compte la mesure de l'ARN et débute directement à 80°C, température pour laquelle les aimantations visqueuses parasites (acquises au laboratoire) portées par les minéraux à très faible temps de relaxation (de l'ordre de l'heure, du jour, voir de la semaine ou du mois) sont éliminées.

Site	n/N	Coordonnées géographiques				Coordonnées stratigraphiques				Gamme de Températures en °C
		D	I	k	a95	D	I	k	a95	
EOC	9/9	0	61	67	6	44	70	29	10	80-200,230
PLA	13/13	1	69	29	8	6	58	6	18	80-150,190
CDV	8/8	13	58	38	9	46	66	15	15	80-190
TMI	3/4									0-200
BLN	9/9	14	63	31	9	67	83	3	35	0-20,250
BNW	5/6	5	61	95	8	257	40	95	8	0-160
VAC	12/13	14	61	112	4	42	20	19	10	80-150
GLC	10/10	352	71	28	9	34	28	20	11	80-200
GAL	8/8	356	60	69	7	20	7	69	7	80-190
Moyenne	8/9	5	63	192	4	23	56	4	30	80-200

Composante basse température

Tableau III.2

Composante moyenne température

La composante intermédiaire n'apparaît pas de façon systématique comme sur les localités du Briançonnais, de l'Ubaye ou de la Ligurie.

Pour trois échantillons du site BLN, on peut isoler une composante intermédiaire de polarité inverse, de direction Ouest. Cette composante apparaît beaucoup plus nettement en inclinaison qu'en déclinaison (cf. Fig.III.15 A) et se définit sur une faible gamme de température (de 300°C à 430°C). Elle ne représente qu'une très faible part de l'aimantation totale (de 1% à 7%).

Cette composante pourrait donc être influencée par les composantes de basse et haute température.

Pour le site VAC, une composante inverse apparaît, mais sur quatre échantillons de comportements très différents (Cf. Fig.III.15 B):

- VAC11A: comportement atypique avec une seule direction principale de 150°C à 650°C
- VAC13A: composante peu visible, de faible inclinaison, définie entre 230°C et 390°C
- VAC1A: belle composante inverse définie entre 200°C et 400°C de direction Est
- VAC4A: composante bien définie entre 150°C et 350°C de direction Sud.

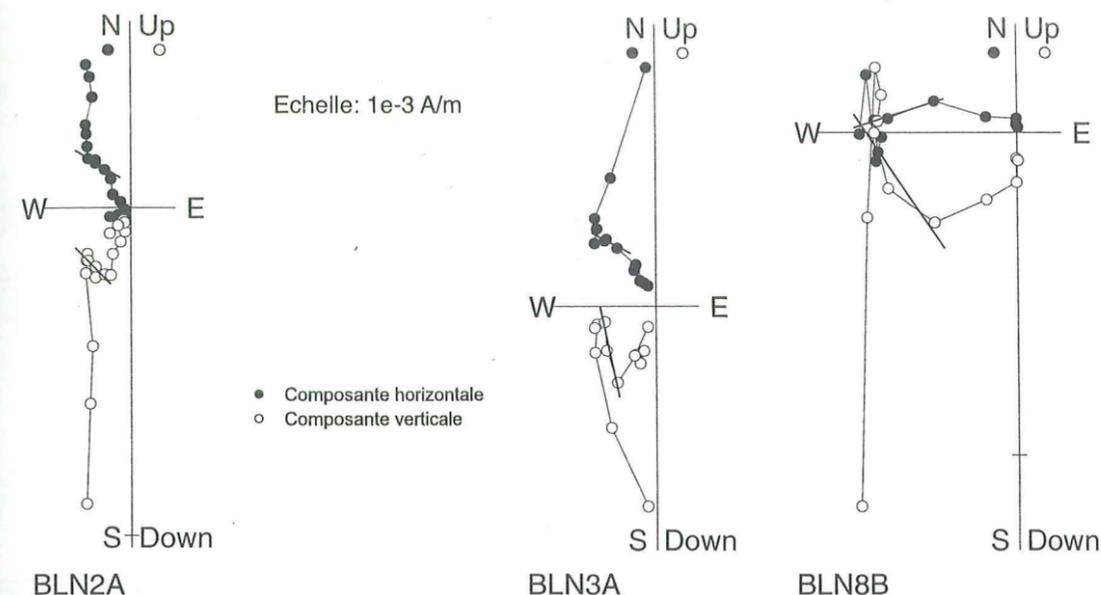
Une moyenne basée sur ces quatre comportements bien distincts paraît donc assez peu significative.

Ces deux sites particuliers mis à part, une composante intermédiaire apparaît beaucoup plus nettement pour trois sites (EOC, PLA, GLC) sur lesquels elle se caractérise par une polarité inverse, dirigée vers le Sud. La diminution du paramètre de groupement k indique que cette composante est post-pli (cf. Tableau III.3).

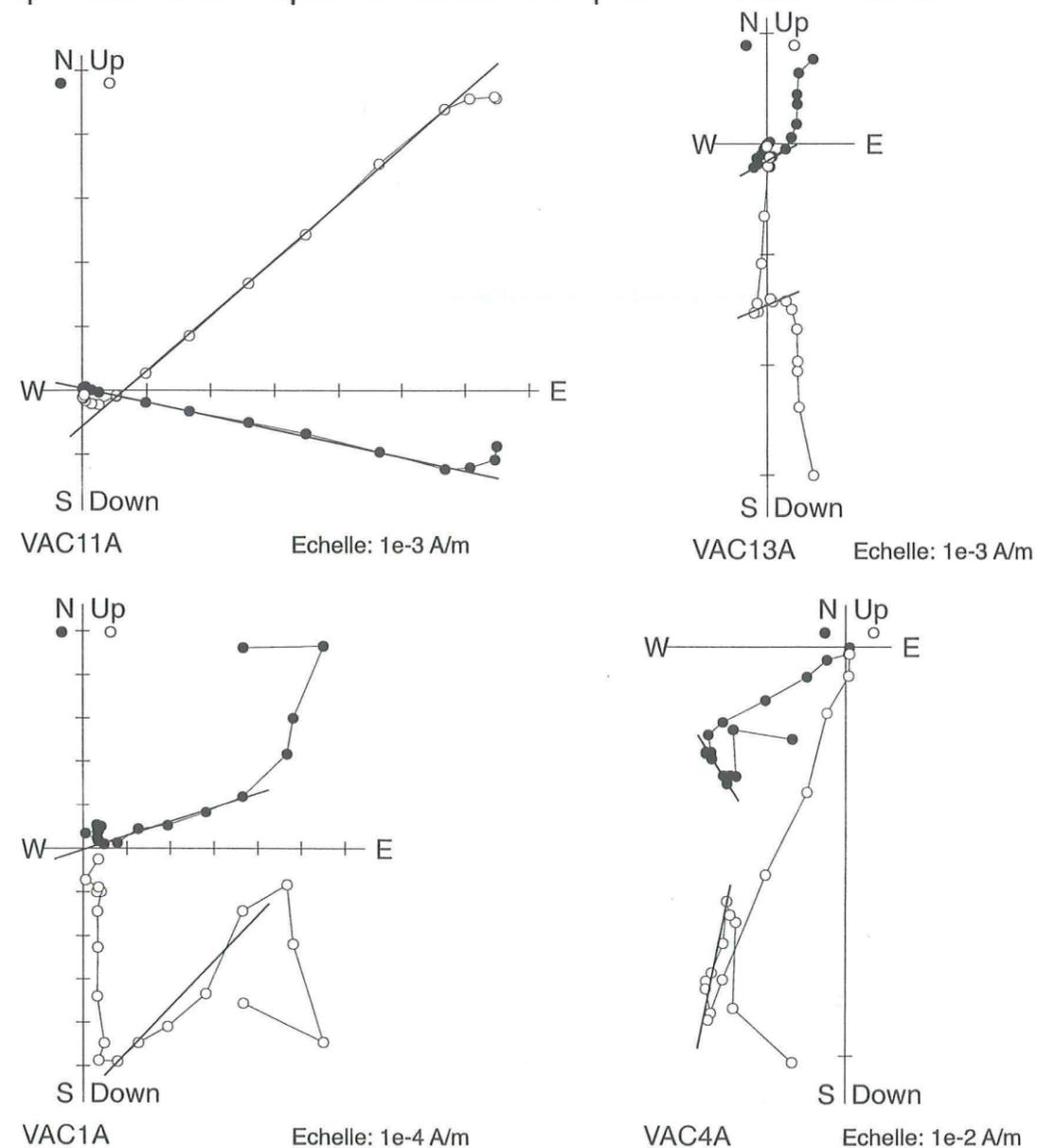
Pour les trois autres sites où elle apparaît de manière ponctuelle (2 à 4 échantillons sur les sites CDV, TMI et GAL), la composante intermédiaire indique également une direction Sud inverse, même si elle n'est pas exploitable statistiquement.

En résumé, si l'on regroupe l'ensemble des interprétations, une composante intermédiaire apparaît pour 40 échantillons sur la totalité des 74 étudiés (soit 54%). Sur ces 40 échantillons, 33 présentent une polarité inverse dirigée vers le Sud (soit plus de 82% des composantes moyenne température "exploitables") (cf. Fig.III.16).

Par conséquent, même si cette composante apparaît de manière moins systématique que pour les localités du Sud, lorsqu'elle peut être bien définie, elle repose sur des données de bonne qualité et peut donc être prise en compte dans les interprétations tectoniques globales.



A: Interprétation de la composante intermédiaire pour 3 échantillons du site BLN.



B: Interprétation de la composante intermédiaire pour 4 échantillons du site VAC.

Site	n/N	Coordonnées géographiques				Coordonnées stratigraphiques				Gamme de Températures en °C
		D	I	k	a95	D	I	k	a95	
EOC	7/9	176	-72	57	8	259	-76	43	9	230,270-320,390
PLA	10/13	190	-65	26	10	193	-52	9	17	190,230-400
CDV	2/8									230-350,430
TMI	3/4									250-400
BLN*	3/9	271	-67	32	22	227	-20	5	61	300-430
BNW	0/6									
VAC*	4/13	86	-47	7	37	71	-5	15	26	150,200-350,650
GLC	7/10	207	-65	10	21	220	-14	6	28	310-430
GAL	4/8	165	-57	43	14	193	-8	43	14	270-400
Moyenne	3/9	193	-68	128	11	216	-50	5	59	200,250-400,430

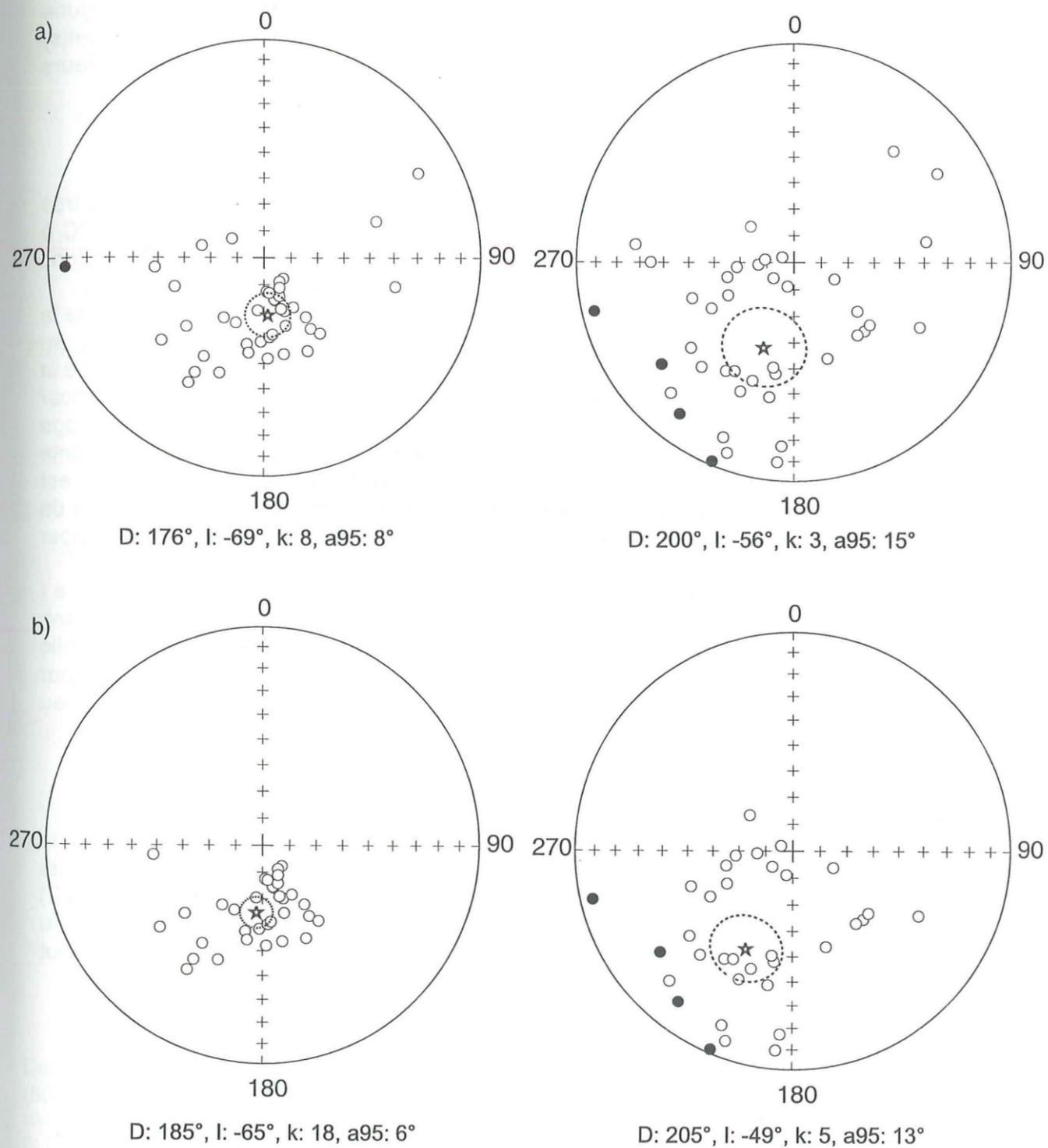
Composante Intermédiaire

* Sites déplissés à la main

Tableau III.3

Coordonnées géographiques

Coordonnées stratigraphiques



Bilan pour la composante intermédiaire sur le massif du Grand Galibier:
a) Regroupement de l'ensemble des composantes intermédiaires visibles (41 échantillons)
b) Regroupement des composantes intermédiaires de l'ensemble des sites qui présentent une composante orientée vers le Sud (34 échantillons)
L'étoile représente la direction moyenne de l'ensemble des composantes avec le cercle de confiance à 95% associé.

Hypothèses sur le(s) mode(s) d'acquisition de la composante moyenne température

On a vu dans les paragraphes précédents que la composante intermédiaire (moyenne température) n'apparaît pas sur la localité du Galibier de manière systématique comme pour les localités du Briançonnais, de l'Ubaye ou de la Ligurie (localités du Sud). Quels facteurs peuvent expliquer ce phénomène ? Par quel(s) mécanisme(s) cette composante est-elle acquise ? Quels en sont les porteurs magnétiques ?

Viscosité:

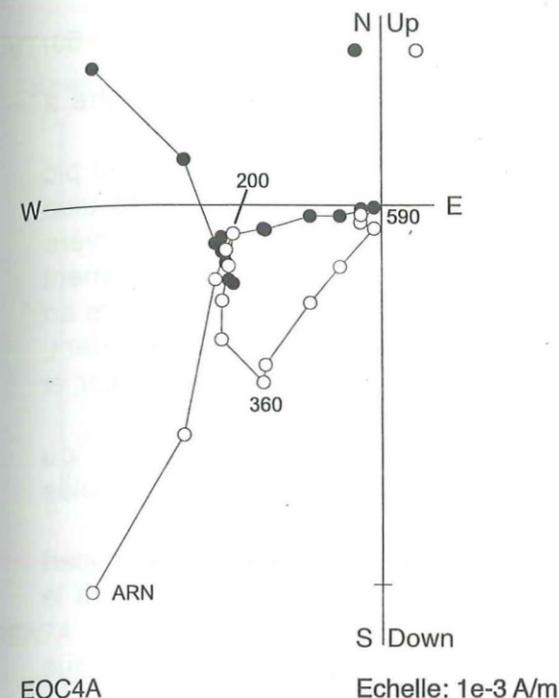
Lors des mesures en laboratoire, les échantillons du Galibier se sont révélés très visqueux, même pour des températures relativement "basses", de l'ordre de 200°C à 300°C alors que la susceptibilité n'évolue pas. Proportionnellement, ils doivent donc comporter une grande quantité de minéraux visqueux, de faible temps de relaxation.

De ce fait, on pourrait penser qu'une plus grande partie des minéraux porteurs de la composante moyenne température a été remobilisée dans le champ actuel, au détriment de la polarité inverse précédemment enregistrée. Or, les sites pour lesquels la composante moyenne température est bien définie ne sont pas forcément ceux pour lesquels la composante basse température représente le plus faible pourcentage d'ARN. Par exemple, comparons l'échantillon EOC4A, issu d'un site où la composante intermédiaire est bien marquée, et l'échantillon GAL2A, issu d'un site où elle est beaucoup moins visible (définie pour 4 échantillons sur 8) (cf. Figure III.17). L'ARN de ces deux échantillons est comparable, $1,3 \cdot 10^{-3}$ A/m pour EOC4A, $0,87 \cdot 10^{-3}$ A/m pour GAL2A.

Leur composante basse température est définie sur une même plage de température (0°C-190°C/200°C) et représente respectivement 65% et 51% de l'ARN totale. Pourtant, pour EOC4A, la composante intermédiaire est bien visible alors que pour GAL2A elle est indéfinissable. L'hypothèse d'une composante intermédiaire diminuée par remobilisation visqueuse, au profit de la composante basse température paraît donc peu probable.

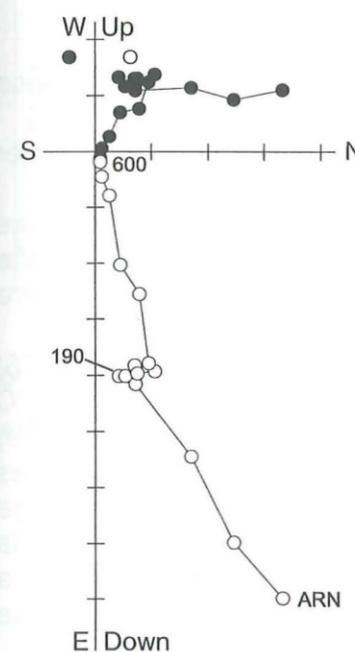
Température de déblocage:

La composante basse température pourrait également bénéficier d'une plage de température plus large, réduisant ainsi la zone d'influence de la composante intermédiaire. En pratique, les températures de déblocages maximales (cf. Tableau III.2) de la composante basse température sont équivalentes à celles des localités du Briançonnais, Ubaye et Ligurie et n'excèdent pas 200°C à 250°C. Cette hypothèse peut donc être écartée.



EOC4A		MAG (A/m)	Dg	Ig	S (x1e-05 SI)
BT	Etape				
	ARN	0.13E-02	295.3	50.4	9.3
	T81	0.81E-03	283.0	48.6	10.0
	T120	0.49E-03	257.1	23.5	10.0
	T150	0.45E-03	249.8	15.0	11.0
	T200	0.45E-03	242.3	9.5	9.0
	T240	0.48E-03	244.1	19.6	8.0
	T280	0.51E-03	253.8	29.9	12.0
	T320	0.56E-03	258.8	39.5	9.0
	T360	0.57E-03	258.8	55.8	9.0
	T400	0.53E-03	258.1	53.4	11.0
T450	0.32E-03	261.5	53.5	13.0	
T480	0.20E-03	255.8	55.0	12.0	
T520	0.65E-04	254.0	71.0	14.0	
T560	0.85E-04	230.9	31.7	19.0	
T590	0.61E-04	260.1	24.3	28.0	

EOC4A Echelle: 1e-3 A/m



- Composante horizontale
- Composante verticale

GAL2A		MAG (A/m)	Dg	Ig	S (x1e-05 SI)
BT	Etape				
	ARN	0.87E-03	341.7	66.3	5.4
	T80	0.75E-03	339.3	69.4	4.9
	T120	0.58E-03	326.1	69.4	5.1
	T150	0.44E-03	303.1	72.6	5.6
	T190	0.42E-03	287.5	70.9	5.7
	T230	0.42E-03	294.6	72.3	5.8
	T270	0.41E-03	300.9	70.3	5.6
	T310	0.41E-03	298.2	68.9	6.1
	T350	0.42E-03	299.7	69.2	5.6
	T390	0.43E-03	307.4	66.2	6.0
T430	0.41E-03	307.3	67.6	5.9	
T470	0.28E-03	315.6	66.8	7.1	
T500	0.22E-03	302.6	67.8	8.3	
T530	0.87E-04	313.2	64.6	12.0	
T560	0.47E-04	332.7	73.0	14.9	
T600	0.24E-04	50.0	51.5	22.8	

GAL2A Echelle: 1e-4 A/m

Deux échantillons présentant une composante basse température de même importance (50% à 60% de l'ARN). La composante moyenne température n'est visible que sur EOC4A.

MAG (A/m) : Intensité d'aimantation en A/m; Dg, Ig : Déclinaison et inclinaison en coordonnées géographiques; S : Susceptibilité globale

Figure III.17

Régime thermique:

Une différence de régime thermique entre Galibier et localités du Sud pourrait être à l'origine du "mauvais" enregistrement de cette composante inverse.

Supposons que cette composante soit effectivement fixée thermiquement suite au pic de métamorphisme (et non à un processus de recristallisation plus tardif) et acquise durant la phase de refroidissement. Si l'on considère qu'elle est acquise de manière synchrone sur l'ensemble des localités, le massif du Grand Galibier a nécessairement été refroidi beaucoup plus tôt que les localités du Sud, de sorte que lorsqu'on entre en période inverse la majorité de l'aimantation a déjà été fixée dans le chrone précédent, de polarité normale, et il ne reste que très peu de minéraux disponibles pour fixer et mémoriser cette nouvelle polarité.

Cette hypothèse nous pousse à découpler tectoniquement le Galibier des zones du Sud. La proximité du Pelvoux pourrait éventuellement expliquer une remontée plus rapide des unités.

Cependant, d'après les données thermochronologiques éditées dans l'article de Tricart et al., 2001, le refroidissement serait de plus en plus tardif lorsqu'on remonte vers le Nord.

La composante inverse du Galibier pourrait donc être acquise *plus tardivement* que celle du Sud. Cette question fondamentale de l'âge des composantes sera abordée dans le paragraphe suivant.

Les minéraux porteurs:

Une différence de minéralogie magnétique pourrait également expliquer cette différence de comportement entre Galibier et localités du Sud.

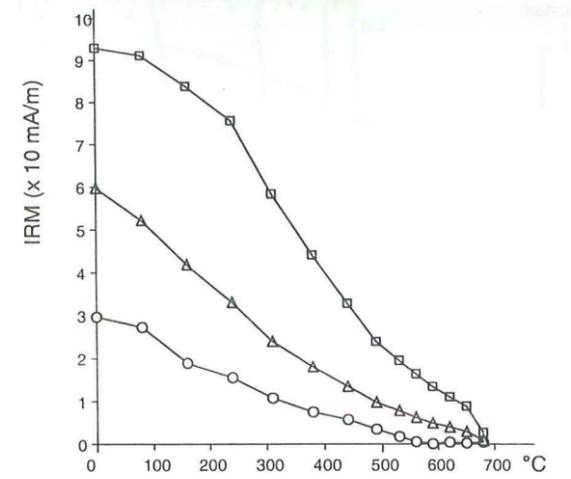
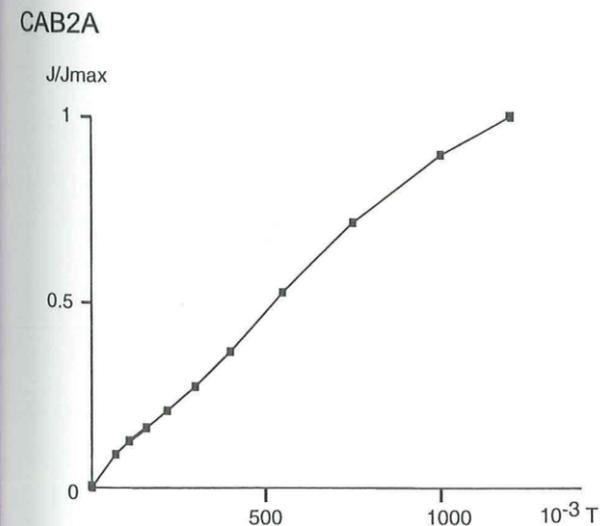
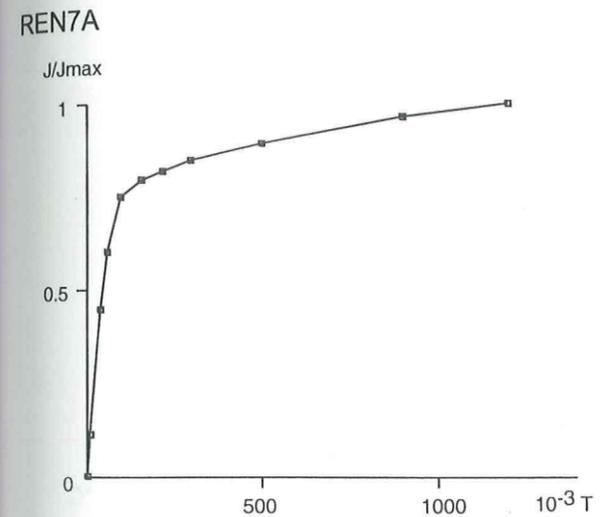
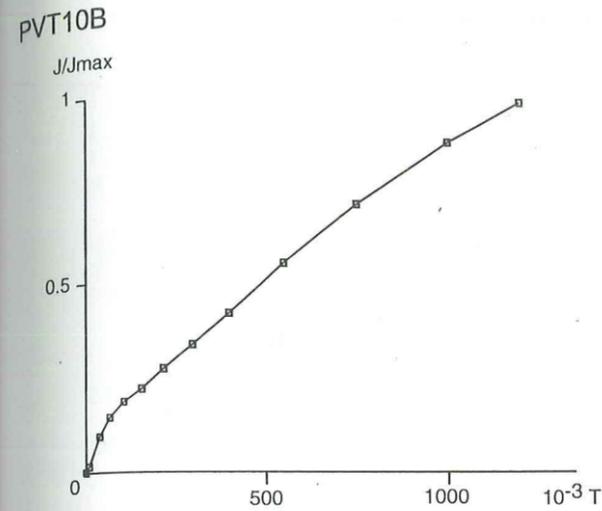
On a vu précédemment (Fig.III.2) que la minéralogie magnétique des sites du Galibier est dominée par l'hématite. Aucune trace claire de magnétite n'apparaît.

Pour l'Ubaye et la Ligurie au contraire (Fig.III.18 et III.19), même si l'hématite domine souvent (sites PVT, CAB, BER, SIG), la magnétite est partout présente (sauf pour le site CAB) et compte pour plus d'un tiers de l'aimantation globale. Elle est même majoritaire pour les sites REN et FAS.

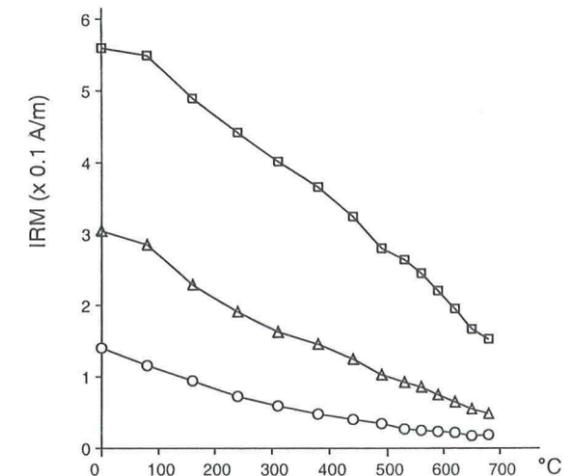
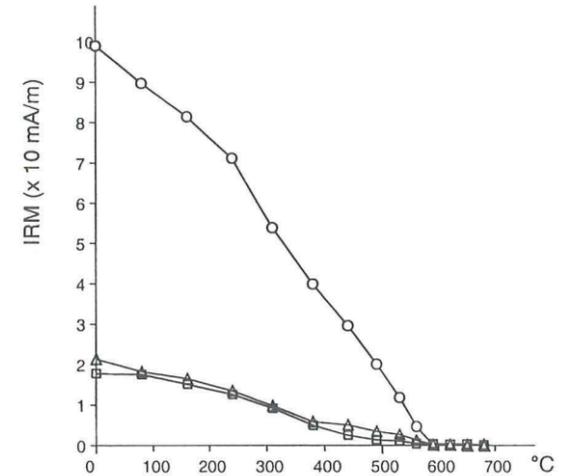
D'après les abaques de température de déblocage proposés par Pullaiah et al., (1975) (Fig.III.20), de la magnétite soumise à des températures de l'ordre de 300°C à 350°C (borne extrême de températures pour le métamorphisme dans le Briançonnais externe) pendant une durée de 1 à 10 millions d'années est remobilisable en une heure pour des températures comprises entre 410°C et 460°C. Ces températures de déblocage correspondent tout à fait à la gamme de température pour laquelle est définie la composante intermédiaire en laboratoire (cf. articles Briançonnais, Ubaye et Ligurie). La magnétite constitue donc un porteur potentiel consistant pour la composante intermédiaire.

Si l'on suit le même raisonnement sur les abaques concernant l'hématite, on obtient des températures de déblocage de l'ordre de 490°C à 520°C. Ces températures sortent de la zone de définition de la composante intermédiaire, mais tombent parfaitement dans celle de la composante haute température.

En conséquence, la magnétite est donc probablement le porteur principal de la composante intermédiaire et l'hématite celui de la composante haute température. Comme la magnétite se trouve en proportion significative sur les localités du Sud, mais n'apparaît pas sur les sites du Galibier, on expliquerait ainsi pourquoi la composante intermédiaire est beaucoup mieux définie au Sud qu'au Nord.



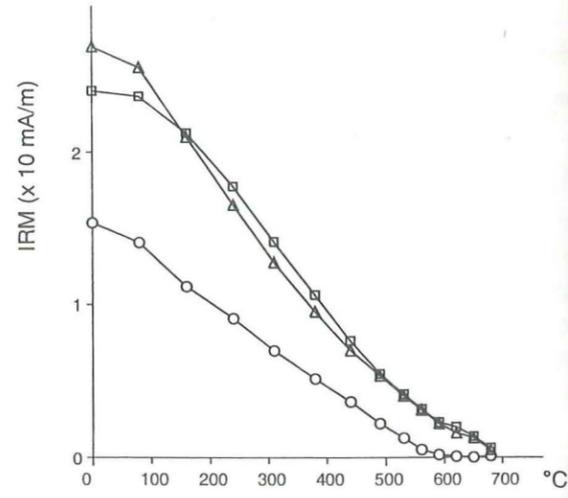
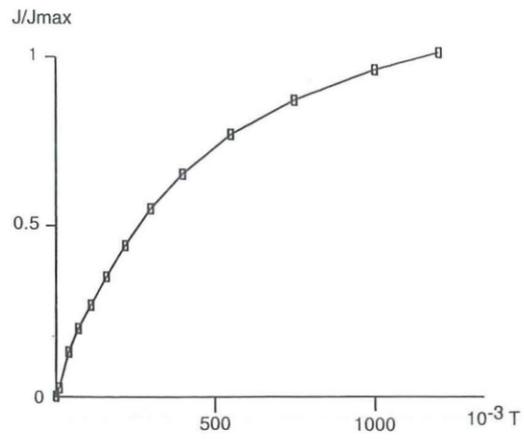
○ 0.1T
△ 0.4T
□ 1.2T



Acquisition et désaimantation thermique selon 3 axes de trois échantillons de l'Ubaye.

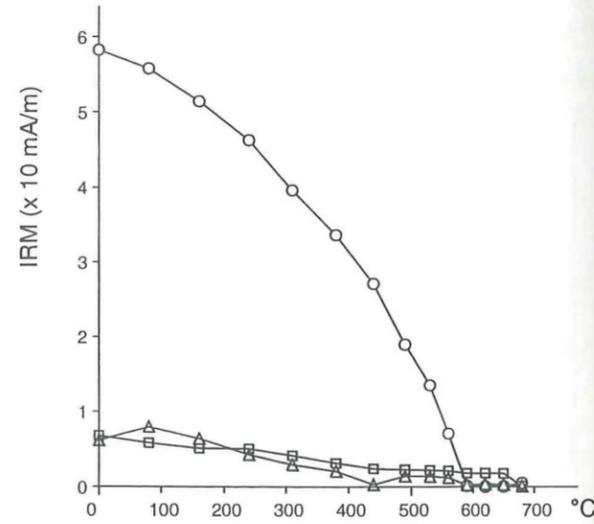
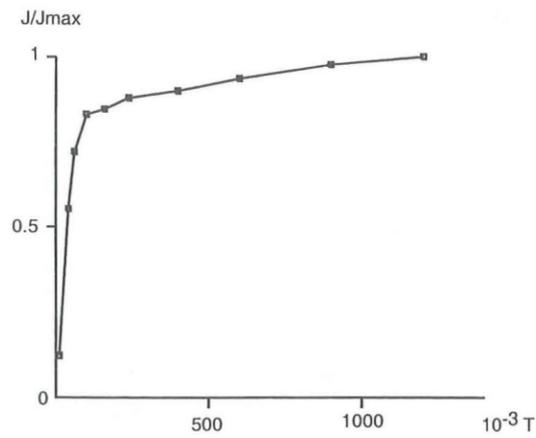
Figure III.18

BER6B

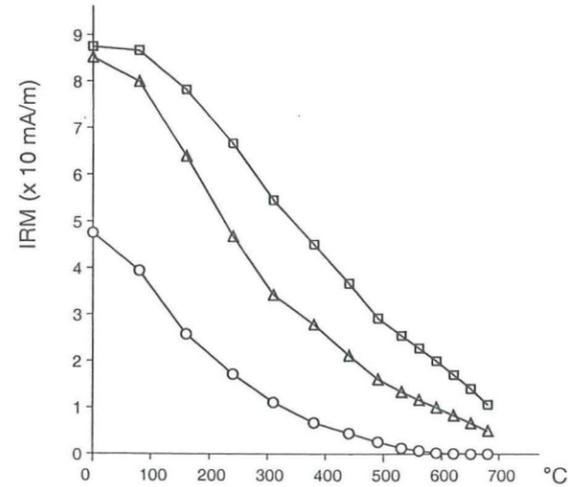
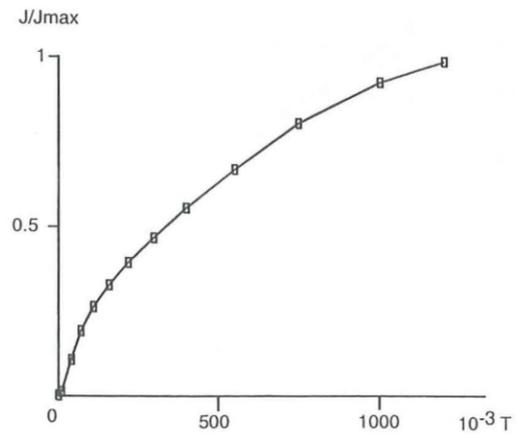


○ 0.1T
△ 0.4T
□ 1.2T

FAS4A

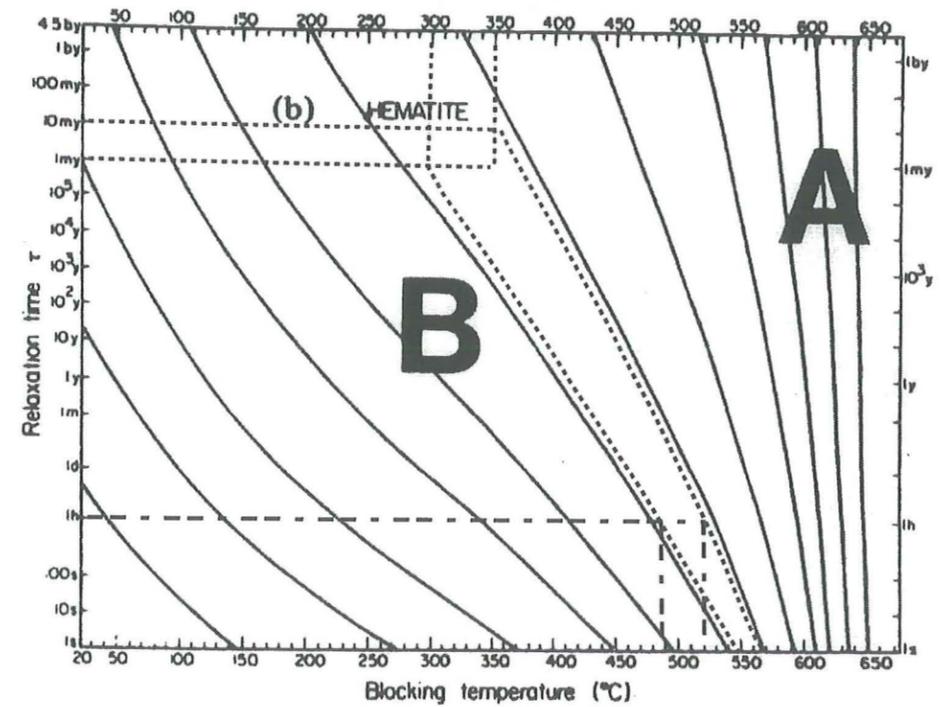
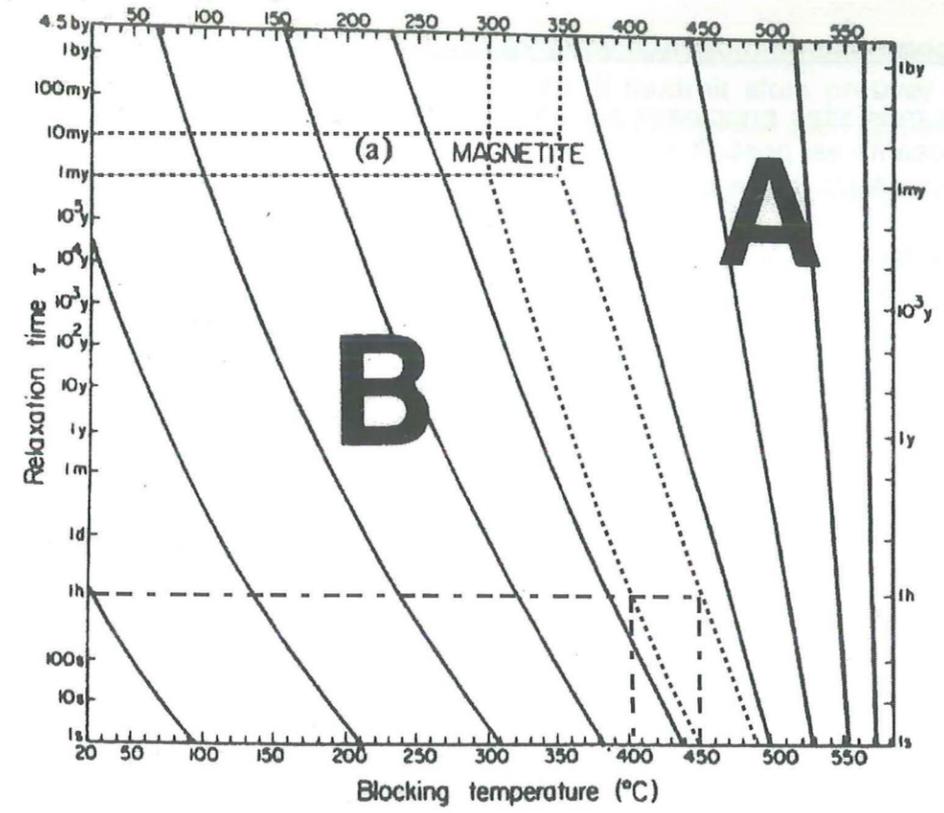


SIG10B



Acquisition et désaimantation thermique selon 3 axes de trois échantillons de Ligurie.

Figure III.19



Courbes de débloccage pour la magnétite (a) et l'hématite (b) d'après Pullaiah et al., 1975.

Figure III.20

Age de la composante moyenne température et confrontation des directions

D'après les trois sites principaux sur lesquels elle est bien définie (EOC, PLA, GLC), cette composante est post-pli, marquée par la décroissance systématique du paramètre de groupement k (cf. Tableau III.3):

- De 57 à 43 pour le site EOC alors que les différences de pendage sont faibles
- De 26 à 9 pour le site PLA
- De 10 à 6 pour le site GLC (en prenant toutes les données)

Se pose ensuite la question de l'âge de cette composante par rapport à celui des sites du Sud:

1^{er} hypothèse: La composante moyenne température est contemporaine de celle des sites du Sud.

Dans ce cas, c'est le seul secteur qui n'enregistre pas de déviation par rapport à l'Europe stable et donc pas de rotation. Une justification tectonique s'impose alors. La zone d'étude se localise au Nord-Est du massif du Pelvoux, au sein d'une zone où les unités internes semblent venir "mouler" les contours du massif granitique. Le Pelvoux pourrait donc jouer le rôle d'un "butoir", empêchant toute progression des zones internes vers le Sud.

Ce raisonnement implique la présence d'une zone de découplage entre le massif du Galibier et le secteur de Briançon qui soit capable d'accommoder un différentiel de 40° de rotation antihoraire. Cette zone de découplage pourrait s'exprimer par l'intermédiaire d'une ou plusieurs failles normales transversales mais qui n'ont jusqu'alors jamais été mises en évidence.

2^{ème} hypothèse: La composante moyenne température du Galibier est plus récente que celle des sites du Sud.

Dans ce cas, on peut éventuellement comprendre qu'aucune rotation ne soit enregistrée (phénomène très tardif par rapport aux rotations d'ensemble), mais il faut trouver le mécanisme responsable de la réaimantation. On peut évoquer une fois encore le phénomène de réaimantation visqueuse selon lequel "le temps agit de façon similaire à la température" (Daly, 1980) et réutiliser les abaques de Pullaiah et al., 1975.

Les minéraux porteurs de la composante inverse sont déstabilisés pour des températures maximales de blocage de l'ordre de 430°C pendant une heure en laboratoire. Par correspondance sur les abaques concernant l'Hématite, il aurait fallu que ces minéraux soient restés à 110°C pendant ...4,5 milliards d'années, en polarité majoritairement inverse !... On ne peut donc pas retenir cette hypothèse.

On pourrait également évoquer la présence de fluides liés à la proximité de la zone houillère (par exemple !...) mais aucune trace de fluides n'a pu être mise en évidence sur les lames minces et aucune publication n'a pu jusqu'à présent prouver de tels phénomènes, surtout pour des époques récentes (post 10 MA).

Une autre explication possible peut être que sur le Galibier, la composante intermédiaire est portée essentiellement par de la maghémite. Il faudrait alors prouver que cette dernière est plus facilement remobilisable par processus visqueux que l'hématite.

P.S.: On peut aussi évoquer le troisième choix possible qui serait que la MT du Galibier est *plus ancienne* que celle des autres sites, et dans ce cas, on est en contradiction avec les données thermochronologiques qui tendent à démontrer que le refroidissement est d'autant plus récent qu'on remonte vers le Nord.

Composante Haute Température:

La composante haute température apparaît sur l'ensemble des 9 sites de manière claire. Elle est définie en moyenne pour des températures supérieures à 400°C, la borne supérieure variant en fonction des échantillons de 530°C à plus de 600°C (cf. Tableau III.4).

Pour tous les sites où le test du pli est réalisable, on observe une diminution significative du paramètre de groupement k après déplissage.

Pour certains sites (CDV, PLA), ce paramètre k peut être légèrement amélioré par un déplissage progressif des données de 25% à 30% (cf. Fig.III.21). Pour ces sites, l'aimantation débiterait dès la fin des dernières phases plicatives.

L'ensemble des directions moyennes exploitables statistiquement (tous sauf TMI) est représenté sur la figure III.22 C. La direction moyenne ($D= 298^\circ$, $I= 62^\circ$, $k= 15$, $\alpha_{95}= 15^\circ$) en coordonnées géographiques présente une déviation de $71^\circ \pm 27^\circ$ par rapport à la référence pour l'Europe stable.

Cette composante est donc acquise postérieurement, voire, durant la phase terminale du plissement et présente une déviation importante par rapport à l'Europe stable. Elle est donc nécessairement **antérieure** à la composante intermédiaire du Galibier et légèrement décalée dans le temps (car de polarité normale) par rapport à la composante intermédiaire des autres localités. La déviation qui en découle, compte tenu des marges d'incertitude ($\pm 27^\circ$), reste compatible avec les déviations observées plus au Sud ($47^\circ \pm 13^\circ$ pour le Briançonnais; $68^\circ \pm 15^\circ$ pour l'Ubaye). Elle confirmerait donc l'existence de rotations antihoraires de grande ampleur au sein des zones internes alpines.

III.2. La Vanoise

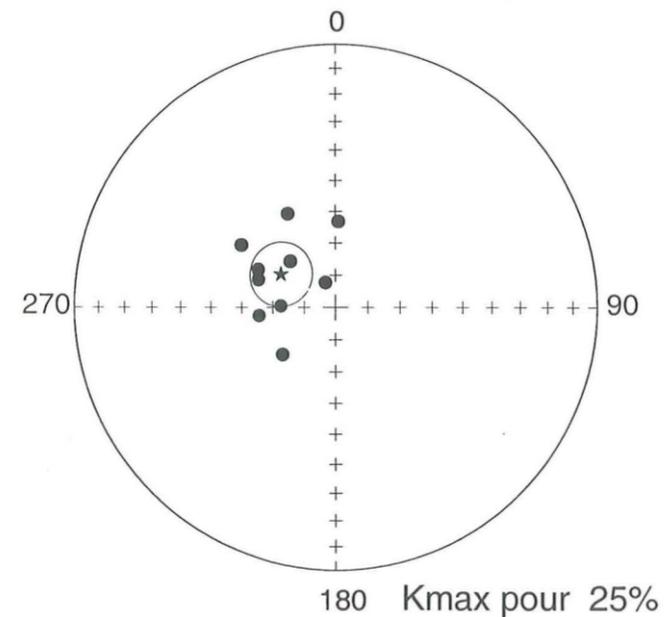
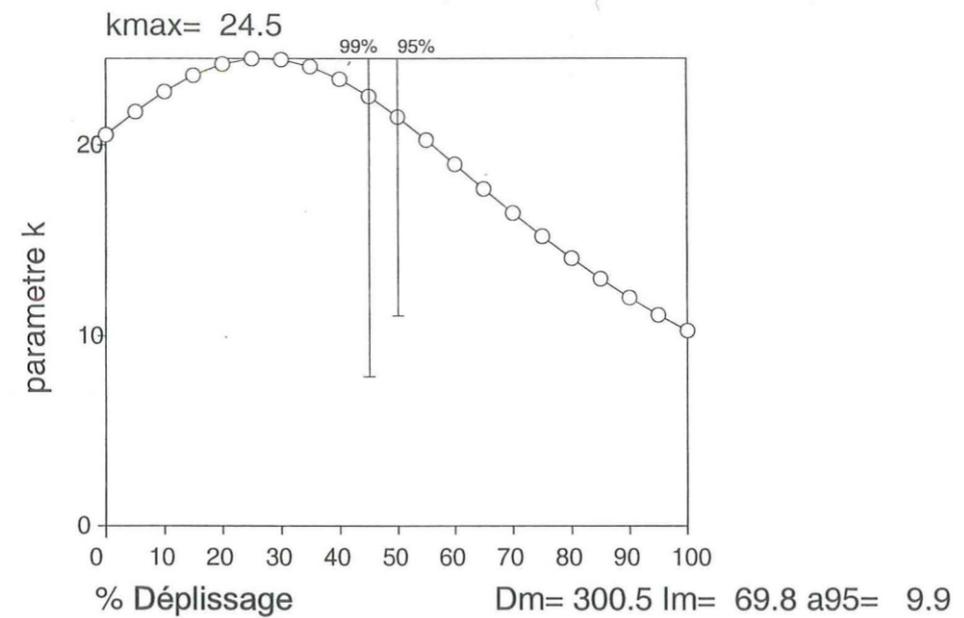
Les sites étudiés en Vanoise sont majoritairement localisés dans la zone centrale du Parc (quatre sur six). Une autorisation spéciale nous a été accordée pour faire des prélèvements en zone centrale, mais sans utiliser la foreuse. Quatre sites (AIM, GRA, AMO, NET) ont donc été prélevés sous forme de blocs orientés sur le terrain, puis carottés en laboratoire.

Site	n/N	Coordonnées géographiques				Coordonnées stratigraphiques				Gamme de Températures en °C
		D	I	k	a95	D	I	k	a95	
EOC	8/9	276	50	98	6	250	62	48	8	400,430-560
PLA	10/13	293	70	21	11	323	67	10	16	390,430-530,690
CDV	7/8	8	60	24	13	46	69	18	15	430-500,690
TMI	3/4									400-650
BLN*	9/9	311	36	19	12	280	51	6	23	350,430-540,600
BNW	6/6	310	62	41	11	258	15	41	11	200-500
VAC*	12/13	241	82	50	6	54	51	16	11	390-560,690
GLC	9/10	274	47	38	9	355	59	18	13	390-450,600
GAL	8/8	294	63	52	8	9	34	52	8	400,430-560
Moyenne	8/9	298	62	15	15	325	68	5	29	400-560

* Sites déplissés à la main

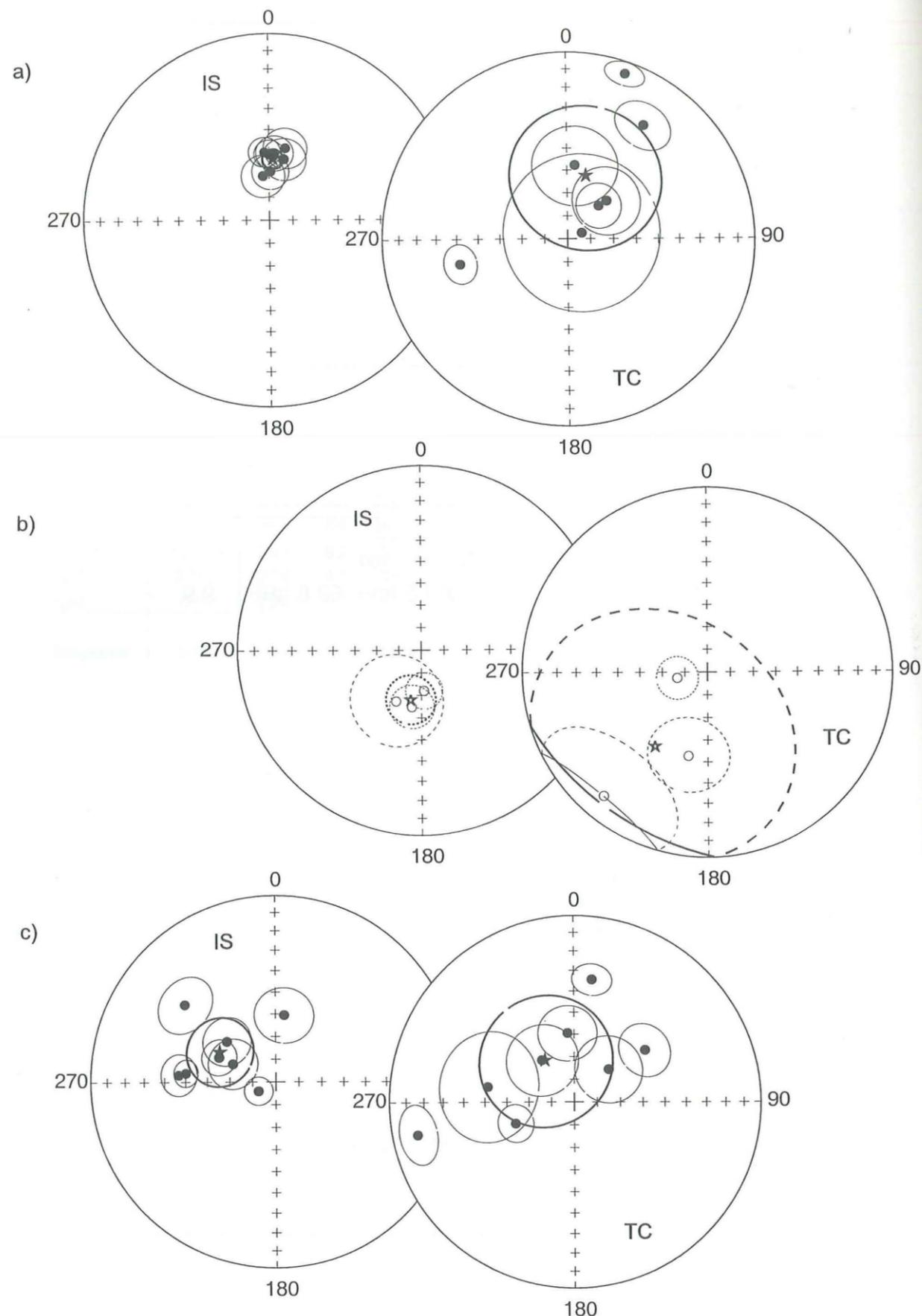
Composante Haute Température

Tableau III.4



Déplissage progressif des directions de la composante haute température du site PLA du Galibier. On obtient une légère amélioration du paramètre k pour 25% de déplissage.

Figure III.21



Projections stéréographiques des directions moyennes par site pour le massif du Galibier:
 a) composante basse température, b) composante intermédiaire, c) composante haute température .
 IS: In Situ, TC: corrigé du pendage.
 L'étoile symbolise la direction moyenne des sites avec le cercle de confiance à 95% associé.

Le fait de travailler avec des blocs présente plusieurs inconvénients: impossibilité de prélever dans des zones très massives (et encore moins sur poli glaciaire !...), masse importante de roche à transporter, perte de précision dans l'orientation des carottes liée à la multiplication des opérations de mise en forme. De plus, comme le prélèvement dépend très souvent des "faiblesses" des affleurements (fracturation), l'éventail des orientations possibles pour les blocs se réduit généralement à celui de la stratigraphie et /ou de la schistosité.

Par contre, cette méthode permet d'échantillonner dans des zones où l'on ne trouve pas d'eau (nécessaire au refroidissement du foret).

Le secteur de la Vanoise a été choisi pour étendre au maximum la zone d'étude vers le Nord, cependant, elle doit être considérée de manière un peu particulière par rapport aux autres zones d'étude car le faciès Marbre de Guillestre n'est plus présent à cette latitude

Il a donc fallu composer avec des roches d'origine, d'histoire thermique et de minéralogie différentes, et trouver des faciès comparables à ceux du Malm briançonnais.

Cette zone doit donc être plutôt considérée comme une "zone test".

III.2.1. Faciès

Plusieurs faciès ont été prélevés:

- Calcaire pourpre granuleux Paléocène (Ellenberger, 1958)
- Brèches roses, pourpres et bordeaux du Jurassique supérieur (Deville, 1987)
- Calcaires roses du Jurassique supérieur, assez proche du faciès Guillestre
- Hard ground
- Marbres chloriteux Crétacé à Paléocène (Ellenberger, 1958)

Nb: Un site peut être composé de plusieurs de ces faciès (cf. Tableau III.5).

III.2.2. Localisation

Les six sites d'échantillonnage ont été reportés sur le schéma structural de la zone briançonnaise de Vanoise d'après Jaillard (1988) (Fig.III.23).

La nomenclature utilisée est la suivante:

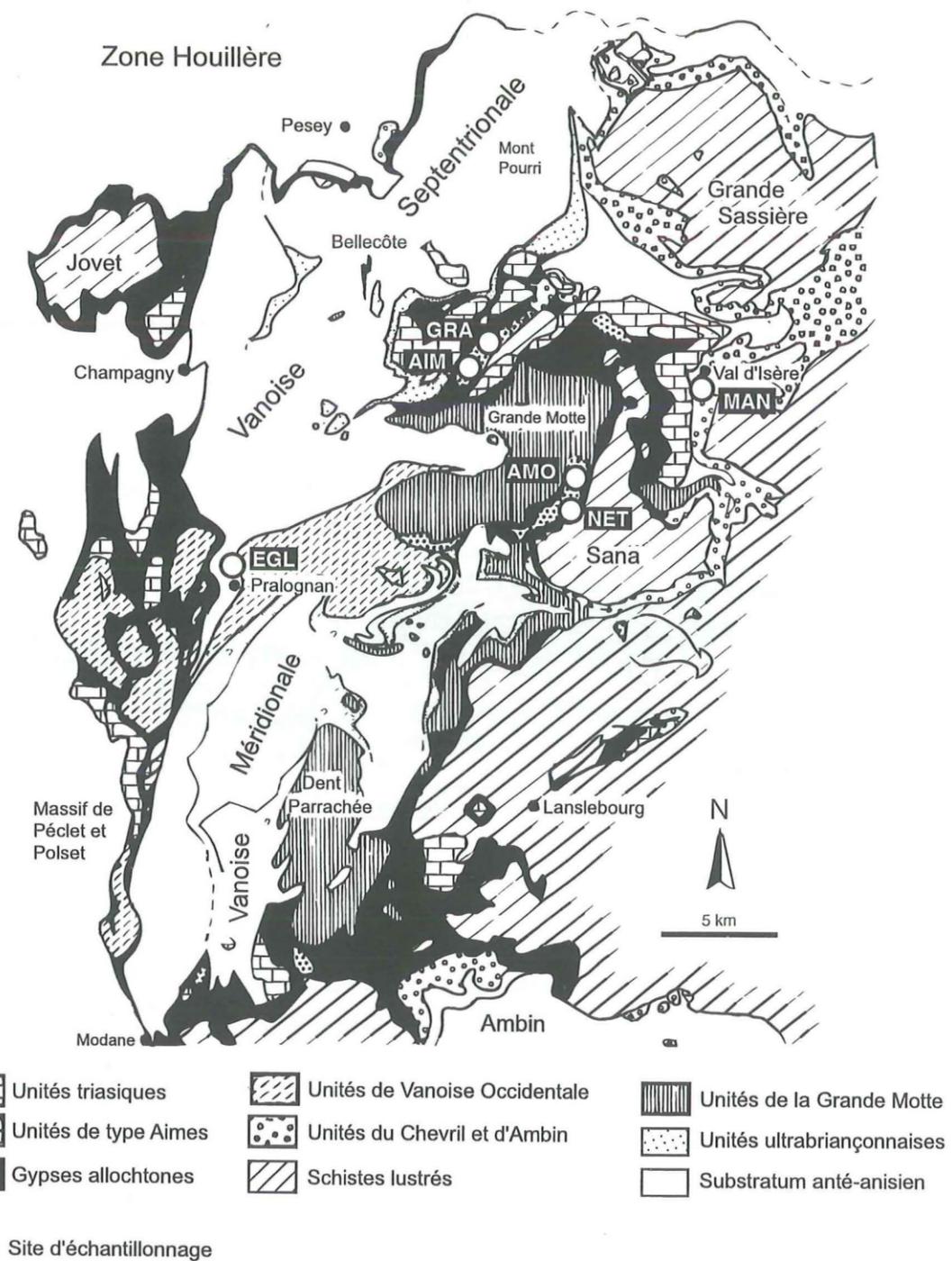
- MAN: cascade du Manchet
- EGL: église de pralognan
- AIM: Aiguille des Aimes
- GRA: Lac de Grattaleu
- AMO: Verrou amont du Plan des Nettes (rive droite)
- NET: Verrou aval du Plan des Nettes (rive gauche)

Leur situation géologique est restituée sur la figure III.23 bis.

Site	Pélèvement	n	N	I	Age	Nature
MAN	carottes	4	11	0.5 à 8	Jur. Sup	brèches
EGL	carottes	6	12	0.4	Crétacé Sup	marbres chloriteux
AIM	blocs	10	14	3	Jur.Sup et Crétacé Sup.	calcaires pourpres et H.G
GRA	blocs	4	7	0.05 à 1	Jur.Sup	calcaires roses et pourpres
AMO	blocs	9	8	0.4 à 2	Jur.Sup.	brèches et calcaires roses
NET	blocs	5	11	0.03 à 5	Jur.Sup.	brèches

n: nombre de carottes testées
N: nombre de carottes ou de blocs prélevés
I: intensité d'aimantation (ARN) en 10⁻³ A/m

Tableau III.5



Position des sites d'échantillonnage sur le secteur de la Vanoise
(Schéma structural de Jaillard, 1988)

Figure III.23

III.2.3. Origine du pigment pourpré du Malm en pays de Vanoise

"Le Malm rouge de la Vanoise doit sa couleur uniquement à un pigment d'oxyde ferrique anhydre (hématite)" (Ellenberger, 1958). Son origine est plus probablement liée à des processus chimiques sous-marins complexes qu'à un apport continental de terre rouge.

III.2.4. Désaimantation

Tous les échantillons de Vanoise ont été traités thermiquement. Ils présentent souvent une intensité d'aimantation élevée (en moyenne $3 \cdot 10^{-3}$ A/m) par rapport au faciès Guillestre et se désaimantent très difficilement. Pour la plupart des échantillons, la moitié de l'aimantation globale persiste jusqu'à 640°. Au delà, le signal peut se bruyter mais ne faiblit pas forcément. Autour de 680°C (point de Curie de l'hématite), l'intensité d'aimantation chute brutalement sans révéler d'information supplémentaire. L'exploitation des courbes de désaimantation devient alors un travail extrêmement délicat.

Globalement, on peut observer trois tendances sur les diagrammes orthogonaux :

- ceux trop bruités pour pouvoir être interprétés (minorité des cas) (Fig.III.24 A)
- ceux qui évoluent suivant une direction principale jusqu'à 300°C ou 400°C et qui présentent ensuite des variations difficilement interprétables (Fig.III.24 B).
- Ceux qui conservent une seule et même tendance de 0°C à 690°C (Fig.III.24 C).

Le paragraphe suivant analyse plus en détails chaque site avec les éventuelles composantes associées.

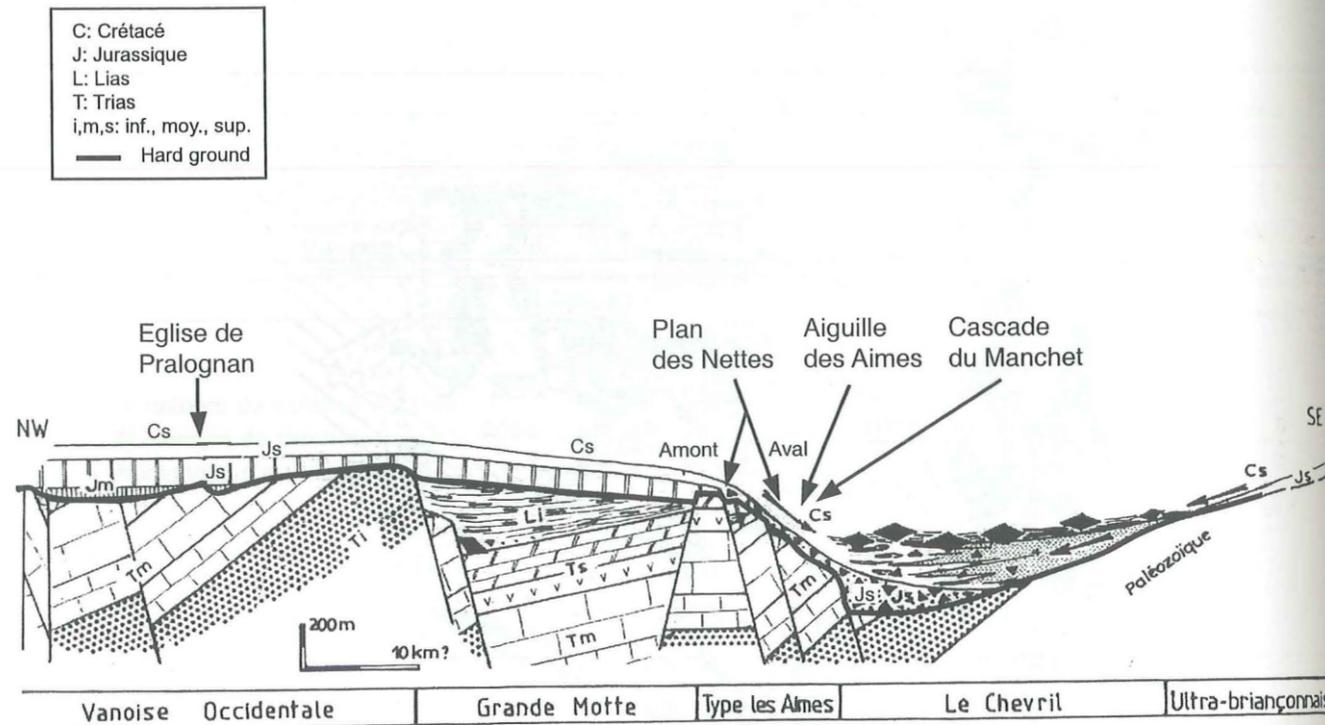
III.2.5. Analyse par site

Cascade du Manchet (MAN)

Les zones d'échantillonnage ont été reportées sur la coupe géologique de Deville (1987) (Fig.III.25).

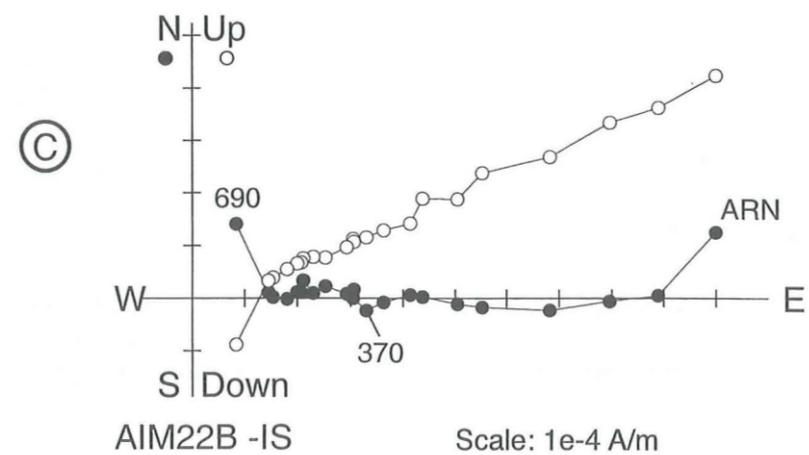
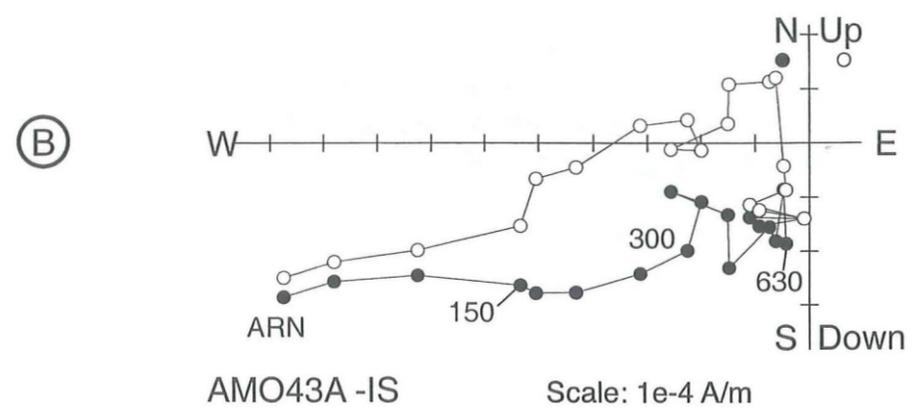
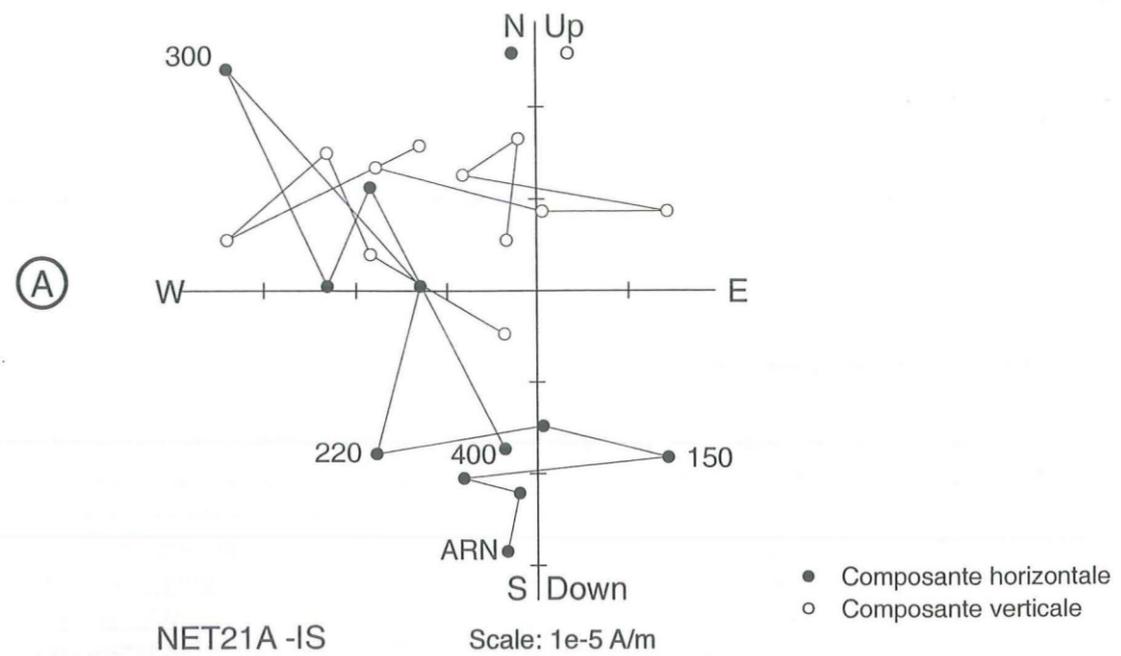
Globalement, les carottes présentent un faciès relativement homogène (calcaire bréchiq), pourpre et blanc, parfois rosé. Seule la carotte 10 (MAN10) présente une coloration violette très foncée, presque noire. Les 11 carottes ont été prélevées sur deux emplacements espacés d'une dizaine de mètres l'un de l'autre (Fig.III.25).

Les trois échantillons provenant du site principal (MAN 1A, 4A et 6A) évoluent très peu du point de vue de l'intensité. A 630°C, ils conservent encore plus de la moitié de leur intensité initiale (Fig.III.26 A). On constate par contre des variations de direction importantes mais non corrélables d'un échantillon à l'autre (Fig.III.26 B).



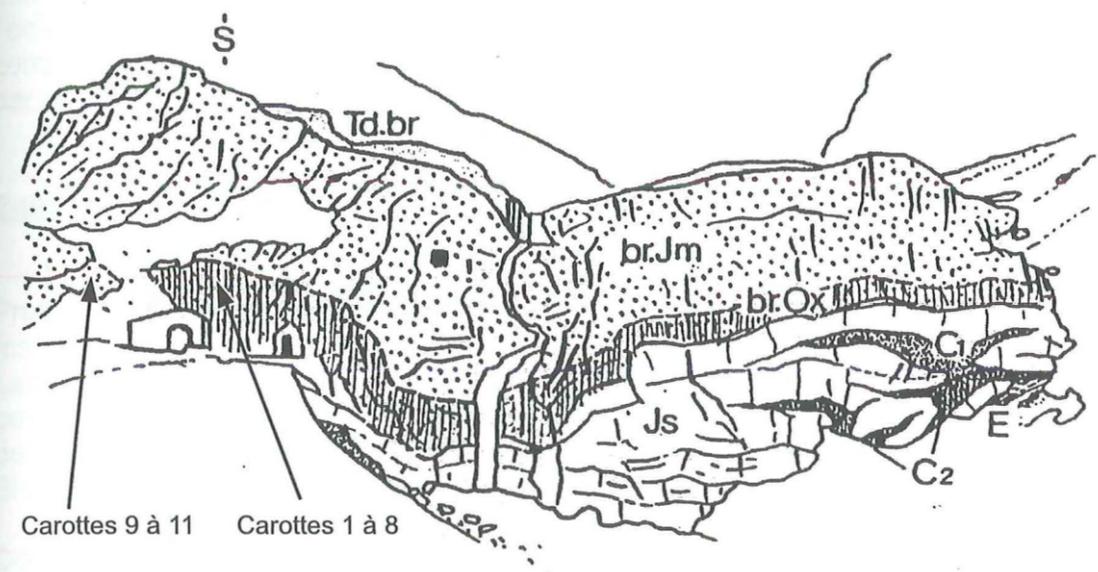
Situation stratigraphique des sites d'échantillonnage de Vanoise sur une coupe paléogéographique de la zone briançonnaise de Vanoise d'après Jaillard, 1988.

Figure III.23.bis



Trois types de désaimantation pour les échantillons de Vanoise

Figure III.24

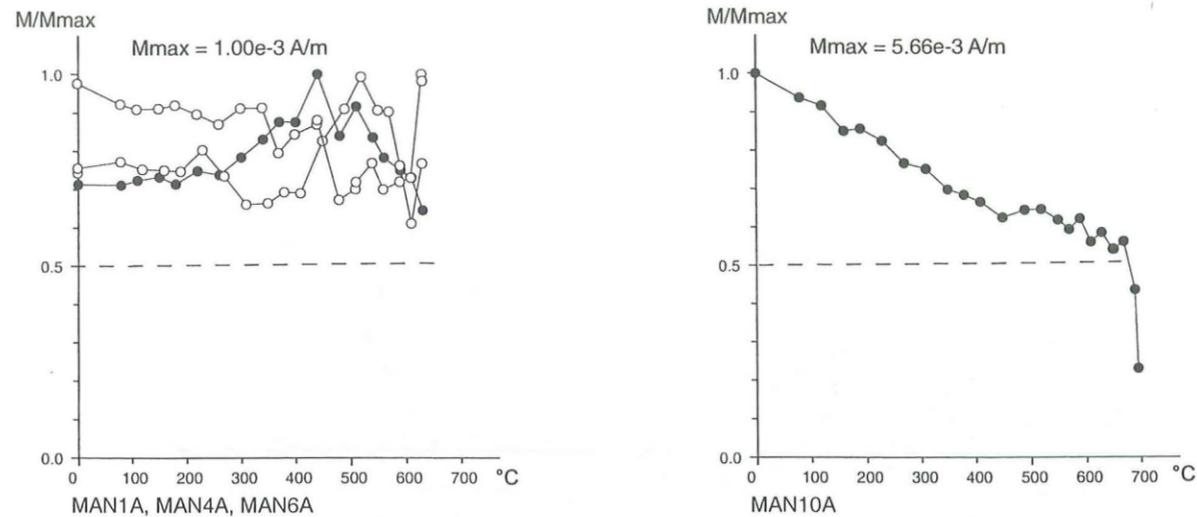


Coupe de la cascade du Manchet (Sud de Val d'Isère) d'après Deville (1987)

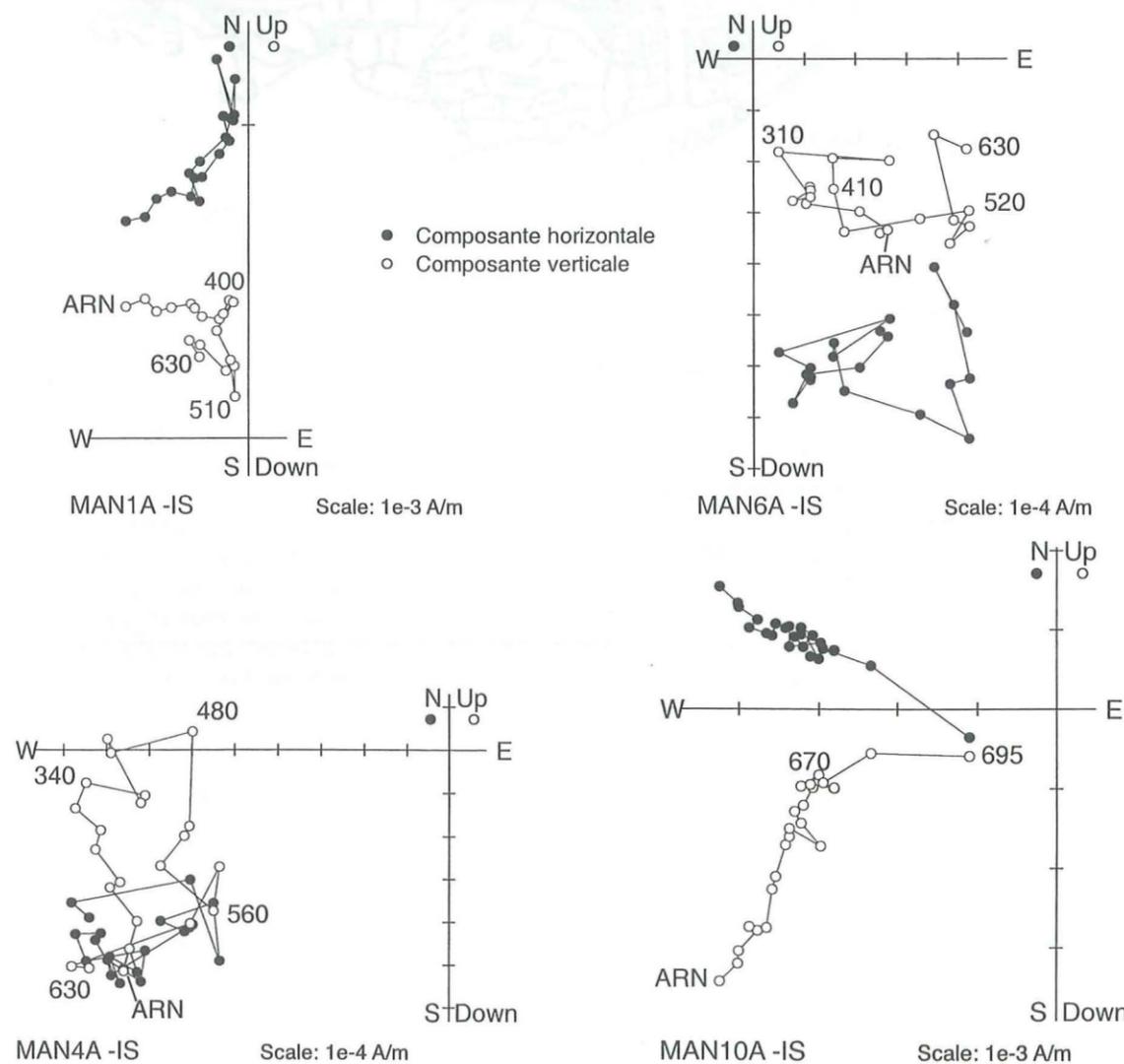
Positionnement des carottes prélevées.

Td.br. brèches dolomitiques du Carnien, br.Jm. brèches à matrice dolomitique jaune à brunâtre et éléments dolomitiques calcaires et quartzitiques, br.Ox. brèche à matrice marmoréenne rouge, parfois noduleuse, à débris d'échinodermes, Js. marbres gris clair du Jurassique supérieur, C1. marbres beiges à bruns, parfois rougeâtres, du Crétacé supérieur, C2. marbres chloriteux verdâtres, plus ou moins schisteux, recouvrant stratigraphiquement soit C1 soit Js. Ils débutent par un hard-ground ferrophosphaté bréchiq (Eocène inférieur à moyen), E. schistes pélitiques noirs (Eocène indéterminé).

Figure III.25



A: Evolution thermique de l'intensité d'aimantation de 4 chantillons de la cascade du Manchet (MAN)



B: Projection orthogonale de la d saimantation thermique de 4 chantillons de la cascade du Manchet (MAN)

L'échantillon provenant du second secteur (MAN 10A) présente lui, une désaimantation régulière, en direction comme en intensité, jusqu'à 670°C (Fig.26 A et B). Malheureusement cette direction ne se retrouve parmi aucun des autres échantillons mesurés, elle est donc inexploitable statistiquement.

Ces quatre désaimantations témoignent d'une grande hétérogénéité et aucune composante commune ne peut être dégagée. On peut noter que quel que soit l'échantillon, la susceptibilité n'évolue pas jusqu'à 500°C. La grande diversité de comportements au cours de la désaimantation thermique ne peut donc pas s'expliquer par un changement minéralogique.

Eglise de Pralognan, Rocher de la Loze (EGL)

Les prélèvements ont été effectués sur le Rocher de la Louza, derrière l'Eglise de Pralognan, près de l'ancienne carrière sur trois sous-sites espacés de quelques mètres (carottes 1 à 5; 6 et 7; 8 à 12).

Les carottes présentent un faciès relativement homogène, assimilable à un calcaire pourpre. Les carottes 6 et 7 proviennent d'un calcaire rose, assez similaire au Marbre de Guillestre. L'aimantation moyenne du site est de $4 \cdot 10^{-4}$ A/m.

Six échantillons ont été étudiés.

Comme pour le site MAN, l'évolution des courbes d'intensité au cours des chauffe est hétérogène d'un échantillon à l'autre et montre bien que la désaimantation thermique n'est que partielle (à 630°C, il reste encore plus de la moitié de l'intensité d'aimantation) (Fig.III.27 A). Certains échantillons (7 et 8) tendent même à s'aimanter en cours de chauffe.

L'échantillon EGL10A est le seul à présenter une désaimantation régulière (Fig.III.27 B) et on pourrait lui définir une composante entre 0°C et 380°C mais cette dernière ne se retrouve chez aucun autre spécimen.

La seule composante commune qui a pu être dégagée pour 3 des 6 échantillons (3, 5 et 8), est une composante normale orientée vers le Nord, définie en dessous de 150°C (Fig.III.27 C). Elle indique probablement une réaimantation visqueuse dans le champ magnétique actuel.

Secteur Aiguille des Aimes (AIM)

Ce site est composé de deux sous-sites, l'un au pied même de l'Aiguille, au Nord-Est (blocs 1 à 7), l'autre plus proche du Col de la Croix des Frêtes (blocs 8 à 14) (Fig.III.28).

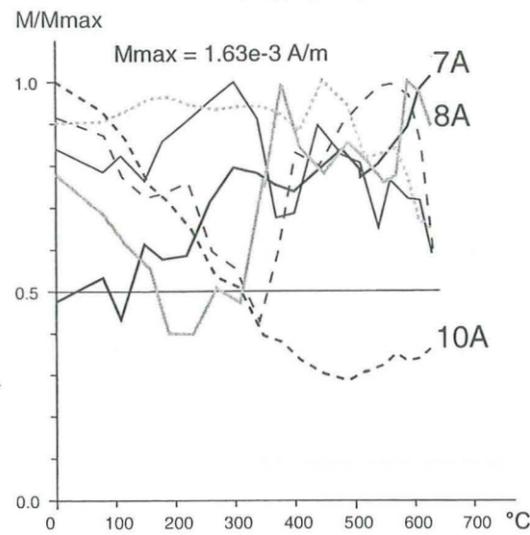
Les échantillons de ce site présente une intensité d'aimantation relativement élevée par rapport aux autres sites, de l'ordre de $3 \cdot 10^{-3}$ A/m en moyenne.

Dix échantillons ont été analysés (dont deux provenant du Hard-Ground: AIM12A et AIM 22B).

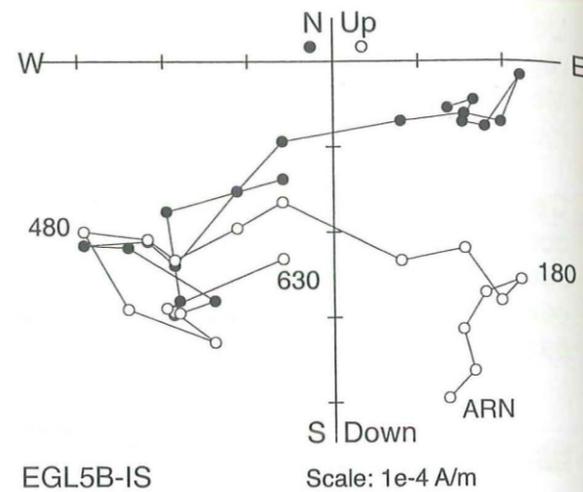
L'ensemble des échantillons se désaimante uniformément selon une direction principale, cette direction pouvant varier d'un échantillon à l'autre (Fig.III.29 A).

Pour neuf d'entre eux, nous avons pu calculer une composante entre 0°C et 400°C (Fig.III.29 B).

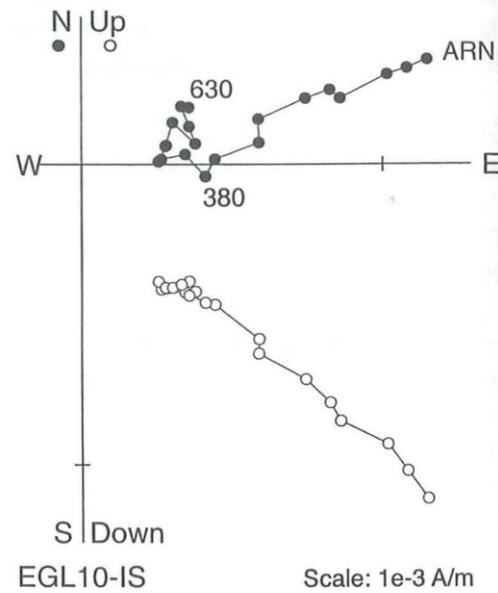
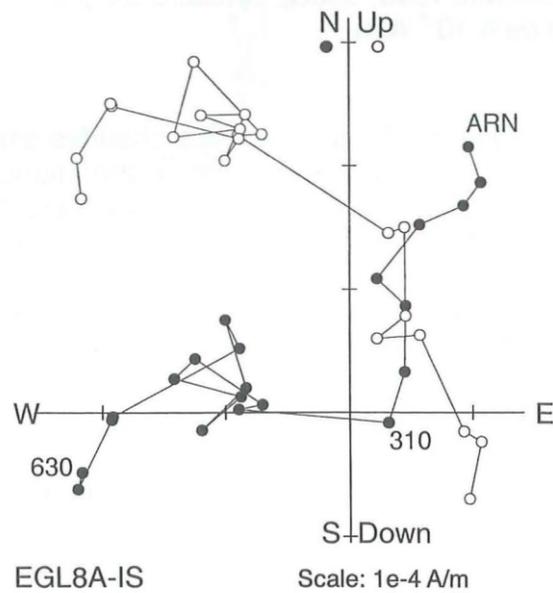
Figure III.26



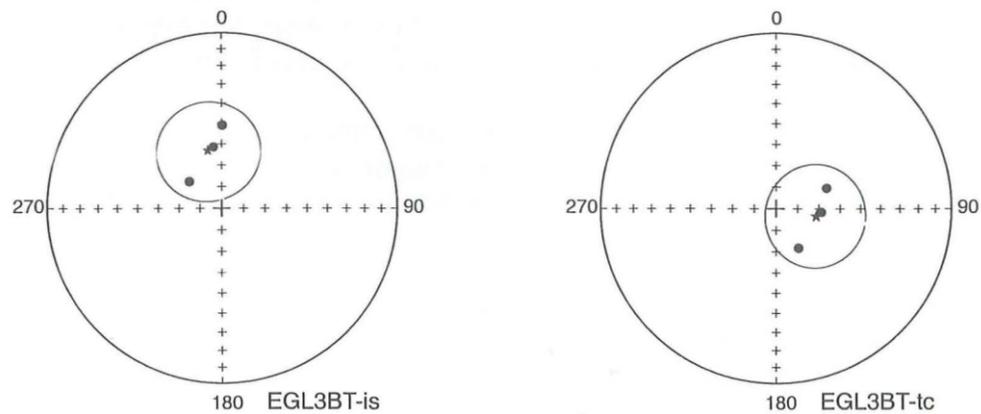
A: Evolution thermique de l'intensité d'aimantation de 6 échantillons du Rocher de la Louza à Pralognan (site EGL).



● Composante horizontale
○ Composante verticale

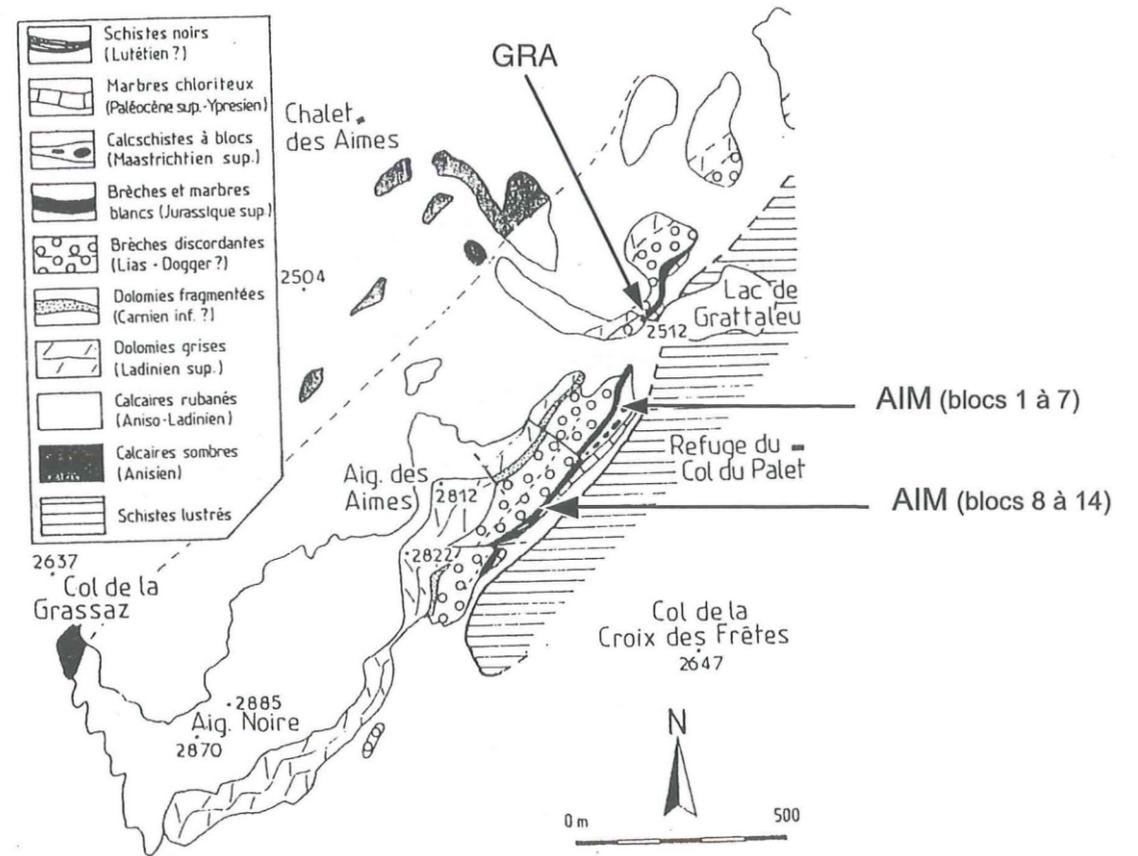


B: Projection orthogonale de la désaimantation thermique de 3 échantillons du site EGL



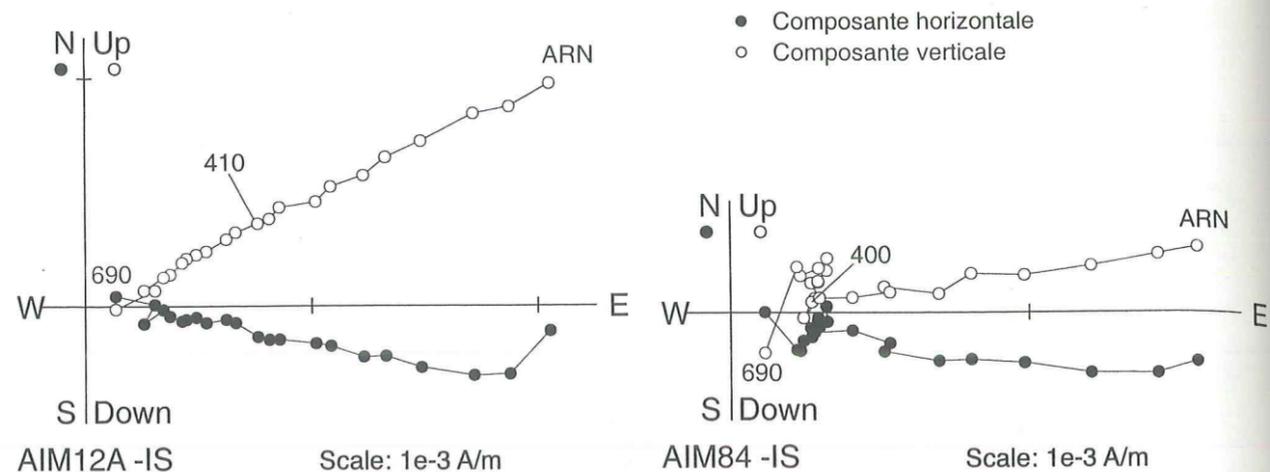
C: Composante "basse température" isolée pour 3 échantillons en dessous de 150°C, en coordonnées géographiques et stratigraphiques

Figure III.27

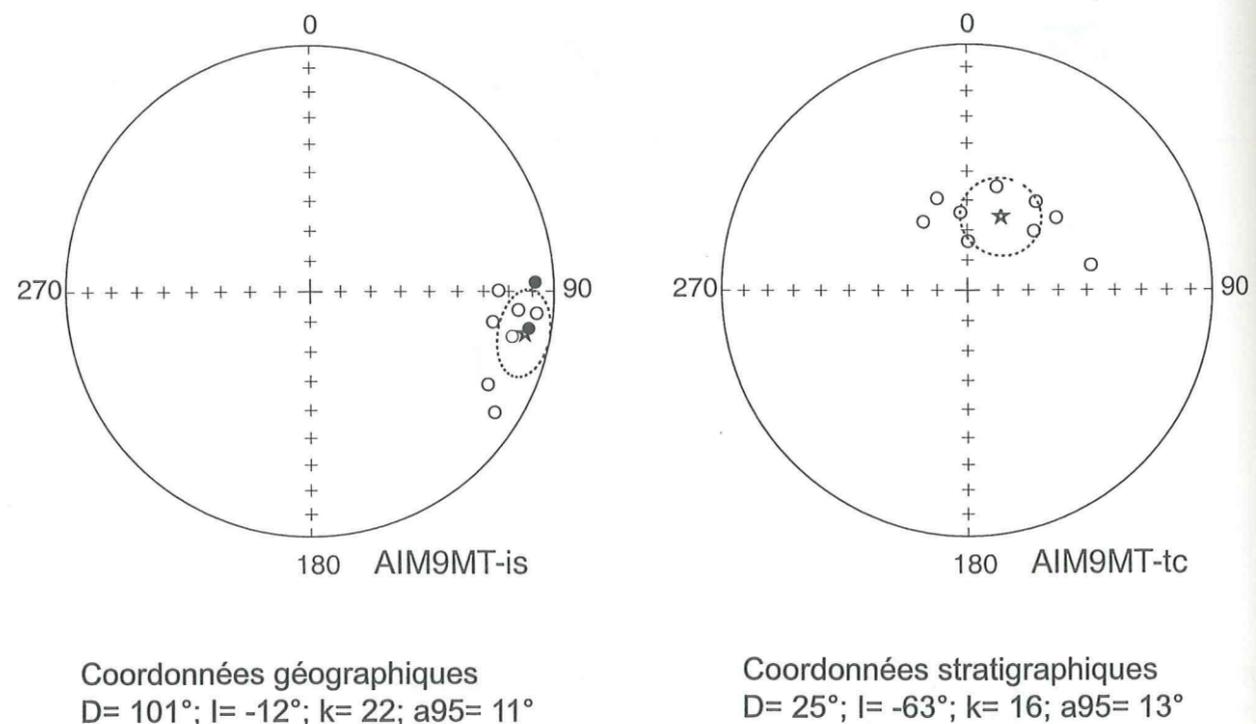


Situation des sites d'échantillonnages AIM et GRA sur la carte géologique de l'Aiguille des Aimes d'après Jaillard, 1989.

Figure III.28



A: Projection orthogonale de désaimantation thermique pour 2 échantillons de l'Aiguille des Aimes (AIM12A: Hard ground, AIM84: calcaire pourpre)



B: Composante définie entre 0°C et 400°C pour 9 échantillons du site AIM

Cette composante est orientée vers le Sud-Sud Est en coordonnées géographiques, de polarité majoritairement inverse. Elle présente toujours une faible inclinaison, comprise entre 8° et 25°. Le test du pli est inconclusif mais le paramètre de groupement diminue légèrement (k passe de 22 à 16) lorsqu'on passe en coordonnées stratigraphiques. En coordonnées géographiques on a: $D=101^\circ$; $I=-12^\circ$; $k=22$; $\alpha_{95}=11^\circ$ et en coordonnées stratigraphiques: $D=25^\circ$; $I=-63^\circ$; $k=16$; $\alpha_{95}=13^\circ$.

Au delà de 400°C, la majorité des échantillons conserve la même direction mais le signal se bruite pour certains d'entre eux.

Lac de Grattaleu (GRA)

Les blocs ont été prélevés sur les rives droite (blocs 1 et 2) et gauche de l'exutoire du lac de Grattaleu (point côté 2512 m) (Fig.III.28).

Ce site s'aligne dans le prolongement de l'arête nord-est de l'Aiguille des Aimes. Le faciès échantillonné (calcaire pourpre à granulométrie fine) est d'ailleurs identique à celui du site AIM pour les blocs 3 à 7; les blocs 1 et 2 étant des calcaires plus roses. L'intensité d'aimantation est pourtant plus faible, de l'ordre de $2 \cdot 10^{-4}$ A/m à $1 \cdot 10^{-3}$ A/m, et le comportement au cours du traitement thermique diffère également.

Quatre échantillons ont été mesurés (Fig.III.30).

L'échantillon provenant du calcaire rose massif est très faiblement aimanté et son signal magnétique est trop incohérent pour pouvoir être interprété (GRA12A, Fig.III.30).

Les trois autres échantillons évoluent de manière constante jusqu'à 230°C mais les directions d'aimantation ne sont pas comparables. Au delà de cette température, chaque spécimen adopte un comportement propre.

Au final, un seul échantillon (GRA34) sur les quatre mesurés, possède une composante comparable à celle du site AIM, mais pour des températures de déblocage inférieures (230°C au lieu de 400°C) ($D=116^\circ$; $I=-13^\circ$).

Secteur Plan des Nettes

Deux sites se positionnent sur le secteur du Plan des Nettes:

- Site **AMO**: prélèvements sur le sommet du verrou amont du Plan des Nettes
- Site **NET**: prélèvements sur le verrou aval du Plan des Nettes, rive gauche

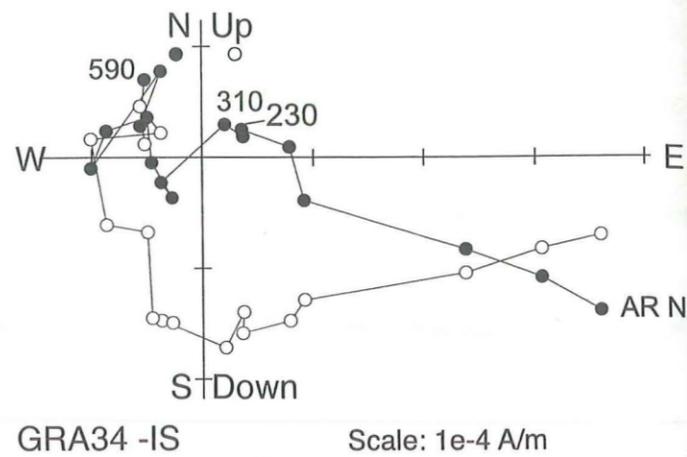
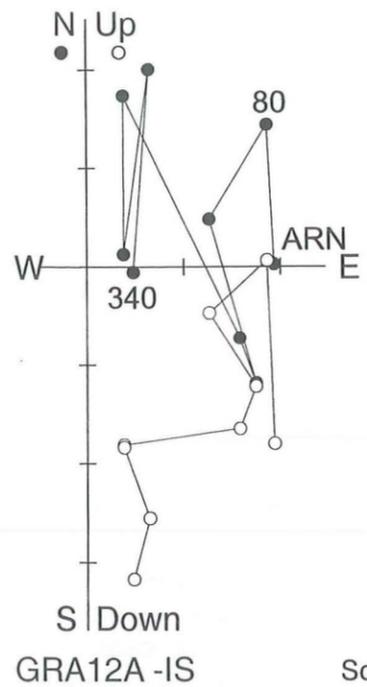
Site AMO :

Neuf échantillons issus de 7 blocs différents ont été mesurés.

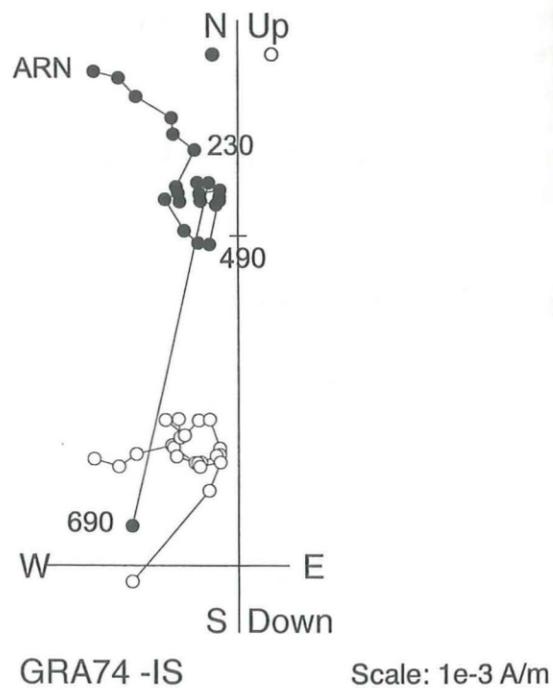
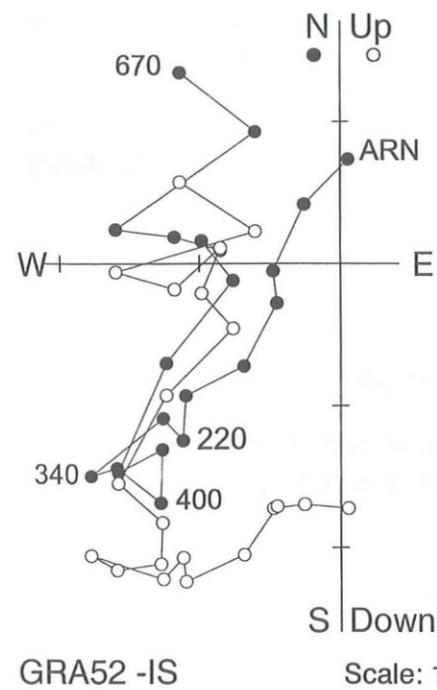
L'intensité d'aimantation varie de $3 \cdot 10^{-4}$ A/m à $2 \cdot 10^{-3}$ A/m pour les brèches, et autour de $3 \cdot 10^{-4}$ A/m pour les calcaires roses plus massifs. Un bloc parmi ces calcaires roses se distingue par une intensité beaucoup plus élevée, comprise entre $6 \cdot 10^{-3}$ A/m. et $10 \cdot 10^{-3}$ A/m.

Les désaimantations des calcaires les plus faiblement aimantés sont trop incohérentes pour pouvoir définir des composantes (AMO22A, Fig.III.31 A).

Figure III.29

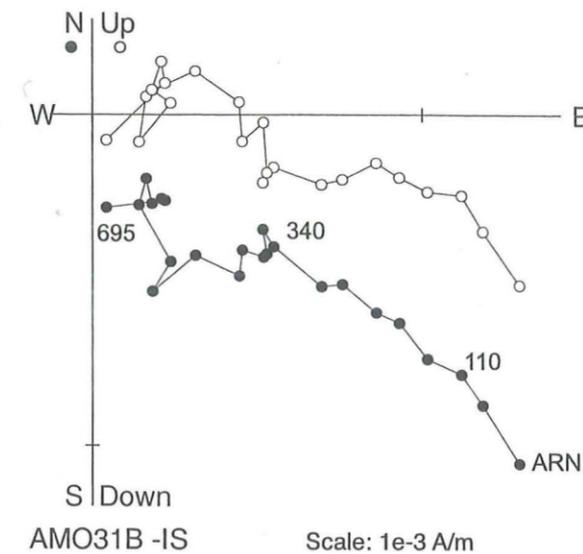
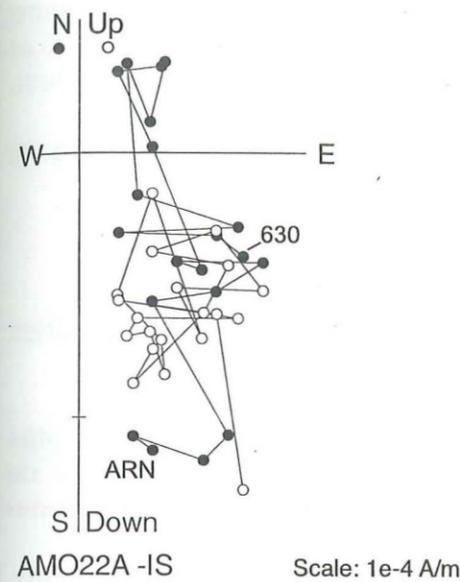


- Composante horizontale
- Composante verticale

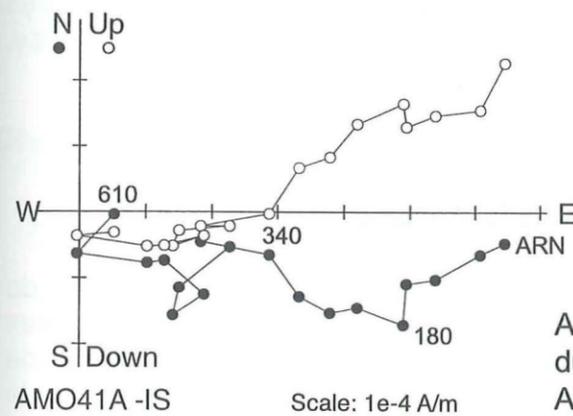


Désaimantations thermiques de quatre échantillons du site GRA

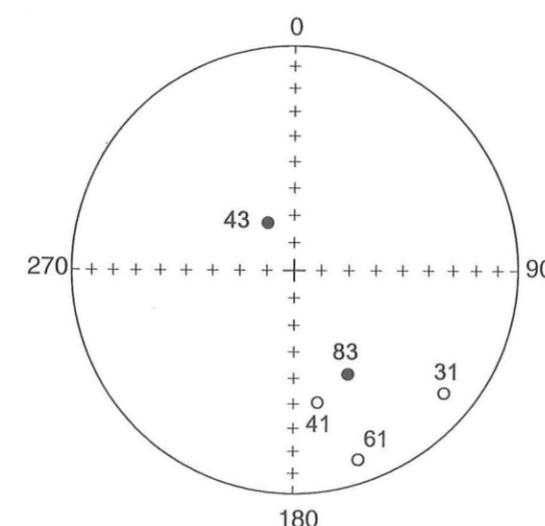
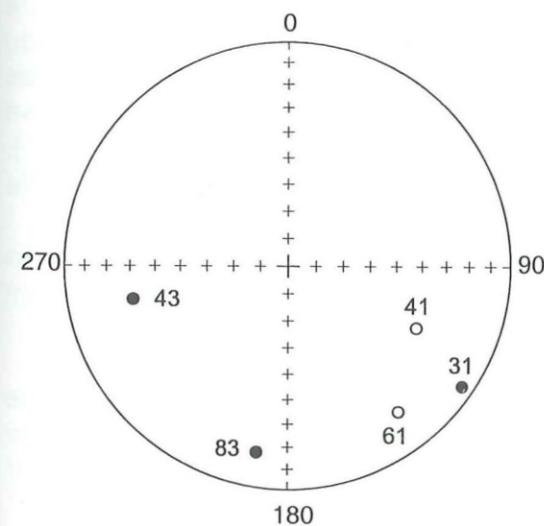
Figure III.30



- Composante horizontale
- Composante verticale



A: Diagrammes orthogonaux pour 3 échantillons du site AMO; AMO22A: calcaire rose, AMO31B et 41A : brèches



Coordonnées géographiques

Coordonnées stratigraphiques

B: Composante de 5 échantillons du site AMO définie entre 110°C à 150°C et 350°C

Figure III.31

Sur les autres échantillons, on remarque une évolution thermique commune entre 110°C-150°C et environ 350°C (Fig.III.31 B). Pour trois de ces échantillons (31, 41 et 61), on obtient une direction inverse orientée vers le sud-est, assez proche de celle définie pour le site AIM.

Cependant, les données d'ensemble sont trop dispersées pour pouvoir conclure de manière satisfaisante.

Site NET :

Ce site regroupe des faciès très hétérogènes, essentiellement issus de brèches jurassiques.

Dix échantillons ont été mesurés.

Les échantillons issus des calcaires roses révèlent de très faibles intensités d'aimantation (de $3 \cdot 10^{-5}$ A/m à 10^{-4} A/m), en limite de résolution des appareils de mesure. Le signal qu'ils présentent en cours de désaimantation est trop bruité pour pouvoir être interprété (NET21A, Fig.III.32 A).

Tous les autres échantillons sont bien aimantés (de $2 \cdot 10^{-3}$ A/m à $5 \cdot 10^{-3}$ A/m). Parmi eux, certains proviennent de calcaires pourpres, assez similaires à celui du site AIM (bloc 9 et 10). Les désaimantations sont relativement régulières jusqu'à 450°C (NET82 et NET111, Fig.III.32 A). Cependant la composante qui en découle présente une très grande variabilité d'un échantillon à l'autre, en déclinaison comme en inclinaison, et ce, quel que soit le système de coordonnées choisi (Fig.III.32 B).

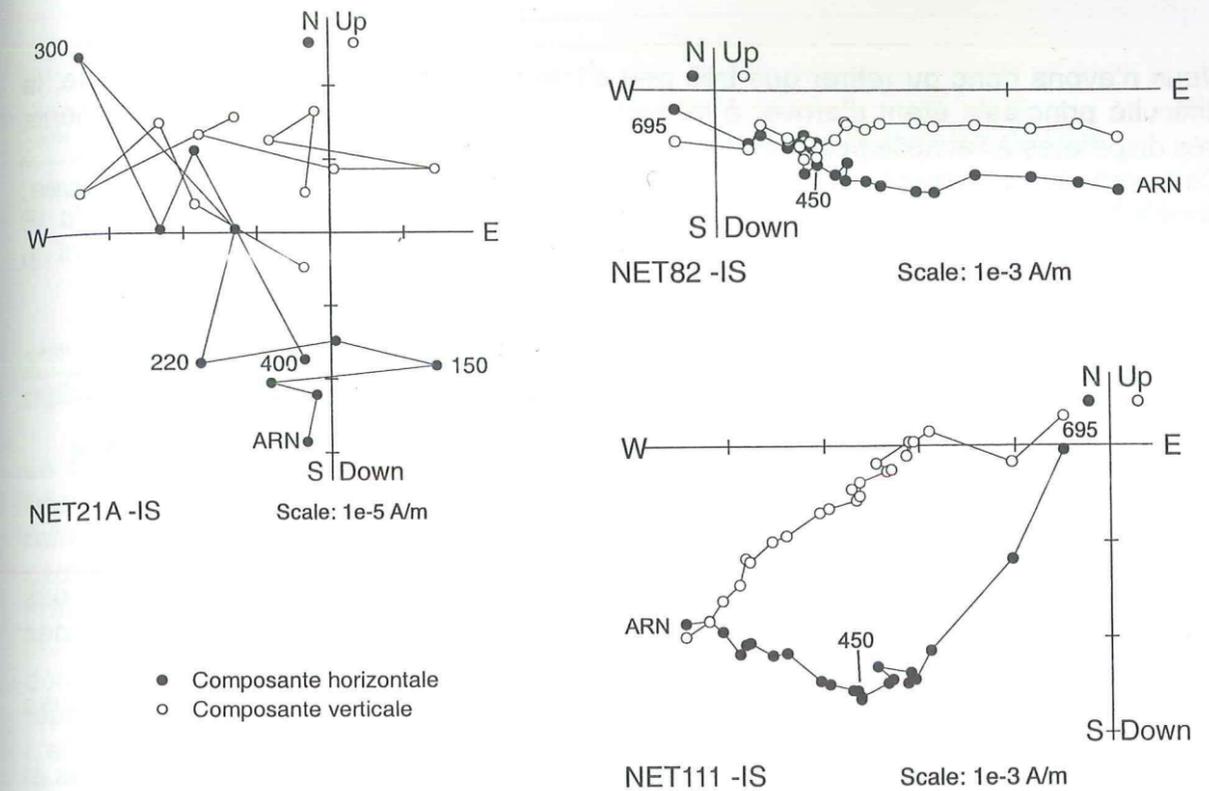
III.2.6. Conclusions sur les sites de la Vanoise

Les échantillons prélevés en Vanoise couvrent une assez grande variété de faciès (marbres roses massifs, marbres chloriteux, brèches, hard ground, calcaires pourpres). Ils se désaimantent difficilement mais ne semblent pas subir de transformations minéralogiques majeures en cours de chauffe (constance de la susceptibilité).

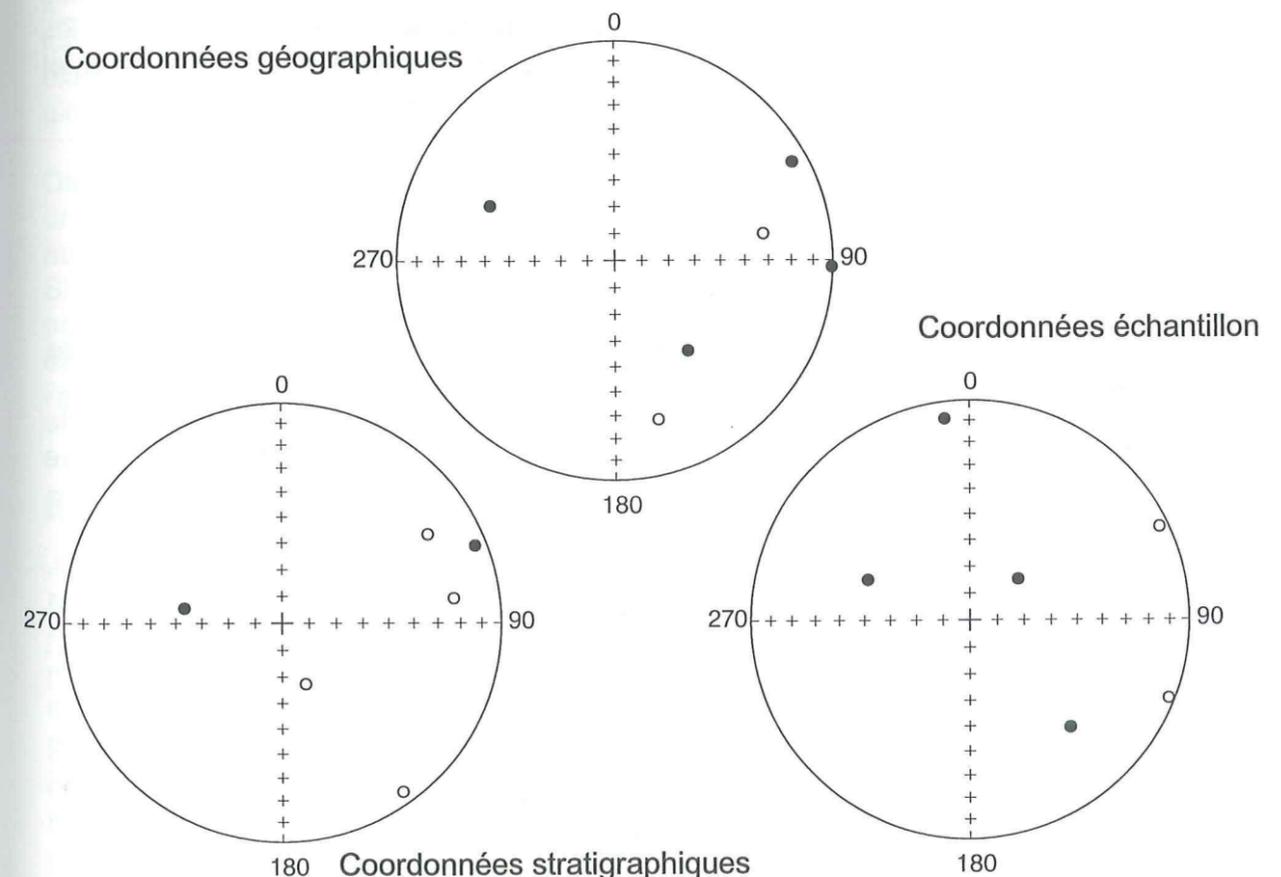
Le seul site vraiment exploitable d'un point de vue paléomagnétique est celui de l'Aiguille des Aimes (AIM). Neuf échantillons prélevés dans des calcaires pourpres et du hard ground présentent une désaimantation cohérente pour des températures inférieures à 400°C. La composante qui en découle présente une polarité inverse d'inclinaison très faible, orientée vers l'Est-Sud Est ($D=101^\circ$; $I=-12^\circ$; $k=22$; $\alpha_{95}=11^\circ$). Cette faible inclinaison pourrait s'expliquer par un basculement tardif le long d'une faille approximativement nord sud.

Le test statistique de Mc Elhinny ne permet pas de conclure sur l'âge de cette aimantation, mais du point de vue de l'orientation, la direction moyenne in Situ s'avère en meilleur accord avec la logique alpine.

Trois échantillons du site AMO (verrou amont du Plan des Nettes) présentent aussi une composante inverse orientée vers le Sud Est pour des températures comprises entre 180°C et 350°, cependant, les données cohérentes s'avèrent trop peu nombreuses pour que puisse être proposée une direction moyenne satisfaisante.



A: Désaimantations des brèches du Plan des Nettes et du calcaire jurassique



B: Composante définie entre 0°C et 450°C pour 6 échantillons du Plan des Nettes

Nous n'avons donc pu retirer que très peu d'informations de ces sites de Vanoise, la difficulté principale étant d'arriver à trouver une cohérence entre des comportements très disparates à l'échelle des sites comme à celle des échantillons. Cette grande complexité pourrait être liée à une histoire métamorphique compliquée, combinée à une minéralogie magnétique variable d'un faciès à l'autre.

IV. Synthèse des résultats: Réaimantations, polarités (nature et origine des composantes), confrontation des données à l'échelle de l'Arc

Nous avons pu voir au cours des paragraphes précédents que l'ensemble des localités Galibier-Briançonnais-Ubaye-Ligurie présente, au premier ordre, des caractéristiques de désaimantation similaires.

Une première composante orientée dans le champ actuel et d'origine visqueuse apparaît pour des températures de déblocage inférieures à 200°C (voir 250°C).

Entre 200°C et 450°C, on observe de manière plus ou moins marquée selon les sites et les échantillons, une composante inverse, post-plissement, déviée par rapport à la référence pour l'Europe stable. Cette déviation augmente du Nord au Sud, pour atteindre son optimum en Ligurie (110°).

Au delà de 450°C, on peut exploiter une troisième composante de polarité normale, plus ou moins visible selon les sites. Elle se retrouve de manière systématique pour les échantillons du Galibier, ne semble pas exploitable sur les sites proches de Briançon et apparaît plus ou moins clairement sur quelques sites de l'Ubaye et de la Ligurie.

IV.1. Composante intermédiaire

La particularité de cette composante réside dans sa polarité.

Comment peut-on retrouver une même polarité, définie sur une gamme de températures équivalentes, le long d'une si grande portion de l'Arc alpin occidental ?

La réponse est en fait intimement liée à l'histoire du métamorphisme puisque cette composante semble acquise lors du refroidissement de la dernière phase métamorphique, à la fin de l'Oligocène.

1^{ère} hypothèse: Le pic de métamorphisme alpin est associé à des fluides chauds, qui, par une remontée *rapide et globale sur l'ensemble de l'Arc*, réaimantent l'ensemble des nappes selon une même polarité.

Cette composante serait donc une réaimantation chimique, acquise de manière extrêmement rapide pendant une polarité inverse. Jusqu'à présent, aucune remontée de fluides d'une telle importance n'a pu être mise en évidence (Henry et al. 1996), et aucune trace de leur éventuel passage n'a pu être détectée sur l'ensemble des lames minces réalisées sur chacune des localités.

2^{ème} hypothèse: Le métamorphisme n'est pas synchrone sur l'ensemble de l'Arc.

Si c'était le cas, on devrait statistiquement retrouver autant de polarités normales qu'inverses, or ce n'est pas ce que l'on observe.

3^{ème} hypothèse: Le métamorphisme est synchrone et subit un refroidissement très rapide pour pouvoir enregistrer *une seule et même polarité* sur l'ensemble de l'Arc.

Le chrone inverse le plus long (2 MA) se trouve au début de l'Oligocène, d'après l'échelle magnétostratigraphique de Cande et Kent (1992) (Fig.III.33). Le refroidissement d'un ensemble de nappes en deux millions d'années paraît géologiquement possible d'après les données thermopaléomagnétiques de Crouzet (1997) mais pourquoi serait-il exactement synchrone sur l'ensemble de l'Arc alpin ? De plus, la composante intermédiaire est acquise *après* les phases plicatives majeures, donc *plutôt vers la fin de l'Oligocène*, or la position du plus long chrone inverse ne répond pas à cette condition.

L'effet d'un refroidissement rapide participe donc très certainement à l'enregistrement de cette polarité unique mais il paraît peu probable que cette polarité inverse soit liée à un seul et même chrone sur l'ensemble de l'Arc.

4^{ème} hypothèse: Le métamorphisme est synchrone et le refroidissement (rapide) se fait lors d'une période où les chronos de polarité inverse dominent. Les polarités normales existent mais de manière plus ponctuelle et n'apparaissent pas sur l'aimantation globale.

Dans ce cas, la réaimantation peut être thermique ou chimique. Si elle est thermique, une désaimantation par petits pas de température (5°C) devrait révéler des polarités normales, faiblement marquées.

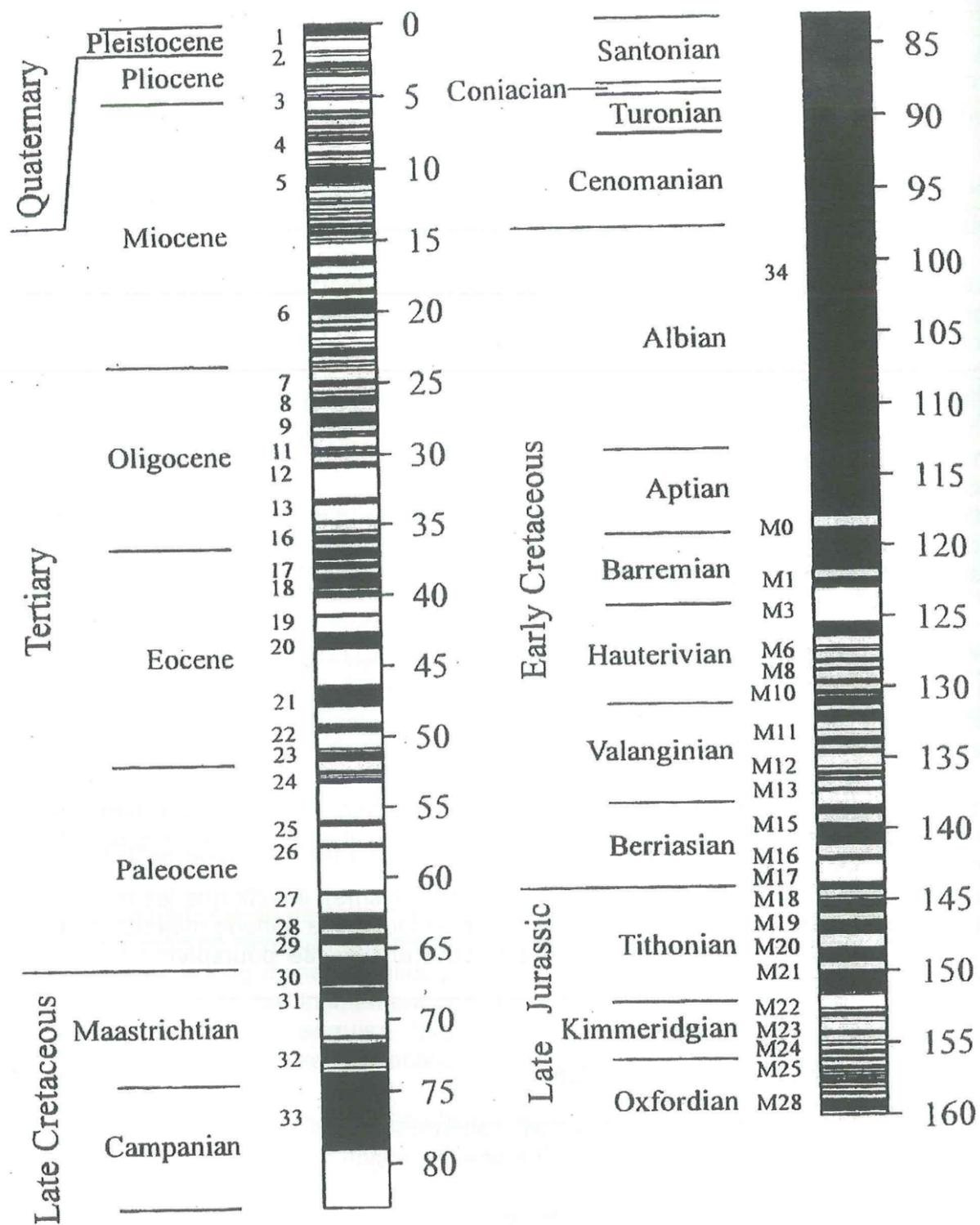
Si elle est chimique (recristallisation liée au métamorphisme), il suffit que les minéraux porteurs aient atteint leur taille critique d'aimantation lors d'une période majoritairement de polarité inverse. La croissance du cristal peut ensuite se poursuivre sans que l'aimantation globale ne soit modifiée.

Remarques sur les dispersions locales

Même si les directions moyennes sont cohérentes dans leur ensemble au sein d'une même localité, elles laissent apparaître une dispersion non négligeable d'un site à l'autre (cf Stéréos article).

Deux facteurs principaux peuvent expliquer cette dispersion.

Le premier est lié aux phénomènes d'extension tardive dans les Alpes. Le très bon contrôle tectonique de la région de Briançon a permis d'apporter les corrections nécessaires aux débasclements de blocs tardifs et d'améliorer considérablement le groupement des données (le paramètre de groupement k passe de 17 à 44).



Echelle des inversions magnétiques des 160 derniers millions d'années utilisant une combinaison des échelles de Kent et Gradstein (1986) et Cande et Kent (1995).

Figure III.33

Pour le secteur de l'Ubaye, un travail similaire pourrait être engagé dans la mesure où ces basculements de blocs sont encore décrits par Christian Sue (thèse, 1998) au Col de Serenne.

Ce phénomène d'extension semble généralisé à l'ensemble de la zone Briançonnaise (Sue, 1998) et donc également valable pour la Ligurie. Cependant, le travail de débasculement paraît beaucoup plus délicat dans cette zone autrement plus complexe d'un point de vue structural (c'est donc possible mais délicat).

On peut aussi évoquer des rotations plus locales, à plus petite échelle (de l'ordre de la centaine de mètres), notamment en Ligurie où le réseau de failles est très développé.

Le deuxième facteur de dispersion découle de l'analyse des données et de la détermination des composantes.

Sur certains sites, la composante intermédiaire se dévoile sur une gamme de températures restreinte (sites MAS et GEN de l'Ubaye par exemple).

La détermination des composantes se faisant par ajustement linéaire, on peut comprendre que plus la gamme de températures est réduite, moins l'ajustement est contraint et donc plus la dispersion des données est grande. Ce phénomène est très bien illustré sur le site MAS par exemple.

IV.2. Composante Haute Température

La composante haute température, définie au delà de 400°C apparaît de manière inégale sur l'ensemble de l'Arc alpin. Très bien marquée pour l'ensemble des sites du Galibier, elle n'est visible que beaucoup plus ponctuellement pour les sites de l'Ubaye et de la Ligurie.

Pour les sites où le test du pli est réalisable, elle est post ou syn-plissement et antérieure à la composante intermédiaire.

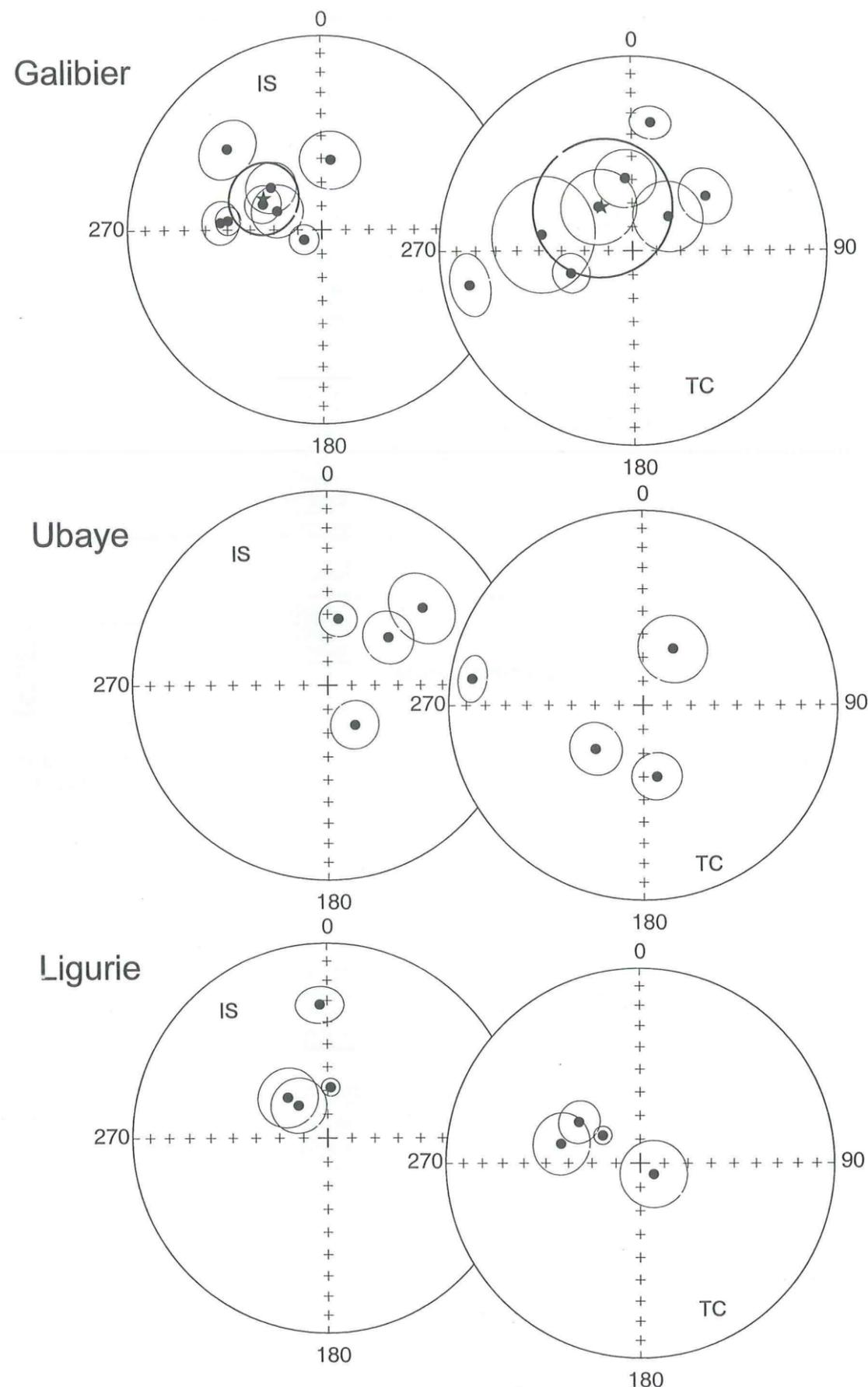
Quel que soit le site, elle affiche une polarité normale (Fig.III.34).

Pour le Galibier, on obtient une direction moyenne de $D = 298^\circ$, $I = 62^\circ$, $k = 15$, $\alpha_{95} = 15^\circ$ en coordonnées géographiques. Cette valeur indiquerait une rotation antihoraire de l'ordre de 70° par rapport à l'Europe stable.

Pour l'Ubaye, cette composante haute température a pu être isolée de manière fiable pour quatre sites mais nous n'avons aucune indication quand à son âge. Quel que soit le système de coordonnées, les directions obtenues sont trop dispersées pour pouvoir être interprétées d'un point de vue tectonique.

Pour la Ligurie, quatre sites présentent une composante haute température bien définie, orientée vers le Nord en coordonnées géographiques, vers l'Ouest en coordonnées stratigraphiques.

Le test du pli n'est pas significatif pour l'ensemble des quatre directions moyennes, et aucun pli local ne permet de conclure sur l'âge de cette aimantation.



Projections stéréographiques des directions moyennes par site pour les localités du Galibier, de l'Ubaye et de la Ligurie.
 IS: In Situ, TC: corrigé du pendage. L'étoile symbolise la direction moyenne des sites avec le cercle de confiance à 95% associé pour le Galibier.

Figure III.34

Cependant, la direction moyenne en coordonnées géographiques s'accorde davantage avec les résultats obtenus pour la composante intermédiaire (déviations de l'ordre de 75° par rapport à l'Europe stable).

Cette composante haute température pourrait donc être anté-plissement mais cette hypothèse nécessiterait des études complémentaires (notamment sur des plis locaux d'âge connu) pour conclure de manière tangible.

IV.3. Conclusion sur l'ensemble des données

La composante intermédiaire (moyenne température) des localités du Briançonnais, de l'Ubaye et de la Ligurie, fait ressortir des déviations significatives par rapport à l'Europe stable depuis l'Oligocène. Ces déviations sont interprétées comme des rotations de grande amplitude autour d'un axe vertical, s'échelonnant de 47° pour le Briançonnais à 117° pour la Ligurie.

La composante haute température de ces localités n'apporte pas d'information supplémentaire car elle s'appuie sur des données trop ponctuelles et trop dispersées pour pouvoir être interprétées.

La localité du Galibier semble contenir une histoire paléomagnétique un peu différente de ses voisines, probablement liée à une minéralogie magnétique et à une histoire thermique propres. Sa composante haute température, beaucoup plus significative que la composante intermédiaire, confirmerait la rotation antihoraire au Nord, avec une déviation par rapport à l'Europe stable de l'ordre de 70°.

L'intégration de ces données dans un modèle cinématique de grande échelle sera discutée dans la quatrième partie (partie discussion) du manuscrit.

Troisième partie

Modélisation analogique

I. Motivations

L'étude paléomagnétique des zones internes alpines a permis de mettre en évidence des rotations antihoraires de grande amplitude survenues depuis l'Oligocène (cf. partie 2). D'autres auteurs avaient déjà publié des résultats illustrant cette tendance, tant aux niveaux des zones internes (Heller et al., 1989; Bormioli and Lanza, 1994) qu'au niveau de la micro-plaque Adriatique (ou apulienne) (cf. article Collombet et al., tableau de synthèse 3 et figure 1). Indépendamment des résultats paléomagnétiques, Vialon et al., (1989) avaient proposé un modèle explicatif de la déformation alpine par un système en rotation antihoraire. Plusieurs études paléomagnétiques indépendantes ainsi que des critères de déformations sur le terrain semblent donc indiquer que les phénomènes de rotations pourraient avoir une influence non négligeable sur la mise en place et la structuration de l'Arc Alpin Occidental.

Nous avons donc mené quelques expériences analogiques simples pour essayer de comprendre l'origine de ces mouvements, leur fonctionnement, et déterminer les mécanismes et la chronologie des structures tectoniques capables de les accommoder.

Le but des expériences analogiques présentées ci-dessous n'est pas de reconstituer les Alpes trait pour trait, mais de tester l'influence de la rotation de la plaque Adriatique dans l'édification de la chaîne des Alpes. Quelles structures génère-t-on uniquement par rotation ? A quelle(s) échelle(s) apparaissent-elles ? Quels peuvent être les paramètres influents ? Sur quoi agissent-ils ?

II. Procédure expérimentale

II.1 Dispositif expérimental

Les expériences ont été menées sur une table de 1 m² de surface au centre de laquelle est placée une plaque rigide d'épaisseur négligeable (≈ 1 mm). Cette plaque est reliée à un moteur tournant dans le sens antihoraire à vitesse constante (Fig.1). Sa géométrie peut être modifiée librement selon les expériences.

L'ensemble est recouvert de sable (sable d'Hostun) déposé au tamis (0,59 mm de grain) pour obtenir la densité la plus homogène possible. La surface est ensuite quadrillée avec du sable de couleur différente tous les deux centimètres afin de visualiser les déformations plus distinctement (Fig.2).

Ces expériences sont du même type que celles réalisées par Emmons (1969) qui avait déjà étudié l'effet d'un cylindre en rotation placé sous une couche sableuse. Toutefois, le but recherché par cet auteur n'était pas d'étudier la mise en place d'un objet géologique particulier mais d'étudier les systèmes transtensionnels.

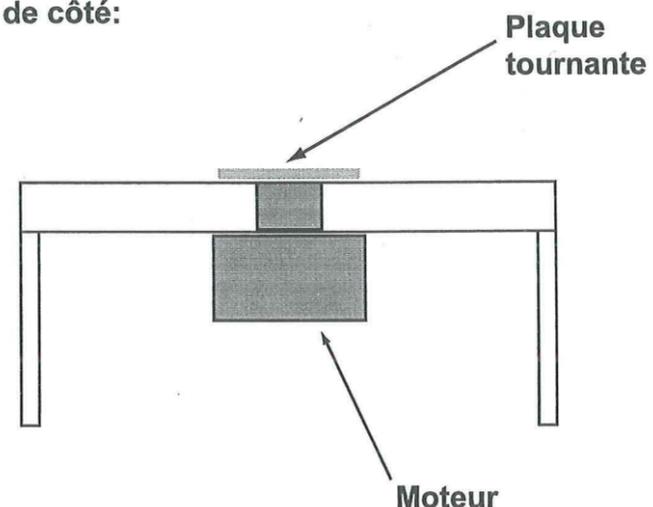
II.2 Analogie et dimensionnement

Pour qu'un modèle réduit soit aussi proche que possible des structures naturelles, il doit satisfaire à des *conditions de similitude* : les caractéristiques géométriques et mécaniques du modèle doivent être semblables à celles de l'original. L'expérience doit être dimensionnée.

Dimensionnement

Les expériences reposent sur l'hypothèse initiale que la plaque tournante représente le manteau lithosphérique des zones internes et de la plaine du Pô. En effet, les profils rhéologiques de la croûte continentale montrent que, pour une croûte d'épaisseur normale (30 à 40 km), le manteau lithosphérique est beaucoup plus difficile à déformer que la croûte (Davy and Cobbold, 1991).

Vue de côté:

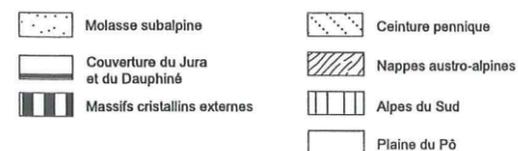
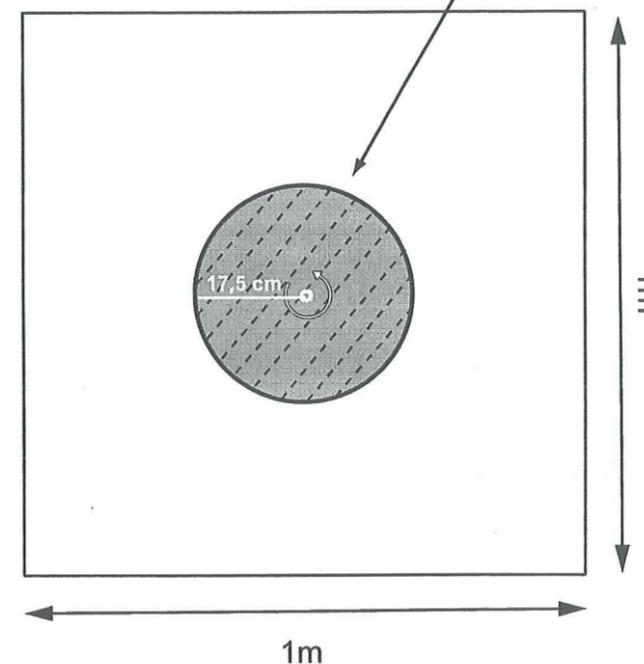
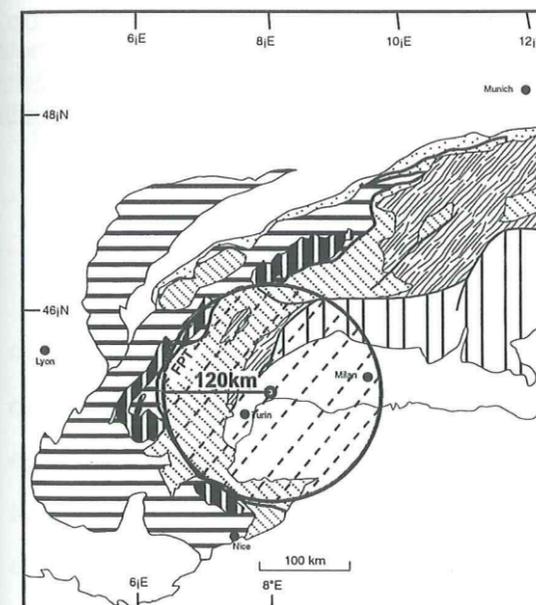


Plaque tournante

Moteur

Vue de dessus:

Plaque tournante à vitesse constante

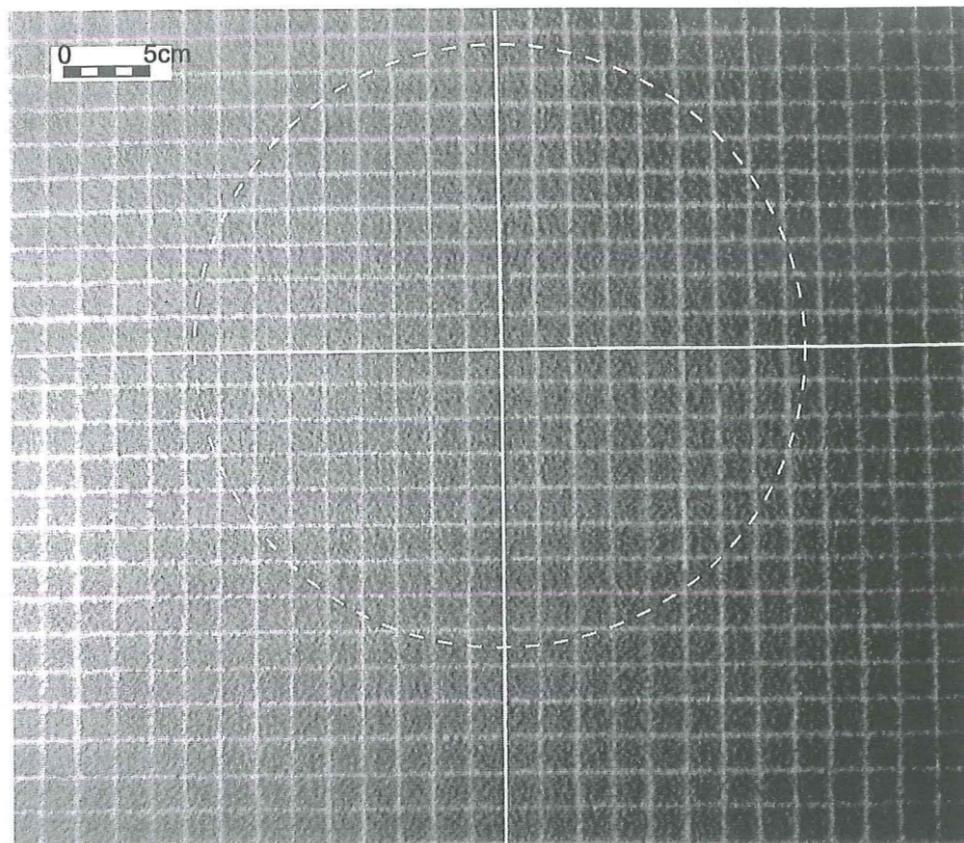


Outils de modélisation: bâti et plaque tournante.

La plaque tournante représente les zones internes et la plaine du Pô.

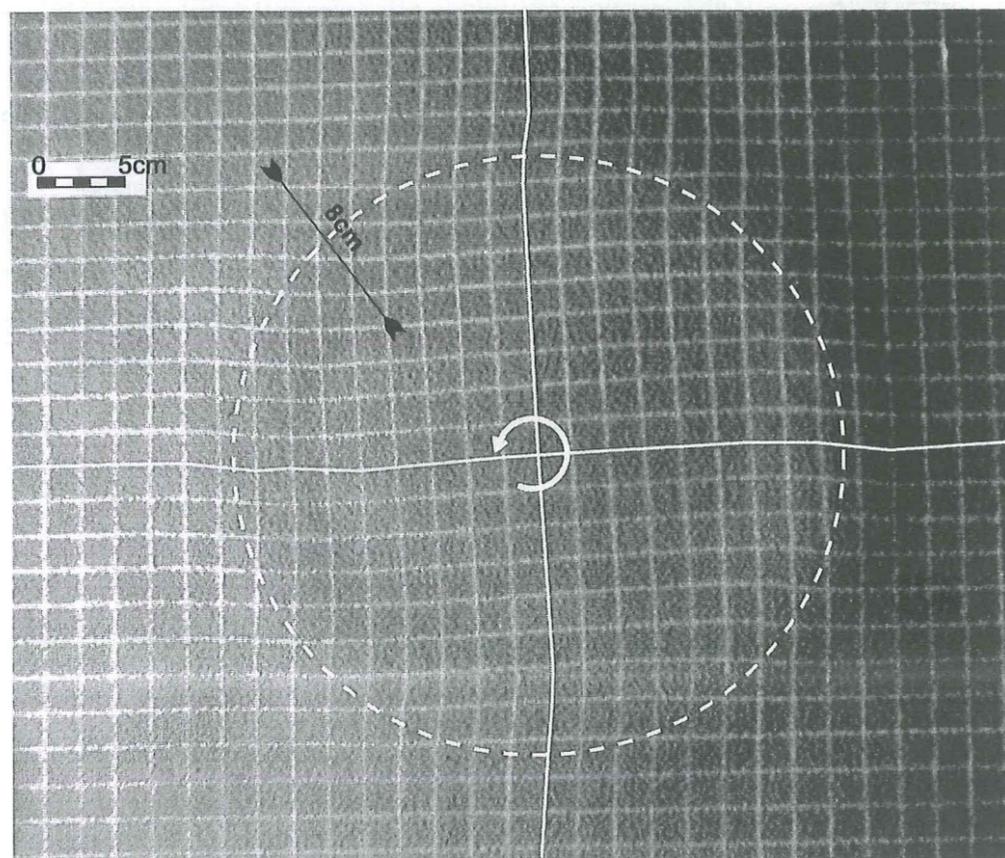
Figure 1

Figure 2



Vue en plan du stade non déformé de l'expérience avec une plaque circulaire de 35 cm de diamètre et une épaisseur de sable de 4 cm. L'intersection des lignes blanches épaissies matérialise le centre de la plaque (confondu avec le centre de rotation). La maille du quadrillage est de 2 cm. Les pointillés blancs symbolisent les contours de la plaque.

Figure 3



Etat de déformation pour 2,8° de rotation antihoraire. Une couronne de déformation d'une largeur de 8 cm apparaît au dessus des limites de la plaque en rotation. Cette couronne correspond à une zone de surrection.

Les déformations crustales ne feraient donc qu'accommoder les déplacements mantelliques sous-jacents. Nous souhaitons observer grâce à ces expériences quelles structures sont susceptibles d'apparaître au sein de la croûte continentale lors de la rotation du manteau apulien par rapport à celui de l'Europe stable.

Les modèles ont été dimensionnés pour respecter les proportions relatives entre épaisseur crustale (≈ 30 km) et taille des zones en rotation (distance Turin/ Front Pennique ≈ 100 km).

Matériau

Le sable est couramment utilisé dans les modélisations à échelle crustale (lithosphérique) car plusieurs de ses paramètres physiques (comportement par rapport aux contraintes, angle de frottement interne) s'apparentent à ceux des roches naturelles qui se déforment de manière fragile (Byerlee, 1978).

Il réagit comme un matériau cassant et suit la loi de fracturation de Mohr-Coulomb (Horsfield 1977; Mandl et al., 1977; Krantz, 1991) :

$$\tau = C + \sigma_n \tan \phi,$$

où C est la cohésion et ϕ l'angle de friction interne du matériau. Byerlee (1978) observe que l'angle de friction interne de la plupart des roches constituant la croûte continentale est proche de 30 degrés, et que la cohésion de ces roches est très faible par rapport aux pressions s'exerçant en base de croûte. Le sable sec, dont l'angle de friction interne est proche de 30° et de cohésion négligeable, semble donc constituer un bon analogue permettant de simuler la rupture fragile des roches à l'échelle de la croûte continentale.

D'après cette loi, la fracturation du sable est indépendante de la vitesse de déformation. Pour les modèles ne faisant intervenir que du sable, la vitesse de rotation du moteur n'intervient donc pas. Cependant, cette vitesse doit être suffisamment lente pour que les forces d'inertie soient négligeables. Dans notre cas, elle est de 1,2° par minute.

II.3 Déroulement expérimental et traitement des données

Au cours des expériences, l'évolution de l'état de surface est photographié régulièrement. Afin de quantifier l'évolution de la déformation, les photographies porteuses d'étapes clefs sont numérisées puis digitalisées. La comparaison des déformations entre grilles à différentes étapes alimente ensuite un programme de calcul de déplacements, de tenseurs de déformation (allongement/raccourcissement) et de rotation pour chaque maille du réseau.

Ces données apportent des éléments complémentaires aux observations de surface.

Paramètres testés

Les paramètres testés au cours des différentes expériences sont :

- L'épaisseur de sable
- La forme de la plaque
- La position du centre de rotation.

Six expériences sont présentées dans les paragraphes qui suivent. La valeur des différents paramètres testés pour chacune d'elle est reportée dans le tableau III.1.

III. Description des expériences

III.1 Expérience avec une plaque circulaire

La première expérience utilise une plaque circulaire de 35 cm de diamètre. L'ensemble de la surface expérimentale est recouvert d'une épaisseur de sable de 4 cm. Le centre de rotation est matérialisé par l'intersection des lignes blanches épaissies (Fig.2). Les pointillés blancs symbolisent les limites de la plaque tournante.

N° d'expérience	forme de la plaque tournante	épaisseur de sable en cm	position du Pôle de rotation	rotation finale (en °)
1	disque	4	centrée	20,8
2		4	centrée	19,8
3		2	centrée	11,4
4		5,5	centrée	47,4
5	disque	4	décentrage de 2cm	58,8
6	zones internes	4		24

Tableau III.1

Valeur des différents paramètres testés au cours des expériences de modélisation

Les premières déformations quantifiables apparaissent dès les 3 premiers degrés de rotation. Une couronne de déformation de 8cm de large, correspondant à une zone en surrection, s'initie à la verticale des limites de la plaque tournante (Fig.3).

L'édification de cette zone de déformation résulte de la mise en place en profondeur de failles décro-chevauchantes qui prennent naissance en bordure de plaque, combinée à un effet de dilatance du sable. En effet, sous l'action de contraintes (cisailantes ou compressives), les grains de sable tendent à se réorganiser dans l'espace. Ils se déplacent les uns par rapport aux autres, se chevauchent et adoptent ainsi une organisation spatiale plus volumineuse (Fig.4 a).

Mandl et al., (1977) ont d'ailleurs établi des relations entre cisaillement, dilatance et déplacement imposé au cours de la déformation d'un matériau granulaire (Fig.4 b).

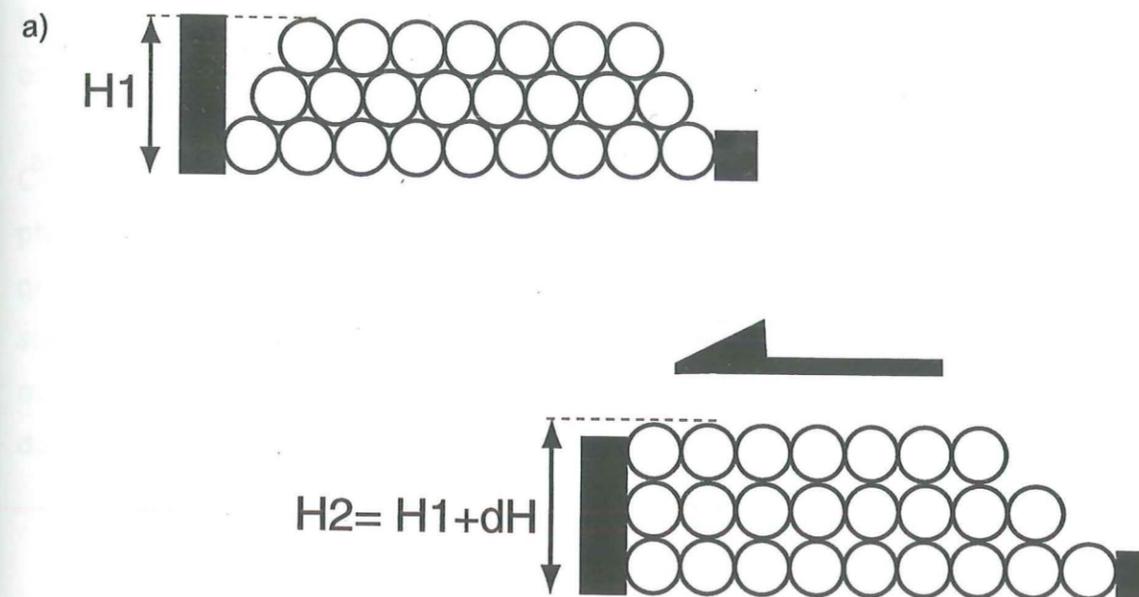
Tentative de quantification de la dilatance du sable

Il semble important d'essayer d'évaluer l'ordre de grandeur des effets liés à la dilatance du sable, afin de ne pas attribuer aux failles des effets qui relèvent plutôt de la déformation intrinsèque du matériau choisi pour la modélisation.

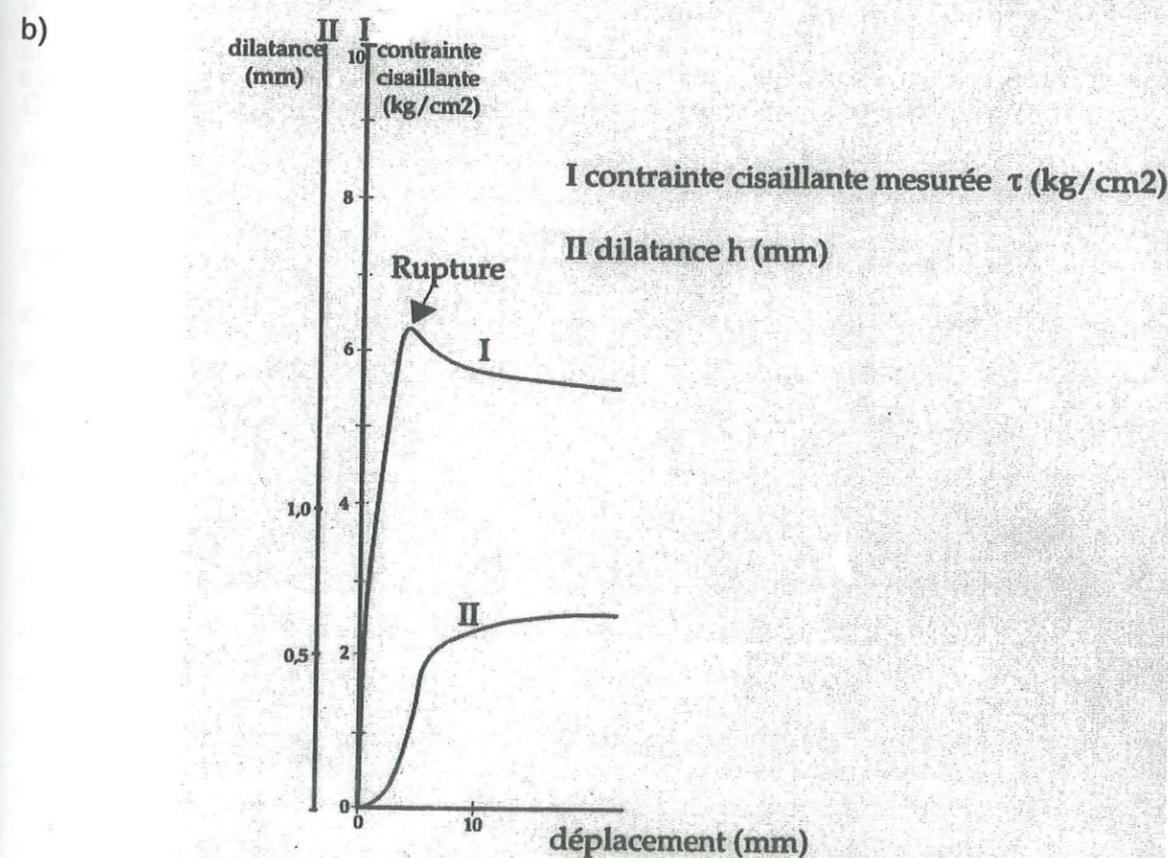
Plaçons nous dans le cas idéal où chaque grain de sable est assimilable à une sphère. La mécanique des roches indique qu'un sable, dont tous les grains sont de taille équivalente, versé en vrac, s'arrange de façon rhomboédrique (Fig.5 c). Dans ce cas, le volume des vides entre les grains représente 26% du volume total (Cordary, 1994).

Cet arrangement constitue l'organisation volumique la plus compacte (porosité minimale). La porosité maximale théorique est celle obtenue pour un arrangement cubique simple (Fig.5 a). Dans ce cas, le volume des vides atteint 48%, soit une augmentation volumique globale de 22% par rapport à l'état le plus compact. En réalité, l'arrangement cubique simple est instable mécaniquement et ne correspond certainement à aucun état concret de nos expériences.

Si l'on considère le système orthorhombique, plus stable mécaniquement, intermédiaire entre les deux configurations précédentes (Fig.5 b), le volume des vides représente 40% du volume total, soit 14% d'augmentation par rapport à l'état le plus dense.



Vue en coupe d'une réorganisation spatiale théorique de grains sphériques aboutissant à une augmentation globale de volume (effet de dilatance).



Relation entre cisaillement, dilatance et déplacement imposé au cours de la déformation d'un matériau granulaire (modifié d'après Mandl et al., 1977).

	Géométrie sur le plan vertical	Géométrie sur le plan horizontal	Arrangement	Volume des vides
a)			Cubique	48%
b)			Orthorhombique	40%
c)			Rhomboédrique	26%

Arrangements théoriques de grains sphériques de même taille et volume des vides associés pour un arrangement : a) cubique simple; b) orthorhombique; c) rhomboédrique.

Figure 5

Une estimation de l'augmentation de volume liée à la dilatance du sable comprise entre 10% et 15% paraît donc plus réaliste.

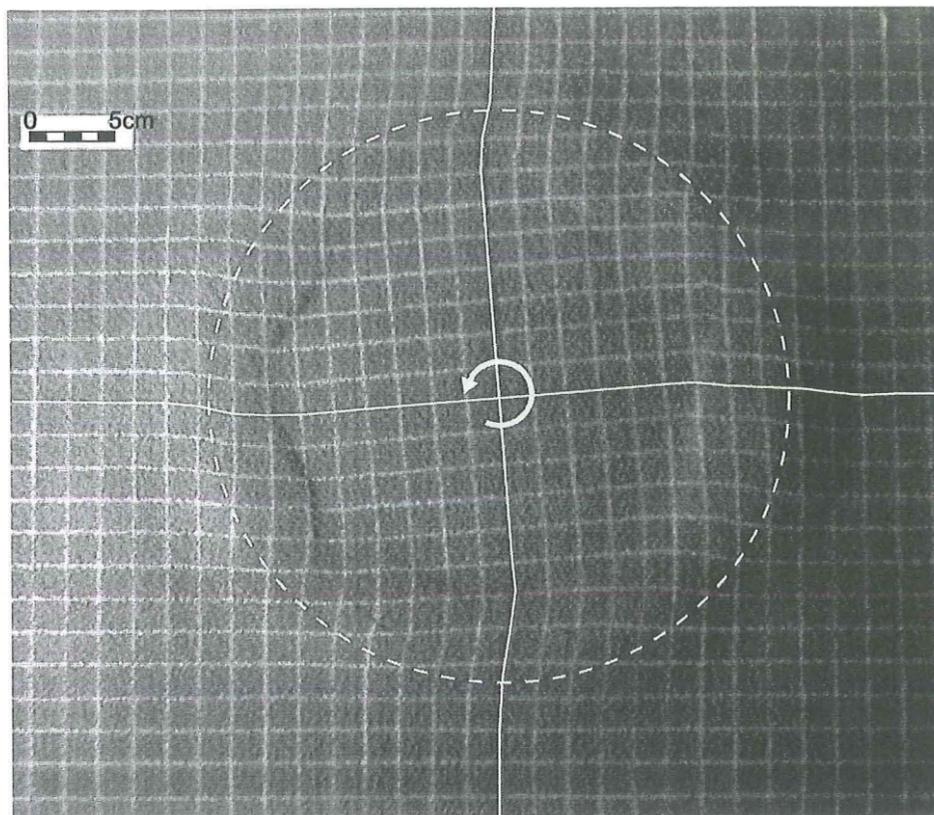
Ce petit raisonnement simpliste n'est qu'une tentative de quantification des phénomènes liés à la dilatance. Dans la réalité, les lois qui régissent les milieux granulaires sont autrement plus complexes, c'est pourquoi nous nous attacherons surtout à décrire la mise en place des différentes structures, de manière globale, plutôt que de chercher à quantifier leur déformation de manière très précise (et notamment dans le plan vertical).

Après 4,6° de rotation, sept failles décro-chevauchantes dextres à vergence interne (failles dirigées vers le centre du modèle) se précisent sur la bordure interne de la couronne (Fig.6). La présence de ces failles témoigne d'une différence de déplacement entre la zone centrale non déformée qui tourne à la même vitesse que la plaque tournante, et les zones "externes", soumises à un gradient de vitesse et qui subissent de la déformation.

Sur le schéma interprétatif qui jouxte la photo de l'expérience sur la figure 6, seul le jeu dominant (chevauchant) des failles internes a été représenté.

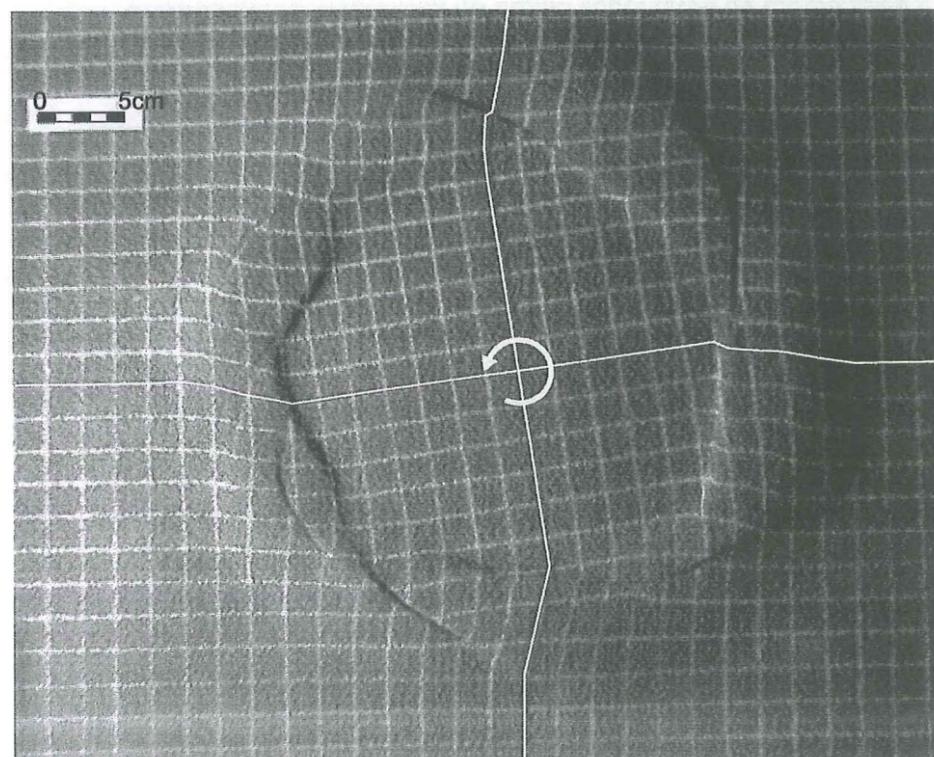
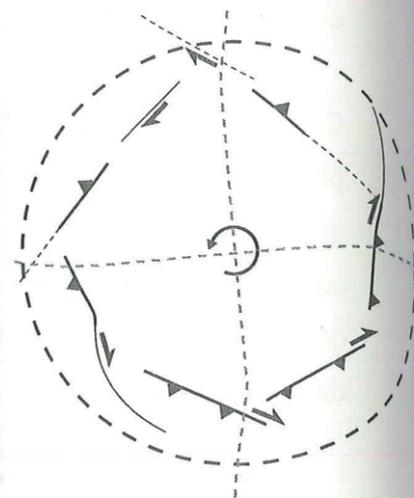
Ces failles internes majeures se prolongent ensuite vers l'extérieur par des failles courbes décrochantes dextres qui s'enroulent de manière antihoraire sur la zone de déformation en recoupant les limites de la plaque tournante (Fig.7). De par leur orientation, elles s'accompagnent d'un léger jeu extensif. Elles se parallélisent ensuite dans leur partie la plus externe (en dehors des limites de plaque) et accommodent du chevauchement. Il s'agit de failles de type 'Riedel', c'est-à-dire de décrochements en échelon synthétiques du mouvement cisailant d'ensemble et légèrement extensifs qui apparaissent lors des premiers stades de la formation d'un décrochement dans un milieu fragile (Wilcox et al., 1973).

Ces failles individualisent des blocs en forme d'"amandes" soumis à un régime transpressif dextre (Fig.7). Ces blocs se mettent alors à tourner dans le sens antihoraire et chevauchent les zones externes encore relativement peu déformées.



Etat de déformation pour 4,6° de rotation antihoraire. Sept failles internes décrochevauchantes se précisent. Les pointillés blancs indiquent les limites de la plaque tournante.

Figure 6



Etat de déformation pour 7,6° de rotation. Les failles internes se prolongent par des failles courbes dextres et isolent des blocs. Suivant leur degré de maturité ces blocs tournent de manière horaire ou antihoraire.

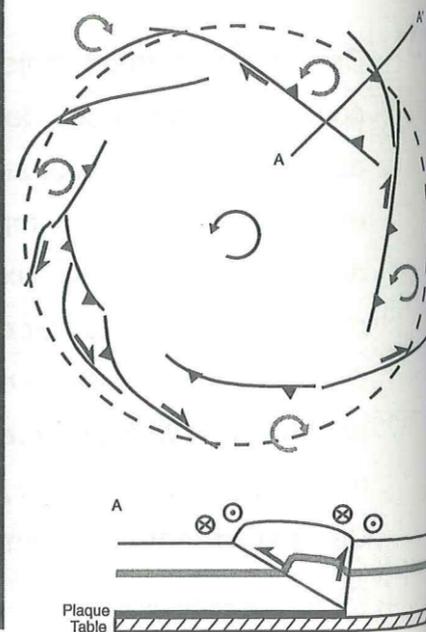


Figure 7

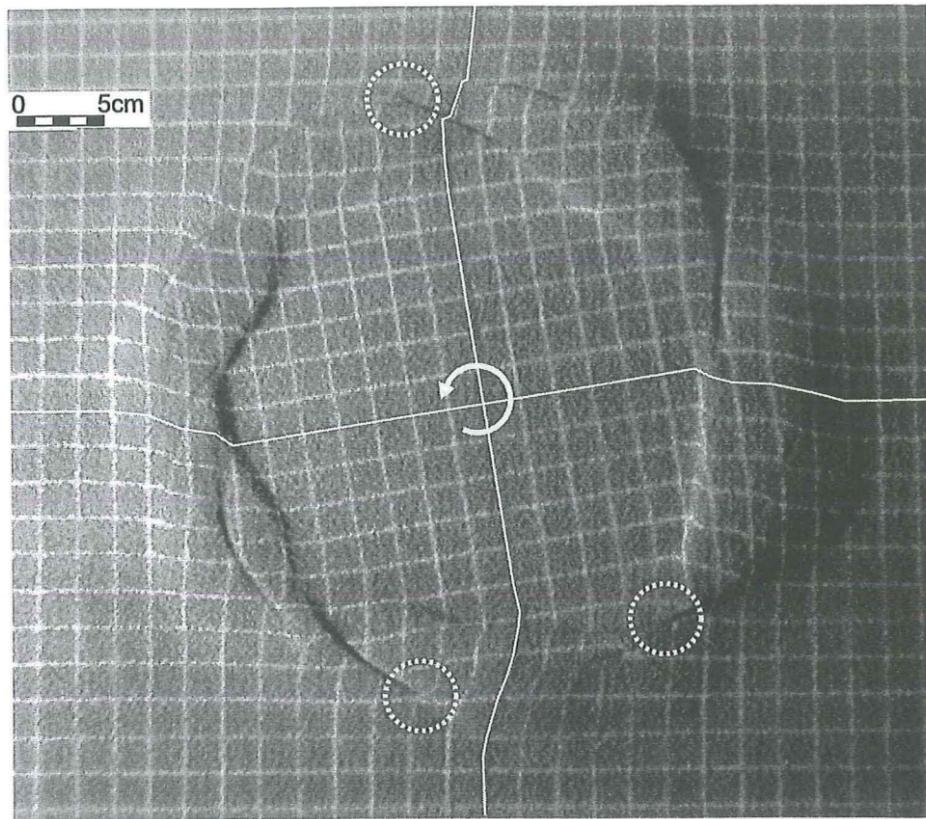
Les zones encore non individualisées par des failles courbes subissent du cisaillement horaire. Ce cisaillement dextre diffus accommode le mouvement différentiel entre les zones externes fixes et les zones centrales mobiles. Il est responsable de la rotation horaire passive des marqueurs. Pour des taux de cisaillement plus importants, le mouvement différentiel est accomodé de façon discrète sur de nouvelles failles décrochevauchantes courbes. Les blocs individualisés subissent alors une rotation antihoraire, qui annule progressivement la rotation horaire préexistante (Fig.7). Lorsque les masses de sable à déplacer le long des failles courbes majeures sont trop importantes, de nouvelles failles se créent en position plus interne, et redécoupent les blocs principaux.

Pour 9,2° de rotation, les failles courbes tendent alors à se connecter et à séparer les zones internes mobiles des zones externes fixes (Fig.8).

On peut noter que la majorité de la déformation se localise à l'intérieur des limites de la plaque tournante, exclusivement sur les lieux d'apparition de la couronne initiale. Les dimensions de cette dernière évoluent très peu au cours de l'expérience (largeur maximale de 6cm à 8cm).

Pour 12,8° de rotation (Fig.9), les blocs les plus importants atteignent une largeur maximale de 8cm pour une épaisseur de 4,8 cm.

Les failles majeures internes encadrant la zone centrale non déformée se placent approximativement sur un diamètre de 25 cm, tandis que la distance entre failles cisailantes externes est de 34cm sur le diamètre Nord-Sud et de 34,5cm sur le diamètre Est-Ouest (le diamètre de la plaque basale étant de 35 cm).



Etat de déformation pour $9,2^\circ$ de rotation antihoraire. Les failles courbes dextres tendent à se connecter en vue d'un découplage entre "zones internes" et zones "externes". Les cercles en pointillés indiquent les zones de failles déjà connectées.

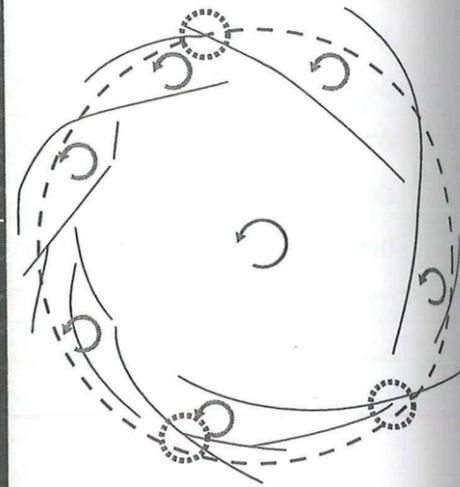
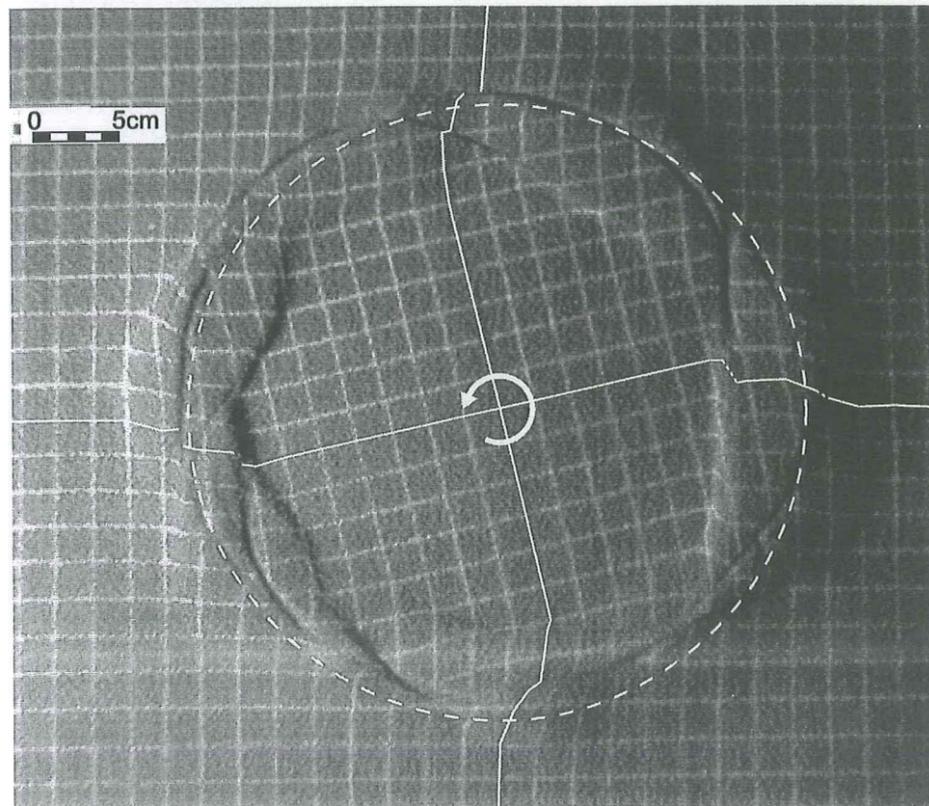


Figure 8



Etat de déformation pour $12,8^\circ$ de rotation antihoraire. La majorité des failles courbes décrochantes sont connectées.

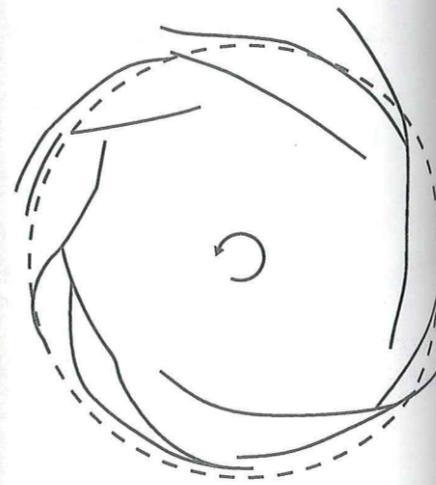


Figure 9

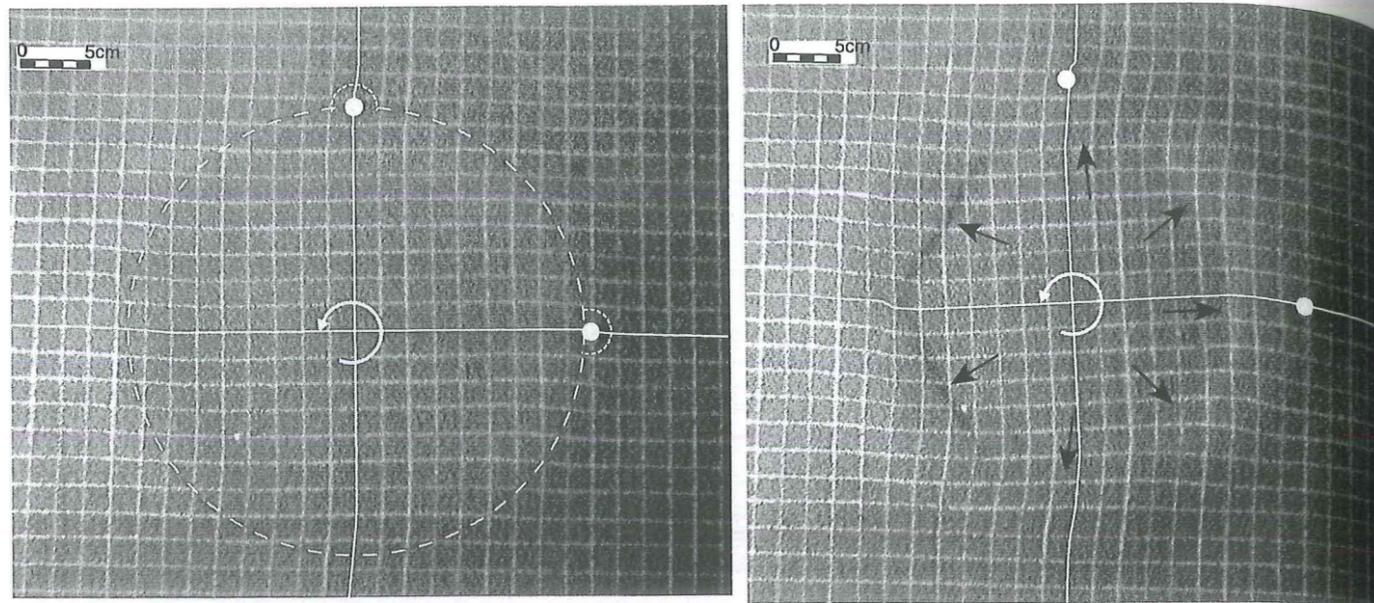
III.2 Expérience avec une plaque munie d'hétérogénéités

Afin de tester l'influence d'éventuelles hétérogénéités, nous avons rajouté à la périphérie de la plaque circulaire, des demi-disques disposés à 90° l'un de l'autre. Leur taille est 10 fois plus petite que celle de la plaque tournante principale. La base de ces excroissances est matérialisée au départ des expériences par un point sur la surface non déformée (points blancs, Fig.10 a).

L'expérience précédente est renouvelée avec une épaisseur de sable de 4cm. On constate au fil de l'évolution de la déformation, que la chronologie et le type de structures générées sont identiques à celles produites sans excroissances (Fig.10 a à d) :

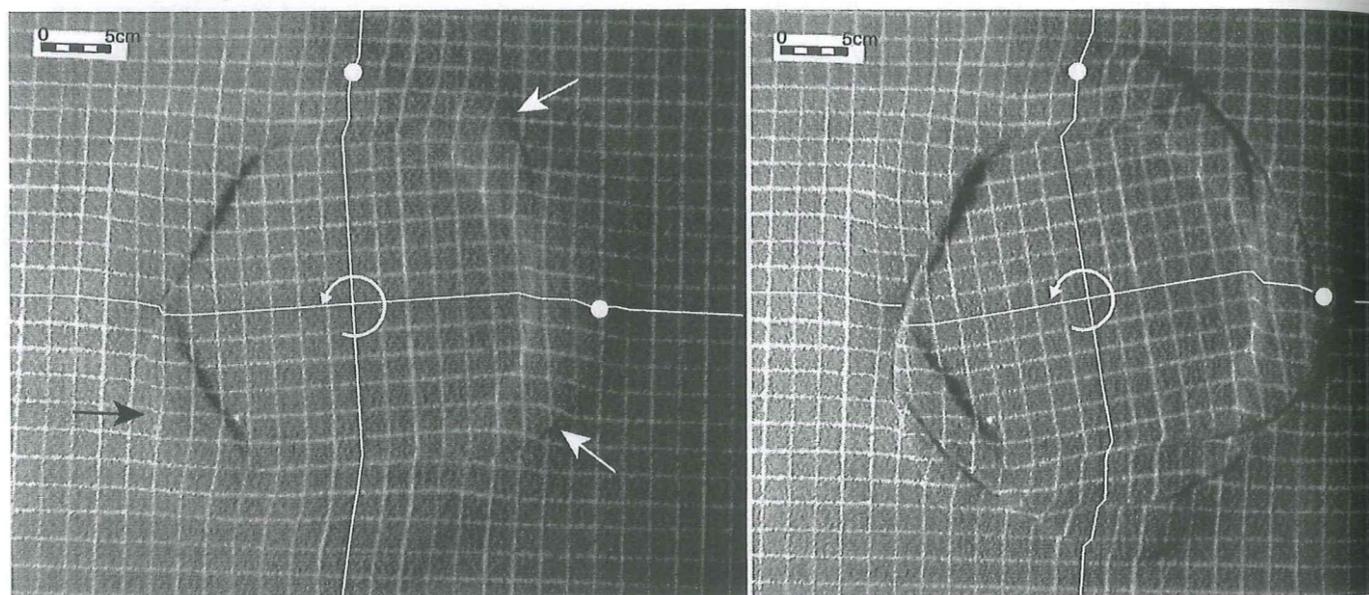
- Apparition de la couronne surélevée (Fig.10 a),
- Mise en place des failles décro-chevauchantes sur la partie interne de la couronne de déformation (Fig.10 b),
- Prolongation par des failles courbes décrochantes dextres de type 'Riedel' (Fig.10 c)
- Liaison de ces failles courbes en vue du découplage final (Fig.10 d).

La présence d'excroissances sur la plaque tournante n'est donc pas, dans cette expérience, un paramètre influençant la géométrie ni le type de structures générées par une plaque en rotation.



a) étape à 2,4° de rotation

b) étape à 4,2° de rotation



c) étape à 5,6° de rotation

d) étape à 10,8° de rotation

Vues en plan de quatre étapes de déformation pour une expérience avec une plaque de 35 cm de diamètre munies d'excroissances et recouverte de 4 cm de sable.

Les flèches indiquent l'apparition de nouvelles failles. Les points marquent la base des excroissances, l'intersection des lignes blanches matérialisent le centre de rotation. Les pointillés blancs marquent les contours de la plaque.

Figure 10

III.3 Influence de l'épaisseur de sable

Les deux expériences suivantes utilisent la même plaque circulaire munie d'excroissances, mais avec une épaisseur de sable différente.

III.3.1 Expérience avec 5,5 cm de sable

Les premières déformations nettement visibles s'expriment à partir de 4,8° de rotation (Fig.11). Seules 4 failles décro-chevauchantes principales apparaissent à l'intérieur des limites de la plaque tournante, alors qu'on en comptait 7 lorsque l'épaisseur de sable était de 4 cm. Ces quatre failles majeures internes accommodent du cisaillement dextre ainsi que du rétrochevauchement (Fig.12). Elles s'accompagnent sur leur bordure externe, de la couronne surélevée habituelle liée à la réorganisation géométrique des grains de sable ainsi qu'à la mise en place de failles de cisaillement en profondeur.

L'évolution des failles courbes cisailantes, plus ou moins prononcées vers l'extérieur, génère des rotations horaires ou antihoraires (Fig.12) suivant le degré de découplage.

Comme pour l'expérience avec 4 cm de sable, de nouvelles failles apparaissent en position plus interne et redécoupent les blocs principaux lorsque l'énergie nécessaire pour déplacer un bloc devient trop élevée (Fig.13). Ce phénomène s'illustre d'autant mieux sur cette expérience que la taille des blocs isolés est plus importante (10 cm de largeur en moyenne pour cette expérience contre 8,5 cm pour l'expérience 1, cf. Tableau III.2).

Pour 20° de rotation (19,8° sur la figure 14), ces nouvelles failles courbes (en gras et notées c1, c2, c3 sur la figure 14) viennent se connecter aux failles internes les plus anciennes (Fig.14). Certaines d'entre elles peuvent court-circuiter d'anciennes failles courbes et accommoder la déformation sur des zones plus internes (partie SE de la figure 14).

Forme de la plaque: disque
 Diamètre: 35cm
 Epaisseur de sable: 5,5cm
 Angle de rotation: 4,8°

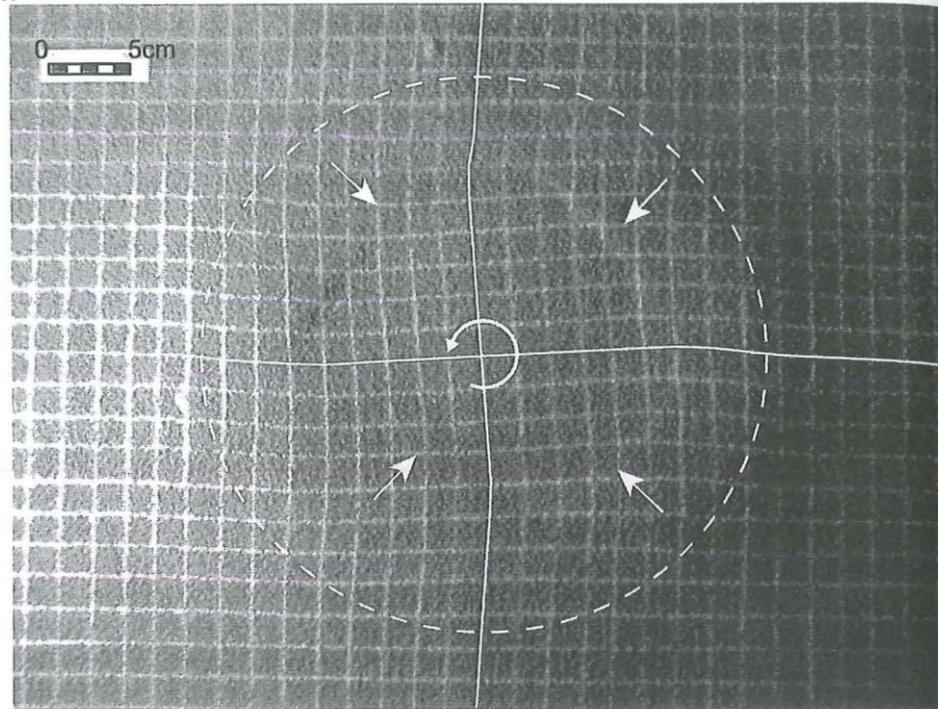


Figure 11

Apparition de quatre failles cisillantes dextres à l'intérieur des limites de la plaque (flèches blanches). La couronne surélevée qui les entoure est liée à l'ajustement des grains de sable entre eux (phénomène de dilatance). Les pointillés blancs marquent les limites de la plaque tournante.

Forme de la plaque: disque
 Diamètre: 35cm
 Epaisseur de sable: 5,5cm
 Angle de rotation: 10,2°

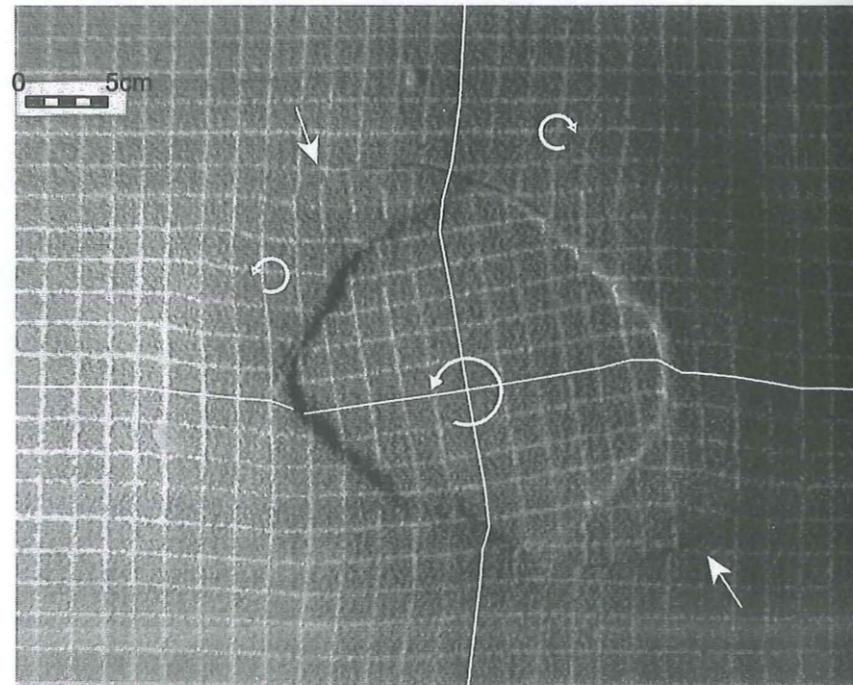
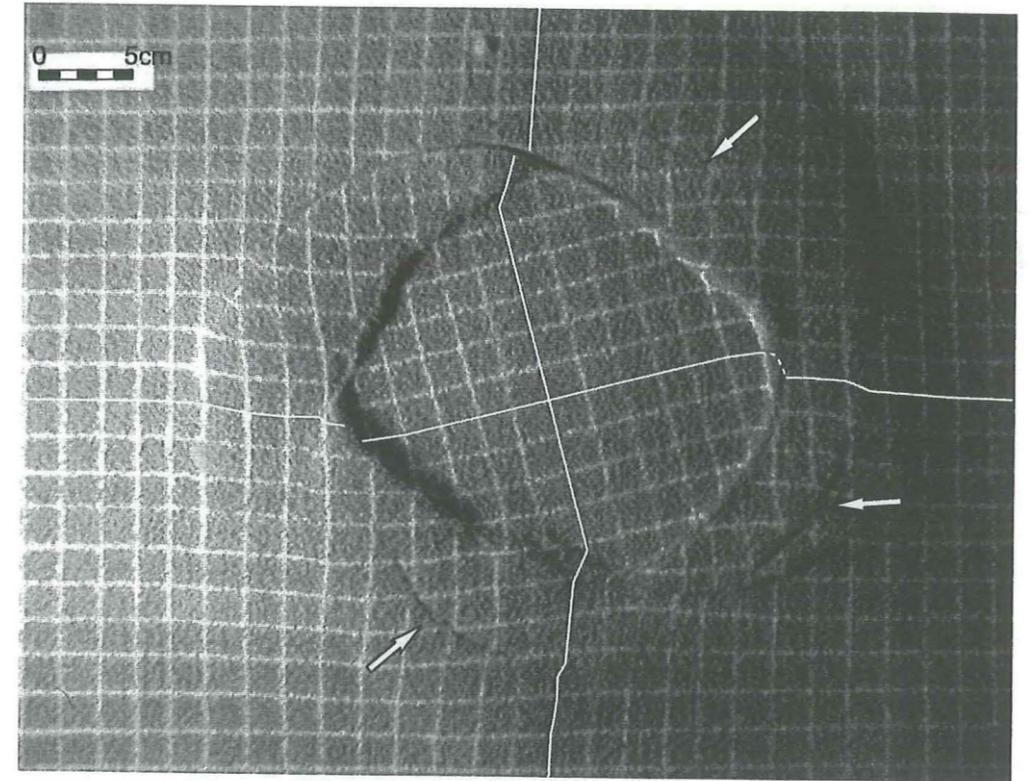


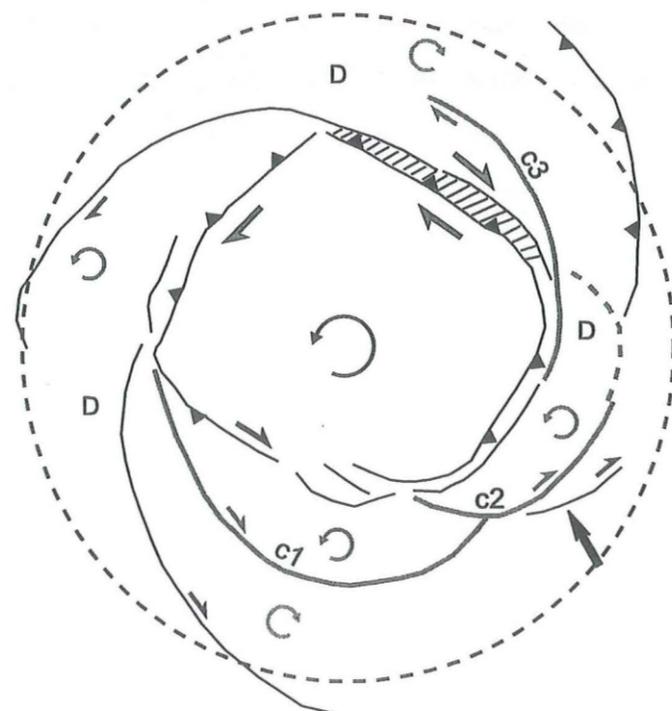
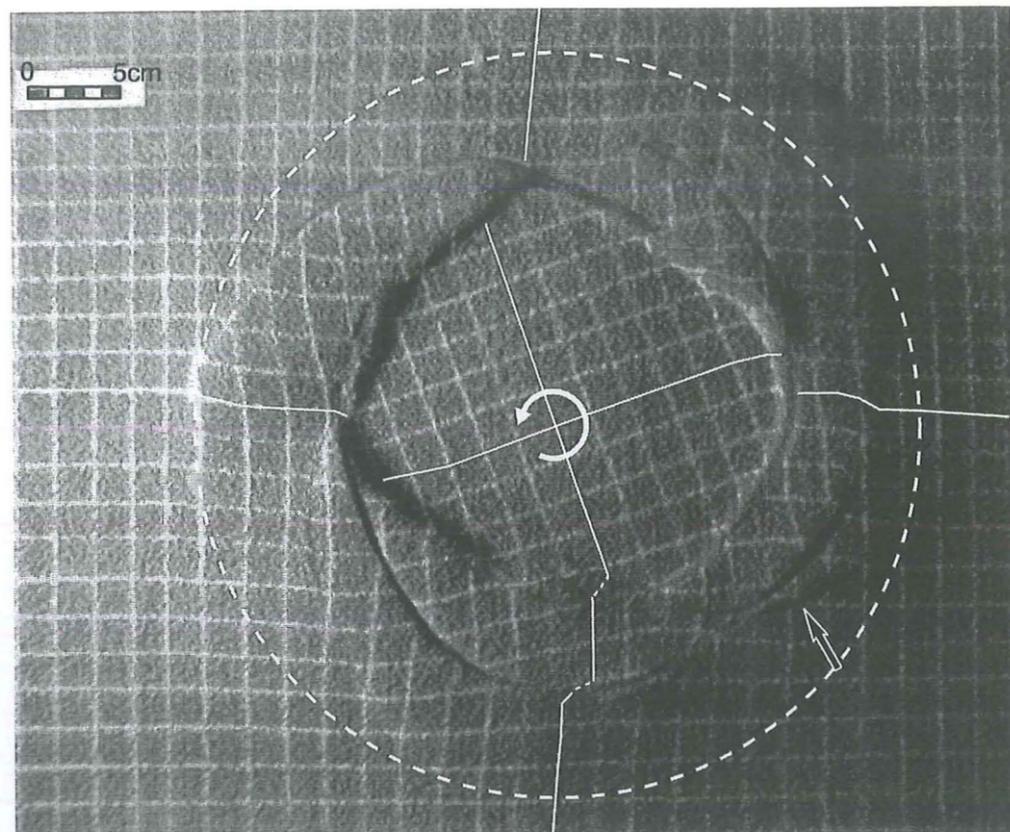
Figure 12

Apparition de grandes failles courbes dextres (flèches blanches) qui prolongent les failles internes vers l'extérieur et découpent des blocs. Selon le degré d'évolution de ces failles, les blocs subissent une rotation antihoraire ou une distorsion horaire.



Expérience avec une plaque circulaire de 35 cm de diamètre recouverte par 5,5 cm de sable. Pour 14,4° de rotation antihoraire, de nouvelles failles (indiquées par les flèches) apparaissent au sein des blocs principaux.

Figure 13



Jonction entre failles "intra-blocs" (c1, c2, c3) et failles majeures internes pour 19,8° de rotation antihoraire. La flèche noire indique une des première faille courbe majeure devenue fossile et prise en relai par une nouvelle faille en position plus interne. Les pointillés blancs simulent les contours de la plaque en rotation (expérience avec plaque circulaire de 35cm de diamètre recouverte de 5,5 cm de sable). La lettre D localise les zones dépressionnaires.

Figure 14

Comme précédemment, les zones surélevées qui ne sont pas totalement délimitées par une faille courbe, accommodent de manière diffuse le décrochement dextre résultant de la rotation des parties internes par rapport aux parties externes. Leurs marqueurs tournent dans le sens horaire (au Sud et au Nord de la figure 14).

Certaines zones dépressionnaires (topographiquement) sont mentionnées par la lettre D.

Même pour des stades de déformation avancés (rotation antihoraire de l'ordre de 20° dans le cas de la figure 14), on constate que 95% de la déformation a lieu à l'intérieur des limites de la plaque tournante (à l'intérieur des pointillés blancs sur la figure 14).

Pour des valeurs de rotation plus importantes (27°), les principales failles décrochantes se joignent sur une circonférence proche des limites de la plaque tournante (environ 34 cm de diamètre contre 35 cm pour la plaque), découplant les zones les plus internes des zones "externes".

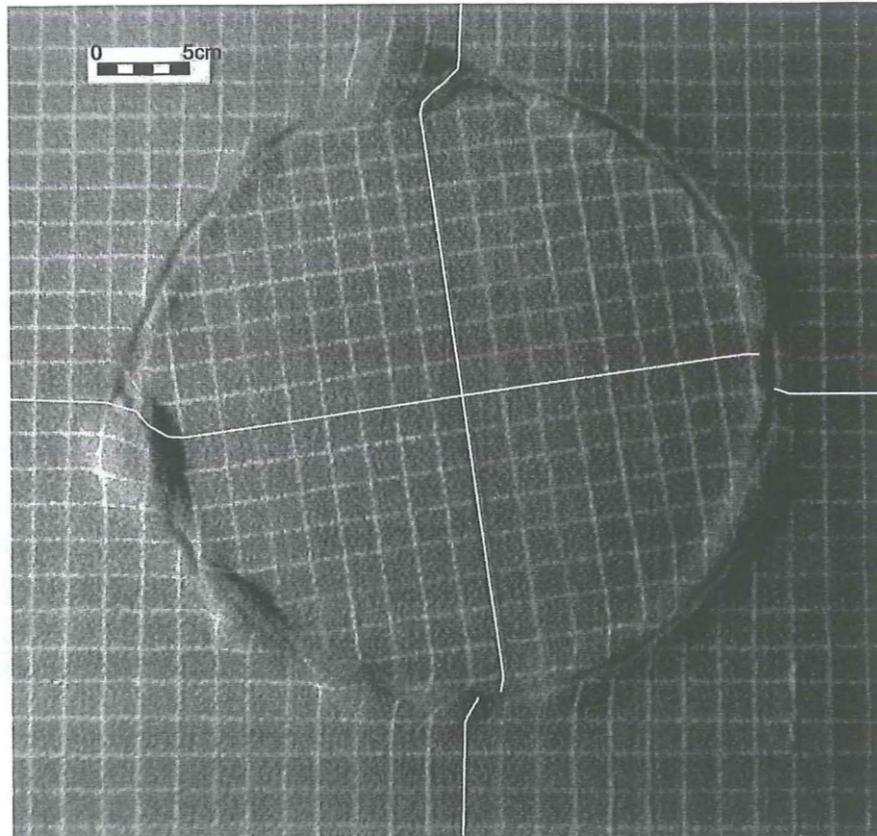
Comme pour l'expérience avec 4cm de sable, la présence d'excroissances n'a pas d'implications majeures.

III.3.2 Expérience avec 2cm de sable

Pour cette expérience, l'apparition des différentes structures de déformation suit les mêmes processus de mise en place que les expériences précédentes.

Proportionnellement, les failles de Riedel sont plus nombreuses et s'espacent régulièrement tous les 2 cm (Fig.15). La jonction entre les failles formées initialement se produit très rapidement (environ 8° de rotation suffisent pour connecter 90% des failles courbes).

L'influence locale des hétérogénéités est plus sensible. Les chevauchements générés à leur niveau sont plus développés (plus larges, plus étalés). La bande de déformation atteint une largeur maximale de 5cm à leur niveau, contre 2cm à 4cm au maximum sur le reste de la couronne. Cependant, cette influence s'exerce très localement, dans le proche voisinage des excroissances, et n'a aucune répercussion sur la mise en place globale des structures.



Déformations obtenues pour $7,8^\circ$ de rotation antihoraire d'une plaque tournante circulaire munies d'excroissances et recouverte d'une épaisseur initiale de 2cm de sable.
L'intersection des lignes blanches épaissies marque le centre de rotation.
Les failles décrochantes de type Riedel sont bien visibles dans le quart SW de la figure.

Figure 15

III.4 Synthèse des résultats sur les expériences centrées (le pôle de rotation coïncide avec le centre de la plaque)

Quelle que soit l'épaisseur de sable, la chronologie et le type des structures générées restent identiques :

- Édification d'une couronne de déformation,
- Apparition de failles décro-chevauchantes internes rectilignes,
- Prolongation par des failles décrochantes courbes dextres de type 'Riedel' vers l'extérieur,
- Individualisation de blocs. Ces blocs commencent par être affecté d'une rotation rigide horaire, qui résulte de l'accommodation diffuse du mouvement décrochant dextre. Lorsque la faille qui les délimite est entièrement apparue, ils se mettent à tourner, comme les zones internes de manière antihoraire,
- Connection des failles courbes entre elles (et création de nouvelles failles plus internes si nécessaire) en vue d'un découplage final entre zones "internes" mobiles et zones "externes" fixes.

La majorité de la déformation se localise à l'intérieur des limites de la plaque tournante.

La présence d'excroissances n'influe sur les structures que pour des épaisseurs de sable peu importantes (2cm).

L'épaisseur de sable conditionne le **nombre** des structures et **leur taille**. Plus cette épaisseur est importante, plus la largeur de la couronne déformée augmente, plus le nombre de failles se réduit, et par conséquent, plus la taille des blocs est importante. D'après les mesures effectuées en fin d'expériences (cf. Tableau III.2), le **taux de soulèvement des blocs en transpression est équivalent quelle que soit la hauteur initiale de sable** (élévation d'environ 25%).

Au niveau des failles de Riedel qui séparent les blocs principaux, de légères dépressions marquent la topographie car à ce niveau, les failles décrochantes accommodent également de l'extension (Figures 8, 9, 10 d, 14).

Hauteur initiale de sable en cm	nombre de blocs	Epaisseur des blocs en cm	Augmentation d'épaisseur	Largeur des blocs en cm
2	> 10	# 2,5	25%	4,5 à 5
4	6	# 5	25%	8,5
5,5	4	# 7	# 27%	# 10

Nombre et dimensions des blocs générés en fonction de l'épaisseur de sable initiale.

Tableau III.2

III.5 Expérience décentrée

L'expérience utilisant la plaque circulaire surmontée d'une épaisseur de 4cm de sable a été réitérée avec cette fois un pôle de rotation décalé de 2cm par rapport au centre de la plaque (Cf. Fig.16).

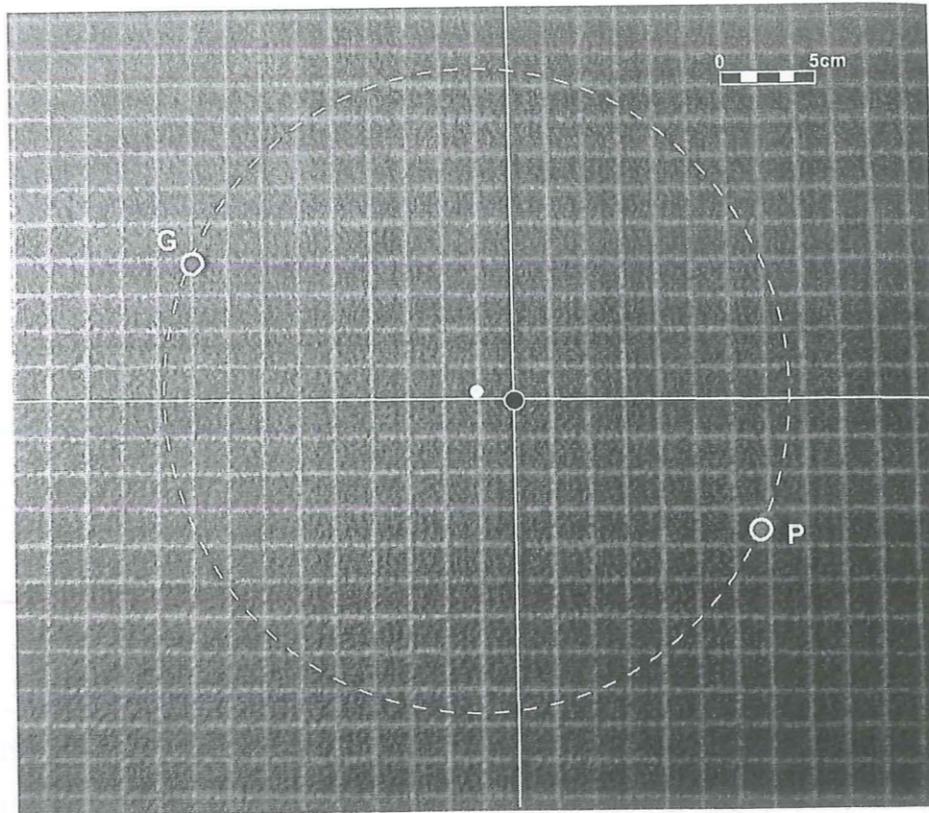
La figure 17 illustre la déformation obtenue en surface après un angle de rotation antihoraire de 3,6°. La couronne de déformation apparaît avec une largeur deux fois plus importante et des failles internes plus marquées du côté de l'excentricité. Une première faille cisailante dextre courbe découpe cette couronne de manière précoce sur la partie NE de l'expérience (indiquée par une flèche blanche).

Sur la figure 18 (5,4° de rotation), on peut observer la progression des failles en échelons (failles de Riedel) sur le quart NW du modèle. Les failles décrochantes courbes qui, au cours des expériences centrées, prolongent les failles internes et se répartissent uniformément sur l'ensemble du modèle, se développent ici localement, surtout dans la partie Est à Nord-Est, c'est-à-dire dans la partie du modèle pour laquelle les conditions aux limites à la base ont une composante extensive. Dans le cas présent, elles accommodent du décrochement *et de l'extension*.

Sur les parties Ouest et Sud-Ouest (partie du modèle à tendance compressive), les rétrochevauchement sont d'autant plus marqués que la zone chevauchante qui leur correspond empiète sur les zones externes non déformées.

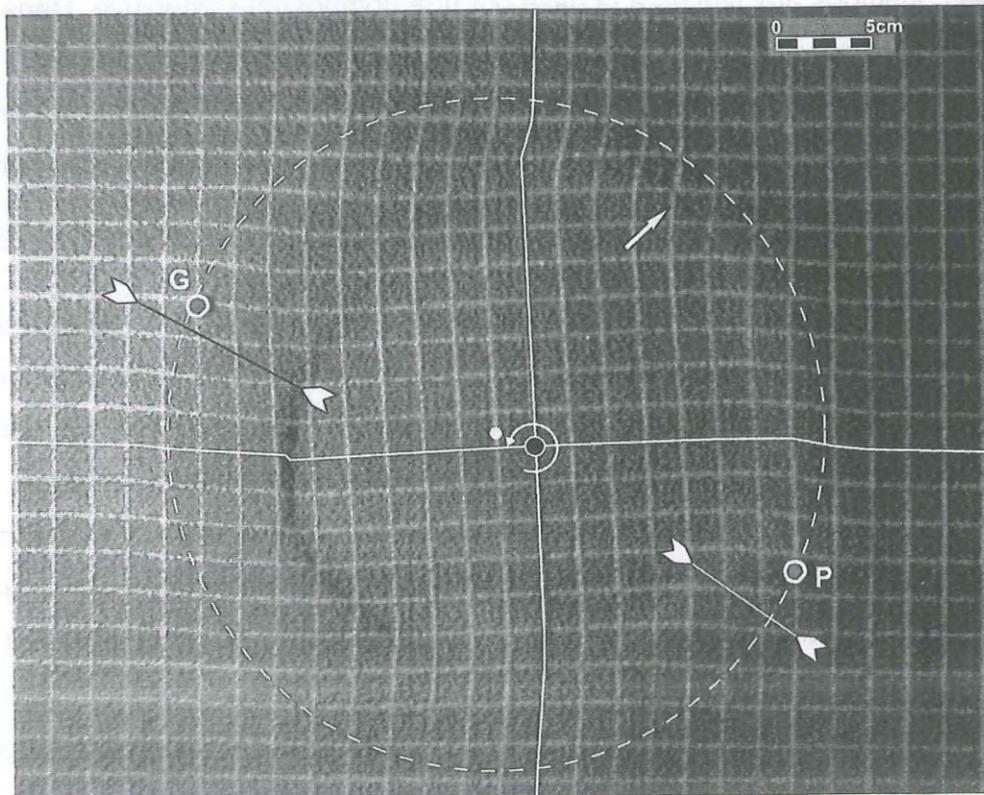
Pour 7,2° de rotation (Fig.19), les failles en échelon de la partie Nord tendent à s'unifier en une zone unique de décrochement. Dans le secteur NW de l'expérience, un nouveau système de rétrochevauchement (noté "2" sur la Figure 19) vient seconder, en position plus externe, les failles internes primaires décro-chevauchantes. Ce nouveau rétrochevauchement unit le premier rétrochevauchement, apparu en position interne (noté "1" sur la figure 18), avec le décrochement de type Riedel situé au Nord, en position externe. Toute la partie de la couronne, de l'Ouest au Sud-Est du modèle se compose d'un seul "méga-bloc". La partie Est comporte essentiellement de grands décrochements courbes en échelons, avec une légère composante extensive : il s'agit des failles de type Riedel décrites dans les expériences centrées.

Figure 16



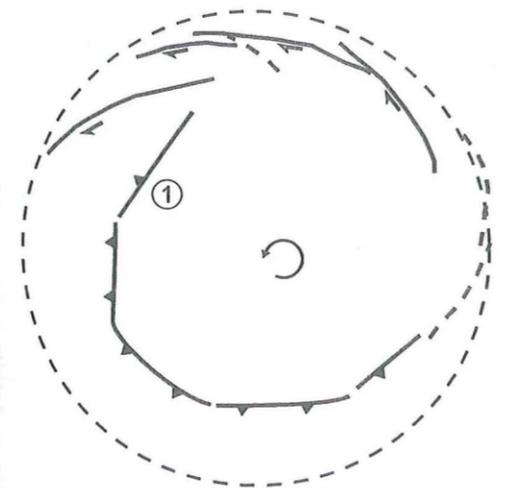
Etat initial d'une expérience utilisant une plaque circulaire décentrée et une épaisseur de sable de 4cm. Le centre de la plaque est matérialisé par le point blanc, le pôle de rotation par le point noir (intersection des lignes blanches). Les lettres G et P désignent respectivement le point le plus et le moins éloigné du centre de rotation.

Figure 17



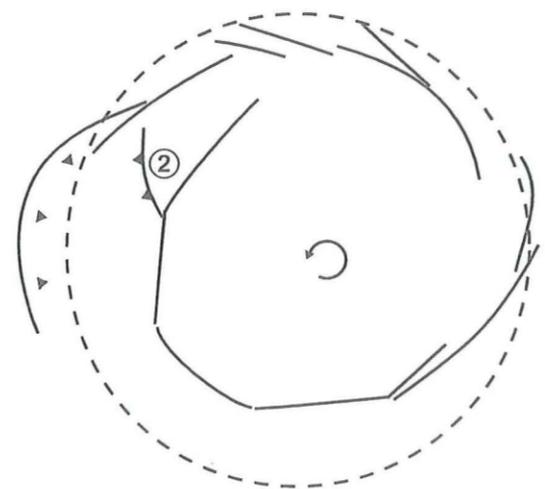
Déformation obtenue pour 3,6° de rotation d'une plaque circulaire décentrée de 2cm. Les structures sont beaucoup plus marquées du côté de l'excentricité (point G). La flèche blanche signale l'apparition d'une faille courbe décrochante dextre au sein de la couronne surélevée. Les marqueurs fléchés indiquent les largeurs minimale et maximale de cette couronne. Le reste de la légende est identique à celle de la figure 16.

Figure 18



Progression des failles en échelons après 5,4° de rotation antihoraire d'une plaque circulaire décentrée. Les failles internes de la partie Ouest sont essentiellement rétrochevauchantes (1). Le point noir matérialise le pôle de rotation, le point blanc, le centre de la plaque. Les points G et P désignent respectivement le point le plus et le moins éloigné du centre de rotation.

Figure 19

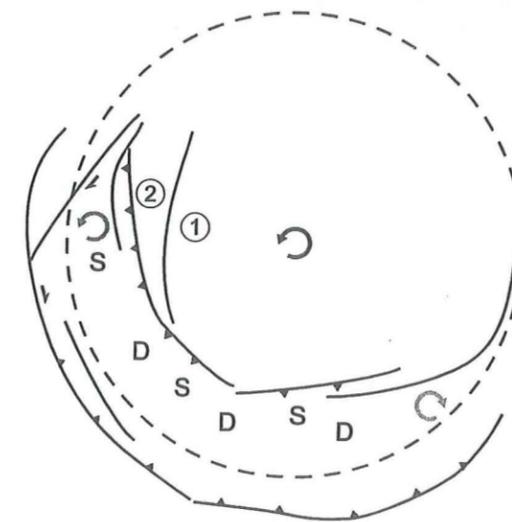
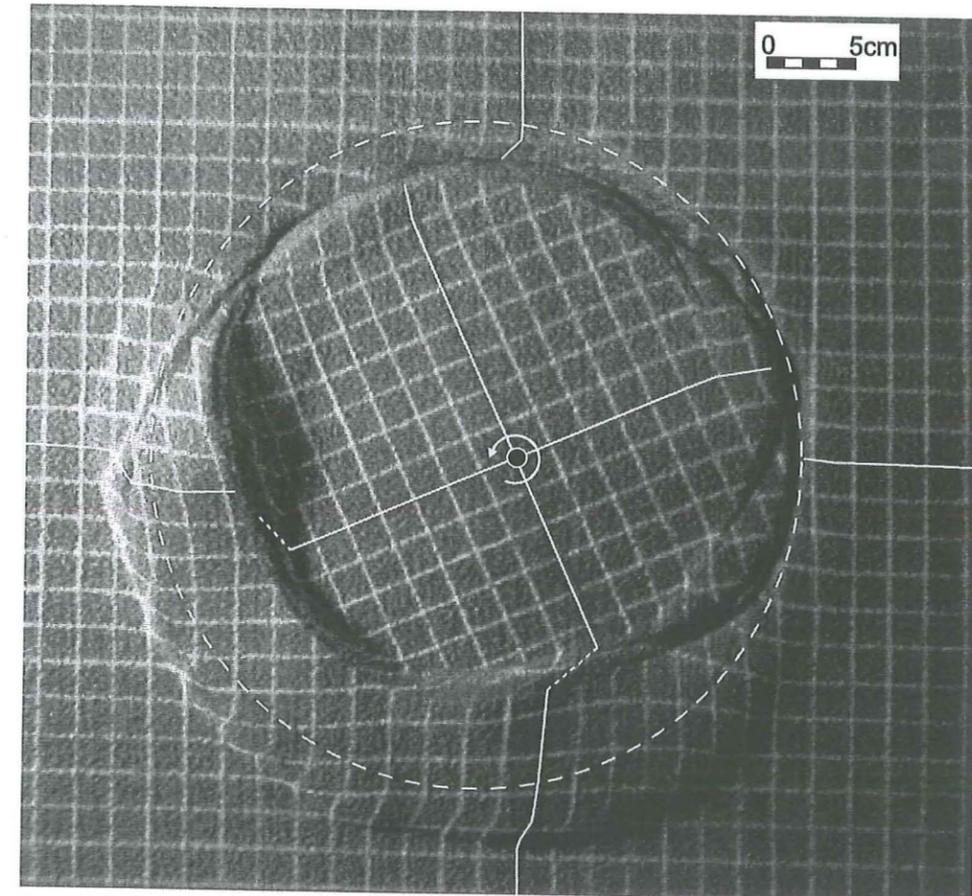


Mise en place d'une seconde structure rétro-chevauchante (2) dans la partie NW de l'expérience pour 7,2° de rotation.

Pour $22,8^\circ$ de rotation antihoraire (Fig.20), toute la partie N à NE de l'expérience accomode du décrochement et de l'extension. Le second rétro-chevauchement initié à $7,2^\circ$ de rotation (Fig.19) accomode maintenant la totalité du décro-chevauchement, la faille rétro-chevauchante primaire étant devenue fossile.

La partie W à SE constitue toujours un "méga-bloc" unique. Il enregistre de la déformation interne exprimée par des zones dépressionnaires (notées D sur la Figure 20) ou surélevées (notées S sur la Figure 20) mais n'est jamais traversé par des failles majeures. Sa bordure Sud est décro-chevauchante, principalement décrochante au SW, majoritairement chevauchante au SE. Les rotations internes au sein de ce méga-bloc sont antihoraires dans la zone où le cisaillement devient dominant (partie W) et horaires dans la partie plus récente, essentiellement chevauchante (partie SE).

Cette expérience décentrée permet donc le développement des mêmes types de structures que les expériences centrées. L'asymétrie du modèle permet simplement de dissocier les zones essentiellement compressives, composées ici d'un seul méga-bloc décro-chevauchant, des zones extensives et décrochantes, accomodées par des failles de type Riedel. Ces failles de Riedel, organisées en échelons lors de leur apparition (Fig.18), se parallélisent ensuite aux limites de plaque et se connectent entre elles pour former une seule zone majeure décro-extensive (Fig.20).



Etat de déformation obtenue pour $22,8^\circ$ de rotation d'une plaque circulaire décentrée. La partie Nord du modèle accomode principalement de l'extension et du décrochement, la partie Sud, du décrochement et du chevauchement. La faille rétrochevauchante initiale (1) du NW est devenue fossile. L'ensemble du décrochevauchement est maintenant accomodé par la zone (2) initiée à $7,2^\circ$ de rotation (cf. Fig.19). Les lettres D et S indiquent les zones de dépression et de surrection sur le bloc principal.

III.6 Expérience avec une forme de plaque proche de celle de la plaine du Pô

La dernière expérience a été réalisée avec une forme de plaque plus fidèle aux contours des zones internes et de la plaine du Pô. Le centre de rotation a été positionné pour optimiser le coulissage le long des bordures supérieures de la plaque afin d'étudier principalement les effets de la rotation (et non pas de la compression).

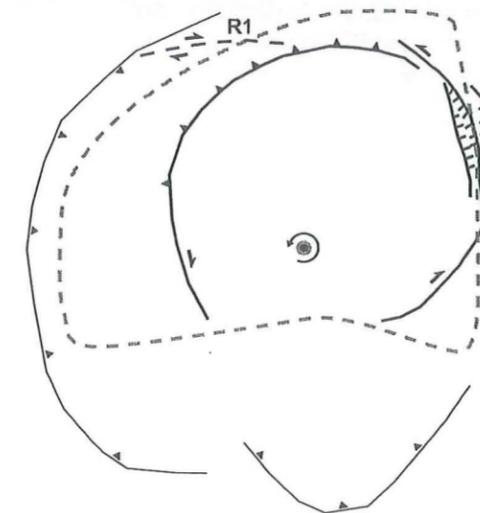
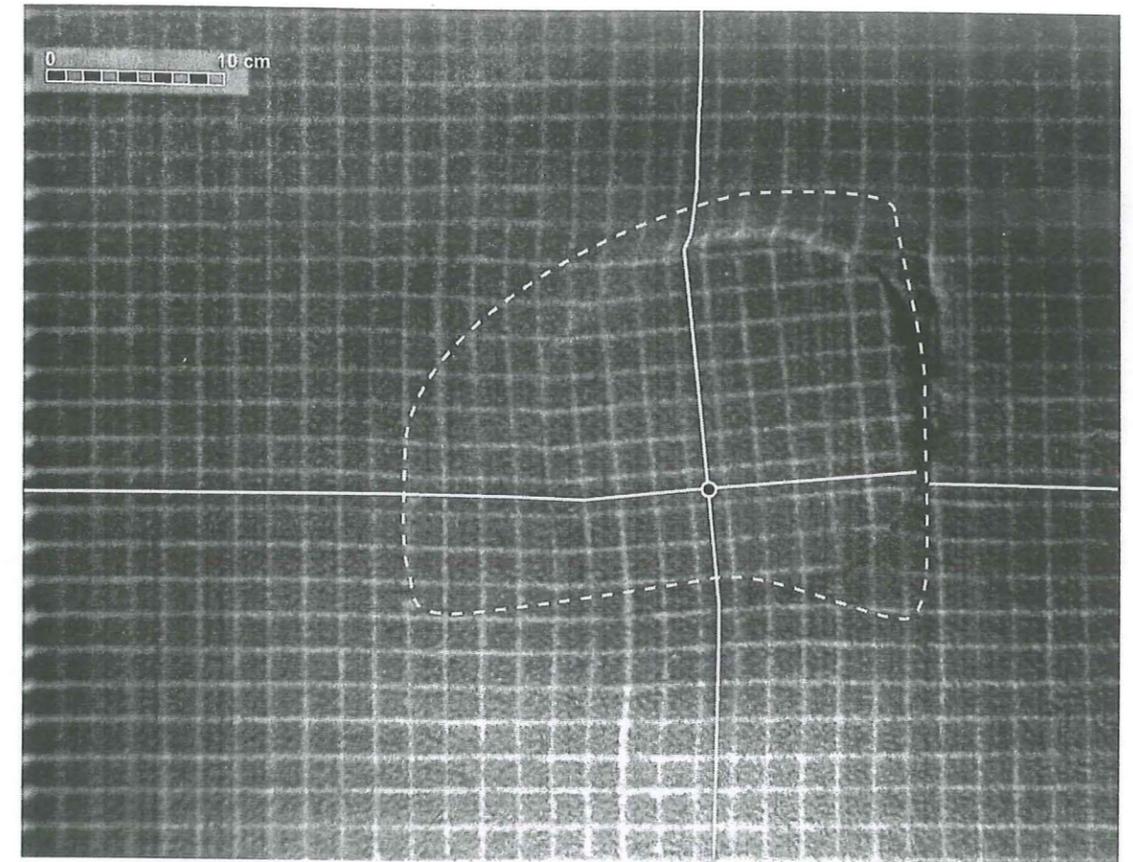
Géographiquement, le pôle de rotation se situerait à 40 km au Nord de Gènes et à 170 km à l'Est du Chevauchement Pennique Frontal.

L'expérience a été réalisée avec une épaisseur de sable de 4 cm qui correspondrait à une épaisseur crustale de 40 km. Comme pour les expériences précédentes, l'intersection des lignes blanches épaissies (point noir) matérialise le centre de rotation (Fig.21).

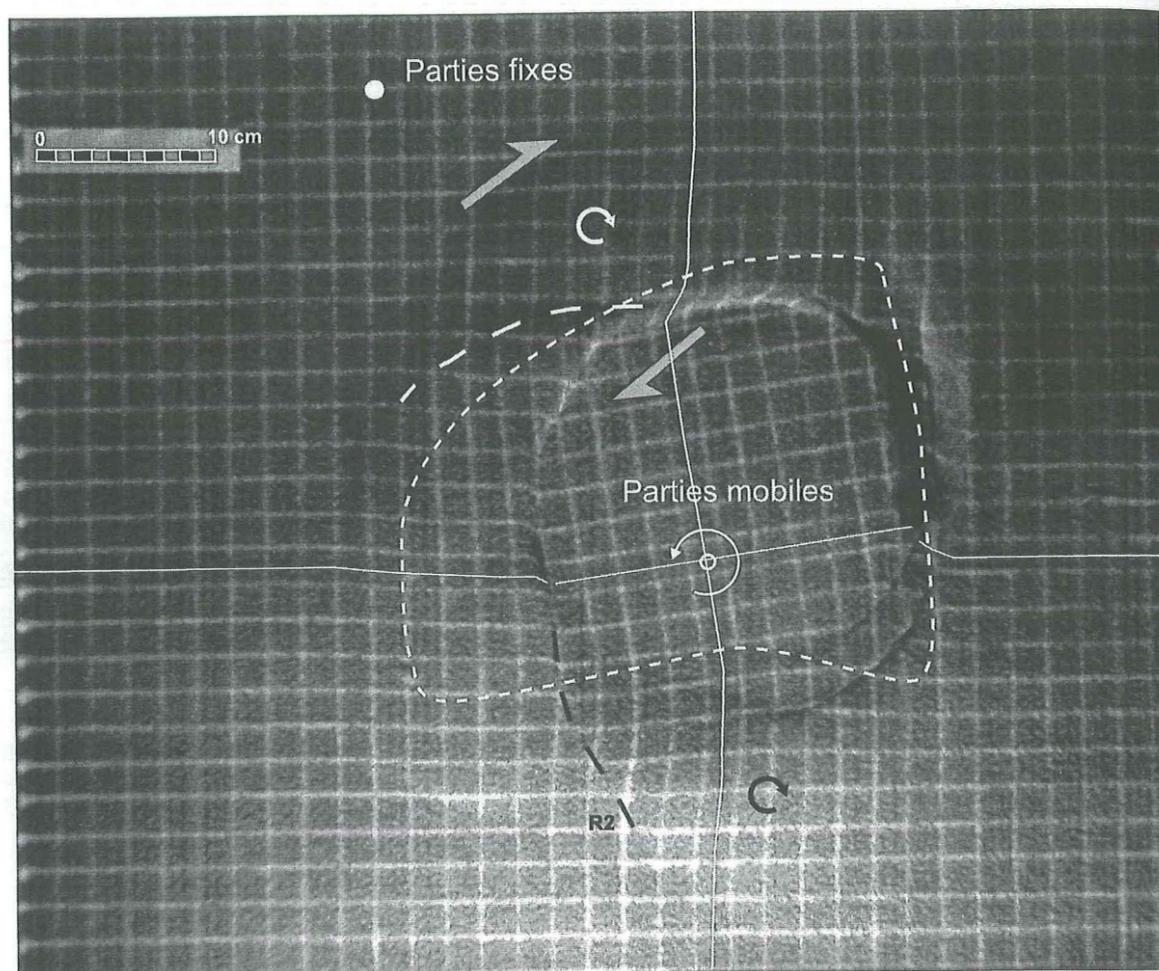
Dans toutes les étapes de déformation présentées par la suite, nous ne considérerons que la partie occidentale du modèle. La partie orientale de la figure est en effet dominée par des effets de bord (terminaison de la plaque) qui génèrent une forte extension.

Pour 3,6° de rotation antihoraire, une ceinture de déformation se met en place sur l'ensemble de la partie ouest, avec une largeur maximale d'environ 14 cm sur sa partie la plus orientale (Fig.21). Les failles décro-chevauchantes internes s'expriment déjà nettement, surtout dans la partie nord du modèle et s'orientent parallèlement aux bordures de la plaque (Fig.21). Une première faille de type Riedel (R1 sur le schéma interprétatif de la Figure 21) s'initie sur la partie Nord du modèle, dans un secteur où les conditions aux limites sont plutôt extensives.

Pour 7,2° de rotation, les premières failles décrochantes externes de type Riedel apparaissent nettement (pointillés larges noirs et blancs sur la figure 22). Elles introduisent les premières individualisations de blocs. Si la première faille, au NW du modèle, s'explique par des conditions aux limites localement extensives, l'apparition de la seconde faille de ce genre (R2, pointillés noirs), au SW du modèle, correspond à la propagation vers le Sud du rétrochevauchement apparu à l'origine au niveau des zones internes.



Déformations observées en surface après 3,6° de rotation antihoraire pour une épaisseur de 4 cm de sable. Les contours de la plaque sont symbolisés par les pointillés blancs, le centre de rotation se trouve à l'intersection des lignes blanches (point noir). R1 mentionne l'initiation d'une première faille de type Riedel dans un contexte localement extensif.



Déformations observées en surface après $7,2^\circ$ de rotation antihoraire pour une épaisseur de 4cm de sable. Les contours de la plaque sont symbolisés par les petits pointillés blancs, le centre de rotation se trouve à l'intersection des lignes blanches. Certains blocs subissent une déformation horaire (flèches circulaires épaissies).

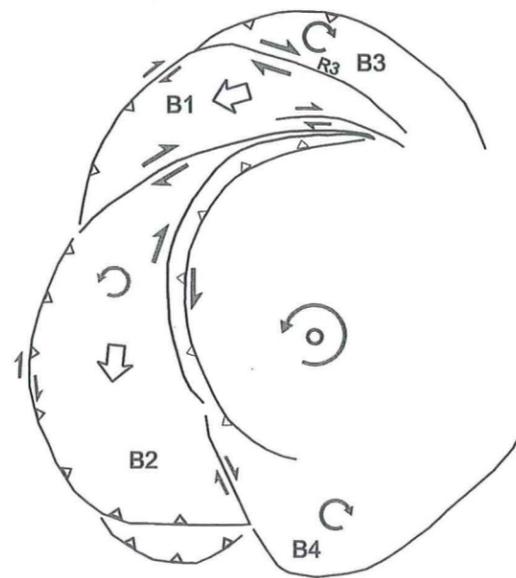
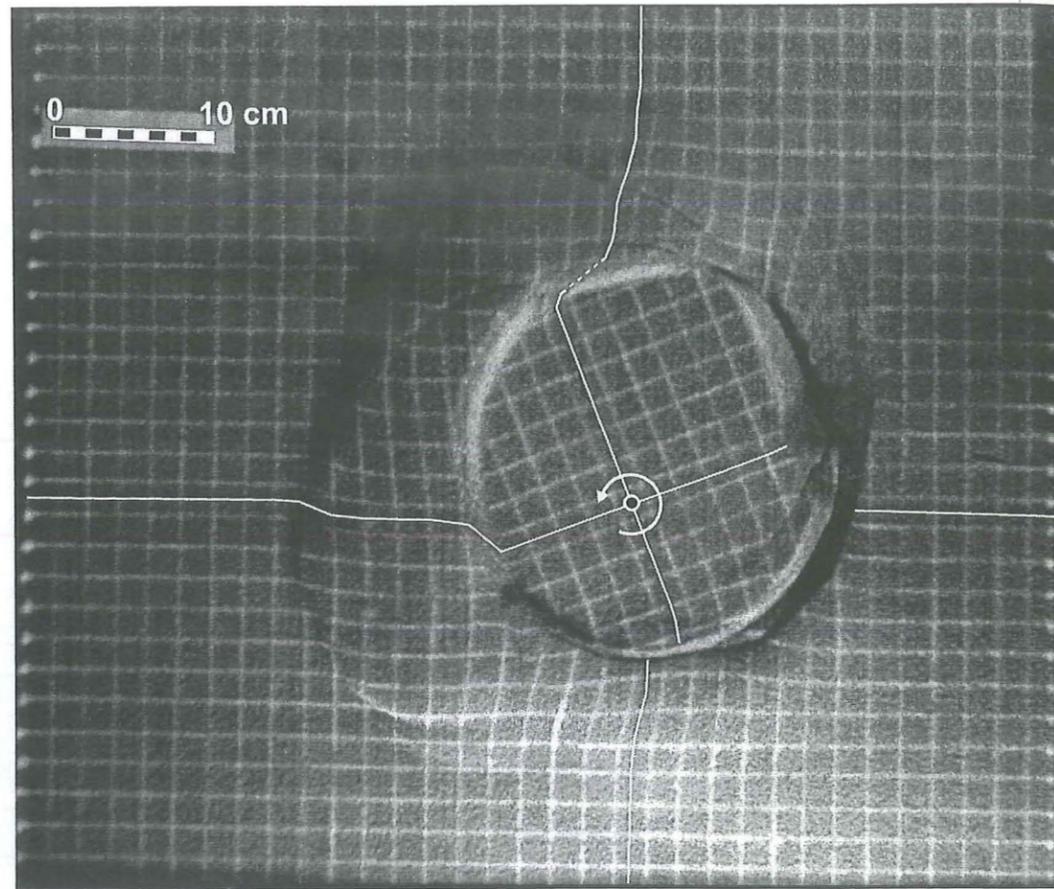
Figure 22

Certains secteurs subissent une distorsion horaire précoce liée au cisaillement dextre initial (flèches circulaires épaisses sur la Figure 22). Lorsque la déformation augmente et que l'individualisation des blocs s'accroît, les failles accommodent la totalité du décrochement dextre. Les blocs se mettent à tourner de manière anti-horaire. Cette rotation anti-horaire atteindra souvent des valeurs supérieures aux rotations rigides horaires précoces.

Pour un stade plus avancé de rotation ($20,4^\circ$), les failles courbes dextres principales isolent quatre blocs principaux (Fig.23). La faille de Riedel la plus septentrionale (notée R3 sur la figure 23), apparue tardivement, résulte d'une condition aux limites extensive liée au bord oriental de la plaque. Il s'agit donc d'un effet de bord ne pouvant pas être relié, à priori, à une situation réelle dans le cas des Alpes. Deux blocs (B1 et B2 sur la Figure 23, au Nord-Ouest et à l'Ouest), bien délimités, tournent, comme les zones internes dans le sens antihoraire, les deux autres (B3 et B4, au Nord et au Sud) restent encore au stade de la déformation horaire (figure 23). Les vecteurs déplacement représentés sur la figure 24 illustrent ces propos : Les blocs tournant de manière anti-horaire sont ceux pour lesquels la faille courbe qui les délimite a accommodé une quantité importante de décrochevauchement dextre. Quelle que soit leur "maturité", ces quatre blocs chevauchent vers l'extérieur les parties encore non déformées du modèle.

Sur la figure 25 sont représentés les tenseurs de déformation pour chaque triangle rectangle constituant une moitié de maille élémentaire de la grille initiale (grille d'espacement 2cm matérialisée par des traits de sable blanc sur l'ensemble des expériences). Sur cette figure, les directions de raccourcissement et d'étirement sont respectivement représentées par des traits rouges et verts.

On peut vérifier aisément que les bordures externes des blocs principaux sont porteuses de raccourcissement radial, alors que les failles de Riedel précoces qui séparent les blocs, sont plus extensives. Par contre, on observe très peu de déformation à l'intérieur même de chaque bloc. **La déformation s'accomode donc par déplacement et rotation de blocs relativement homogènes (rigides) et de grande taille par rapport aux dimensions du modèle, le long de failles courbes décrochantes.**



Mise en évidence des déformations obtenues après $20,4^\circ$ de rotation antihoraire pour une épaisseur de sable de 4cm et une forme de plaque proche de celle de la plaine du Pô. Les quatre blocs individualisés par des failles courbes sont notés de B1 à B4. Dans un stade précoce (B3 et B4), ils subissent de la distorsion horaire. Lorsque les failles décrochantes sont plus marquées (pour B1 et B2), les blocs tournent de manière anti-horaire.

R3 mentionne la nouvelle faille de type Riedel apparue en contexte décro-extensif et probablement liée à un effet de bord (terminaison de la plaque).

Figure 23

Représentation des vecteurs déplacement pour $20,4^\circ$ de rotation antihoraire (traits violets). En rouge, sont reportés les principales failles et chevauchements, en violet, la position de la plaque tournante.

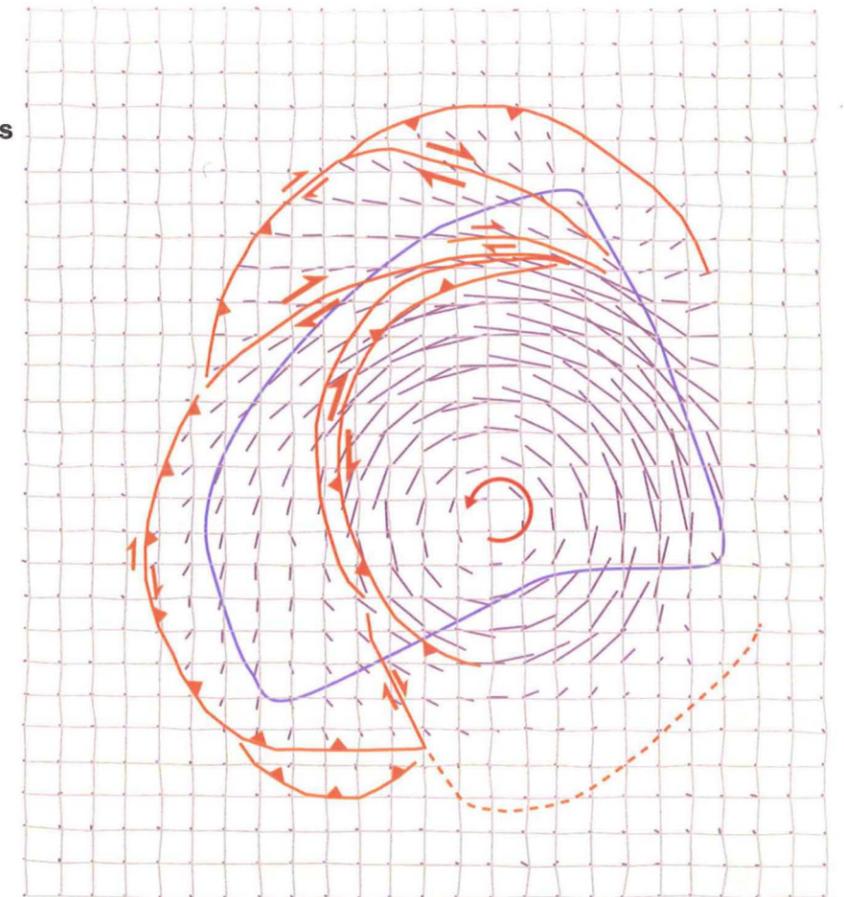


Figure 24

Représentation des tenseurs de déformation pour $20,4^\circ$ de rotation antihoraire. En rouge, sont reportés les principales failles et chevauchements, en violet, la position de la plaque tournante.

— étirement
— raccourcissement

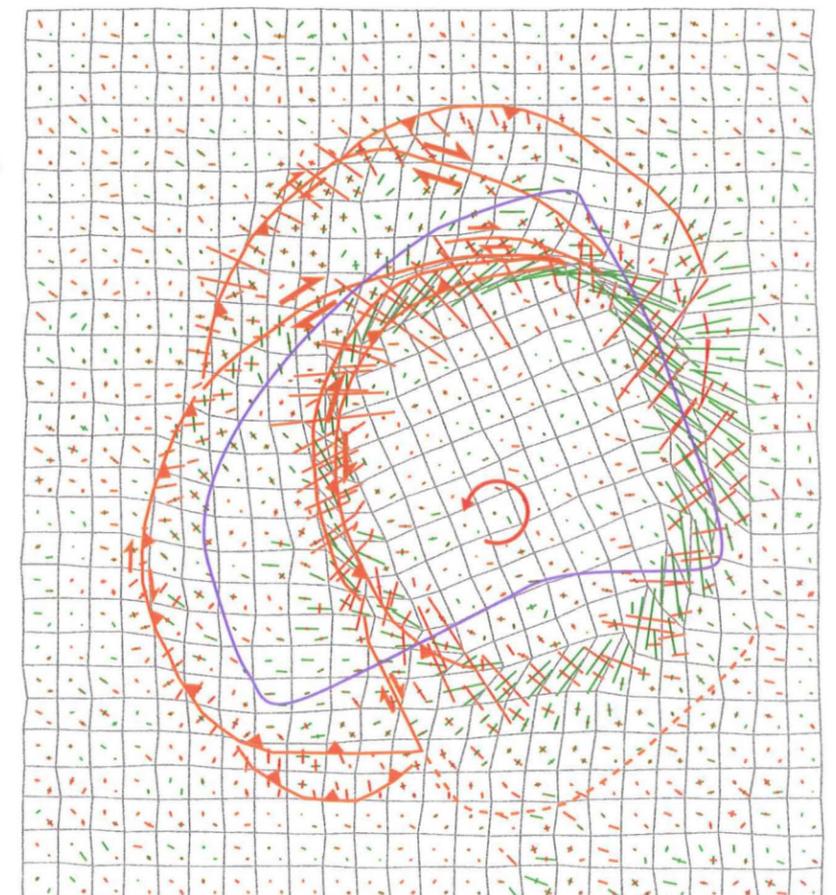


Figure 25

On assiste donc à la **localisation** et à la **discrétisation de la déformation sur des structures précises**, plutôt qu'à une distribution uniforme sur l'ensemble du modèle.

En limite entre zones "externes" et zones "internes", les failles internes précoces s'unifient à ce stade en une seule bande majeure cisailante. Cette bande accomode du rétrochevauchement, très bien exprimé sur la figure 25.

Les zones "internes" les plus centrales ont adopté dans leur ensemble le même mouvement de rotation antihoraire que celui de la plaque tournante (Fig.24).

Vues en coupe

En fin d'expérience (après une rotation antihoraire de 24°), l'ensemble du modèle est recouvert d'une couche de sable destinée à fossiliser les structures. L'ensemble est ensuite humidifié pour obtenir une cohérence suffisante à la réalisation de coupes.

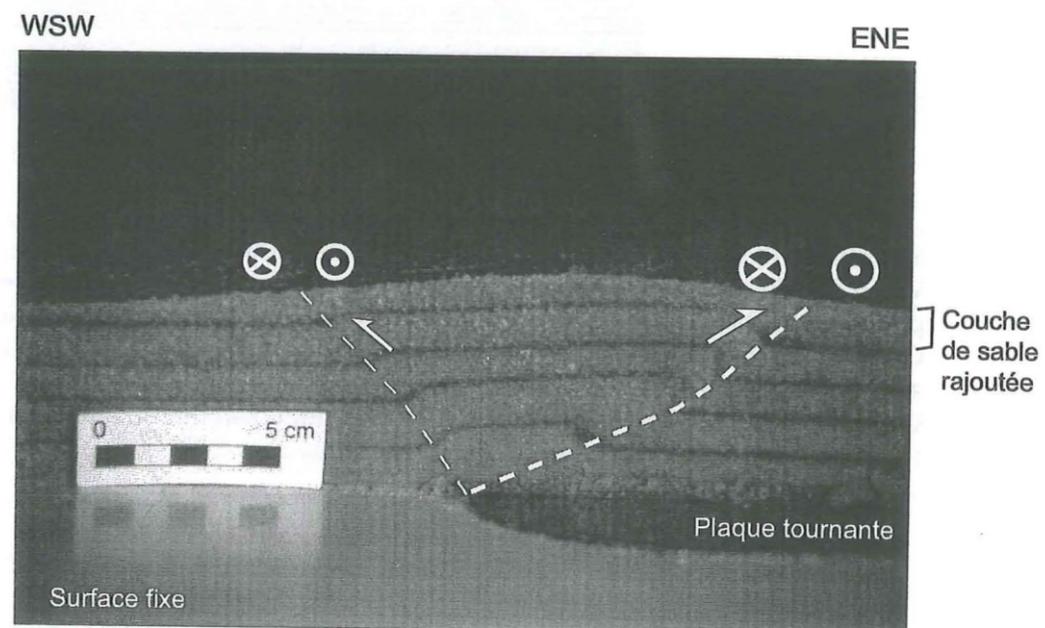
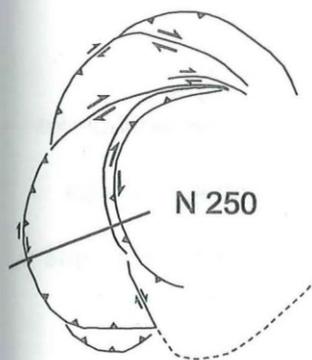
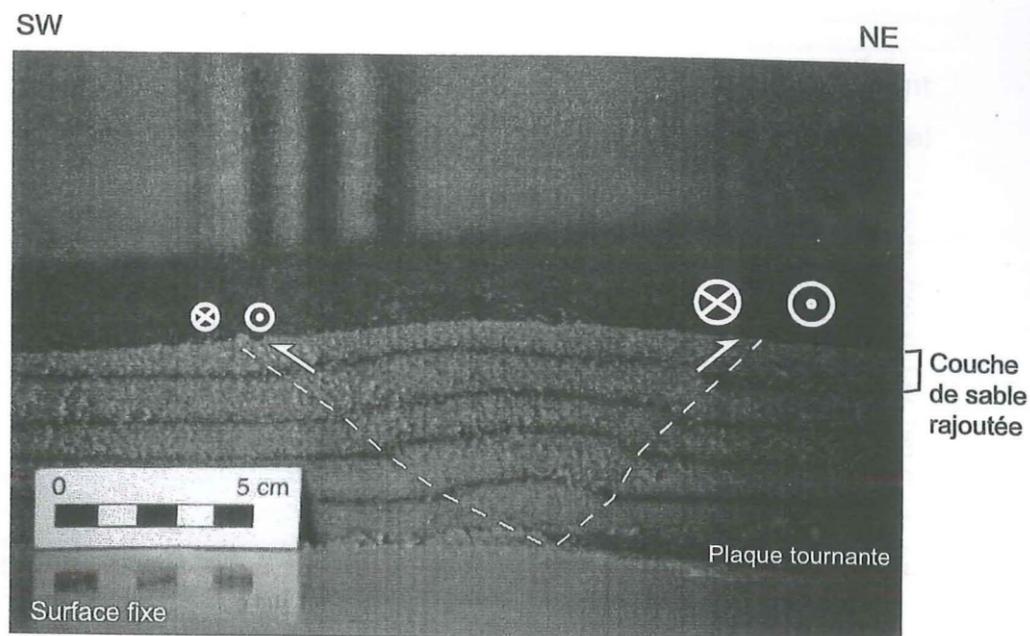
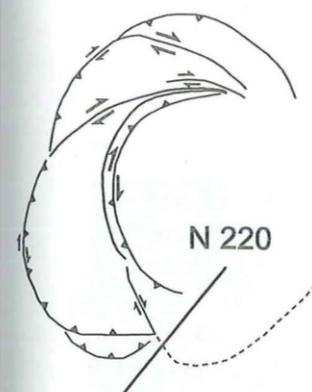
Les figures 26 et 27 illustrent trois de ces coupes.

La première, orientée N 220 (Fig.26), se situe sur un bloc en cours de formation. Les deux failles qui le limitent s'initient à la limite de la plaque tournante. La faille la plus interne (à l'Est) se caractérise par un pendage important (60°) et accomode essentiellement un mouvement décrochant dextre. La seconde faille, moins marquée, accomode surtout du chevauchement, bien que peu développé, sur un pendage plus faible (40°).

La seconde coupe d'orientation N 250 (Fig.26), illustre la structure du bloc principal. Il se caractérise à ce niveau par un rétro-chevauchement très prononcé (faille Est) sur un pendage de 35°. La faille externe, plus raide (55°) est décro-chevauchante.

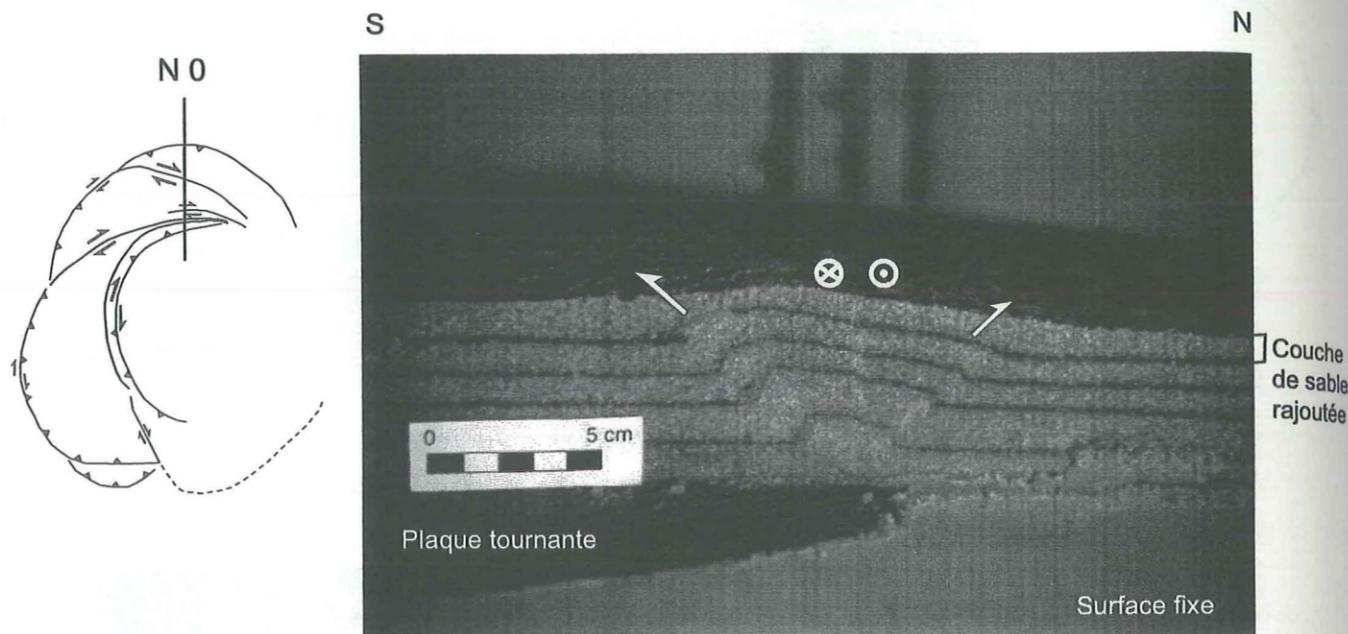
La troisième coupe (Fig.27) a été réalisée deux heures après l'humidification. Les trois failles sont soulignées par l'effet de drainage et apparaissent sous des teintes plus claires.

Toutes trois s'enracinent en limite de plaque.



Interprétation de deux coupes réalisées après 24° de rotation. L'expérience a été réalisée avec 4cm de sable et une forme de plaque proche de celle de la plaine du Pô. Les couches témoin sombres ont un espacement initial d'un centimètre.
La coupe du haut se situe sur un bloc en début de formation, peu marqué, pour lequel la faille interne accomode essentiellement du décrochement.
La coupe du bas se place sur le bloc principal. Le rétro-chevauchement interne est très prononcé.

Figure 26



Vue d'Est d'une coupe orientée N0 pour une expérience réalisée après 24° de rotation antihoraire pour 4cm de sable et la forme de la plaine du Pô comme plaque tournante. Cette coupe a été effectuée deux heures après l'humidification des couches de sable. Les failles apparaissent plus nettement (zones claires) du fait du drainage. La faille interne accomode un rétro-chevauchement bien marqué; la faille centrale s'accompagne essentiellement d'un mouvement décrochant dextre; la faille la plus externe exprime un léger chevauchement.

Figure 27

La faille centrale, sub-verticale, présente essentiellement un mouvement décrochant dextre avec une faible composante normale. Il s'agit d'une des failles de Riedel séparant deux blocs.

Les deux failles interne et externe sont décro-chevauchantes.

IV. Discussion- Analogie avec l'Arc Alpin Occidental

Quelle que soit la forme de plaque utilisée, les différentes expériences se caractérisent toujours par le même type de structures :

- Failles en échelon
- Grandes failles courbes décrochantes dextres
- Chevauchements latéraux
- Individualisation de blocs qui, pour un degré suffisant de découplage, suivent le mouvement de rotation antihoraire

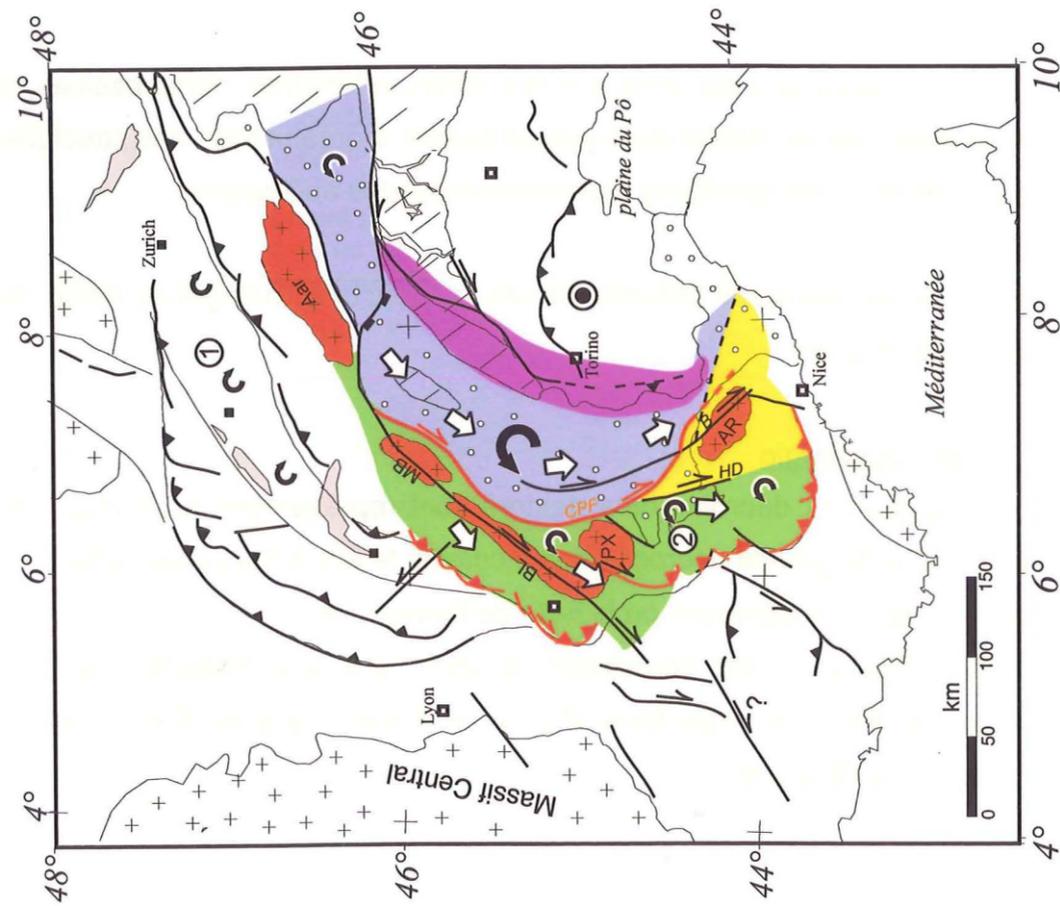
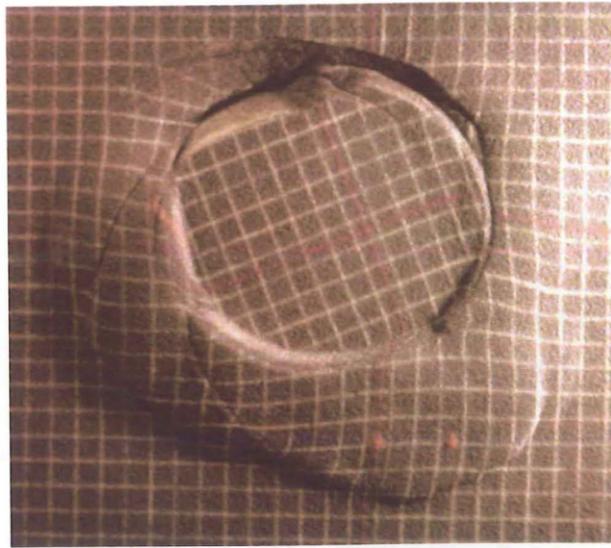
Chacune de ces structures se positionne sur des zones extensives, compressives ou décrochantes générées par la rotation de la plaque basale. L'organisation des structures découle donc directement des conditions aux limites imposées au système.

Une grande partie de ces éléments caractéristiques trouvent une analogie au niveau de l'Arc Alpin Occidental (Fig.28) :

Champ de failles et morphologie

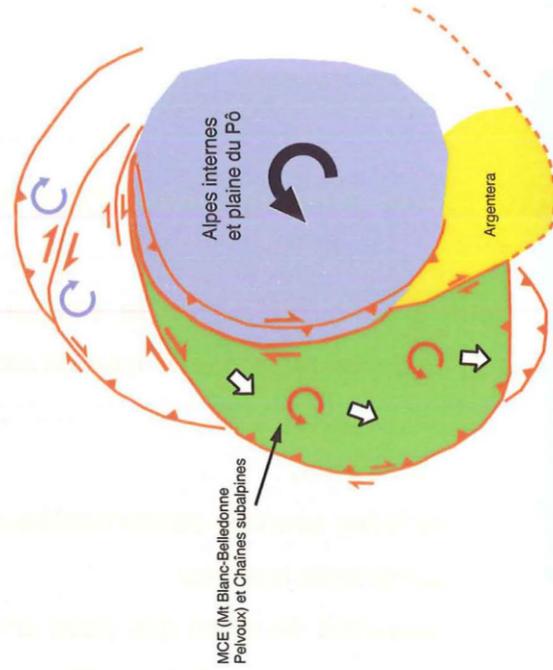
Les grandes failles courbes décrochantes dextres sont représentées au niveau des Alpes Occidentales par de grands décrochements comme le Front Pennique, la faille de la Haute Durance, la faille de Bersezio, ou la faille de Belledonne.

Les zones chevauchantes ouest pourraient correspondre aux massifs cristallins externes (Belledonne, Pelvoux, Argentera) et pour un stade plus avancé aux massifs sub-Alpins et à la nappe de Digne.



CPF: Chevauchement Pennique Frontal; HD: faille de la Haute Durance; B: faille de Bersezio
En rouge, les Massifs Cristallins Externes (MCE) avec du Sud au Nord: Argentéra, Pelvoux,
Belledonne, Mont Blanc, Aar

Mise en parallèle de la carte structurale des Alpes simplifiée et de l'expérience analogique utilisant une plaque tournante en forme de plaine du Pô.
(1): rotations horaires d'après les données de Kempf et al., 1998; (2): rotation antihoraires d'après Aubourg et Chabert-Pelline, 1999.



Les zones abaissées situées entre les massifs cristallins externes, au niveau desquelles s'écoulent des nappes en provenance des zones internes, comme par exemple entre le Pelvoux et le Mercantour, pourraient résulter de la présence des failles de Riedel extensives. Ces zones dépressionnaires apparaissent nettement sur l'ensemble des expériences (cf. paragraphe III.4 et Figures 8, 9, 10 d et 14).

A l'Est, dans la région du Piémont Italien, on trouve, à l'instar de nos expériences, plusieurs zones rétro-chevauchantes situées entre le Chevauchement Pennique Frontal et la plaine du Pô (Steck and Hunziker, 1994). L'une d'entre elles au moins, située au sud de Turin, à l'aplomb du corps d'Ivrea, est encore active sismiquement (Sue, 1998).

Rotations

Du point de vue des rotations, Kempf et al., (1998) indiquent des rotations *horaires* sur une grande partie du bassin molassique suisse, de l'ordre d'une dizaine de degrés. Ce secteur pourrait correspondre aux zones les plus faiblement déformées des expériences, celles qui sont délimitées sur leur bordure externe par une faille encore peu marquée et où le mouvement différentiel est accommodé par du cisaillement horaire.

Au niveau du Trièves, du Dévoluy et de la nappe de Digne, Aubourg et Chabert-Pelline (1999) ont mis en évidence des rotations antihoraires. Ces zones externes du Sud des Alpes correspondraient à un stade plus mature de déformation, pour lesquelles des failles décro-chevauchantes individualisent des blocs.

Déformation

Grâce à des conditions aux limites simples, et sans imposer de raccourcissement, la rotation de la plaque Apulienne permet de recréer des structures décrochantes et compressives comparables à celles reconnues au sein de l'Arc Alpin Occidental. Ceci permettrait d'expliquer les apparentes contradictions qui demeurent sur la cinématique alpine actuelle. Cette chaîne se caractérise par une activité sismique prononcée alors que les mesures de GPS permanent entre Lyon et Turin ne discernent aucune convergence entre les deux continents. Les mécanismes aux foyers des séismes révèlent la présence de zones compressives (Piémont, massifs sub-alpins) (Eva et al., 1997; Sue et al., 1998), extensives (zone briançonnaise, nappe de l'Embrunais-Ubaye)

et décrochantes (faille de Belledonne, Chevauchement Pennique Frontal) (Sue, 1998; Sue and Tricart, 1999).

La simultanéité de ces trois contextes se retrouve également au niveau de nos modèles expérimentaux. Par ailleurs, notre hypothèse de départ, basée sur la rotation de la plaque Apulienne et des zones internes, semble confirmée par les récentes données GPS (Vigny ; Caporali and Martin, 2000).

La rotation de la plaque apulienne peut donc être considérée comme un élément de premier ordre pour expliquer la géométrie et la cinématique **tardive** (post-Oligocène) de l'Arc Alpin Occidental.

Discussion

I. Introduction

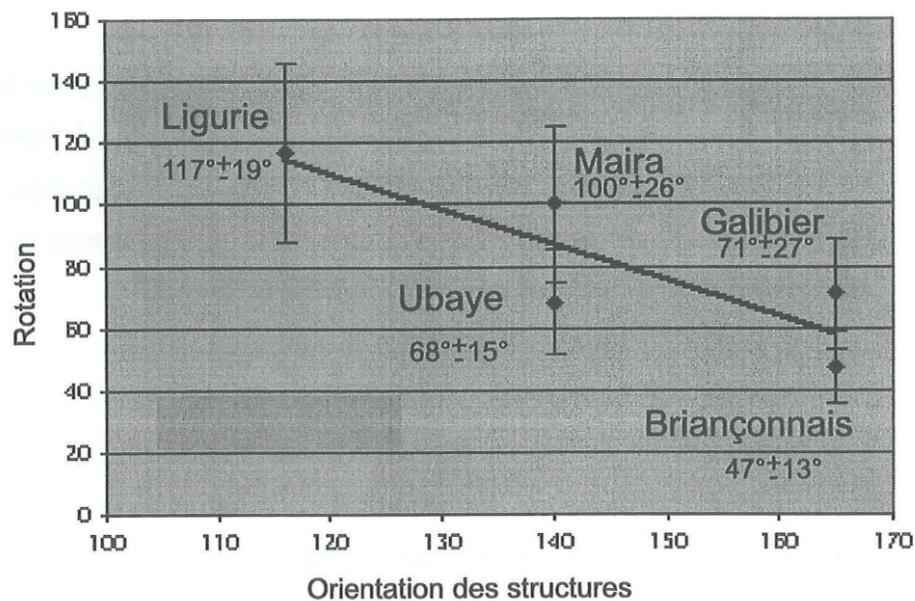
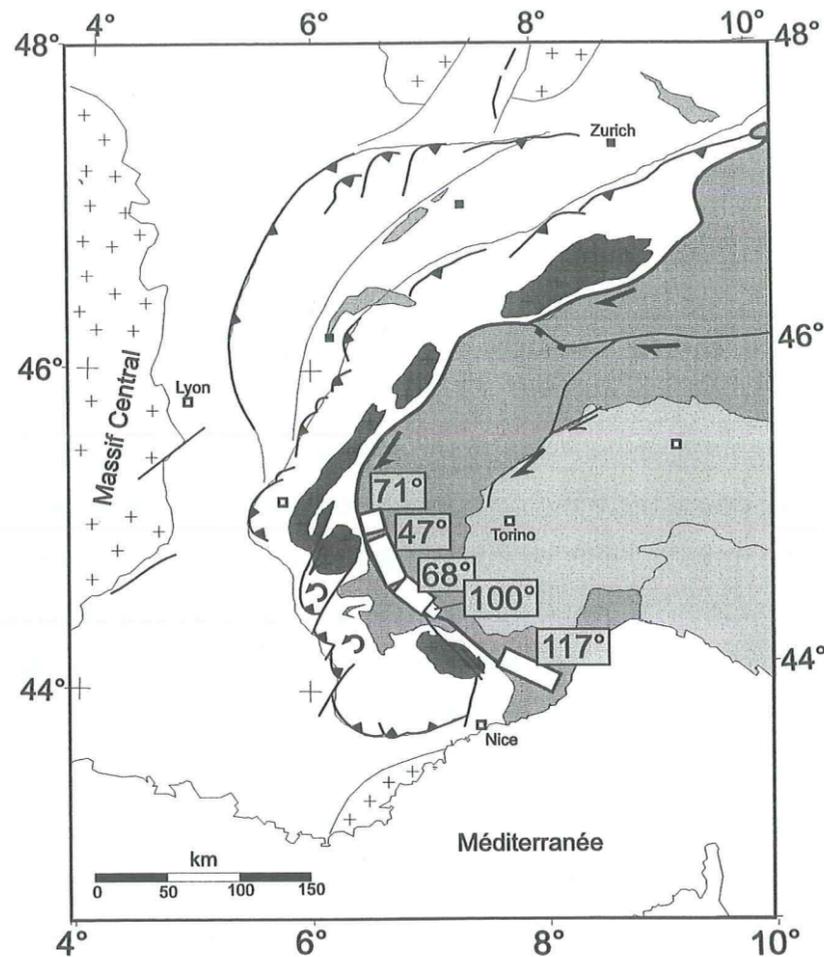
L'étude paléomagnétique des zones internes de l'Arc Alpin Occidental a permis de mettre en évidence des mouvements de rotation antihoraire de grande ampleur depuis l'Oligocène, qui s'échelonnent de 47° à 117° du Nord au Sud (cf. Partie 2).

La rotation de la plaque Apulienne pourrait être à l'origine de ces déplacements et jouer un rôle essentiel lors de la mise en place tardive de l'arc, tant au niveau de l'édification des structures que de la cinématique globale.

Des modélisations analogiques simples basées sur la rotation d'une plaque rigide permettent de reconstituer une grande partie des caractéristiques morphologiques et cinématiques de l'Arc Alpin édifiée depuis le Miocène (cf. Partie 3). Même si elle ne peut expliquer à elle seule la totalité des phénomènes dans le détail, et notamment l'augmentation des valeurs de rotation, la rotation rigide de la plaque Apulienne pourrait être un moteur essentiel de la déformation post-Oligocène.

Si la modélisation analogique apporte des éléments de compréhension pour la mise en place globale de l'Arc, elle ne fournit, en revanche, aucune explication à l'ampleur des rotations enregistrées par les composantes magnétiques dans la partie sud de l'Arc, ni à leur accentuation. La complémentarité des deux études, paléomagnétique et expérimentale, nous conduit à discuter plusieurs scénarios possibles.

La virgation actuelle de l'Arc Alpin Occidental confère aux grandes structures régionales des orientations comprises entre N 165° dans la Région Briançon-Guillestre et N 116° pour le Marguareis. Si l'on reporte les valeurs de rotation déduites du paléomagnétisme en fonction de l'orientation de ces structures, les points obtenus semblent s'organiser selon une relation linéaire (cf. Fig.1).



Relation entre orientation régionale des structures et valeurs des rotations.

Figure I.1

Cette observation tend à démontrer que **la forme de l'arc et la valeur des rotations sont intimement liées**. Elle pose alors la question de l'influence réciproque des deux paramètres.

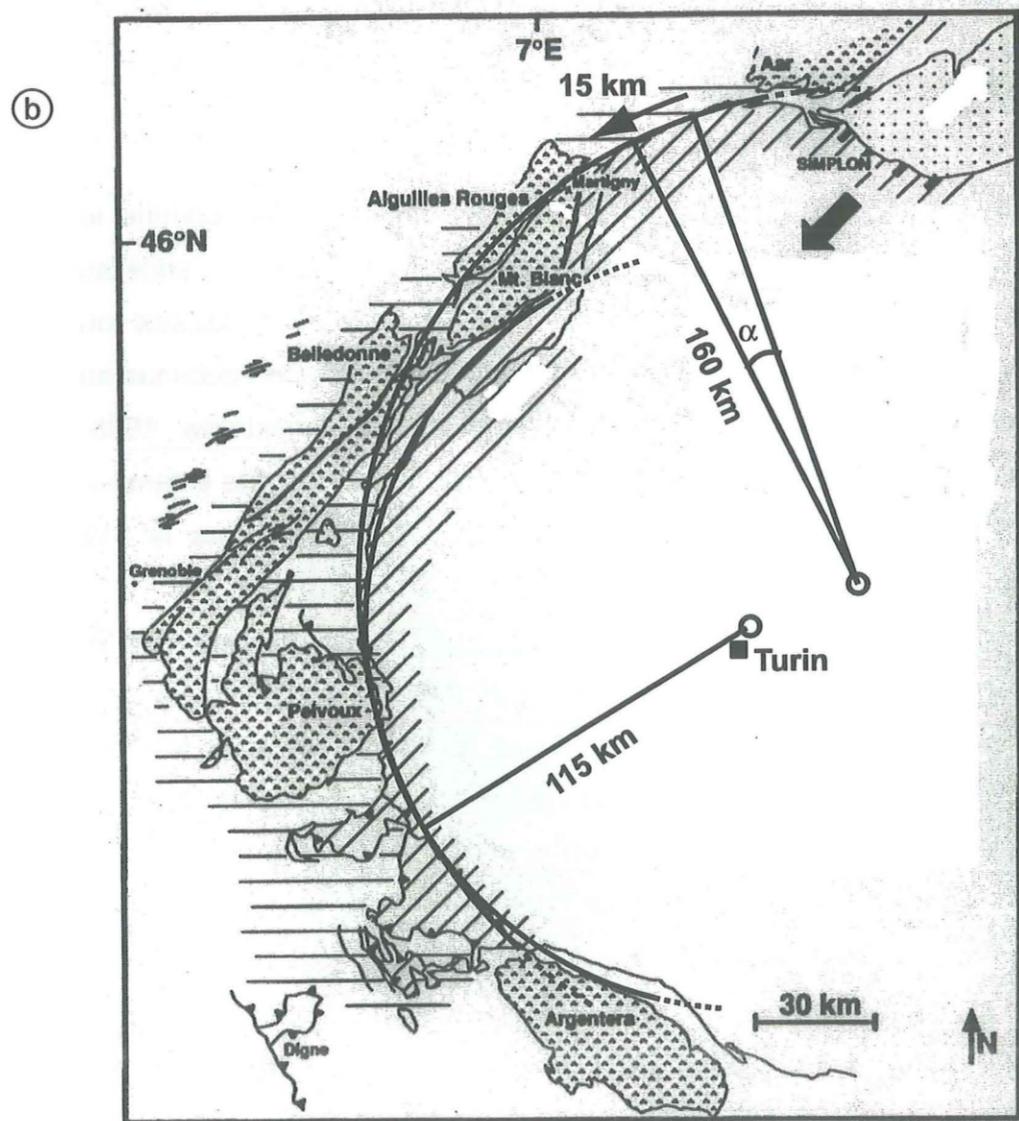
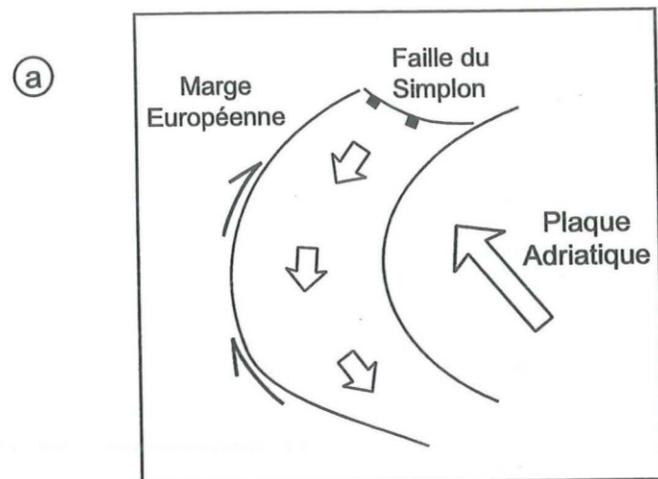
A-t-on une courbure initiale de l'Arc qui guide le déplacement des nappes vers le Sud par expulsion latérale, suite au poinçonnement de la plaque apulienne, comme le propose Ménard (1988), ou au contraire, les rotations sont-elles témoins du fléchissement progressif d'un arc initialement rectiligne ou à peine esquissé (orocline, modèle d'Isacks) ? Ces deux questions essentielles seront abordées dans les paragraphes qui suivent.

II. Différents processus potentiels de(s) rotation(s)

II.1 Extrusion

La rotation des zones internes des Alpes pourrait correspondre, comme le propose Ménard (1988), à une expulsion latérale vers le Sud par extrusion, suite au poinçonnement de la plaque Apulienne (Fig.II.1 a). Qu'ils soient causes ou conséquences de ce phénomène, d'importants mouvements extensifs sont reconnus au niveau de la faille du Simplon (Hubbard and Mancktelow, 1992; Mancktelow, 1985, 1990, 1992). D'après Mancktelow (1985), cette faille correspond à une zone extensive dès 19 MA, qui accommode un **rejet horizontal minimal de 15 km vers le SW** (Mancktelow, 1990) suite à des phénomènes d'extrusion.

Sachant que la faille du Simplon correspond à la faille majeure d'extension crustale, reconnue et quantifiée dans les Alpes Occidentales, on peut l'intégrer dans un modèle idéal simplifié et évaluer son influence sur les rotations des zones internes alpines. Dans ce modèle simple, la bordure occidentale des zones internes (Chevauchement Pennique Frontal) peut être approximée par un arc de cercle (Fig.II.1 b). Par construction, le centre de cet arc se situe à l'Est de Turin (vers la ville de Casale située à 68 km à l'Est de Turin) et son rayon avoisine la valeur de 160 km (Fig.II.1 b). Si l'on se place dans le cas optimal où les unités internes réagissent de manière rigide et homogène, sans déformation interne, les 15 km de déplacement peuvent alors se propager sans atténuation le long de cette limite courbe.



Expulsion des zones internes des Alpes le long d'une limite courbe (a).
La limite occidentale des zones internes des Alpes est approximée par des arc de cercle (b).

Par construction géométrique, l'angle de rotation α correspondant à ce déplacement se déduit simplement de la relation suivante :

$$S = R \alpha \quad (\text{relation II.1})$$

Où S représente le déplacement le long de la limite courbe (dans notre cas 15 km), R , le rayon du cercle (160 km), et l'angle α s'exprime en radians.

L'application numérique donne pour α une valeur proche de 0,1 radian, soit environ 5° .

Si l'on prend en compte le changement de courbure de la partie Sud de l'Arc (Fig.II.1 b), avec un rayon de l'ordre de 115 km, α atteint la valeur de 7° .

Quelle que soit l'approximation choisie, **les valeurs des rotations associées ne dépassent pas 7°** , valeurs nettement inférieures à celles enregistrées par le paléomagnétisme. Néanmoins, ce chiffre constitue probablement un minimum dans la mesure où l'on ne prend pas en compte la participation d'autres failles normales transverses potentiellement actives comme la faille du Petit-Saint-Bernard ou la faille de l'Arc qui pourraient ajouter leur contribution à cette extrusion vers le sud.

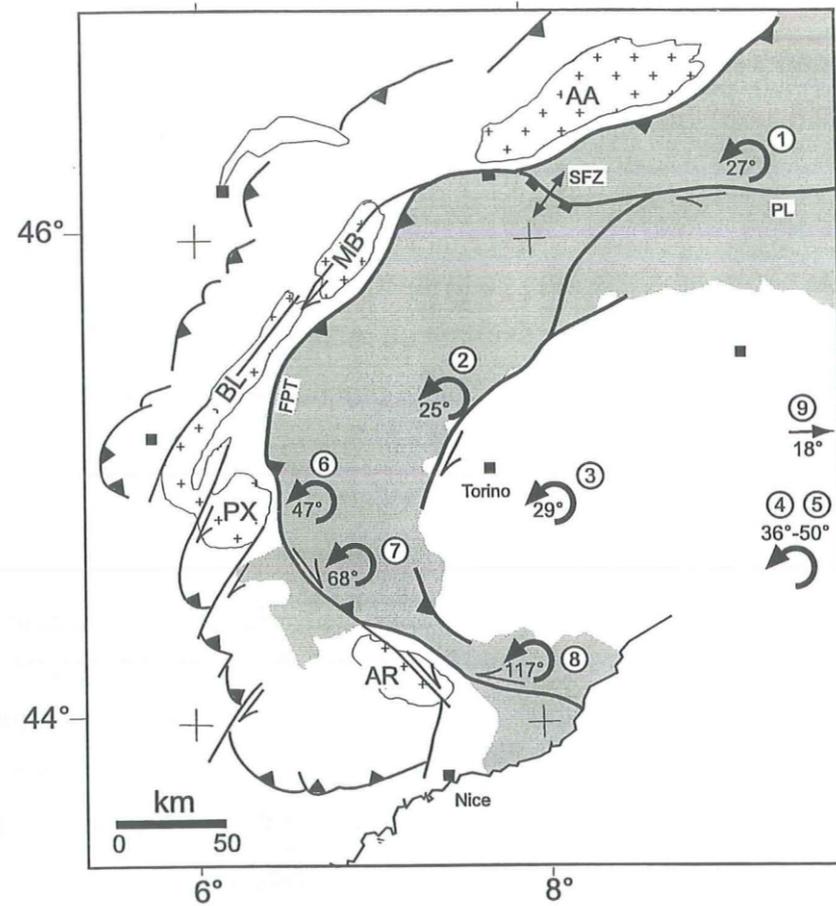
Par conséquent, ce mécanisme d'extrusion contribue vraisemblablement à l'accentuation des rotations, pour des valeurs de l'ordre de 5° à 10° , mais ne constitue pas un moteur unique suffisant pour expliquer l'ensemble des mouvements de rotation à l'échelle de l'Arc Alpin Occidental.

II.2 Rotation de la plaque Apulienne

Indépendamment de l'étude paléomagnétique présentée dans la seconde partie, plusieurs autres études (Heller, 1980; VandenBerg, 1979; Hong Kie, 1988; Lanza, 1977, 1979, 1984; Bormioli and Lanza, 1994) ont permis de révéler des rotations antihoraires de l'ordre de 20° à 25° au niveau de la plaine du Pô et des zones internes (Fig.II.2 a). La rotation de la plaque Apulienne proposée par de nombreux auteurs (Vialon et al., 1989; Stampfli and Marchand, 1997; Schmid and Kissling, 2000), par couplage avec les zones internes, pourrait contribuer pour une valeur moyenne de 25° de rotation rigide de **l'ensemble** des zones internes depuis l'Oligocène (cf. partie 3, modélisation analogique) (Fig.II.2 b).

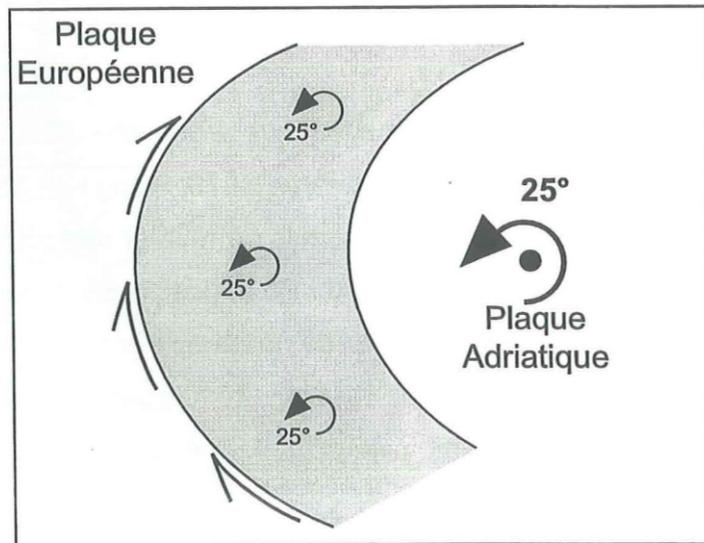
Figure II.1

a)



Données paléomagnétiques disponibles sur la plaine du Pô et les Zones Internes. 1: Heller, 1980; 2: Lanza, 1984; 3: Bormioli and Lanza, 1994; 4: VandenBerg, 1979; 5: Hong Kie, 1988; 6: Thomas et al., 1999; 7 et 8: Collombet et al., soumis; 9: Soffel, 1974 et Channel et al., 1978, données plus à l'Est (Colli Euganei).

b)



Contribution de la rotation de la Plaque Adriatique dans la rotation des zones internes des Alpes.

Elle constitue donc un moteur privilégié pour des mouvements crustaux de grande ampleur, mais elle ne fournit aucune explication quant à l'accentuation de ces rotations dans la partie sud de l'Arc (Fig.II.2 a).

II.3 Cisaillement simple de la marge sud de l'Arc Alpin

Afin d'expliquer le différentiel de rotation entre le nord et le sud de l'arc, on envisage dans cette partie, le cisaillement simple de la zone Briançonnaise (Fig.II.3 b), suivi d'une rotation globale de l'ensemble des zones Internes (Fig.II.3 c).

Le cisaillement simple

Par définition, la déformation par cisaillement simple (simple shear) transforme un corps initialement rectangulaire en parallélogramme (Ramsay and Huber, 1983; Mercier et Vergely, 1992).

Ce changement de forme est quantifié et caractérisé par la déviation angulaire de deux droites initialement orthogonales par ce qu'on appelle le cisaillement angulaire ϕ (cf. Fig.II.4).

Le cisaillement γ est alors défini par :

$$\gamma = \tan \phi \quad (\text{relation II.2})$$

Dans une déformation par cisaillement simple, les longueurs sont conservées sur toutes les lignes parallèles au plan de cisaillement.

Considérons une droite de référence qui fait à l'état initial un angle α avec le plan de cisaillement. Après déformation, cette droite fait un angle α' avec ce même plan (cf. Fig.II.5).

Figure II.2

Par définition $\gamma = \tan \phi = AA'/AC$
 $= AP'/AC - A'P'/AC$

Or par construction, on a : $AP = A'P'$

D'où $\gamma = AP'/AC - AP/AC$

Soit $\gamma = \cotan \alpha' - \cotan \alpha$ (relation II.3)

Pour connaître le déplacement fini intégrant l'ensemble d'une zone de cisaillement, il suffit de sommer (donc d'intégrer) les déplacements infinitésimaux (donnés par la relation II.3) sur la largeur de la bande de cisaillement.

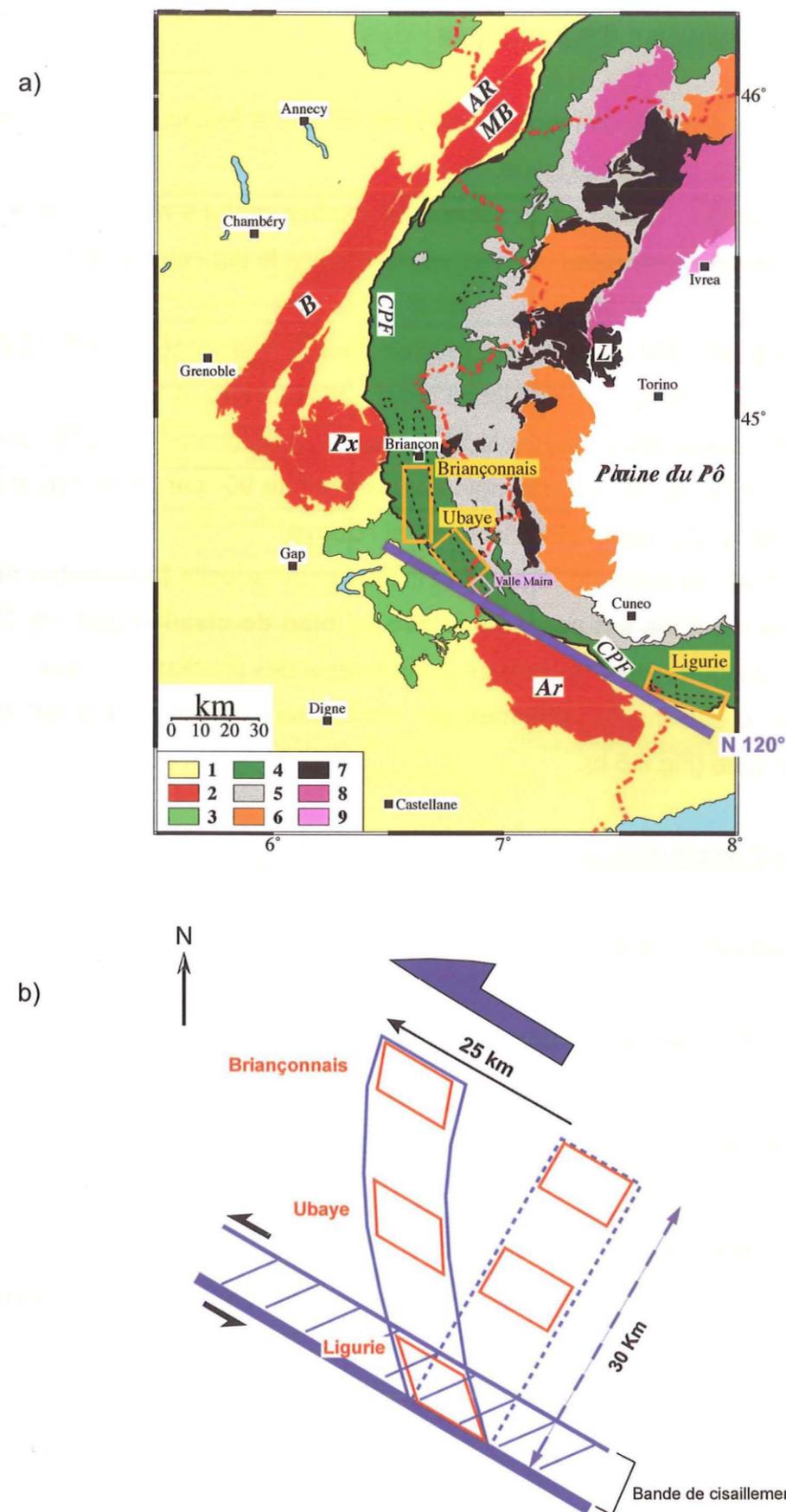
Application à l'Arc Alpin Occidental

Dans notre cas, le plan de cisaillement se place approximativement sur le Chevauchement Pennique Frontal entre le Briançonnais et la Ligurie, avec une orientation moyenne de 120° par rapport au Nord (Fig.II.6 a).

Dans un premier temps, une rotation-distorsion locale est acquise au niveau de chacune des localités par cisaillement simple (Fig.II.6 b). Ce cisaillement correspond au déplacement relatif entre l'Apulie et l'Europe stable, accommodé par du cisaillement senestre sur la bordure sud de l'Arc (Ricou, 1984).

Dans un second temps, l'ensemble des zones internes tourne de manière globale et uniforme (rotation rigide) dans le sens antihoraire d'une valeur moyenne de 25° (conséquence de la rotation antihoraire de la plaque Apulienne) (Fig.II.3 c).

Le calcul des valeurs de distorsion obtenues par cisaillement simple peut se baser soit sur l'orientation des structures, soit sur la déviation des composantes paléomagnétiques par rapport à la référence pour l'Europe stable.



Ajustement d'un plan de cisaillement d'orientation $N120^\circ$ sur la bordure méridionale des Zones Internes (a) et déformation de la zone briançonnaise par cisaillement simple (b).

Raisonnement sur l'orientation des structures

Les structures actuelles sont globalement orientées N165° entre Briançon et Guillestre, N140° pour l'Ubaye et N116° pour la Ligurie.

Si l'on retranche à l'ensemble de ces structures, la rotation globale de 25° liée à la rotation de l'Apulie, on obtient alors les valeurs reportées dans le tableau Tab II.1.

Localement, il reste à rétro-déformer 22° de rotation pour le Briançonnais (47° - 25°), 43° pour l'Ubaye (68° - 25°) et 92° pour la Ligurie (117° - 25°) (cf. Tab. II.1).

L'orientation des structures devient alors N 212° pour le Briançonnais, N 208° pour l'Ubaye et N 233° pour la Ligurie, soit un angle approximatif de 90° par rapport au plan de cisaillement orienté N 120° pour le Briançonnais et l'Ubaye.

Nous avons donc choisi de partir de la position initiale pour laquelle **l'ensemble des structures des trois localités est perpendiculaire au plan de cisaillement**, les 23° supplémentaires de la Ligurie étant considérés comme liés à des processus locaux.

Cette zone homogène est ensuite déformée par cisaillement simple et acquiert (ou amplifie) sa forme arquée (Fig.II.6 b).

Calcul du cisaillement simple et du déplacement fini à l'échelle de l'Arc

Si l'on applique la relation II.3 aux trois localités, on obtient :

$$\gamma = \cotan \alpha' - \cotan \alpha$$

avec, dans notre cas particulier, un angle initial α de 90°, soit $\cotan \alpha = 0$, d'où :

$$\gamma = \cotan \alpha' \quad (\text{relation II.4})$$

avec α' , angle entre les structures et le plan de cisaillement (N 120°), après cisaillement simple (Fig.II.5).

Localité	Briançonnais	Ubaye	Ligurie
Orientation actuelle des structures	N 165	N 140	N 116
Rotation enregistrée depuis l'Oligocène	47°	68°	117°
Orientation anté rotation globale de 25°	N 190	N 165	N 141
Rotation résiduelle	22°	43°	92°
Orientation anté-cisaillement	N 212	N 208	N 233
Rotation résiduelle	0°	0°	23°

Orientation des structures après les différentes étapes de rétrodéformation (rotation tardive et cisaillement simple).

Tab.II.1

Les valeurs des angles α' et des cisaillements associés sont reportés dans le tableau Tab.II.2.

Chacune des trois localités se situe respectivement à 30 km, 8 km et 0 km du plan de cisaillement, d'où la courbe de la figure II.7.

Cette courbe, représentant le cisaillement à l'échelle de l'arc peut être approximée par la fonction suivante :

$$\gamma(x) = 13/(x + 5)$$

où x représente la distance au plan de cisaillement exprimé en km (Fig.II.6),

d'où
$$\int_0^{30} \gamma(x) dx = 13 [\ln |x + 5|] = 13 \ln 7 = 25,3$$

Le raisonnement basé sur l'**orientation moyenne des structures** aboutit donc à un **déplacement fini total de l'ordre de 25 km** (Fig.II.6 b).

Raisonnement sur l'orientation des composantes magnétiques

La référence paléomagnétique pour l'Europe stable à l'Oligocène présente une déclinaison de 9° (Besse et Courtillot, 1991). Nous avons vu dans la deuxième partie (chapitre sur les mesures paléomagnétiques) que les localités du Briançonnais, Ubaye et Ligurie enregistrent respectivement 47°, 68° et 117° de rotation par rapport à cette référence (Fig. II.8). Si l'on reprend les mêmes hypothèses que pour le raisonnement sur les structures, 25° de ces déviations sont liés à la rotation globale des zones internes. Au niveau des localités, il reste donc à accommoder 22° de rotation antihoraire pour le Briançonnais, 43° pour l'Ubaye et 92° pour la Ligurie (cf. Tab. II.3).

Initialement, tous les vecteurs d'aimantation sont orientés parallèlement au champ de l'époque (N 9°), ce qui représente un angle initial α de 69° par rapport au plan moyen de cisaillement d'orientation N 120° (Fig.II.9). Suite au cisaillement simple, la localité du Briançonnais a subi une rotation antihoraire de 22°.

Localité	Briançonnais	Ubaye	Ligurie
Angle initial α	90°	90°	90°
Angle après cisaillement simple α'	70°	45°	21°
Cisaillement associé $\gamma = \cotan \alpha'$	0,36	1	2,6
Distance au plan de cisaillement	30 km	8km	0 km

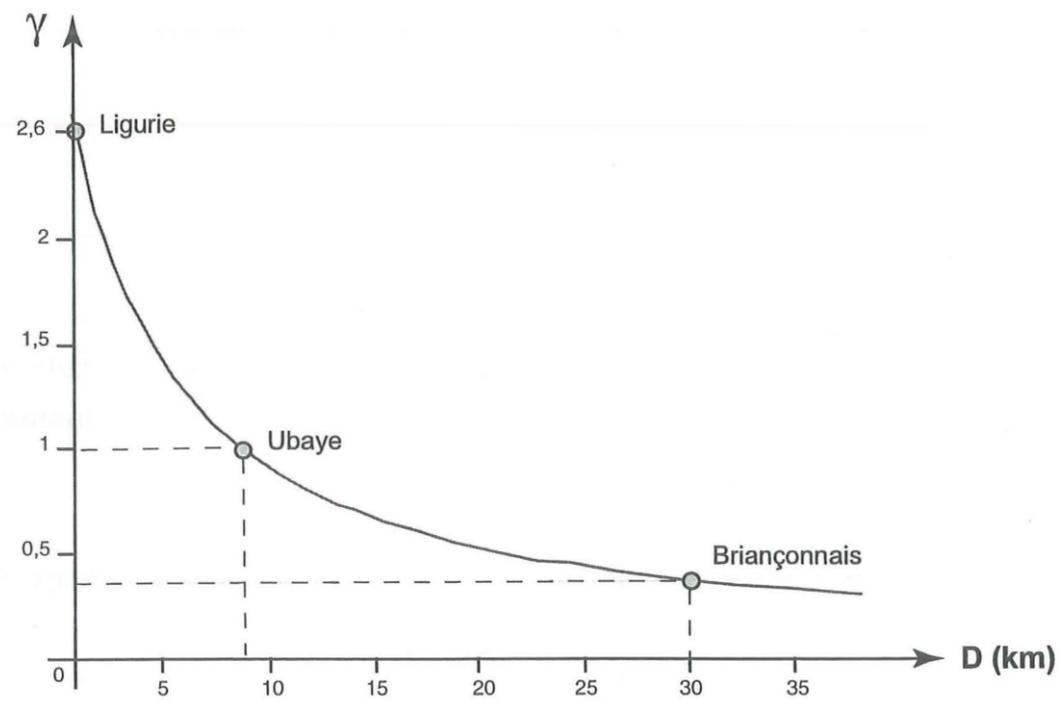
Valeur du cisaillement γ associé à chacune des localités.

Tab.II.2

Localité	Briançonnais	Ubaye	Ligurie
Déviations actuelles par rapport à réf. oligocène	- 47°	- 68°	- 117°
Déviations anté rotation globale de 25°	- 22°	- 43°	- 92°
Position initiale oligocène	N 9°	N 9°	N 9°
Angle initial par rapport au plan de cisaillement α	69°	69°	69°
Angle après cisaillement simple α'	47°	26°	0°
Cisaillement associé $\gamma = \cotan \alpha' - \cotan \alpha$	0,55	1,62	infini

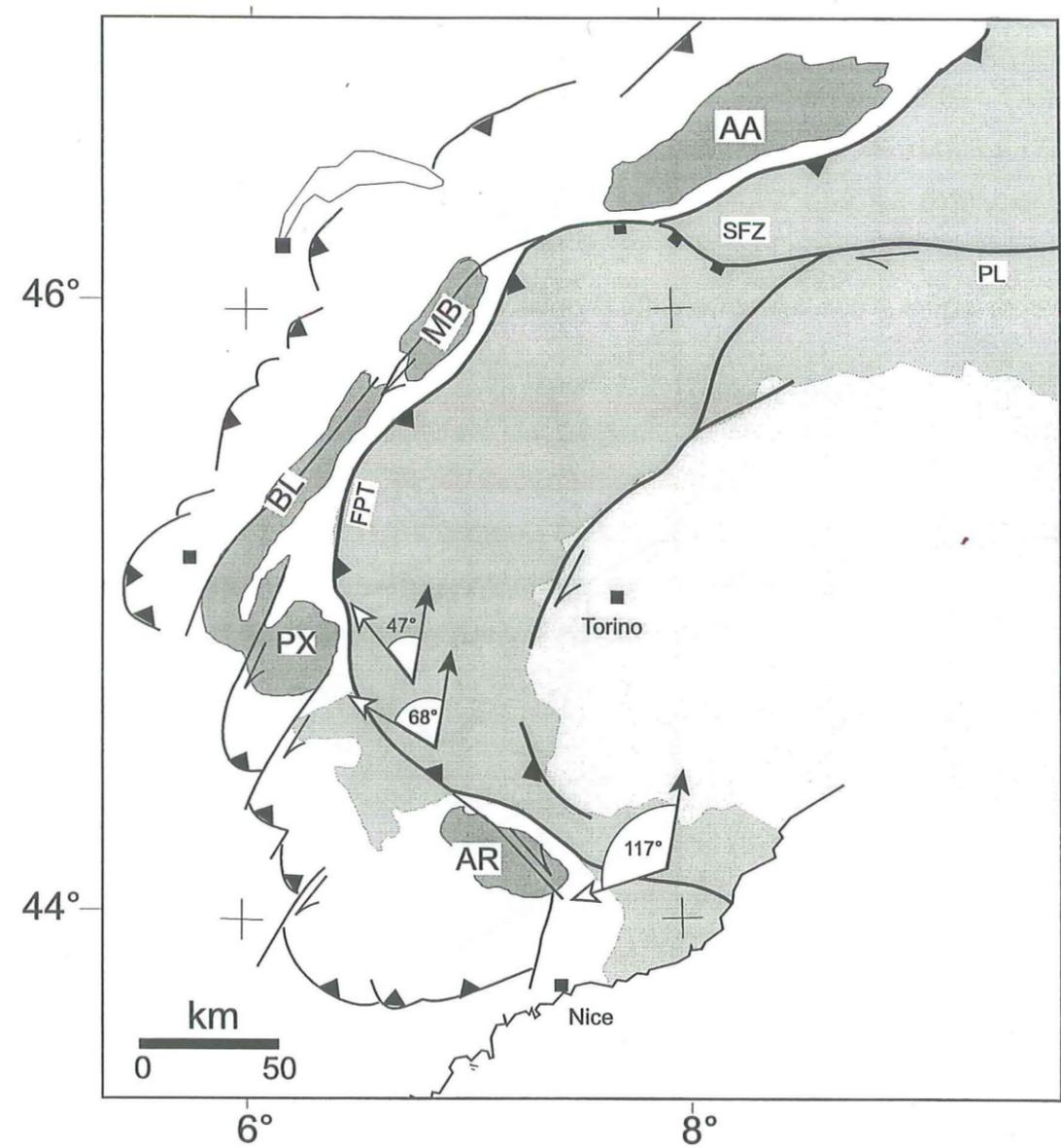
Valeur des déviations paléomagnétiques pour chacune des localités après rétrodéformation (rotation et cisaillement simple) et valeur du cisaillement associé γ .

Tab. II.3



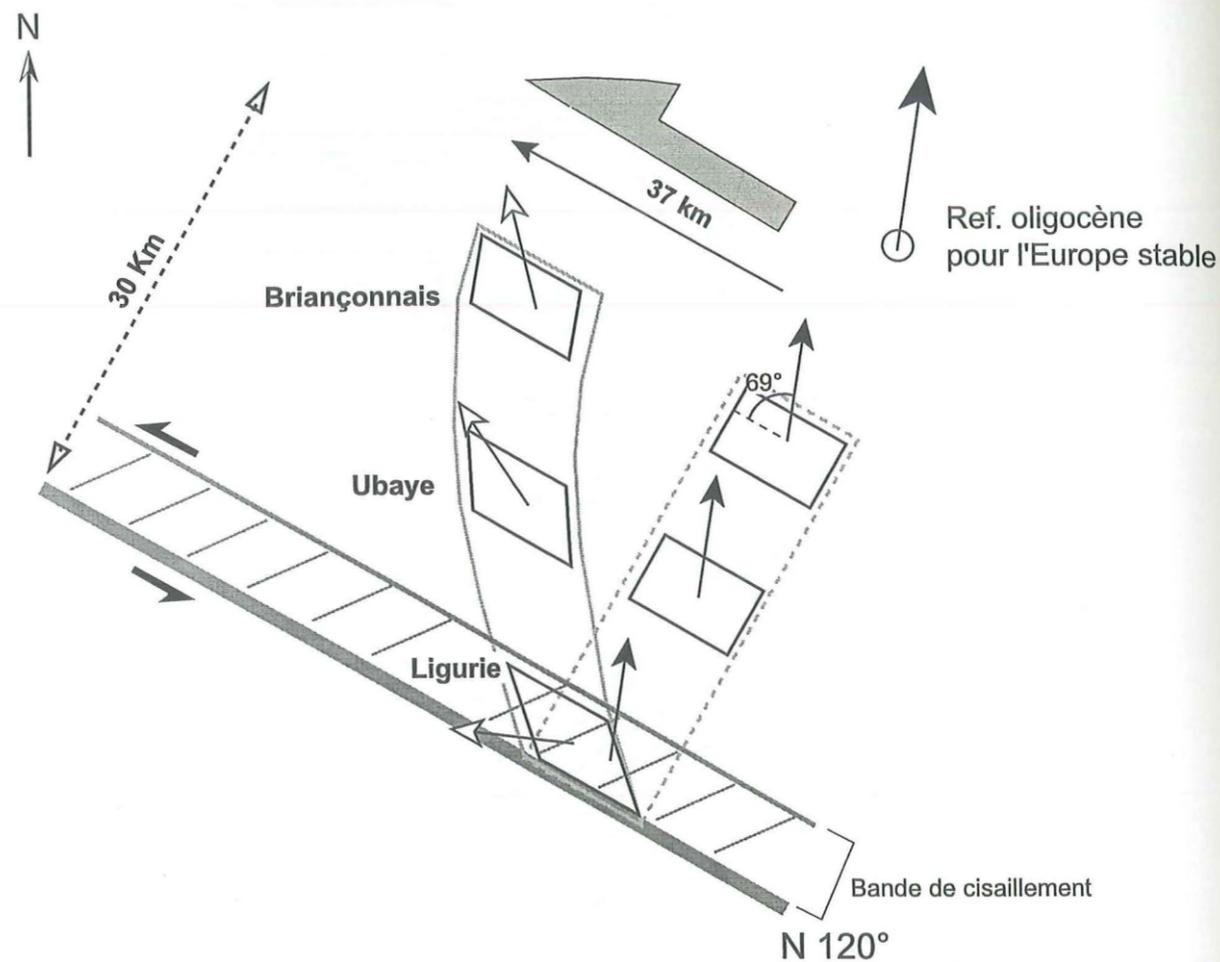
Représentation de la valeur du cisaillement pour chacune des trois localités en fonction de la distance au plan de cisaillement (points gris). Cette tendance peut être modélisée par la fonction $f(D) = 13/(D+5)$ (courbe en trait plein).
 γ , cisaillement; D, distance de la zone d'étude par rapport au plan de cisaillement.

Figure II.7



Direction du vecteur aimantation pour chacune des trois localités (flèches blanches) associée à la direction paléomagnétique de référence oligocène pour l'Europe stable (flèches noires) (Besse et Courtillot, 1991).

Figure II.8



Rotation des vecteurs d'aimantation dans la déformation par cisaillement simple. Initialement, tous les vecteurs sont parallèles à la référence oligocène pour l'Europe stable.

Figure II.9

Ce domaine présente donc, après déformation, un angle de $(69^\circ - 22^\circ) = 47^\circ = \alpha'$ par rapport au plan de cisaillement (Tab. II.3).

De même pour l'Ubaye on a $\alpha' = 69^\circ - 43^\circ = 26^\circ$.

Pour la Ligurie, la rotation antihoraire à accommoder localement est de 92° . Or d'après la géométrie initiale, on ne peut expliquer au maximum que 69° de rotation (Fig.II.9). Comme pour le raisonnement précédent, il reste $23^\circ (= 92^\circ - 69^\circ)$ à expliquer par un processus plus local, spécifique de la Ligurie, autre que celui du cisaillement simple.

On se retrouve donc pour cette localité avec un angle nul ($\alpha' = 0^\circ$) après déformation qui donne une valeur de cisaillement infinie ($\cotan \alpha'$ tend vers l'infini quand α' tend vers zéro) qui n'a pas de sens d'un point de vue géologique. En réalité ce cisaillement "infini" n'a lieu que sur une largeur de bande extrêmement réduite puisque le secteur de Ligurie se positionne **sur** le plan de cisaillement. Sa contribution à la déformation finie totale pourrait se déterminer par approximation, de manière graphique sur la courbe représentant $\gamma = f(x)$, x étant la distance des localités au plan de cisaillement, mais quelle que soit l'approximation choisie, l'incertitude sur la proximité du secteur de Ligurie au plan de cisaillement conditionne totalement la valeur des cisaillement associés.

Pour s'affranchir de ce problème, on peut choisir de minimiser la valeur du cisaillement de la Ligurie en prenant une valeur équivalente à celle de l'Ubaye. On obtiendra alors un ordre de grandeur du cisaillement minimal attendu pour l'ensemble de l'Arc.

Application numérique

D'après la relation II.3,

$$\gamma = \cotan \alpha' - \cotan \alpha$$

avec cette fois, quelle que soit la localité, $\alpha = 69^\circ$.

Pour le Briançonnais, l'angle α' après cisaillement simple est de 47° et pour l'Ubaye de 26° (cf. Tab.II.3), d'où :

Pour le Briançonnais $\gamma_1 = \cotan 47^\circ - \cotan 69^\circ$
 $\approx 0,93 - 0,38$
 $= 0,55$

Pour l'Ubaye $\gamma_2 = \cotan 26^\circ - \cotan 69^\circ$
 $\approx 2 - 0,38$
 $= 1,62$

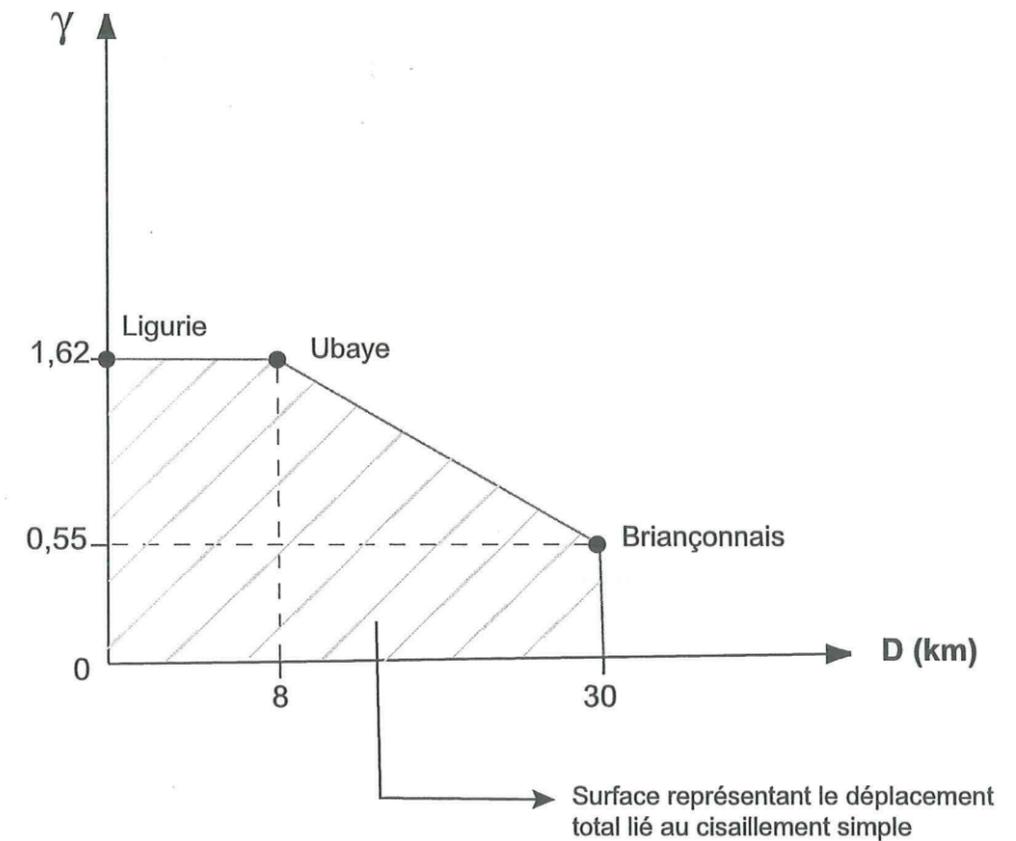
Pour la Ligurie, on minimise le cisaillement en reprenant les valeurs obtenues pour l'Ubaye.

La courbe représentant la modélisation de la valeur du cisaillement pour chacune des trois localités, en fonction de la distance au plan de cisaillement, est schématisée sur la figure II.10. En première approximation, l'intégration de ces valeurs sur la largeur de la zone cisailée (30 km) donne, géométriquement (Fig.II.10):

$$D = (8 \times 1,62) + 0,55 (30 - 8) + 1/2 ((30 - 8) \times (1,62 - 0,55))$$

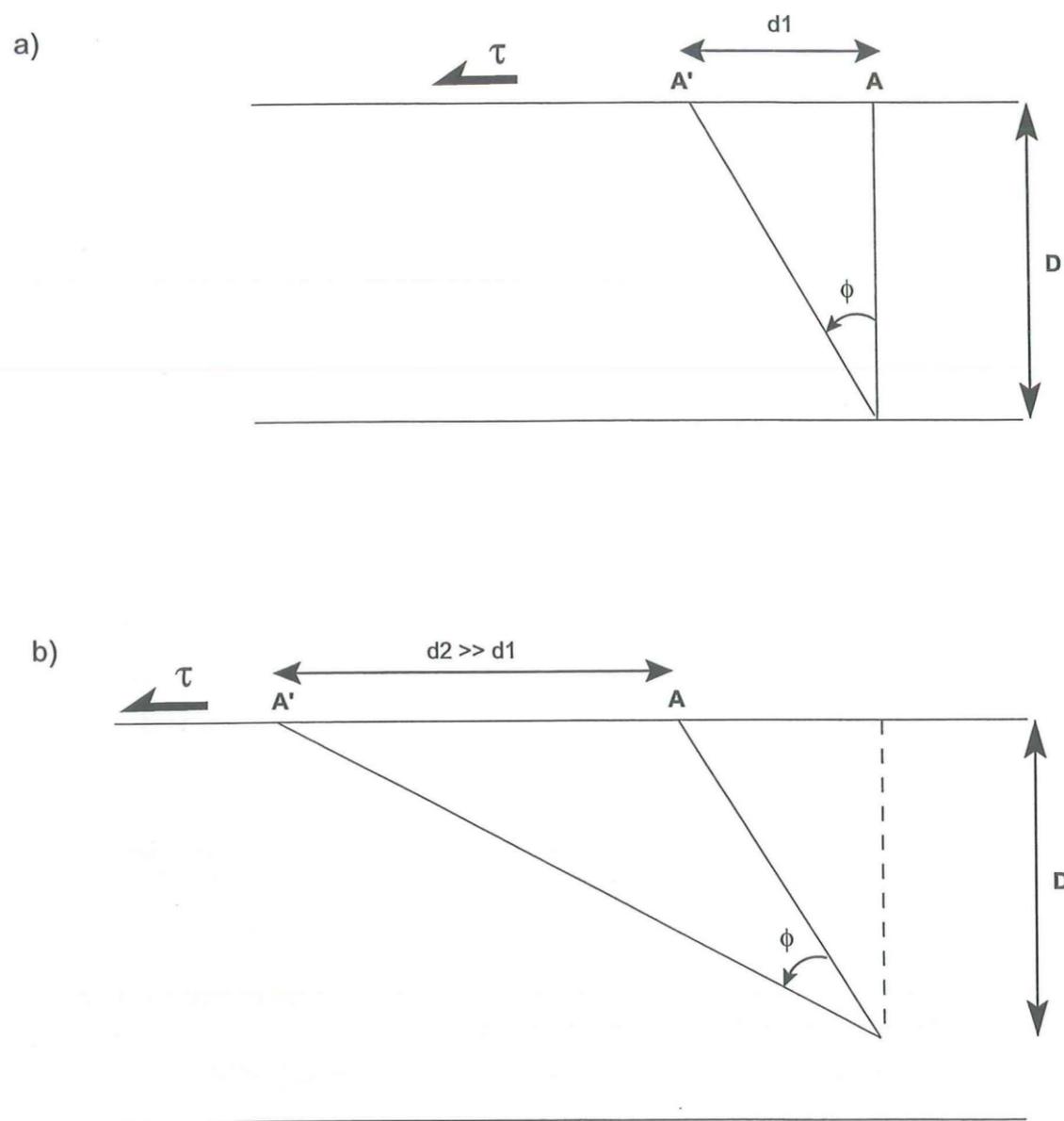
$$\approx 37 \text{ km}$$

On peut s'étonner d'obtenir un déplacement supérieur par ce raisonnement alors qu'on utilise des valeurs de distorsion identiques à celles du raisonnement sur les structures. Cette contradiction apparente provient d'une différence de géométrie initiale : dans le premier cas (raisonnement sur les structures), la structure de référence se positionne perpendiculairement au plan de cisaillement, dans le second cas (raisonnement sur les composantes magnétiques), la référence paléomagnétique forme un angle de 69° avec ce même plan. La figure II.11 illustre le fait que **deux droites ayant un angle initial différent par rapport au plan de cisaillement subissent un cisaillement inégal, bien que l'angle de distorsion soit identique.**



Estimation du déplacement total lié au cisaillement simple entre le Briançonnais et la Ligurie en se basant sur la déviation des vecteurs d'aimantation.
 γ , cisaillement; D, distance de la zone d'étude par rapport au plan de cisaillement.

Figure II.10



Déformation par cisaillement simple d'une droite initialement perpendiculaire au plan de cisaillement (a), ou inclinée d'un angle quelconque (b). Pour un même angle de cisaillement angulaire ϕ , le déplacement est supérieur dans le deuxième cas.

Figure II.11

Commentaires :

Le raisonnement basé sur l'orientation moyenne des structures aboutit à un déplacement fini total de l'ordre de 25 km. Ce déplacement s'accompagne d'un raccourcissement d'une valeur identique, à l'Ouest de la ligne de référence, qui pourrait correspondre au chevauchement des massifs externes (Gratier et al., 1989).

La valeur de 37 km obtenue par la seconde méthode est probablement un peu élevée pour être accommodée par le simple chevauchement des massifs cristallins externes. Une part du Chevauchement Pennique Frontal pourrait aussi contribuer à l'amortissement de ce déplacement. Cette valeur est cependant en très bon accord avec celle proposée par Schmid et Kissling (2000) qui associent un déplacement de 38 km du Front Pennique après 35 MA.

Remarque :

Le secteur de Ligurie pose un problème de compatibilité avec les autres zones d'études. Un modèle de cisaillement simple associé à la rotation d'ensemble de 25° n'est pas suffisant pour expliquer la totalité des 117° de rotation antihoraire enregistrée par le paléomagnétisme.

La question est : l'association de ces deux mécanismes est-elle insuffisante ou non satisfaisante ?...

Autrement dit, suffit-il de rajouter un troisième mécanisme propre à la seule localité de Ligurie (rajout et combinaison avec de l'aplatissement par exemple) ou cette zone est-elle totalement déconnectée des mécanismes des zones situées au Nord de l'Argentera et se déforme par d'autres processus (plus grande influence du système méditerranéen par exemple) ?

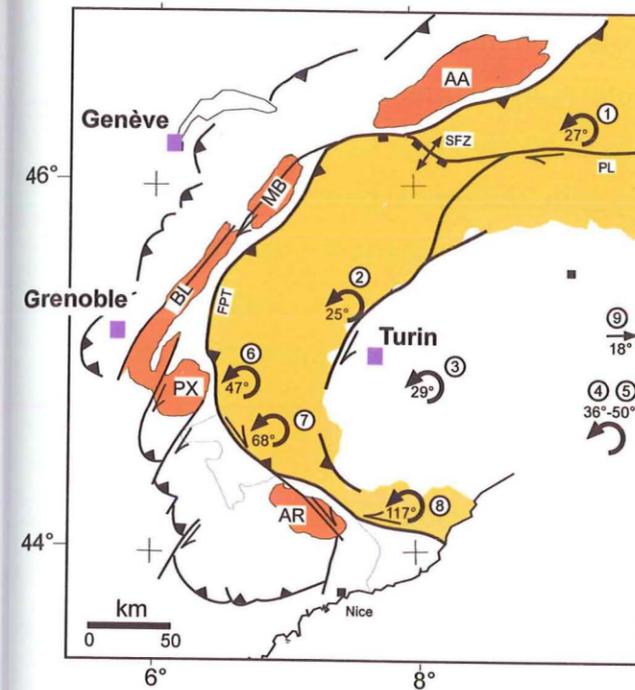
En tout état de cause, pour le modèle faisant intervenir du cisaillement simple, ce secteur d'étude se localise dans la bande de cisaillement maximal, où l'on peut suspecter des taux de cisaillement très importants. Par conséquent, on peut légitimement s'attendre à une amplification locale des distorsions, mais peu d'éléments permettent de la quantifier.

III. Discussion

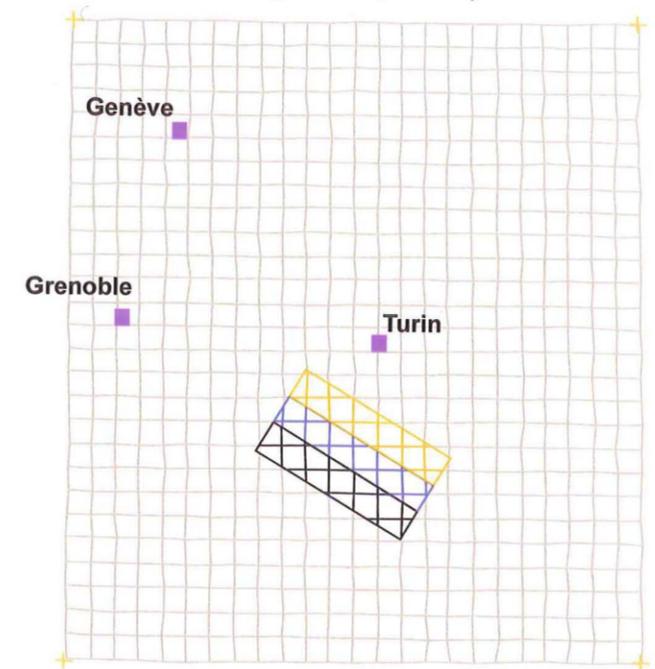
Le modèle qui associe une déformation par cisaillement simple avec distorsion de la zone Briançonnaise, suivie d'une rotation rigide de l'ensemble des zones internes, permet de restituer la majorité des rotations antihoraires enregistrées par le paléomagnétisme depuis l'Oligocène (Fig.III.1). Le cisaillement miocène s'inscrirait dans la continuité des grands mouvements de translation vers le Nord-Ouest (donc post mise en place des grandes nappes de charriage), et le mouvement de rotation qui lui succède pourrait se prolonger jusqu'à l'actuel. Les dates proposées sur ce modèle simple sont mentionnées à titre indicatif, cependant, d'un point de vue chronologique, le mouvement de rotation d'ensemble est forcément **postérieur** au mécanisme de cisaillement simple compte tenu du sens de décrochement du Front Pennique et du réseau de failles courbes longitudinales tardi-alpines (jeu dextre) (Sue, 1998).

En outre, ce modèle simplifié ne tient pas compte du fait qu'à l'Oligocène, la courbure de l'Arc pouvait déjà être esquissée. Cependant, le fait que les rotations paléomagnétiques s'ajustent assez précisément avec l'orientation des structures (Fig.I.1), indique que cette courbure, même préexistante, a été renforcée depuis l'Oligocène. De plus, les déplacements déduits de ce mécanisme au front du Chevauchement Pennique Frontal, s'accordent parfaitement avec les récentes interprétations de coupes crustales proposées par Schmid et Kissling (2000). Le modèle reste donc globalement acceptable, le mécanisme de cisaillement simple pouvant participer à l'accentuation de la courbure de l'arc plutôt qu'à sa genèse.

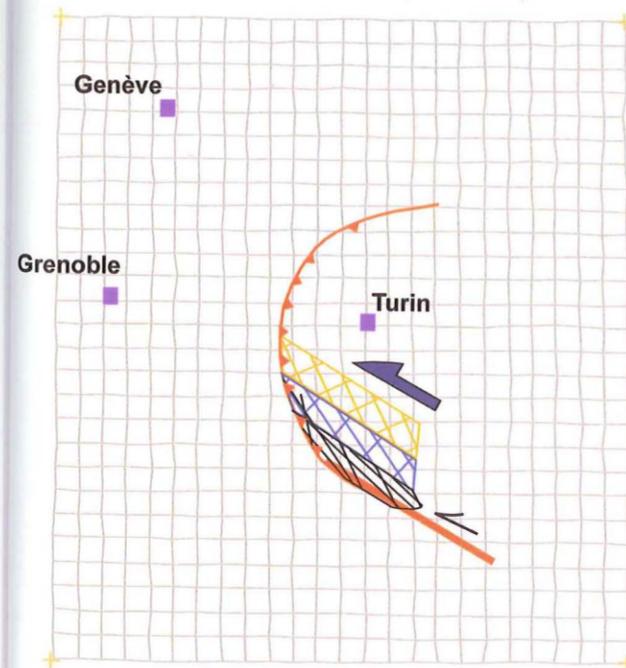
Rappel des données paléomagnétiques disponibles pour les zones Internes et la Plaine du Pô



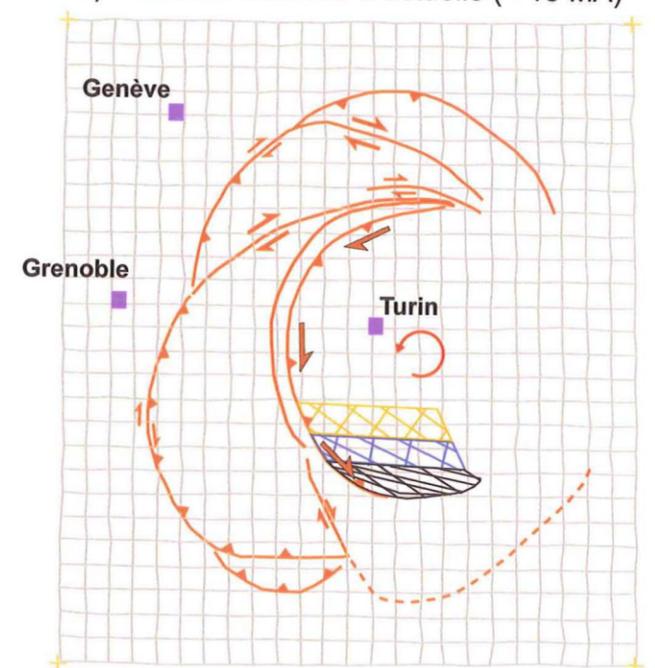
a) Position Oligocène (30 MA)



b) Cisaillement Miocène (< 23 MA)



c) Rotation Miocène à actuelle (< 15 MA)



Modèle simplifié des Alpes Occidentales associant le cisaillement simple de la zone Briançonnaise et une rotation rigide globale des zones internes. Les trois bandes quadrillées servent de référence pour imaginer les déformations. a) Etat initial; b) Déformation après cisaillement simple; c) Déformation après cisaillement simple et rotation d'ensemble.

IV. Conclusion

L'étude paléomagnétique conduite sur le domaine Briançonnais des Alpes Occidentales a permis d'isoler une composante magnétique stable sur des roches sédimentaires rouges d'âge Jurassique (Marbre de Guillestre). Cette composante de polarité inverse, fortement déviée par rapport à la référence pour l'Europe stable, correspond à une réaimantation Tertiaire de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) par le métamorphisme Alpin entre la fin de l'Eocène et le début de l'Oligocène. Les déviations qu'elle présente sont interprétées comme des rotations antihoraires autour d'axes verticaux, augmentant de 47° pour la région de Briançon au Nord, à 117° pour les Alpes Ligures au Sud Est.

Une approche plus mécanique du système Alpin, basée sur des expériences analogiques simples, a permis de caractériser l'influence des rotations sur la structuration de l'arc.

La complémentarité des deux approches nous amène à proposer pour les Alpes Occidentales, un modèle cinématique qui associe un mécanisme de cisaillement simple sur la bordure Sud de la chaîne, à une rotation globale des zones internes, directement liée à la rotation de la plaque Apulienne. Les conditions aux limites imposées par la rotation de cette plaque semblent toujours d'actualité (Caporali and Martin, 2000) et permettraient d'expliquer l'importance de la sismicité Alpine alors que les mesures GPS ne détectent aucun mouvement de convergence entre la France et l'Italie.

Si les rotations ont longtemps été négligées, faute de marqueurs adéquats, elles apparaissent donc aujourd'hui comme un mécanisme incontournable pour comprendre l'orogénèse Alpine, mais aussi la déformation et la cinématique actuelle.

Bibliographie

- Aubourg, C., Rochette, P., and Vialon, P., 1991. Subtle stretching lineation revealed by magnetic fabric of Callovian-Oxfordian black shales (French Alps), *Tectonophysics*, v. 185, p. 211 - 223.
- Aubourg, C. & Rochette, P. 1992. Mise en évidence d'une aimantation pré-tectonique dans les Terres Noires subalpines (Callovien-Oxfordien). *C.R. Acad. Sci. Paris* 314(II), 591 - 594.
- Aubourg, C. & Chabert-Pelline, C. 1999. Neogene remagnetization of normal polarity in the Late Jurassic black shales from the southern Subalpine Chains (French Alps). Evidence for late anticlockwise rotations. *Tectonophysics* 308, 473 - 486.
- Barbier et al., 1973. Carte géologique de la Grave. BRGM, Orléans.
- Besse, J. & Courtillot, V., 1991. Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200 Ma., *Journal of Geophysical Research*, vol. 96, No B3 (March), 4029-4050.
- 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. *Jour. Geodynamics* 30, 205-228.
- Bocquet, J. 1974. Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises, unpub. thesis Grenoble.
- Bogdanoff, S. & Schott, J. J. 1977. Etude paléomagnétique et analyse tectonique dans les schistes rouges permien du Sud de l'Argentera. *Bulletin de la Société géologique de France*, 19, 909 - 916.
- Bormioli, D. & Lanza, R. 1994. Rotazioni antiorarie nelle rocce terziarie delle Alpi Occidentali e dell'Appennino Settentrionale. In: *Rapporti Alpi-Appennino* (edited by Polino, R. & Sacchi, R.), Peveragno, 277-289.
- Bourbon, M., 1980. Evolution d'un secteur de la marge Nord-Théthysienne en milieu pélagique: La zone Briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur, Thèse de troisième cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 580 p.
- Burbank, D. W., Engesser, B., Matter, A. & Weidmann, M. 1992. Magnetostratigraphic chronology, mammalian faunas, and stratigraphic evolution of the Lower Freshwater Molasse, Haute-Savoie, France. *Eclogae gel. Helv* 85(2), 399 -431.
- Butler, R. F. 1992. *Paleomagnetism*. Blackwell, Cambridge.
- Byerlee, J. 1978. Friction of Rocks. *PAGEOPH*, Stuttgart, 615 - 626.
- Calais, E., Bayer, R., Chéry, J., and Cotton, F., Doerflinger, E., Flouzat, M., Jouanne, F., Kasser, M., Lapanche, M., Maillard, D., Martinod, J., Matthieu, F., Nicolon, P., Nocquet, J-M., Scotti, O., Serrurier, L., Tardy, M., and Vigny, C., 2001, REGAL: Réseau GPS permanent dans les Alpes occidentale. Configuration et premiers résultats.: *Bull. Soc. Géol. France*, v. t. 172, n° 2, p. 141 - 158.
- Cande, S.C & Kent, D.V., 1992. A new Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, vol.97, No B10(September), 13917 - 13951.
- Cande, S.C & Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, vol.100, No B4 (April), 6093-6095.
- Caporali, A. & Martin, S. 2000. First results from GPS measurements on present day alpine kinematics. *Journal of Geodynamics* 30, 275-283.
- Channel, J. 1978. Reappraisal of paleomagnetism of the Colli Euganei and Monti Lessini volcanics (Italy). *J. Geophys.* 45, 29-33.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P. R., Gautier, Y., Merle, O. & Vuichard, J. P. 1986. Deformation and motion in the western Alpine Arc. *Tectonics* 5, 215-226.
- Clark, 1984. Hysteresis properties of sized dispersed monoclinic pyrrhotite grains. *Geophys. Res.Lett.* 11, 173-176.
- Claudel, M.E., 1999. Reconstitution paléogéographique du domaine briançonnais au Mésozoïque. Ouvertures océaniques et raccourcissements croisés. Thèse de troisième cycle, Université Joseph Fourier- Grenoble 1, 236p.
- Cogné, J. P. 1988. Strain-induced AMS in the granite of Flamanville and its effects upon TRM acquisition. *Geophysical Journal* 92, 445-453.
- Cordary, D. 1994. *Mécanique des sols*. Éditions Lavoisier, Tec & Doc.
- Crouzet, C., Ménard, G. & Rochette, P. 1996. Post-Middle Miocene rotations recorded in the Bourg d'Oisans area (Western Alps, France) by paleomagnetism. *Tectonophysics* 263, 137-148.
- Crouzet, C. 1997. Le thermopaléomagnétisme: méthodologie et applications à la zone dauphinoise interne, Thèse de 3^{ème} cycle, Université Joseph Fourier, LGCA., 197 p.
- Davy, P. & Cobbold, P. R. 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1 - 25.
- Deville, E., 1987. Etude géologique en Vanoise Orientale (Alpes Occidentales, Savoie), Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Savoie, 297 p.
- Dekkers. 1988. Magnetic properties of natural pyrrhotite. *Phys.Earth Planet.Inter.* 52, 376-393.
- Ellenberger, F. 1958. Etude géologique du pays de Vanoise. Thèse d'état, Ministère de l'industrie et du commerce.
- Emmons, R. C. 1969. Strike-slip rupture patterns in sand models. *Tectonophysics* 7(1), 71 - 87.
- Eva, E., Solarino, S. & Eva, C. 1997. Stress tensor orientation derived from fault plane solutions in the southwestern Alps. *Journal of Geophysical Research* 102(B4), 8171 - 8185.
- Eva, E. & Solarino, S. 1998. Variations of stress directions in the western Alpine arc. *Geophys. J. Int.* 135, 438-448.

- Fisher, R. A., 1953, Dispersion on a sphere: Proc. Roy. Soc. London, v. 217 A, p. 295 - 305.
- Gidon, M. 1974. L'arc a-t-il une origine tourbillonnaire ? C.R.Acad.Sci., Paris 278, 21 - 24.
- Gidon, M., Kerckhove, C., Michard, A., Tricart, P., Gotteland, P., Gout, C., Leblanc, D., Lefèvre, R., Le Guernic, J., Mégard-Galli, J. & Michel-Noël, G. 1994. Carte géol. France (1/50 000), feuille Aiguille de Chambeyron (872). Orleans: BRGM.
- Goffé, B. & Velde, B. 1984. Contrasted metamorphic evolutions in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps): a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages. Earth. Planet. Sci. Let. 68, 351-360.
- Goguel, J. 1963. L'interprétation de l'Arc des Alpes occidentales. Bull. Soc. Géol. Fr. 7, 20-33.
- Gratier, J. P., Ménard, G. & Arpin, R. 1989. Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the Western Alps. Alpine Tectonics, Coward M.P., Dietrich D., Park R.G.eds. J. Geol. Soc. Lond. spec. publ. No 45, 65 - 81.
- Hedley. 1971. The weak ferromagnetism of goethite. Geophys. 37, 409-420.
- Heller. 1978. Rock magnetic studies of Upper Jurassic limestones from southern Germany. Geophys. 44, 525-543.
- Heller, F. 1980. Paleomagnetic evidence for late Alpine rotation of the Lepontin area. Eclogae geologicae Helvetiae 73, 607 - 618.
- Heller, F., Lowrie, W. & Hirt, A. M. 1989. A review of paleomagnetic and magnetic anisotropy results from the Alps. Alpine Tectonics (Geological Society Special Publication by Coward et Dietrich) 45, 399 - 420.
- Henry, B. 1976. Relations entre contraintes tectoniques et propriétés magnétiques des roches volcaniques permienne de la vallée du Guil (Briançonnais, Alpes Françaises). Pure and Applied Geophysics 114, 685 - 700.
- Henry, B. 1992. Structural implications of paleomagnetic data from Pelvoux-Belledonne area (French Alps). Tectonophysics 216, 327 - 338.
- Henry, C., Burkhard, M. & Goffe, B. 1996. Evolution of synmetamorphic veins and their wallrocks through a western Alps transect : no evidence for large-scale fluid flow. Stable isotope, major- and trace-elements systematics. Chem. Geol. 127, 81-109.
- Hong Kie, T. 1988. Magnetotectonics in the Piemonte Tertiary basin. Phys. Earth Planet. Int. 52, 308-319.
- Horsfield, W. T. 1977. An experimental approach to basement controlled faulting. Fault tectonics in NW Europe, édité par R.T.C. Frost et A.J. Dijkers, Geologie Mijnb 56, 363 - 370.
- Hubbard, M. & Mancktelow, N. S. 1992. Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps. Geology 20, 943 - 946.
- Hunziker, J. C., Desmons, J. & Hurford, A. J. 1992. Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps, Lausanne.
- Isacks, B. L., 1988, Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline: Journal of Geophysical Research, v. 93, no. N B4, p. 3211 - 3231.
- Jaillard, E. 1988. Une image paléogéographique de la Vanoise Briançonnaise (Alpes françaises). Eclogae geol. Helv. 81 (Nr.3), 553-566.
- Jaillard, E. 1989. La transition Briançonnais externe- Briançonnais interne en Savoie: L'Aiguille des Aïmes, le Roc du Bourget et le massif d'Ambin. Géologie Alpine 65, 105-134.
- Kempf, O., Schlunegger, F., Strunck, P. and Matter, A. 1998. Paleomagnetic evidence for late Miocene rotation of the Swiss Alps: results from the north Alpine foreland basin. Terra Nova 10(1), 6 -10.
- Krantz, R. W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and mixtures: Tectonophysics, v. 188, no.1/2, p. 203 -207.
- Lamarque, G. 1987. Analyse structurale et fabrication magnétique. L'exemple des calcschistes et des flyschs de la zone dauphinoise (Alpes françaises). Thèse de 3e cycle, Université de Grenoble.
- Lanteaume, M., Fallot, P., Faure-Muret, A., Haccard, D., Villey, M., Lecanu, J. P., Dufay, D., Gigot, P., Vigne, M. F., Aguiet, R., Vaslet, D. & Campredon, M. 1991. Carte géol. France (1/50 000), feuille Viève-Tende (948)-Orléans:BRGM.
- Lanza, R. 1977. Paleomagnetic data from the Andesitic and Lamprophytic dykes of the Sesia-Lanzo zone (western alps). Schweiz. mineral. petrog. Mitt. 57, 281-290.
- Lanza, R. 1979. Paleomagnetic data on the andesitic cover of the Sesia-Lanzo zone (western alps). Geol. Rundschau 68, 83-92.
- Lanza, R. 1984. Paleomagnetism in the Traversella massif. Boll. Geof. Teor. Applic. 26, 115-124.
- Lapierre, H., Tardy, M., Tricart, P., Féraud, G., Mascle, G. H., Stéphan, J. F. & Senebier, F. 1995. Contexte géodynamique des magmatismes calco-alcalins des grès de Taveyennaz, du Champsaur et de Saint Antonin. In: Magmatisme du Sud-Est de la France, séance spéc. de la Soc. géol. France, Nice, 35-37.
- Laubscher, H. P. 1988. The arcs of the Western Alps and the Northern Apennines: an updated view. Tectonophysics 146, 67-78.
- Laubscher, H. 1991. The Arc of the Western Alps today. Eclogae geol. Helv. 84, 631-659.
- Laubscher, H. 1996. Shallow and deep rotations in the Miocene Alps. Tectonics 15, 1022-1035.
- Lecanu, J.P. & Villey, M., 1974. Contribution à l'étude géologique du massif du Monte Mongioie (Briançonnais ligure). Thèse de 3ème cycle, Université de Caen, 226 p.
- Lowrie, W. & Heller, F. 1982. Magnetic properties of marine limestones. Rev. Geophys. 20, 171-182.
- Lowrie, W., Hirt, M. & Kligfield, R. 1986. Effects of tectonic deformation on the remanent magnetization of rocks. Tectonics 5(5), 713-722.

- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters* 17 no 2, 159-162.
- Luyendik, B. P. 1991. A model for Neogene crustal rotations, transtension and transpression in southern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 103, 1528-1536.
- Mancktelow, N. S. 1985. The Simplon Line: A major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 78, 73 - 96.
- Mancktelow, N. S. 1990. The Simplon Fault zone: Beitrage zur Geologische Karte des Schweiz. 163, 74 p.
- Mancktelow, N. S. 1992. Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: evidence for interrelated faulting and backfolding around the Simplon (Switzerland). *Tectonophysics* 215, 295-317.
- Mandl, G., de Jong, L. N. J. & Maltha, A. 1977. Shear zones in granular material: An experimental study of their structure and mechanical genesis. *Rock Mechanics* 9, 95 - 144.
- Mandl, G. 1987. Tectonic deformation by rotating parallel faults: the bookshelf mechanism. *Tectonophysics* 141, 277-316.
- Martinod, J. 1991. Instabilités périodiques de la lithosphère (flambage, boudinage) en compression et en extension, Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Géosciences Rennes, 283 p.
- Marton, E., Milicevic, V. & Veljovic, D. 1990. Paleomagnetism of the Kvarner island, Yugoslavia. *Phys. Earth Planet. Int.* 62, 70-81.
- Marton, E., Drobne, K. & Cosovic, V. 1998. Tertiary counterclockwise rotation of adria as evidenced by new paleomagnetic data from Istria and NW Dinarids.
- Mc Elhinny, M. W. 1964. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 8, 338-340.
- Mc Fadden, P. L. & Jones, D. L. 1981. The fold test in paleomagnetism. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 67, 53-58.
- Mc Fadden, P. L. 1990. A new fold test in paleomagnetism. *Geophys.* 103, 163-169.
- Mercier, J. & Vergely, P. 1992. *Tectonique. Dunod.*
- Messiga, B., Oxilia, M., Piccardo, G. B. & Vanossi, M. 1982. Fasi metamorfiche e deformative alpine nel Brianzonese e nel Prepiemontese-Piemontese esterno delle Alpi Liguri: un possibile modello evolutivo. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petr.* 38, 261-280.
- Ménard, G. 1988. Structure et Cinématique d'une chaîne de collision, les Alpes occidentales et Centrales, unpub. thesis Grenoble.
- Ménard, G. & Rochette, P. 1992. Utilisation de réaimantations postmétamorphiques pour une étude de l'évolution tectonique et thermique tardive dans les Alpes Occidentales (France). *Bull. Soc. géol. France* 163(4), 381 - 392.
- O'Reilly. 1984. Rock and Mineral Magnetism. Unpublished thesis, Glasgow.
- Platt, J. P., Behrmann, J. H., Cunningham, P. C., Dewey, J. F., Helman, M., Parish, M., Shepley, M. G., Wallis, S. & Weston, P. J. 1989. Kinematics of the Alpine arc and the motion history of the Adria. *Nature* 337, 158-161.
- Pullaiah, G., Irving, E., Buchan, K. L., and Dunlop, D. J., 1975, Magnetization changes caused by burial and uplift: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 28, p. 133 - 143.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. 1983. The techniques of modern structural geology, Volume 1: Strain Analysis, Academic press (London).
- Ratschbacher, L., Frisch, W. & Linzer, H.-G. 1991. Lateral extrusion in the Eastern Alps, part II: structural analysis. *Tectonics* 10, 257-271.
- Ricou, L. E. 1981. Glissement senestre des Alpes penniques le long de la bordure de l'Argentera: son rôle dans le jeu de l'arc alpin. *C. R. Ac. Sc.* 292, 1305-1308.
- Ricou, L. E. 1984. Les Alpes occidentales : chaîne de décrochement. *Bull. Soc. Géol. Fr* 7(t. XXVI, no 5), 861-874.
- Rochette, P. 1983. Propriétés magnétiques et déformations dans les roches sédimentaires alpines. Thèse de 3^e cycle thesis, Université de Grenoble, 136 p.
- Rochette, P. & Fillion, G. 1989. Field and temperature behavior of remanence in synthetic goethite: paleomagnetic implications. *Geophys. Res. Lett.* 16, 851-854.
- Schmid, S. M. & Kissling, E. 2000. The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics* 19, 62-85.
- Schönborn, G. 1992. Alpine tectonics and kinematic models of the central southern Alps. *Mem. Sci. Geol. Padova* 44, 229-393.
- Soffel, H. 1974. Paleomagnetism and rock magnetism of the Colli Euganei volcanites and the rotation of northern Italy between Eocene and Oligocene. *Bull. Geofis. Teor. Appl.* 16, 333-355.
- Soffel, H. 1975. The paleomagnetism of age dated Tertiary volcanites of the Monti Lessini (Northern Italy) and its implications to the rotation of Northern Italy. *J. Geophys.* 41, 385-400.
- Stampfli, G. & Marchant, R. H. 1997. Geodynamics of the Tethyan margins of the Western Alps. In: *Deep structure of the Swiss Alps* (edited by Pfiffner, O. A. e. a.), 223-239.
- Steck, A. & Hunziker, J. 1994. The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps- compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics* 238, 229 - 254.
- Sue, C. 1998. Dynamique actuelle et récente des Alpes Occidentales Internes. Approches structurales et sismologique. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Joseph Fourier, Grenoble 1.
- Sue, C. & Tricart, P. 1999. Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thurst near Briançon, Western Alps. *Eclogae geol. Helv.* 92, 171-181.

- Sue, c., Martinod, J., Tricart, P., Thouvenot, F. & Gamond, J. F. F., 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, 17 - 29.
- 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., Dumont, T., Tricart, P. & Chauvin, A. 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, 561-574.
- Tissot, B., 1956, Etude géologique des massifs du Grand Galibier et des Cerces (zone Briançonnaise, Hautes Alpes et Savoie), Travaux du laboratoire de géologie de l'Université de Grenoble 1954 - 1955: Grenoble, CNRS, p. 111 - 193.
- Tricart, P. 1980. Tectoniques superposées dans les Alpes Occidentales au sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg 1.
- Tricart, P. 1986. Le chevauchement de la zone briançonnaise au Sud-Est du Pelvoux: clé des rapports zones externe-zones internes dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 2, 233-244.
- Tricart, P., Bouillin, J. P., Dick, P., Moutier, L. & Xing, C. 1996. Le faisceau de failles de Haute-Durance et le jeu distensif du front briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris* 323, 251-257.
- Tricart et al., 2001. La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion de Font Briançonnais au sud-est du pelvoux (Alpes Occidentales): une dynamique miocène à actuelle. BSGF.
- Van den Ende, C. 1977. Paleomagnetism of permian red beds of the Dôme du Barrot (S France). Unpublished PhD thesis, University of Utrecht.
- Van der Voo, R. 1993. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. Univ. Press, Cambridge.
- Vandenberg, J. 1979. Preliminary results of a paleomagnetic research on Eocene to Miocene rocks of the Piemonte basin (N.W Apennines, Italy). *Geol. Ultraetnica* 20, 147-153.
- Vanossi, M. & Gosso, G. 1983. Introduzione alla geologia del Brianzese Ligure. *Mem. Soc. Geol. It.* 26, 441-461.
- Vialon, P., Rochette, P. & Ménard, G. 1989. Indentations and rotations in the western Alpine arc. In: *Alpine tectonics* (edited by Coward, M. P., Dietrich, D. & Park, R. G.) 45. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 329-339.
- Vigny, C., Chéry, J., Duquesnoy, T., and 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., Harmel, A., Kasser, M., Laplanche, M., Le Pape, M., Martinod, J., Ménard, G., Meyer, B., Ruegg, J-C., Scheubel, J-M., 2001, GPS network monitor the western Alps over a five year period: 93-98, *Geodesy*, submitted.
- Virlovvet, B., Tricart, P. & Villemin, T. 1996. Blocs basculés tardi-alpins dans les nappes briançonnaises de Haute-Durance (Alpes occidentales, France) et évolution néotectonique des Alpes françaises. *C. R. Acad. Sci. Paris* 322, 475-481.
- Westphal, M. 1973. Etude paléomagnétique de quelques formations permienes et triasiques dans les Alpes occidentales (France). *Tectonophysics* 17, 323-335.
- Westphal, M. 1986. Paléomagnétisme et magnétisme des roches. Doin éditeurs, Paris, 131 p.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P. & Seely, D. R. 1973. Basic wrench tectonics. *Am. Asso. Petroleum Geol. Bull.* 57(1).

**Cinématique et rotation des Alpes Occidentales
Approche paléomagnétique et modélisation
analogique**

Marielle COLLOMBET

Observatoire de Grenoble
Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

RESUME

La plupart des modèles cinématiques des Alpes Occidentales considèrent que depuis la fin du Crétacé, la convergence entre les plaques Adriatique et Européenne a été accommodée par des translations le long de décrochements et de l'épaississement crustal. Les rotations, difficiles à détecter, ont souvent été négligées. Cependant certains modèles les considèrent comme un mécanisme majeur de déformation au cours de l'édification de la chaîne alpine. Afin de tester ces modèles, nous avons mené une étude paléomagnétique sur l'ensemble de la zone Briançonnaise de l'Arc Alpin Occidental. Le métamorphisme subi par cette zone durant la fin de l'Eocène et le début de l'Oligocène est responsable d'une réaimantation de l'aimantation rémanente naturelle (ARN). L'analyse de cette aimantation permet donc d'accéder à l'histoire post-métamorphique des zones internes.

Près de 350 échantillons, répartis sur 37 sites échelonnés entre le massif du Grand Galibier au Nord et les Alpes Ligure au Sud Est, sont porteurs d'une composante d'aimantation caractéristique stable isolée entre 200° et 450°, de polarité inverse et fortement déviée par rapport à la direction de référence Oligocène pour l'Europe stable. Ces déviations augmentent de 47° à 117° du Nord au Sud. Nous les interprétons comme le résultat d'une rotation antihoraire des domaines internes par rapport à l'Europe stable.

Cette étude paléomagnétique a été doublée d'une approche plus mécanique basée sur des expériences analogiques simples pour étudier l'influence potentielle de la rotation de la plaque Apulienne sur la mise en place de l'Arc Alpin Occidental.

La complémentarité des deux études permet de mettre en évidence l'importance des rotations dans l'édification de cette chaîne de montagnes et de proposer un modèle cinématique global post Oligocène associant rotation et cisaillement simple.

MOTS-CLES

Alpes Occidentales ; Rotations ; Paléomagnétisme ;
Modélisation analogique ; Cinématique Tertiaire