

UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS

Ecole Doctorales des Sciences Fondamentales et Appliquées

THESE DE DOCTORAT

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences

de l'UNIVERSITE de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité Sciences de la Terre et de l'Univers

présentée et soutenue par

Lionel SONNETTE

**Etude structurale et paléomagnétique de la courbure des
systèmes plissés et chevauchants des arcs de Nice, de
Castellane et du Nord-Est de Taiwan**

Tome 1/2

Thèse dirigée par :

Mr Jacques ANGELIER †

Pr, Université de Paris VI

Mr Jean-François STEPHAN

Pr, Université de Nice

Mr Christophe LARROQUE

Mc, Université de Reims

et soutenue le 2 juillet 2012 devant le jury composé de :

Mr Pierrick ROPERCH

Dr, IRD

Rapporteur

Mlle Françoise BERGERAT

Dr, CNRS

Rapporteur

Mr Emmanuel TRIC

Pr, Université de Nice

Examineur

Mr Jérôme GATTACCECA

Cr, CNRS

Examineur

Mr Charles AUBOURG

Pr, Université de Pau

Invité

A ma mère, mon épouse Harmonie et mon fils Tristan.

Je vous aime.



Thèse préparée au Laboratoire Geoazur et réalisée dans le cadre du laboratoire international associé ADEPT (Active Deformation and Environment Programme for Taiwan).

Geoazur,

Port de la Darse

B.P. 48

06235 Villefranche sur Mer, France

Cette thèse a fait l'objet d'un soutien financier du Ministère de la recherche et de l'enseignement supérieur via l'attribution d'une allocation de recherche (2007-2010).

Cette thèse a fait l'objet de plusieurs missions à Taiwan. Ces missions ont été en partie financées par le Conseil général des Alpes-Maritimes dans le cadre d'une subvention aux étudiants de Master et de Thèse séjournant à l'étranger ; et par le *National Science Council* de Taiwan dans le cadre du *Summer Program*.

Les analyses magnétiques ont été réalisées en France au Cerege et à Taiwan à l'institut des Sciences de la Terre de l'academia Sinica.

Avant-propos

L'expérience de la thèse aura été un véritable condensé de vie. La vie et la mort pour ma plus grande joie et mon plus grand malheur me marqueront à jamais. Le 21 octobre 2008, j'ai pu assister à la naissance de mon fils Tristan. Le 31 janvier 2010, j'ai pleuré le décès de mon mentor, le professeur Jacques Angelier, grâce à qui j'ai appris à reconnaître et à mesurer les failles de la presqu'île de Saint-Jean Cap-Ferrat ; grâce à qui j'ai eu mon premier voyage à l'étranger, destination l'Islande où j'ai travaillé sur l'étude photogrammétrique et structurale du champ de fractures de Thingvellir dans le cadre de mon master II et qui a abouti à l'écriture de mon premier papier scientifique¹. C'est encore lui qui m'a proposé ce sujet de thèse passionnant à la fois sur la région niçoise et Taiwan.

J'ai aussi fait l'expérience de l'enseignement en qualité de moniteur, du monde administratif et associatif en qualité d'élus. Avec le recul, j'ai trop investi de ma personne dans l'associatif au détriment de mon travail de thèse ; mais les personnes volontaires sont si rares. J'ai occupé les postes de président de l'association des doctorants de l'école doctorale de sciences fondamentales et appliquées (ADSFA), et de représentants des doctorants au sein de mon école doctorale (EDSFA) et de mon laboratoire (Geoazur). J'ai aussi siégé au sein d'un conseil de l'université, le fond de solidarité des initiatives étudiantes (FSDIE). Mes principales activités ont été la participation et l'organisation de la fête de la Science (2008 et 2009), de Déclic (2008 et 2009), d'une journée des doctorants du laboratoire (2009) et de la journée d'accueil des doctorants de l'EDSFA (2008).

¹ Sonnette, L., Angelier, J., Villemin, T., Bergerat, F., 2010. Faulting and fissuring in active oceanic rift: Surface expression, distribution and tectonic-volcanic interaction in the Thingvellir Fissure Swarm, Iceland. *Journal of Structural Geology*, **32**, 407-422.

Remerciements

Cette thèse n'aurait jamais vu le jour sans le professeur Jacques Angelier. Il restera à jamais mon mentor.

Evidemment sans l'amour de mes parents et de l'ensemble de ma famille, je ne serais point né et n'aurais jamais accompli ce que j'ai fait. Qu'ils soient remerciés ainsi que mes aïeux pour avoir un jour fait l'acquisition de ce coin de paradis qu'est « La Bérarde », ce lieu, niché dans l'arrière-pays du Var, est probablement l'origine de ma passion pour la géologie.

Merci à Romain Plateaux, mon collègue de bureau, mon compagnon d'infortune, ce passionné que j'apprécie et respecte.

Merci à mes échantillonneurs d'un jour ; mon frère Alexis, mon épouse Harmonie, Mikael Evain, Romain Plateaux, Grégoire Martinot-Lagarde, Jean-Baptiste Dussaux, Sébastien Migeon, Teh-Quei Lee et son assistant ; qui ont eu le courage de m'accompagner carroter sur le terrain dans des conditions loin d'être idéales.

Un merci tout particulier à Teh-Quei qui malgré tout les défauts que je peux avoir m'a initié au paléomagnétisme et m'a accompagné sur ce terrain jusqu'alors inconnu : Taiwan.

Merci à Christophe Larroque de m'avoir accompagné pour cette fin de thèse si difficile.

Merci à Charles Aubourg pour l'intérêt qu'il porte à mon travail et le temps qu'il a investi à corriger mon manuscrit.

Merci à Pierre Rochette, Jérôme Gattacceca et François Demory pour m'avoir permis de pénétrer dans le chalet et d'y réaliser toutes les analyses que je voulais. Merci pour vos quelques précieux conseils en matière de magnétisme.

Merci à Pascal Cogné, sans ton logiciel Paleomac, je crois que je serai encore en train d'analyser désespérément mes zjidervelds sous Excel.

Merci à Philippe Robion, pour ton programme scilab de calcul des tenseurs d'ASM.

Merci à Pierre Camps et Brigitte Smith, ces paléomagnéticiens de Montpellier qui ont pris le temps d'écouter et de conseiller l'ignorant que j'étais. Je regrette de ne pas avoir développé de collaboration avec vous.

Merci aux secrétaires, techniciens, ingénieurs, étudiants, doctorants et chercheurs du laboratoire Géoazur en particulier ceux de Villefranche mais aussi Valrose et Sophia. Travailler avec vous aura été un réel plaisir.

Merci à Jacques Angelier, Bertrand Delouis, Yann Rolland, Chrystèle Vérati et Jean-Marc Lardeaux pour m'avoir offert mes premières expériences d'enseignants.

Merci aux chercheurs et doctorants que j'ai rencontré à Taiwan, Chung-Pai Chang, Jyr-Ching Hu, Jiang-Chen Lee, Hao-Tsu Chu, Chia-Yu Lu, Rou-fei Chen, Fabien Humbert, Jack Stawomir et Chih-Tung Chen, pour leur accueil et leur intérêt pour mon travail.

Merci aux personnes que j'ai rencontré à Taiwan, Fabien, Guillaume, Solène, Maxime, Ouahiba, Aurélia, Anthony, Florence, Jack et son épouse, Momo et ses innombrables amies et tant d'autres qui m'ont permis de passer des moments formidables à l'autre bout du monde avec ou sans ma petite famille.

Merci aux doctorants que j'ai rencontré au gré des rencontres associatives et des formations du CIES. Je pense notamment à Adrien, Isabelle, Alexis, Medhi, Julien, Grégory et tant d'autres qu'il serait vain de tous les nommer. Merci pour les moments que nous avons partagés.

Merci à Pierrick Roperch et Françoise Bergerat d'avoir accepté et eu le courage de lire mon manuscrit, 350 pages et des brouettes plus les annexes, ce n'est pas rien.

Merci à Jérôme Gattacceca et Emmanuel Tric pour avoir accepté d'examiner ma soutenance.

Nombreux sont les gens qui ont contribué directement ou indirectement à ce travail. Il est difficile de remercier tout le monde d'autant que pour beaucoup, malheureusement, leurs noms me font défaut. Que tous ceux pour qui mon nom ou mon travail évoque quelque chose, qu'ils se considèrent remercié par la présente déclaration.

Table des matières

Avant-propos	3
Remerciements	5
Table des matières	7
Introduction	15
I. Structures arquées, chaînes de montagnes et rotations	19
A. Définitions et notion d'échelle	22
1. Prisme orogénique	22
2. Notion d'échelle : du bloc à la courbure orogénique	25
i. Rotations de blocs	25
ii. Chaînes plissées et chevauchantes courbées.....	27
iii. Courbures orogéniques.....	29
B. Nomenclature, éléments de géométrie et classification	31
1. Eléments de géométrie	31
2. Classification des structures arquées.....	36
i. Oroclines	38
ii. Arcs primaires.....	39
iii. Arcs progressifs	40
C. Facteurs contrôlant l'acquisition d'une structure arquée	41
1. Contrôle de la surface de décollement	41
2. Configuration de l'unité subduite	44
i. Configuration du bassin d'avant-pays	44
ii. Existence de butoirs géologiques.....	45
iii. Configuration latérale du <i>slab</i>	46
3. Configuration de l'unité chevauchante.....	46
II. Quelles approches ? Pour quels problèmes ?.....	49
A. Détermination des rotations d'axe vertical	51
1. Rotations déduites de l'étude de marqueurs structuraux.....	52
2. Le paléomagnétisme	53
i. Utilisation géologique de l'enregistrement magnétique	53
a. Occurrence des réaimantations.....	55
ii. Acquisition et analyse des données	59

b. De l'échantillonnage aux spécimens paléomagnétiques.....	59
c. Protocole de désaimantation	59
iii. Interprétation des résultats	62
iv. Problèmes et méthodes complémentaires du paléomagnétisme	65
B. Etude du champ de déformation	66
1. Plis et directions de raccourcissement	66
2. L'Anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM).....	67
i. Qu'est ce que l'anisotropie de susceptibilité magnétique ?	68
ii. Comment est déterminée l'ASM d'un site ?	69
a. Mesure de l'ASM.....	69
b. Calcul de l'ellipsoïde de susceptibilité d'un site	70
iii. AMS et déformation	71
a. Fabriques sédimentaires de type I.....	71
b. Fabriques intermédiaires.....	72
c. Fabriques tectoniques	72
C. Etude du champ de contraintes	73
1. Recueil et tri des données.....	73
2. Inversion du vecteur de glissement des failles	74
3. Débasculement et signification régionale.....	76
III. Etude de la courbure des arcs de Castellane et de Nice	79
A. Contexte géologique régional	80
1. Les Alpes Occidentales.....	81
i. La zone interne, ophiolites, métamorphisme et massifs cristallins internes	81
ii. Massifs cristallins externes.....	81
iii. Les bassins flexuraux néogènes et le front pennique	82
2. La plaque Adriatique	83
3. L'avant-pays	83
i. La Provence orientale.....	83
ii. Le socle hercynien	84
iii. Le bassin Ligure	85
4. Les principales phases de déformations des arcs de Nice et de Castellane	86
i. Raccourcissement N-S Crétacé supérieur-Eocène (93-45Ma)	86
ii. Raccourcissement NE-SO Eocène supérieur-Oligocène (35-28Ma)	87
iii. Raccourcissement N-S Mio-Pliocène (23-4Ma).....	87
B. L'arc de Castellane	89
1. Domaines structuraux et héritage	90
i. Les différents domaines géologiques et les principales unités tectoniques	90
a. L'avant-pays	90
b. Le domaine des baous	91

c. Le domaine frontal.....	92
d. Le domaine des rampes latérales	92
e. Le domaine des plis	93
ii. L'héritage structural	94
a. L'héritage permien.....	96
b. L'héritage dauphinois	96
c. L'héritage vocontien	97
2. Les états de déformation donnés par la fabrique magnétique.	97
i. Localisation des sites.....	97
ii. Les études antérieures	98
iii. Résultats 99	
a. Forme des grains et degré de déformation de la fabrique magnétique	99
b. Directions de raccourcissement	101
1) Fabriques indéterminées	101
2) Fabriques de type I.....	102
3) Fabriques intermédiaires de type II	103
4) Fabriques tectoniques de type III-IV	104
iv. ASM et champ de déformation finie	104
3. Etude paléomagnétique et quantification des rotations d'axe vertical	106
i. Localisation des sites.....	106
ii. Les études antérieures	107
iii. Résultats 110	
a. Minéralogie magnétique	110
1) Les études antérieures	110
2) Mon étude.....	111
b. Directions d'aimantation	112
c. Test du pli, de l'inclinaison et rotations d'axe vertical	115
1) Composante B	115
2) Composante A	116
3) Autres sites.....	118
4. Interprétation.....	120
i. Corrections paléomagnétiques des directions d'ASM et des directions structurales	120
ii. Restauration de la courbure de l'arc de Castellane	124
a. Restauration de la déformation avant la phase Miocène	124
b. Restauration de la déformation avant la phase oligocène.....	125
C. L'arc de Nice	129
1. Description des grands domaines structuraux et de l'héritage structural	130
i. Les différents domaines géologiques et unités structurales.....	130
a. L'avant-pays.....	131
1) Le bassin du Var	131
2) L'avant-pays provençal déformé du Cap-Ferrat	131
3) Le bassin de Roquebrune-Cap Martin.....	132
b. Le domaine occidental.....	133
c. Le domaine des plis	134

d. Le domaine frontal.....	136
ii. L'héritage structural	137
a. L'héritage permien.....	137
b. L'héritage dauphino-vocontien.....	138
2. Etude structurale de la presqu'île de St-Jean-Cap-Ferrat et alentours	139
i. La pointe St-Hospice.....	140
ii. La pointe du Colombier	141
iii. La pointe Madame.....	143
iv. St-Michel	143
v. La pointe du Cabuel.....	146
vi. Le profil de sismique marine 5st201	146
vii. Interprétation.....	148
a. Chronologie relative et directions de contraintes	148
b. Les coupes ENE-OSO	150
c. La coupes N-S.....	151
3. Etats et champs de contraintes	153
i. Paléotenseurs calculés	153
ii. Champs de contraintes Oligocène et Mio-Plio-Quaternaire	155
4. Les états de déformation donnés par la fabrique magnétique	159
i. Localisation des sites	159
ii. Résultats	160
a. Forme des grains et degré de déformation de la fabrique.....	160
b. Directions de raccourcissement.....	162
1) Fabriques indéterminées.....	162
2) Fabriques de type I.....	163
3) Fabriques intermédiaires de type II	163
4) Fabriques tectoniques de type III.....	164
5) Fabriques tectoniques de type IV-V	165
iii. ASM et champ de déformation finie	165
5. Etude paléomagnétique et quantification des rotations d'axe vertical	168
i. Localisation des sites	168
ii. Résultats	168
a. Directions d'aimantation	169
b. Test du pli, de l'inclinaison et rotations d'axe vertical	171
6. Interprétation.....	173
i. Les rotations paléomagnétiques	174
ii. Restauration de la courbure de l'arc Nice.....	175
a. Restauration de la déformation avant la phase de raccourcissement Miocène	175
b. Restauration de la déformation avant la phase de raccourcissement oligocène.	175
D. Synthèse régionale.....	178
1. Apport de cette étude.....	178
2. Formation des arcs de Nice et Castellane.....	180

IV. Etude de la courbure d'arc du Nord de Taiwan	185
A. Contexte géodynamique	187
1. L'orogène de Taiwan	187
i. La chaîne côtière (CR) et le complexe de Tananao (TC)	188
ii. Les chaînes de Backbone et du Hsueshan (BR et HR)	189
iii. Les collines de Piémonts (WF) et la plaine côtière (CO)	189
2. La plaque des Philippines	190
i. L'arc de Luzon	190
ii. Cinématique	190
3. La plaque Eurasie	191
i. Mer de Chine du Sud	191
ii. Le continent et la marge continentale chinoise	191
iii. L'arc volcanique des Ryukyus	192
4. Cinématique actuelle	192
B. L'arc de Taipei	195
1. Contexte géologique	196
i. Les principales entités géologiques	196
a. Le volcan de Tatun et la zone volcanique du Nord de Taiwan	196
b. Les collines de piémont et la chaîne du Hsueshan	196
1) Le message sédimentaire	197
2) Déformations et styles structuraux	197
c. Le bassin d'Ilan	199
ii. Histoire tectonique et champ de contraintes	200
iii. Héritage structural	202
iv. Cinématique actuelle	205
2. Les états de déformation donnés par la fabrique magnétique	206
i. Localisation des sites d'échantillonnages	206
ii. Les études antérieures	207
iii. Résultats 208	
a. Forme des grains et degré de déformation de la fabrique	208
b. Directions d'ASM	209
1) Fabriques de type I	209
2) Fabriques intermédiaires, type II-III	210
3) Fabriques tectoniques, type IV-V et VI	210
iv. ASM et champ de déformation finie	211
3. Etude paléomagnétique et quantification des rotations d'axe vertical	213
i. Les études antérieures	213
ii. Résultats 214	
a. Minéralogie magnétique et protocole de désaimantation	214
1) Etudes antérieures	214
2) Cette étude	215
b. Directions d'aimantation	216

c.	Test du pli, de l'inclinaison et rotations d'axe vertical	218
1)	Composante B	218
2)	Composante A	219
	Branche Est de l'arc de Taipei.....	219
	Branche Ouest de l'arc de Taipei.....	222
iii.	Timing, réaimantation et ampleur des rotations	224
4.	Interprétation et essai de restauration de l'arc de Taipei	227
i.	Hypothèses polybloc et monobloc.....	228
ii.	Essai de restauration de l'arc de Taipei.....	231
C.	La péninsule de Hengchun	234
1.	Cadre géologique	234
i.	Les différents domaines géologiques et unités structurales.....	234
a.	Péninsule et ride de Hengchun	235
b.	La Pente de Kaoping et la plaine de Pingtung	236
c.	Le bassin longitudinal du Sud et la ride de Huatung.....	236
ii.	L'histoire tectonique	237
iii.	L'héritage structural	239
iv.	La cinématique actuelle.....	240
v.	Les modèles préexistants évoquant des rotations d'axe vertical	242
2.	Les états de déformation donnés par l'ASM.....	244
i.	Localisation des sites	244
ii.	Résultats 244	
a.	Forme des grains et degré de déformation de la fabrique	244
b.	Directions de raccourcissement.....	246
1)	Fabriques de type I.....	246
2)	Fabriques intermédiaire de type II	247
3)	Fabrique de type III.....	247
4)	Autres fabriques	248
c.	Interprétation des directions d'ASM	248
3.	Etude paléomagnétique et quantification des rotations.....	249
i.	Minéralogie magnétique et protocole de désaimantation	250
ii.	Analyse des composantes d'aimantation.....	251
iii.	Test du pli, de l'inclinaison et rotations d'axe vertical	252
a.	Composante B.....	252
b.	Composante A.....	253
1)	Sites non-métamorphiques	253
2)	Sites métamorphiques	255
iv.	Timing, réaimantation et ampleur des rotations	255
4.	Interprétation.....	258
i.	Modèle en bookshelf versus spine-like-bending.....	258
ii.	Réaimantation des formations miocènes de la Péninsule de Hengchun.....	260
D.	Synthèse régionale	262
1.	Apport général de cette étude.....	262

2. Le GPS et le paléomagnétisme : des méthodes complémentaires.....	265
V. Conclusions et Perspectives.....	271
A. Conclusions générales	271
1. Les arcs de Nice, de Castellane et de Taipei, quels types d'arcs ?	273
i. L'arc de Nice	273
ii. L'arc de Castellane.....	274
iii. L'arc de Taipei	276
2. Les réaimantations.....	277
3. Quels facteurs influencent la courbure de ces arcs ?	280
i. Le rôle de la surface de décollement	280
ii. L'héritage structural	282
iii. Le comportement de l'indenteur et du butoir.....	285
4. Arcs de Nice, de Castellane et de Taipei, quelles différences et similitudes ?	286
i. Courbures et épaisseur du bassin sédimentaire	286
ii. Réaimantation : un phénomène commun	287
iii. Chaînes courbées et courbure orogénique.....	287
B. Perspectives.....	289
1. Réactivation de failles héritées	289
2. Origine des réaimantations orogéniques.....	291
3. Le paléomagnétisme et le GPS : des outils complémentaires	292
 Références Bibliographiques	 293
 Liste des figures.....	 330
 Abstract	 337
 Résumé	 338

Introduction

Les chaînes de montagnes sont la manifestation terrestre de la convergence entre deux unités lithosphériques dont l'une au moins est continentale. Elles se caractérisent par des reliefs importants résultant de l'empilement d'unités tectoniques qui se chevauchent les unes sur les autres. L'observation en carte des chaînes de montagnes révèle qu'il s'agit de structures lithosphériques linéaires plus ou moins larges. Leurs tracés sont rarement rectilignes et suivent des courbes plus ou moins prononcées que l'on appelle des arcs.

La reconnaissance de courbures au sein d'une chaîne de montagnes amène à s'interroger sur leurs acquisitions. Sont-elles associées ou non à des rotations d'axe vertical ? Sont-elles acquises durant l'orogénèse ou sont-elles héritées ? L'interprétation d'un arc différera selon que des rotations d'axe vertical sont identifiées ou non. Leurs identifications sont d'autant plus primordiales pour reconstruire l'histoire d'une chaîne de montagnes que cela permet de corriger, en termes de direction, les différents événements tectoniques et structures, antérieures aux rotations, et ainsi d'appréhender le contexte géologique dans lequel la courbure est acquise.

Les travaux antérieurs ont démontré que la déformation d'un arc résulte de l'interaction entre les structures héritées, les hétérogénéités préexistantes des entités géologiques en convergence et les conditions selon lesquelles les contraintes tectoniques s'appliquent. La forme d'un arc ne sera pas la même selon que les contraintes appliquées sont homogènes ou non, aussi bien dans l'espace que dans le temps. L'interaction entre un champ de contraintes et les structures héritées est fortement dépendante de l'angle entre la direction moyenne de contrainte et l'azimut des structures. La direction et le pendage des structures héritées et la rhéologie des unités chevauchantes et chevauchées jouent un rôle majeur sur la manière dont, d'une part, les structures héritées vont être sollicitées et, d'autre part, sur la manière dont va se développer la chaîne de montagnes.

Mon travail de thèse s'est articulé autour de l'étude des courbures de chaînes d'avant-pays constituant la partie frontale du prisme orogénique, avec pour objectifs (1) de caractériser les rotations d'axe vertical et (2) de déterminer l'importance des structures héritées dans le développement de leurs courbures.

Les arcs de Nice et de Castellane et de Taiwan ont été choisis pour la similarité de leur contexte géodynamique (Figure 1) :

- Il s'agit de marges continentales inversées, décollées et déformées dans un contexte de collision lithosphérique contre la plaque Eurasie, par la rotation de la plaque Adriatique pour les premiers et de la plaque des Philippines pour le deuxième ;
- les orogènes s'accompagnent d'une ouverture océanique : la mer Ligure pour les Alpes et le bassin d'Okinawa pour Taiwan ;
- les fronts des prismes orogéniques sont en contact ou à proximité de massifs de socle cristallin, le massif des Maures-Tanneron au Sud de l'arc de Castellane et les hauts-fonds de Peikang et de Kuanyin à l'Ouest de l'arc du Nord de Taiwan.

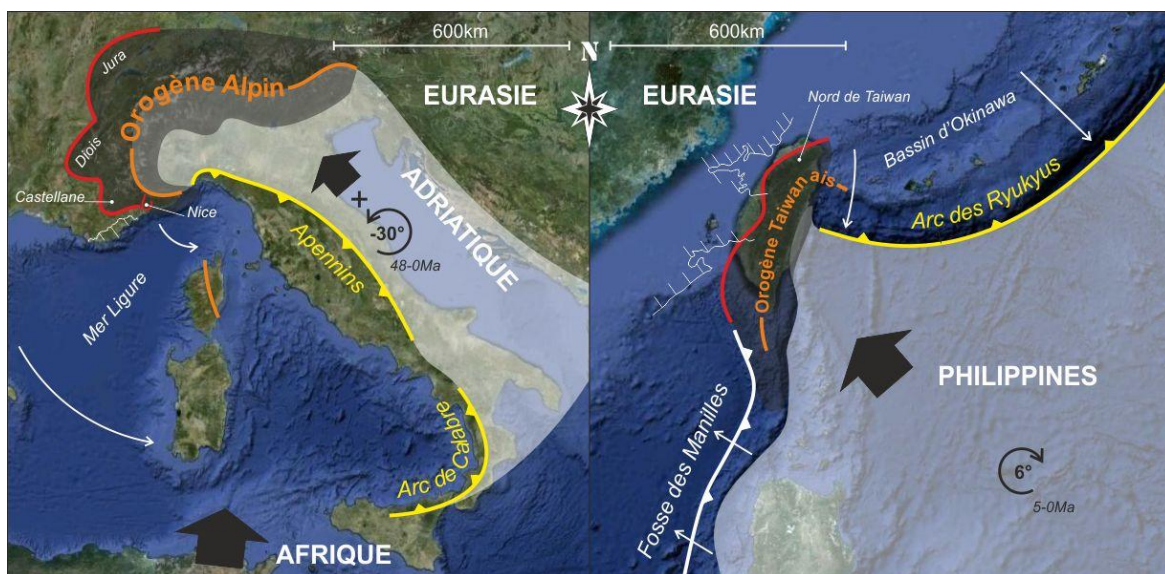


Figure 1 : Les arcs de Nice, de Castellane et du Nord de Taiwan dans leurs contextes géodynamiques. Les traits blancs à hachures représentent les massifs de socle cristallin. Les flèches précisent la cinématique passée des bassins d'arrière-arcs et de la fosse des Manilles. Les prises de vue satellite sont exportées de Google™ Earth (<http://www.google.fr/intl/fr/earth/index.html>).

Mais ces arcs se distinguent aussi en termes :

- d'activité : l'orogène alpin s'est essentiellement formé durant l'Oligocène et le Miocène, son activité sismique actuelle est modeste. L'orogène taïwanais, au contraire, est en érection depuis le Pliocène et se caractérise par une importante activité sismique ;
- de rhéologie : les arcs de Nice et de Castellane peuvent-être qualifiés d'hétérogènes, avec une couverture mésozoïque carbonatée et cénozoïque détritique, décollée par des niveaux à évaporites ; alors que l'arc du Nord de Taiwan peut-être qualifié d'homogènes avec une couverture exclusivement détritique, décollée le long de niveaux carbonés ;
- de polyphasage : Les arcs subalpins témoignent d'une histoire polyphasée, avec la distinction de deux principales phases de compression, alors que l'arc taïwanais est le résultat d'une seule phase de compression.

L'étude des courbures de ces arcs et de l'importance des structures héritées a nécessité de pouvoir définir le contexte tectonique antérieur à l'acquisition de leurs courbures. Cela a impliqué :

- (1) l'identification des rotations d'axe vertical que j'ai réalisé par l'analyse des enregistrements paléomagnétiques des séries. L'utilisation des méthodes paléomagnétiques est particulièrement justifiée par leurs capacités à pouvoir déterminer l'orientation du Nord magnétique lors de la formation de la roche échantillonnée. L'écart en déclinaison entre cette direction et celle attendue pour la période considérée est interprétée comme une rotation d'axe vertical.
- (2) la caractérisation des différents évènements tectoniques, en termes de directions de raccourcissement et d'état de contraintes. Les directions de raccourcissement ont été déterminées à partir de l'étude des axes de plis et de l'anisotropie de susceptibilité magnétique. L'anisotropie de susceptibilité magnétique a été particulièrement utilisée car l'anisotropie de forme des grains magnétiques, à laquelle elle est associée, est souvent caractéristique des premiers stades de compression orogénique précédant le plissement des séries géologiques. Les états de contraintes ont été, soit précisés par l'étude de failles striées dans certains secteurs, soit établis à partir de la littérature.
- (3) Enfin, la connaissance du canevas des structures héritées a été primordiale pour pouvoir discuter de son interaction durant la genèse des différents arcs. Il a essentiellement été défini à partir des travaux antérieurs.

Cette thèse comporte cinq chapitres. Le premier présente une synthèse des connaissances actuelles sur les chaînes de montagnes arquées. Le deuxième porte sur le protocole d'étude adopté pour étudier la courbure des arcs de Nice-Castellane et de Taiwan, ainsi que sur le détail des différentes méthodes utilisées dans le cadre de ce travail. Les chapitres trois et quatre concernent respectivement l'étude des rotations et de la déformation associée durant le développement des arcs de Nice, de Castellane et du Nord de Taiwan. Chacun de ces deux chapitres commence par la description du contexte géodynamique et des principaux domaines géologiques impliqués dans la genèse des arcs considérés. Les résultats de cette étude y sont ensuite analysés et interprétés. Ces deux chapitres se concluent par une interprétation régionale de la formation de ces arcs. Enfin le chapitre cinq conclura cette thèse par une discussion comparative sur la nature des courbures de ces arcs, sur les mécanismes évoqués pour expliquer leurs genèses, et enfin sur l'importance de l'héritage structural dans l'acquisition de leurs courbures.

I. Structures arquées, chaînes de montagnes et rotations

A. Définitions et notion d'échelle	22
1. Prisme orogénique	22
2. Notion d'échelle : du bloc à la courbure orogénique.....	25
B. Nomenclature, éléments de géométrie et classification	31
1. Éléments de géométrie	31
2. Classification des structures arquées	36
C. Facteurs contrôlant l'acquisition d'une structure arquée.....	41
1. Contrôle de la surface de décollement	41
2. Configuration de l'unité subduite	44
3. Configuration de l'unité chevauchante	46

En géologie structurale, une structure arquée est un orogène, une chaîne plissée et chevauchante (CPC) ou encore un chevauchement qui présente une forme linéaire non-rectiligne, avec des changements significatifs ($>10^\circ$) d'inflexion des structures qui les composent. L'observation des reliefs à grande échelle permet de se faire un premier aperçu de leur existence, comme l'illustre la [Figure I-1](#) prenant comme exemple la cordillère andine et la partie Ouest de l'orogène alpin. Pour ce dernier, on peut constater au sein d'un même orogène, l'existence de courbures de premier ordre affectant l'ensemble de l'orogène et de deuxième ordre se limitant à l'avant-pays plissé et chevauchant ([Figure I-1-b](#)).

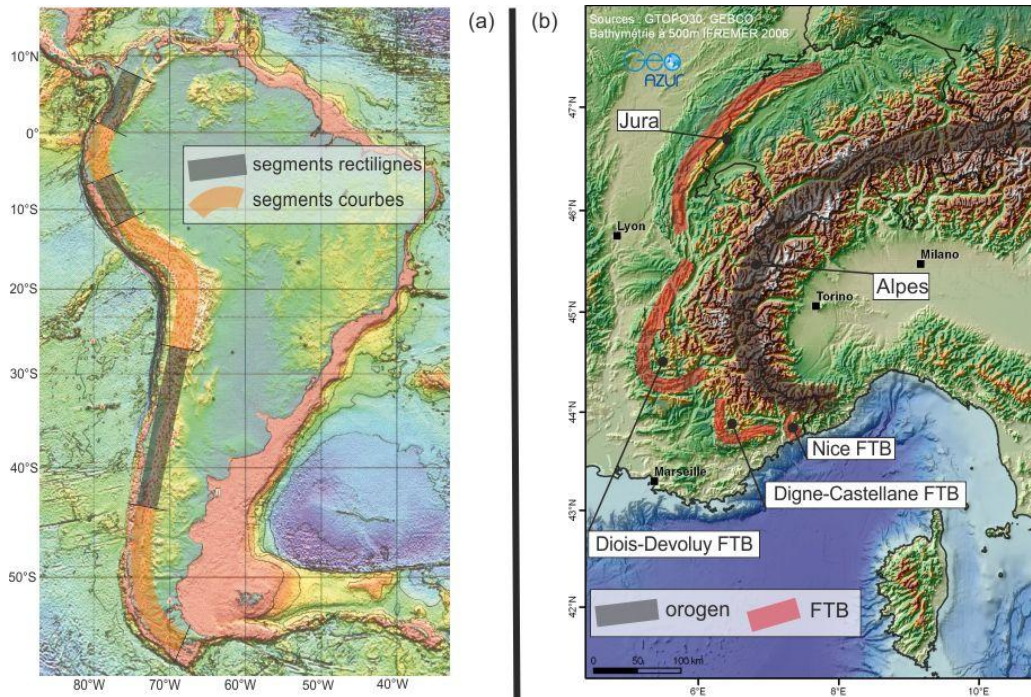


Figure I-1 : Exemples de structures arquées.

(a) Forme générale du relief de l'orogène andin (extrait de Bouysse, 2009)

(b) Relief de l'orogène alpin et des chaînes plissées et chevauchées (CPC ou FTB) qui lui sont associés.

Un orogène ou une CPC est généralement le résultat de la convergence entre des plaques lithosphériques (Le Pichon, 1968 ; Morgan, 1968). Il décrit un système montagneux et sa genèse par l'empilement de plusieurs unités plissées et chevauchées sur une portion instable de l'écorce terrestre (Gilbert, 1890 ; Kober, 1921 et Foucault et Raoult, 2000). Les orogènes (Figure I-2) *"are in fact the most important structures of geotectonics, they provide the key to the understanding of the evolution of the continents, and integrate all the other structural features of the earth into a coherent pattern"*² (Carey, 1955, p.257). Sur les 67 000km de frontières lithosphériques en convergence, la longueur des chaînes de collision (convergence continent-continent) et des cordillères (convergence océan-continent) correspondent respectivement à 12 000km et 45 000km (Figure I-2). Seuls quelques orogènes sont rectilignes alors que la plupart présentent une courbure plus ou moins prononcée. L'observation de telles courbures conduit à s'interroger quant à leur héritage. Les courbures sont-elles héritées ou acquises pendant l'orogénèse et pourquoi adoptent-elles de telles formes ? Ce chapitre aborde la description d'une structure arquée, du bloc tectonique à l'orogène, de l'outil paléomagnétique pour déterminer l'ampleur dynamique des courbures d'arc, puis des différents mécanismes aboutissant à la formation d'un arc.

² « sont en fait les structures les plus importantes de la géotectonique, ils fournissent la clé de la compréhension de l'évolution des continents, et permettent d'intégrer toutes les autres structures caractéristiques de la Terre dans un schéma cohérent ».

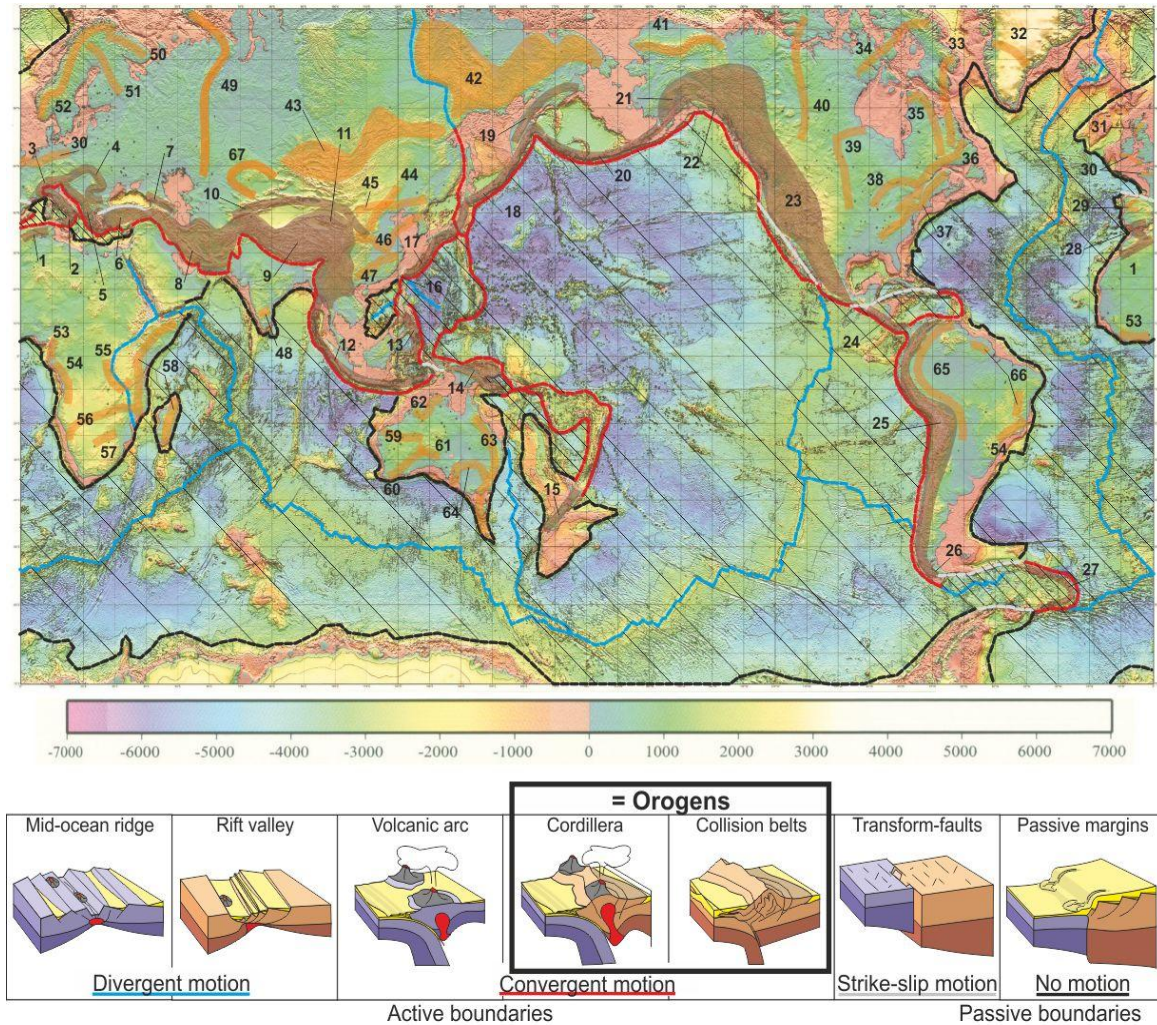


Figure I-2 : Contacts lithosphériques et distribution spatiale des orogènes actifs (soulignés par les zones brunes) et anciens (soulignés par les zones orange). Les zones hachurées correspondent aux lithosphères océaniques et celles qui ne le sont pas aux lithosphères continentales. Les lignes bleues correspondent aux limites lithosphériques divergentes ; les lignes rouges aux limites lithosphériques convergentes ; les lignes noires aux limites sans déformation ; les lignes grises aux limites décrochantes.

- 1: Atlas; 2: Calabrian Arc and Apennine; 3: Alps; 4: Carpathes; 5: Dinarides and Aegean Arc; 6: Taurides belt; 7: Caucase; 8: Zagros-Makhran belt ; 9: Himalaya; 10: Tien Shan; 11: Qilianshan Orogen; 12: Sunda and Banda Arc; 13: Philippines Arc; 14: Sepi Arc; 15: New-Zealand Alps; 16: Taiwan Orogen; 17: Ryukyu Arc; 18: Japan-Kuriles Arc; 19: Kamtchatka Arc; 20: Aleoutian Arc; 21: Alaskan Orocline; 22: St-Elis Orogen; 23: Idaho-Wyoming FTB; 24: South-Central America Orogen; 25: Andean Cordillera; 26: Magellan Orocline; 27: Scotia Arc; 28: Betic Cordillera, Gibraltar and Rif Arc; 29: Cantabrian-Asturien Arc;
- 30: Variscan Orogen; 31: Scottish Caledonides Orogen; 32: Nagssugtoqidian Orogen; 33: Torngat Orogen; 34: Foxe Orogen; 35: Cap Smith-New Quebec Orogen; 36: Grenville Orogen; 37: Appalachian Orogen; 38: Penocean Orogen; 39: Trans-Hudson Orogen ; 40: Taltson-Thelon Orogen; 41: Brooks Range; 42: Verkhoyansk-Kolyma, Verkhoyansk-Chukotka and Novosibirsk-Chukotka Orogens; 43: Altai, Selenga, Uda-Murgal and Stanovoy Orogens; 44: Trans-North China Orogen ; 45: Daxinganling Orogen; 46: Qinling-Dabie-Sulu Orogen; 47: Jiangnan-Sibao Orogen; 48: Moyer Belt; 49: Urals Orogen; 50: Kola-Karelian Orogen; 51: Svecofennian Orogen; 52: Norwegian Caledonides Orogen; 53: Ebumian Orogen; 54: Aracuai Orogen and Congo Belt; 55: Ubendian-Usagaran Orogens; 56: Pan-African Damara Orogen; 57: Limpopo Belt; 58: East-African Orogen; 59: Capricorn Orogen; 60: Albany-Fraser Orogen; 61: Paterson Orogen; 62: King Leopold and Pine Creek Orogens; 63: New-England Orogen; 64: Fleurieu-Nackara Arc; 65: Sunsas Orogen; 66: Transamazonian Orogen. 67: Ural-Mongol orogen.

Réalisée à partir de la carte physiographique du monde, Bouysse, 2009.

A. Définitions et notion d'échelle

Un prisme orogénique est un objet géologique complexe au sein duquel peuvent se réaliser des rotations à axe vertical à plusieurs échelles d'investigation. Cette notion d'échelle est présentée à partir d'exemples issus de la littérature scientifique.

1. Prisme orogénique

Un orogène ou prisme orogénique enregistre l'évolution tectonique le long d'une limite de plaques convergentes (Malavieille, 2010). Il s'agit de l'ensemble des éléments remaniés, déformés, métamorphisés, durant un processus de convergence (Figure I-3). Un prisme orogénique est défini par une surface de décollement assurant le découplage de la déformation entre l'unité chevauchée et le prisme. Conceptuellement, l'unité chevauchée ne subit pas de déformation, elle se déplace sous le prisme qui, lui, enregistre le raccourcissement.

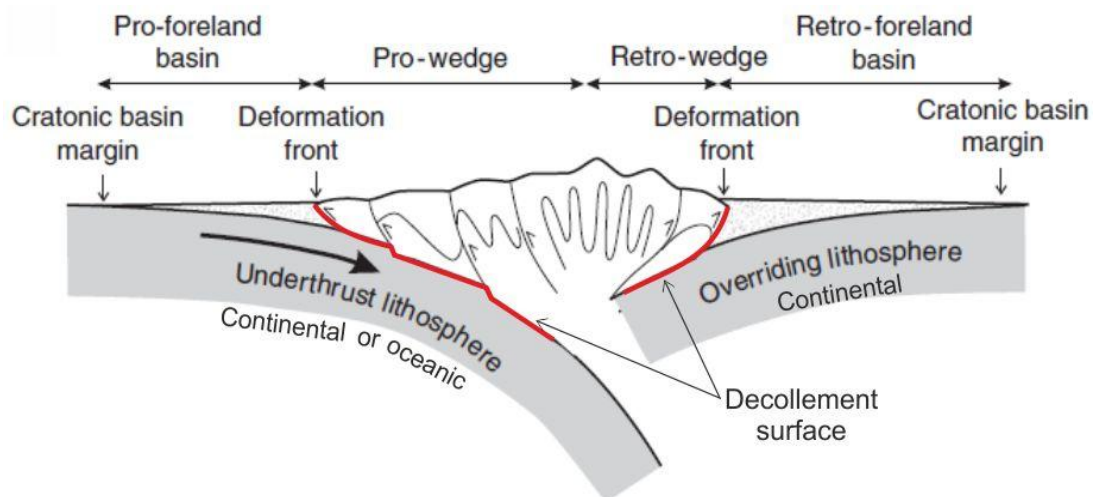


Figure I-3 : Schéma d'un prisme orogénique à double vergence. D'après Naylor et Sinclair (2008). La nature de la lithosphère chevauchée (*underthrust lithosphere*), continentale ou océanique, détermine la nature du processus responsable de l'orogénèse : collision ou subduction.

On distingue (Figure I-3) la région avant du prisme (*pro-wedge*) à vergence opposée au sens de déplacement de l'unité chevauchée, et la région arrière du prisme (*retro-wedge*) à vergence identique au sens de déplacement de l'unité chevauchée (Willett et al., 1993). La région arrière est souvent caractérisée de rétrochevauchante sur l'unité chevauchante. On parle d'orogène symétrique ou asymétrique (Storti et al., 2000) selon le rapport des longueurs horizontales des régions avant et arrière. Leurs dimensions traduisent l'importance des processus d'accrétion. Généralement les prismes sont asymétriques avec une région avant très étendue, en raison de l'apport continu de matière accrétée fournie par le déplacement de l'unité chevauchée.

La déformation qui affecte un prisme orogénique peut se résumer à un mode d'accrétion frontale et basale (Malavieille, 2010). L'accrétion frontale (Lallemand et al., 1994) consiste en la formation de nouvelles unités tectoniques à l'avant du front de déformation, engendrant une propagation incrémentale de ce dernier. L'accrétion basale (Gutscher et al., 1998) consiste en un sous-charriage d'unités chevauchantes à la base arrière du prisme et permet, pour partie, l'exhumation d'unités internes, métamorphiques et/ou granitiques au cœur du prisme. On peut prendre comme exemple les orogènes de Taiwan et des Alpes Suisses (Figure I-4).

L'accrétion frontale affecte les formations sédimentaires (Foothills pour Taiwan et NW Alps pour les Alpes, Figure I-4-a-c) des marges chinoise et européenne respectivement. Ces régions frontales forment ce que l'on appelle des chaînes plissées et chevauchées d'avant-pays (CPC ou *foreland fold and thrust belts*, FTB en anglais). Le front de déformation délimite l'avant-pays non déformé de l'avant-pays déformé. L'avant-pays non déformé correspond à des formations non- ou peu affectées (seulement par plissement) par l'orogénèse. Parmi les CPCs, on distingue les *thin-skinned FTB* des *thick-skinned FTB*. Les *thin-skinned FTB* (Chapple, 1978) correspondent à des CPCs dont les déformations sont superficielles, affectant exclusivement la couverture qui est totalement découplée du socle par un niveau de décollement à comportement plastique. Souvent, il s'agit de couches de gypse ou d'argilites (Davis et Engleder, 1985). Le socle n'est que peu, voire pas du tout, impliqué dans le processus de déformation. A l'opposé, les *thick-skinned FTB* (Coward, 1983) correspondent à des déformations plus étendues en profondeur affectant le socle. Ils sont généralement associés à l'absence de niveau de décollement efficace au sein de la couverture ou à l'interface couverture-socle.

L'exhumation de formations métamorphiques et granitiques, la *Central Range* pour Taiwan et les massifs cristallins des Alpes Suisses, sont le résultat, pour partie, d'une importante accrétion basale (Figure I-4). La concentration de formations métamorphiques au cœur d'un prisme orogénique forme la zone interne. Il peut s'agir d'unités exhumées par accrétion basale comme pour la *Central Range* à Taiwan ou alors de l'ensemble des unités géologiques chevauchantes sur une surface de décollement interne au prisme comme l'est le front pennique pour les Alpes. La zone interne d'un prisme orogénique peut même présenter des ophiolites, témoins d'une obduction précédant la collision. Au travers ou en bordure de la zone interne est présente la suture (Dewey, 1977). Il s'agit d'une limite séparant les unités accrétées appartenant à l'unité chevauchée de celles appartenant à l'unité chevauchante.

La dynamique d'un prisme orogénique est contrôlée par de nombreux facteurs (Chapple, 1978 ; Dahlen et Suppe, 1988 ; Ford, 2004 ; Bonnet et al., 2007 ; Cruz et al., 2008 ; Meigs et al., 2008 ; Malavieille, 2010 ; Graveleau et al., 2011 ; Konstantinovskaya et Malavieille, 2011 ; Rahl, et al., 2011). Les mécanismes de déformation interne contrôlent la forme, la topographie et l'évolution structurale d'un prisme orogénique. L'érosion et la sédimentation syn-orogénique contrôlent les transferts de matière depuis la surface et influencent directement la dynamique interne du prisme.

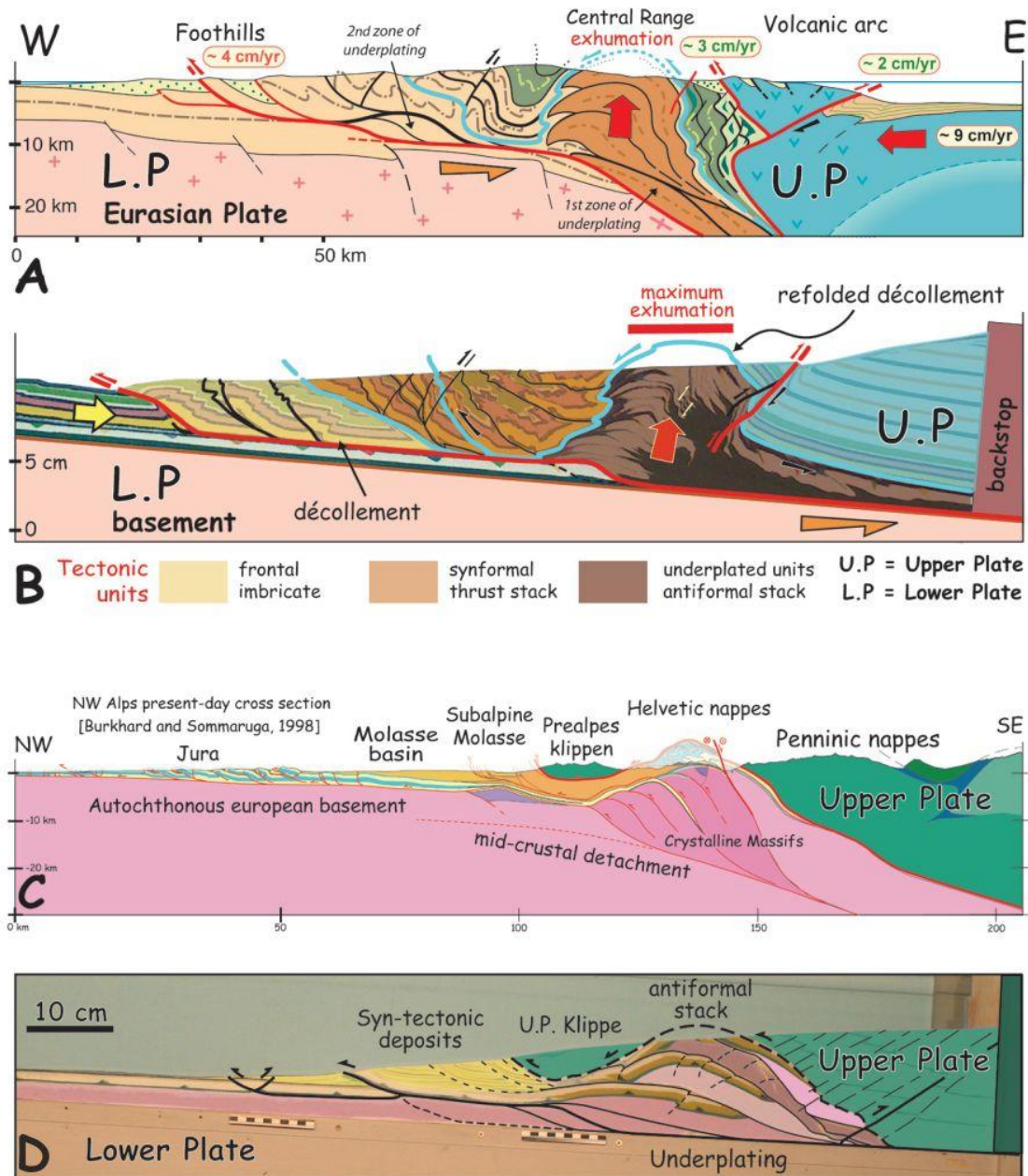


Figure I-4 : Exemples des prismes orogéniques taiwanais et alpins, coupes géologiques et modèles analogiques. D'après Malavieille, 2010.

(A) Coupe géologique du prisme orogénique de Taiwan inspirée de l'expérience (B) avec surfaces de décollement et érosion. Les taux de raccourcissement à moyen terme sur les principales failles actives sont indiqués.

(C) Coupe géologique à travers les Alpes Suisses (Burkhard et Sommaruga, 1998) correspondant au modèle (D) intégrant de l'érosion et une sédimentation syntectonique (Bonnet et al., 2007).

2. Notion d'échelle : du bloc à la courbure orogénique

Un prisme orogénique, une CPC ou un chevauchement arqué peuvent être nommés arc ou *salient* ou encore syntaxe. J'utilise préférentiellement le terme d'arc, plus utilisé par la communauté scientifique française pour évoquer une structure courbe.

i. Rotations de blocs

Je défini un bloc tectonique comme faisant référence à un objet géologique généralement de l'ordre de quelques à une dizaine de kilomètres, dont les limites sont connues et auquel un comportement mécanique homogène peut être attribué. Il peut s'agir d'un pli dont les terminaisons périclinales sont définies ou d'une structure, monoclinale ou plissée, bordée par des failles. Je considère ces structures comme étant de troisième ordre ainsi que toutes unités chevauchantes. Rigoureusement parlant, il ne s'agit systématiquement pas d'une structure arquée. S'il ne fait pas partie d'une structure arquée de plus grande échelle, son intérêt pour notre propos est limité. Je prendrai donc l'exemple de l'anticlinal d'Oliana (Espagne) appartenant au CPC des Pyrénées espagnoles.

Sussman et al. (2004) ont réalisé l'étude paléomagnétique de cet anticlinal, lequel se situe dans l'avant-pays des Pyrénées espagnoles à la frontière du bassin de l'Ebre et de la chaîne d'avant-pays dont le front est formé par les chevauchements de Montsec (MT) et de Serres Marginales (SM) ([Figure I-5-a](#)). Ce site est exceptionnel par la présence de séquences sédimentaires d'âge Eocène-Oligocène synchrones de la mise en place des chevauchements MT et SM (U1-U4, [Figure I-5-b](#); Vergès et Burbank, 1996). Les analyses paléomagnétiques s'accordent sur une rotation antihoraire de 20° de l'anticlinal après le dépôt d'U3. L'âge des plus jeunes dépôts syn-orogéniques correspond à l'âge le plus vieux de la rotation tectonique, il est alors possible de caractériser la période d'occurrence de la rotation.

L'histoire suivante est interprétée : (1) dépôt d'U1 entre 38-37 Ma, réactivation du chevauchement de SM et début des chevauchements aveugles au cœur de l'anticlinal d'Oliana ; (2) dépôt d'U2 entre 37-36 Ma, alors que le chevauchement SM se propage vers l'avant-pays, le plissement s'accompagne de prémises d'une rotation antihoraire ; (3) dépôt d'U3 entre 36-34 Ma, le chevauchement MS est réactivé et celui de SM est déplacé de 11 km vers le Sud entraînant le maximum de rotation de l'anticlinal d'Oliana. La contemporanéité de la mise en place des chevauchements et de la rotation de l'anticlinal d'Oliana ([Figure I-5-a](#)) indique que l'acquisition de la courbure du front de déformation est progressive.

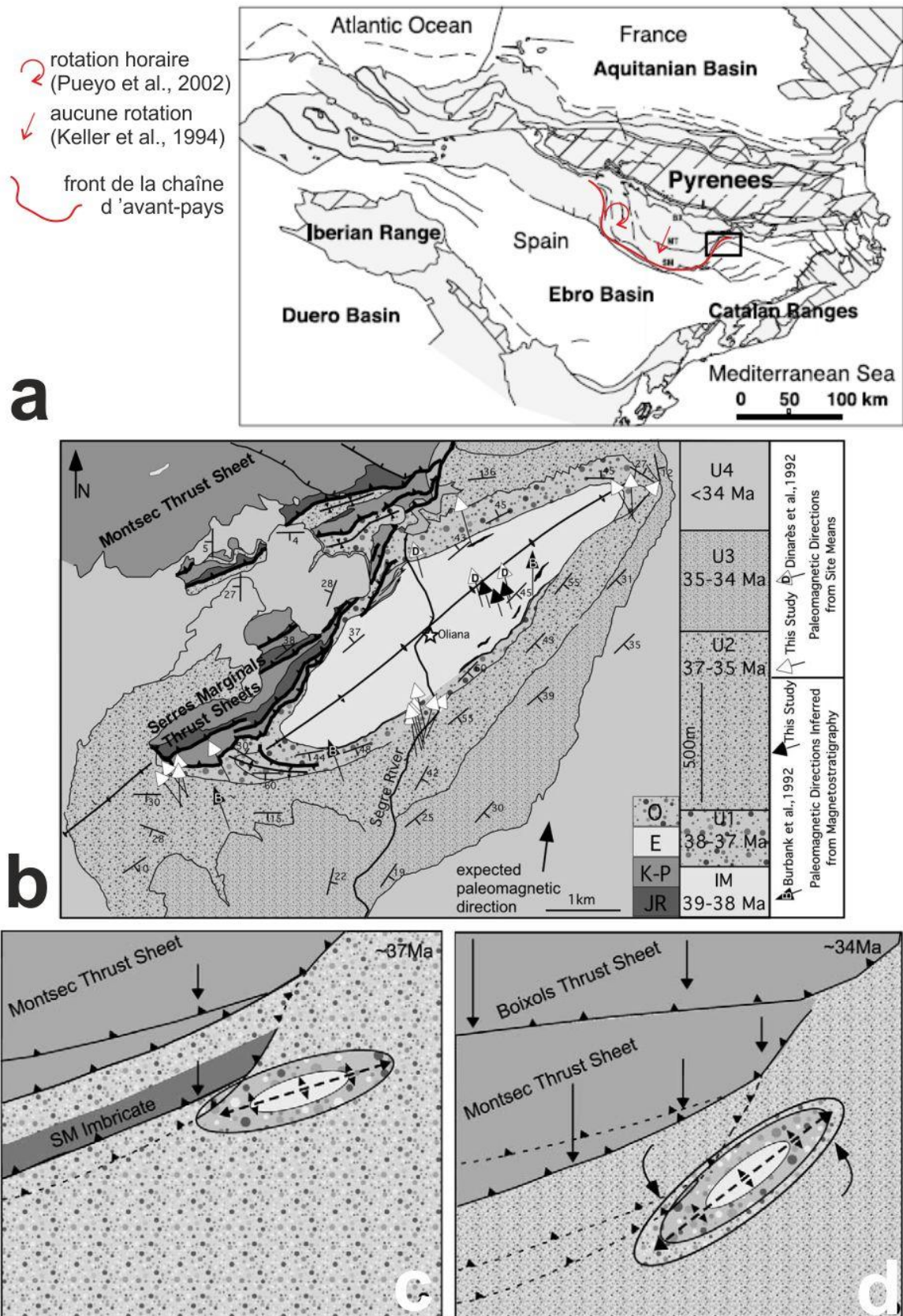


Figure I-5 : Rotation de l'anticlinal d'Oliana (Espagne). D'après Sussman et al., 2004.

(a) Localisation de l'anticlinal d'Oliana au sein de l'orogène des Pyrénées (rectangle noir).

(b) Carte géologique de l'anticlinal d'Oliana. U1-U4 formations géologiques syn-orogéniques.

(c) et (d) Rotation de l'anticlinal d'Oliana. (c) Aux environs de 37 Ma, l'anticlinal se forme au sein d'un petit duplex. (d) Le déplacement au dessus de la surface de décollement régionale et la mise en place de chevauchements au Nord engendrent le transport et la rotation antihoraire de 20° de l'anticlinal d'Oliana.

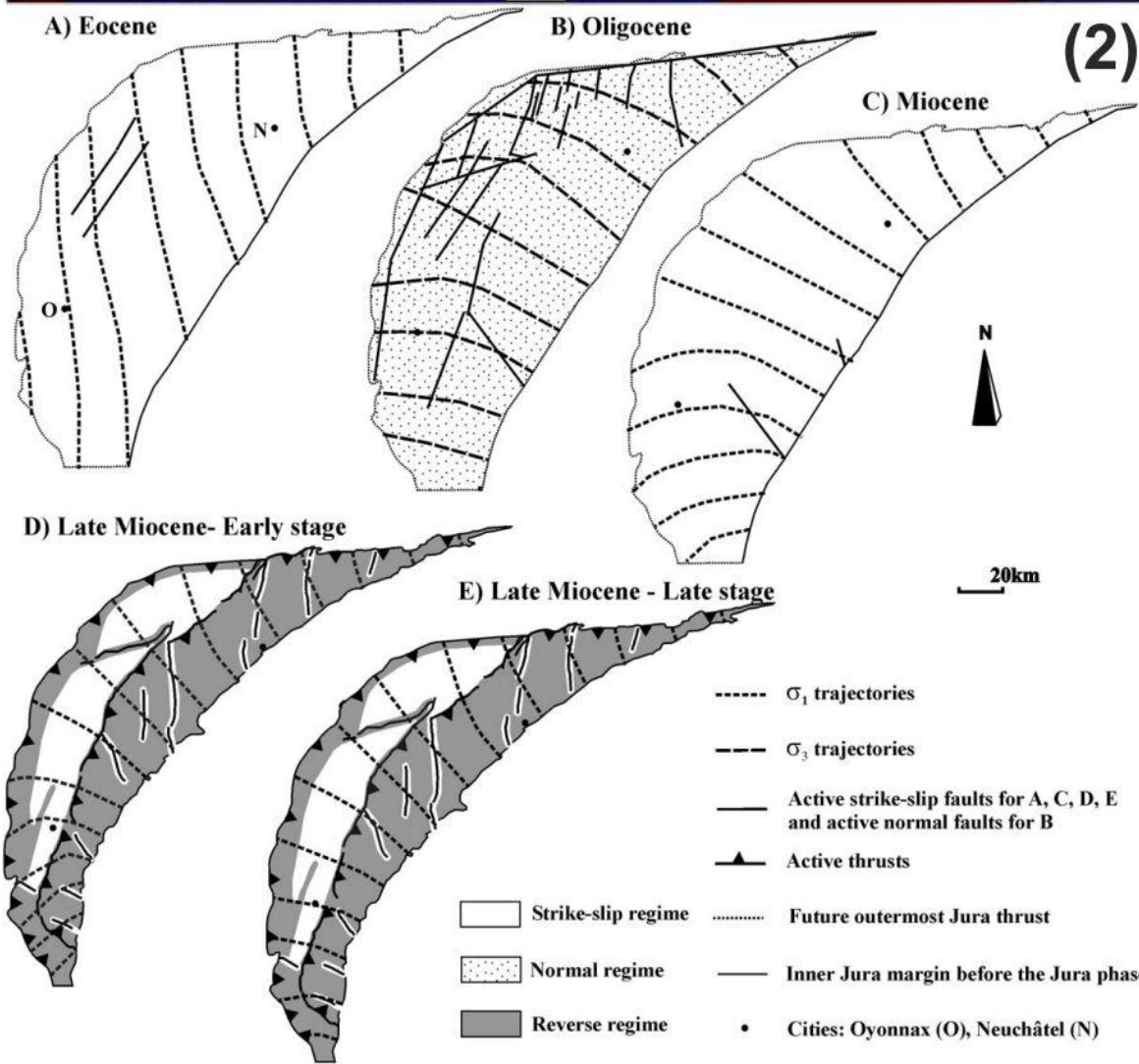
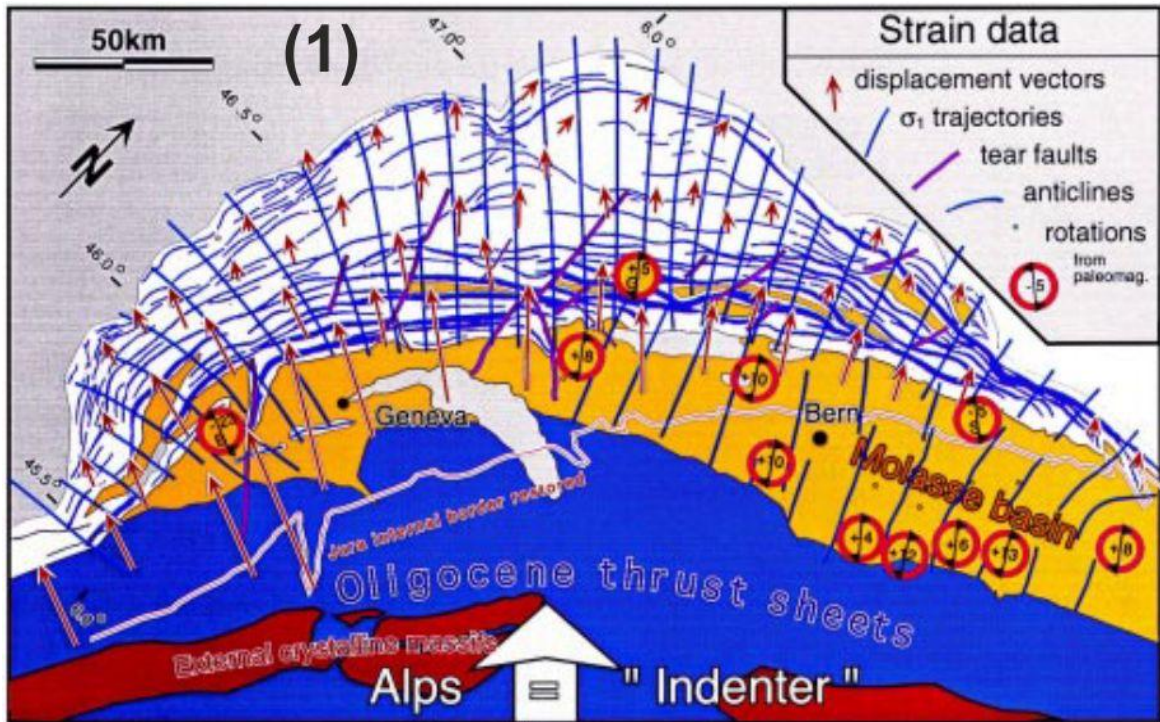
ii. Chaînes plissées et chevauchantes courbées

La structure arquée de deuxième ordre est la chaîne plissée et chevauchante courbée. Il s'agit d'un ensemble de chevauchements et de structures plicatives dont les dimensions varient de la dizaine à la centaine de kilomètres. Dans le cas des Alpes occidentales, le prisme orogénique comprend une courbure de premier ordre, dite orogénique, et plusieurs courbures de deuxième ordre matérialisées par les arcs du Jura, de Diois-Dévoluy, de Castellane et de Nice (Figure I-1). Considérons l'arc du Jura (France).

L'arc du Jura s'est mis en place après le Miocène moyen (Serravalien) au Nord-Ouest d'un bassin molassique (Laubscher, 1972). Il est formé par un ensemble de plis et de chevauchements impliquant à la fois la plate-forme carbonatée mésozoïque constituant l'avant-pays alpin et des molasses oligo-miocène syn-orogéniques. Il présente une grande asymétrie avec une très petite branche Sud orientée N-S et une branche NE très étendue orientée NE-SO à E-O à son extrémité (Figure I-6-1).

Les différentes études tectoniques menées dans l'arc du Jura aboutissent à l'interprétation d'un arc non-rotationnel moulant la forme du bassin triasique (Debrand-Passard et al., 1984). Les études paléomagnétiques (Kempf et al., 1998, Gehring et al., 1991 et Schlunegger et al., 1996) révèlent l'existence de rotations dans les molasses de chacune des branches mais insuffisantes pour expliquer les 90° de courbures de l'arc (Figure I-6-1). L'analyse des champs de contraintes de l'Eocène au Miocène (Homberg et al., 2002) ne révèle pas de changements significatifs entre les différentes étapes compressives, ni-même entre les trajectoires de σ_3 oligocènes et les trajectoires de σ_1 miocènes (Figure I-6-2). Cela conforte l'interprétation du contrôle de l'héritage structural sur l'acquisition de la courbure. Les champs de déplacements (Philippe et al., 1996) et de raccourcissement déduits de l'étude des axes de plis (Heim, 1921) présentent un schéma divergent du cœur vers l'extérieur de l'arc.

Figure I-6 : Cartes tectoniques de l'arc du Jura. De Hindle et Burkhard, 1999 et Homberg et al., 2002.
(1) La courbure du Jura est marquée par la direction des principaux anticlinaux (Heim, 1921). Les trajectoires de contraintes (en bleu) ont été calculées à partir de données provenant de plus de 180 stations où des populations de failles ont été utilisées pour calculer les paléo-tenseurs de contraintes selon une méthode d'inversion (Homberg, 1996). Les trajectoires de contraintes au sein du bassin molassique ont été déterminées à partir de galets striés (Schrader, 1988) et de macles de calcite (Hindle, 1996). Les vecteurs de déplacement (flèches rouges) ont été estimés à partir de l'équilibrage de coupes géologiques (Philippe et al., 1996). Le trait fin noir marque la position approximative restaurée de la limite de l'arc du Jura. Les rotations paléomagnétiques ont été déterminées par Kempf et al. (1998), Gehring et al. (1991) et Schlunegger et al. (1996).
(2) Modèle d'évolution au Cénozoïque de l'arc du Jura. Les champs de contraintes et les principales failles durant les principaux événements tectoniques cénozoïques sont indiqués. Pour les étapes A, B et C, les contraintes, les failles et la marge jurassienne sont prises en compte dans leurs positions palinspatiques déterminées à partir des cartes de restauration de Philippe et al. (1996). Pour les étapes D et E seuls les failles et les champs de contraintes sont représentés.



iii. Courbures orogéniques

Enfin, la structure arquée de premier ordre est la courbure orogénique. L'ensemble du prisme orogénique est courbé, soit des objets géologiques dont les dimensions excèdent plusieurs centaines de kilomètres. De tels orogènes sont souvent, par abus de langage, appelés oroclins ; terme dont la signification correspond à un type particulier de structure arquée (Carey, 1955) qui sera abordée ultérieurement.

Pour illustrer mon propos, je prendrai l'exemple de la cordillère dévonienne kazakhstane. Il s'agit d'un ensemble concentrique d'arcs volcaniques en forme de fer à cheval et qui se sont accrétés les uns les autres durant le Paléozoïque formant l'orogène Ural-Mongol ([Figure I-2](#) et [Figure I-7](#)). L'agencement des formations géologiques indiquent que la subduction était à vergence de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne. Une telle configuration originelle est difficile à concilier avec la théorie de la tectonique des plaques. Il a alors été proposé qu'il s'agit d'une cordillère rectiligne qui a été courbée (Zonenshain et al., 1990). Plusieurs études paléomagnétiques ont été menées afin d'améliorer notre compréhension de l'histoire tectonique de l'orogène Ural-Mongol (Abrajecvitch et al., 2007 pour une revue). Elles ont confirmé le plissement d'un orogène entre le Dévonien et la fin du Paléozoïque et l'existence de rotations permo-triasiques.

Abrajecvitch et al. (2007) ont étudié les formations volcaniques du Dévonien moyen à l'extrémité Sud de l'orocline afin de contraindre la période d'occurrence et le mode d'acquisition de la courbure oroclinale. Ils ont tenu compte des rotations permo-triasiques (Van der Voo et al., 2006) pour retrouver les directions originelles des différentes branches de l'orogène. Les rotations permo-triasiques atteignent une centaine de degrés dans le sens antihoraire dans la région du Nord Tien Shan et correspondent à des rotations de petits blocs au sein d'une grande zone de cisaillement durant la fin de l'orogénèse. Une fois leurs directions paléomagnétiques corrigées des rotations permo-triasiques ([Figure I-7-c](#)), il leur a été possible de « décourber » l'orogène Ural-Mongol ([Figure I-7-d](#)).

La cordillère kazakhstane était longue de 1 500km et était orientée NO-SE et la subduction se réalisait du NE vers le SO. Elle a par la suite été déformée afin d'acquies sa forme en fer à cheval caractéristique entre le milieu du Dévonien et la fin du Permien. La connaissance de la forme originelle de la cordillère est primordiale pour comprendre l'amalgamation des blocs crustaux Baltica, Siberia et Tarim qui forment une grande partie de l'actuelle Eurasie.

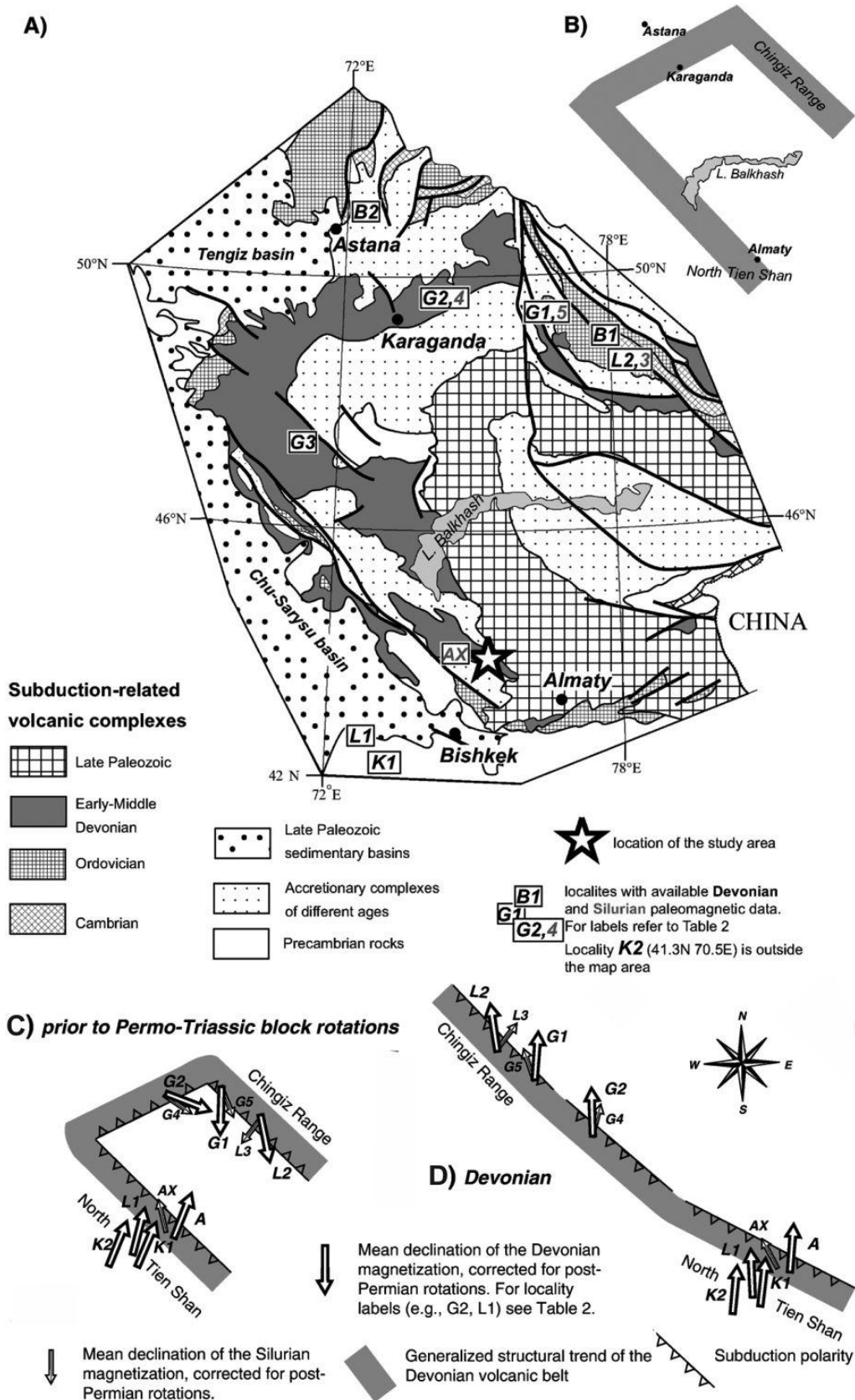


Figure I-7 : Localisation et interprétation de la courbure de la cordillère dévienne du Kazakhstan. D'après Abrajevitch et al. (2007).

(A) Complexes de subduction paléozoïque montrant la forte courbure de la cordillère dévienne et du paléozoïque terminal, avec la chaîne du Tien Shan et de Chingiz à chacune de ses extrémités sont indiquées en (B).

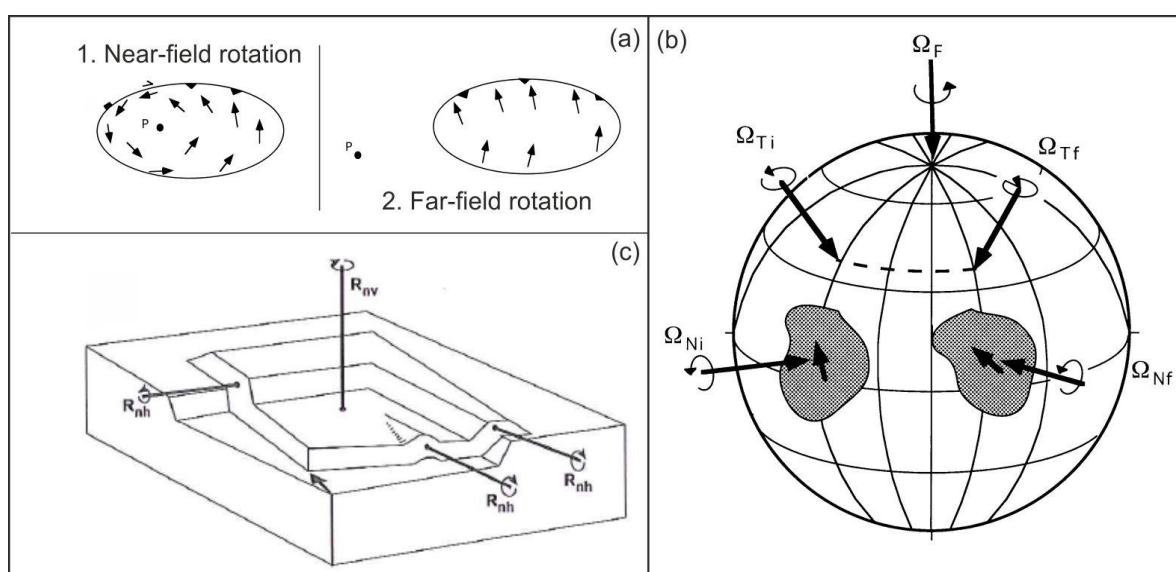
(C et D) Schémas illustrant la relation entre l'orientation structurale et la déclinaison des aimantations primaires siluriennes et dévoniennes avant la rotation permo-triasique (C) et au Dévonien (D).

B. Nomenclature, éléments de géométrie et classification

Les termes les plus courants dans la littérature pour décrire une structure arquée sont **orocline**, **salient**, **recess** et arc. Le terme **orocline** (orocline en français) a été défini par Carey (1955) pour "an orogenic system which has been flexed in plan to a horse-shoe or elbow shape"³ (Carey, 1955, p.257). **Salient** et **recess** n'ont pas de correspondance en français. Ils ont été définis par Miser (1932) pour décrire respectivement la convexité et la concavité vers l'avant-pays d'une portion d'arc (Figure I-9).

1. Éléments de géométrie

Le mouvement de tels objets est la somme de translations ou de translations et de rotations autour d'un axe vertical. Dans le deuxième cas (Figure I-8), l'occurrence de rotations implique l'existence d'un **pôle de rotation**. Un objet peut tourner sur lui-même (**rotation en champ proche**, son pôle de rotation est inclus dans l'objet) ou depuis tout autre point éloigné (**rotation en champ lointain**, son pôle de rotation n'est pas inclus dans l'objet) (Allerton, 1998). Selon qu'un objet, quelle que soit sa dimension, subit une rotation en champ proche (exemple des Alpes, Figure I-8-d) ou en champ lointain (exemple de la rotation du bloc Corso-Sarde, Figure II-3) les déformations résultantes ne seront pas similaires (Figure I-8-a). La mise en place des arcs peut être caractérisée par plusieurs axes de rotation, horizontaux, généralement responsables du plissement, et verticaux souvent responsables de l'acquisition de formes arquées (Figure I-8-c ; Bates, 1989 ; McCaig et McClelland, 1992).



³ un système orogénique qui a été fléchi dans le plan horizontal en forme de fer à cheval ou en forme de coude.

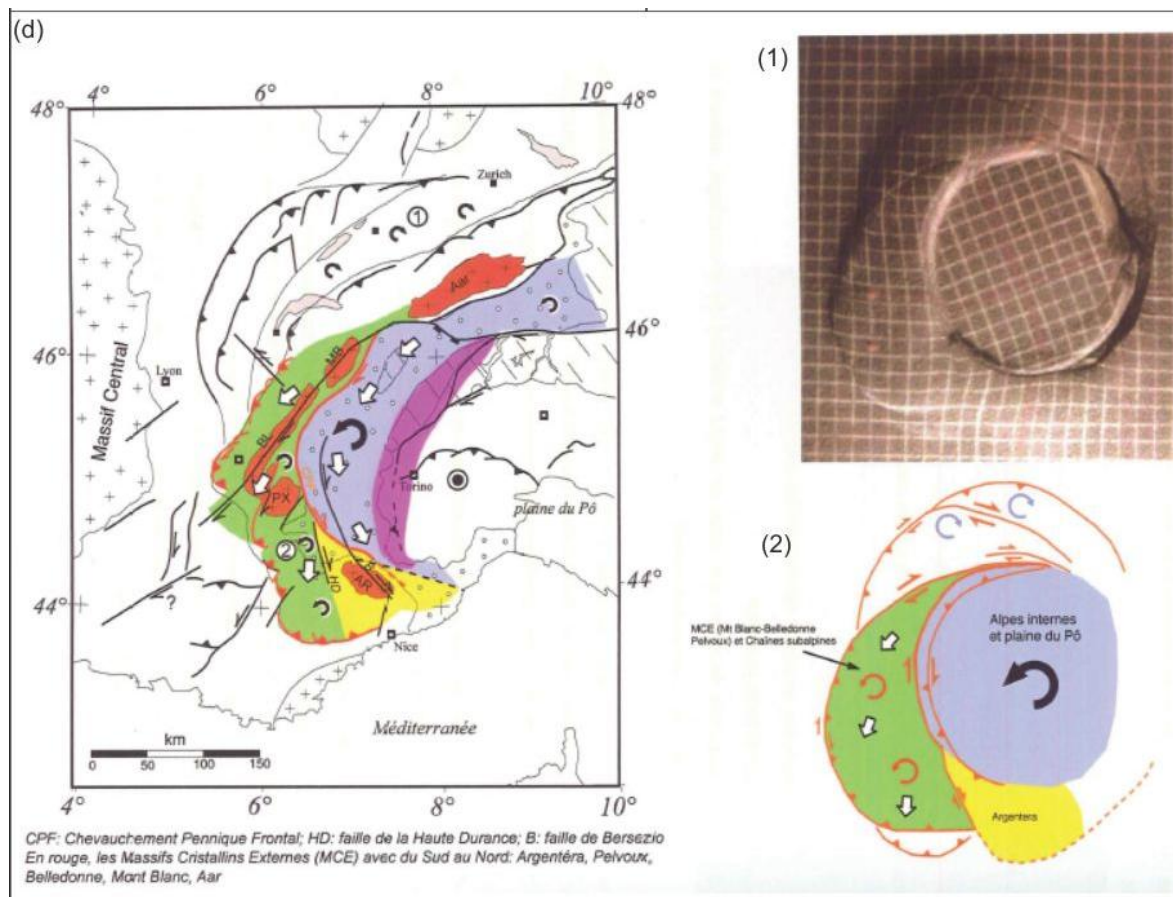


Figure I-8 : Mouvements d'un arc (d'après Allerton, 1998 et Weil et Sussman, 2004)

(a) Dessin illustrant le déplacement instantané d'un chevauchement. Le point P est l'axe de rotation, aussi appelé 'pin-point' ou point d'attache. Pour les rotations en champ proche, le contact avec l'avant-pays varie de chevauchant à normal en passant par du décrochement. Pour les rotations en champ lointain, l'ensemble du contact chevauchement/avant-pays enregistre de la compression.

(b) Mouvement d'une écaille chevauchante sur une sphère sous l'effet d'une rotation en champ lointain (Ω_f) autour d'un axe fixe par rapport à la sphère, et d'une rotation en champ proche (initialement Ω_{Ni} et finalement Ω_{Nf}) autour d'un axe fixe par rapport au chevauchement.

(c) Le déplacement du chevauchement peut être décrit par un série de rotations instantanées (initialement Ω_{Ti} et finalement Ω_{Tf}), chaque vecteur étant la somme des rotations en champ lointain et en champ proche. Les rotations instantanées suivent comme trajectoire un petit cercle. Si le chevauchement est petit par rapport à la sphère, alors la rotation en champ lointain peut être traitée comme une translation, et le déplacement peut-être décrit par une série de rotations instantanées extérieures au chevauchement. Le mouvement est hélicoïdal (modifiée d'après Bates, 1989 ; McCaig et McClelland, 1992). La flèche en gras représente la direction de translation du chevauchement.

(d) Exemple de rotation en champ proche pour l'orogène alpin. Mise en parallèle de la carte structurale des Alpes simplifiée et de l'expérience analogique utilisant une plaque tournante. (1) rotations horaires d'après les données de Kempf et al., 1998 ; (2) rotations antihoraires d'après Aubourg et Chabert-Pelline, 1999.

Un orogène ou une CPC non rectiligne est **courbe, arqué, plié** ou **fléchi** ; la direction des structures **tourne** ou **change** le long de la **courbure** ou de la **ligne de flexion** ou **ligne d'arc** d'un arc. Une structure courbe peut être divisée en plusieurs **branches** ou **membres** de part et d'autre de la **charnière** ou **région axiale**. Un arc est dit **rotationnel** ou **non-rotationnel** (Marshak, 2004) selon que les courbures qui le caractérisent sont associées ou non à des rotations d'axe vertical de ses membres (Figure I-9).

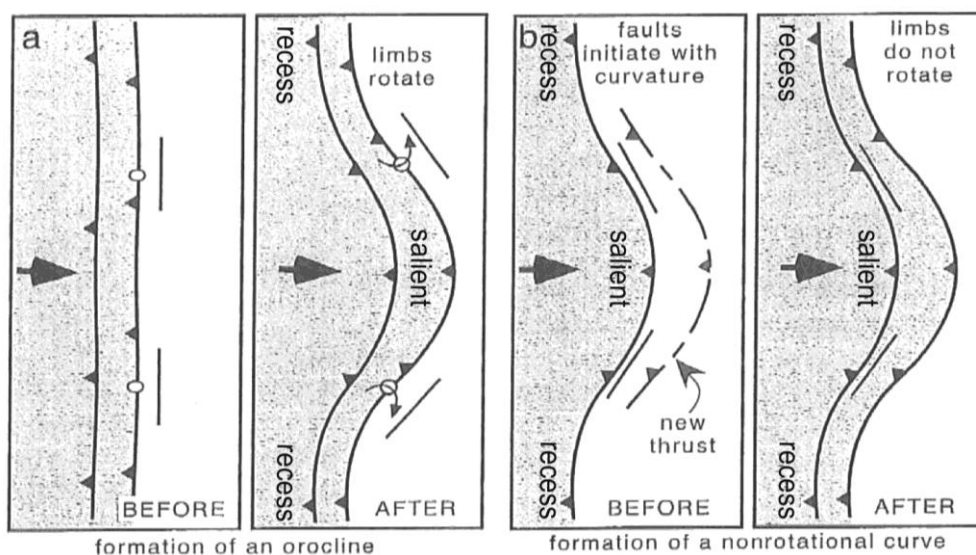


Figure I-9 : Arc rotationnel et arc non-rotationnel (Marshak, 2004).

- a. Dans les arcs rotationnels, l'azimut des structures évolue avec la propagation de la déformation.
 b. Dans les arcs non-rotationnels, les structures régionales adoptent originellement une forme arquée.

Marshak (1988) et Macedo et Marshak (1999) ont fourni une terminologie complète de la description géométrique des arcs (Figure I-10).

Un **leading edge** (LE) (Macedo et Marshak, 1999) ou ligne d'arc correspond à une ligne définissant la tendance structurale le long d'un arc. Cette définition manque de précision comme l'ont soulevé Hindle et Burkhard (1999), en particulier sur la signification de la direction structurale. Est-ce le front de chevauchement limitant l'orogène ou la tendance moyenne des axes de pli qui le forme ?

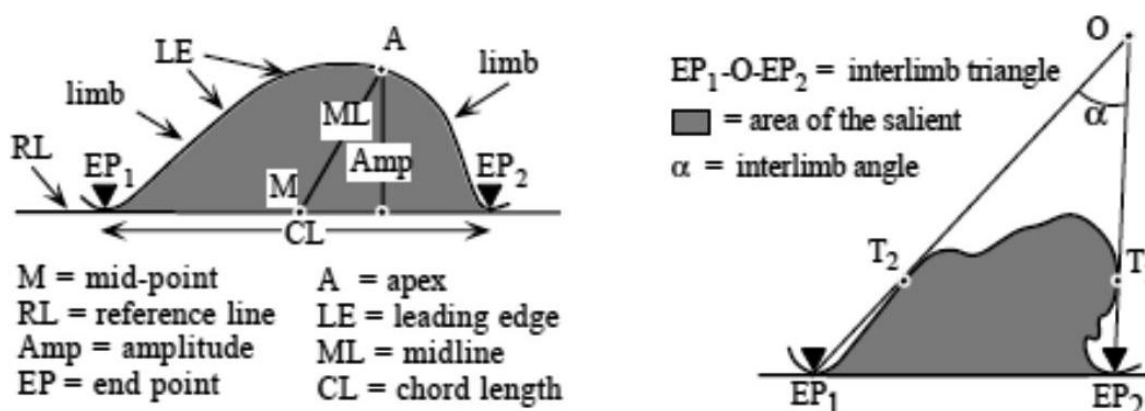


Figure I-10 : Eléments de géométrie d'un arc. Voir le texte pour la définition des termes. Termes décrivant la vue en carte de la ligne de corde d'un arc. D'après Macedo et Marshak (1999).

Le front de chevauchement peut être affecté par une érosion différentielle importante et de nombreuses hétérogénéités de deuxième ordre. La trace du front de chevauchement en surface peut fortement différer de la trace des axes de plis qui affecte l'unité chevauchante (Figure I-11). Le relief et les fronts de chevauchement ne permettent en aucun cas de caractériser quantitativement la courbure d'une structure arquée. Ils peuvent toutefois

permettre de les suspecter, car l'érosion est contrôlée, en partie, par l'orientation des structures. Les seuls critères à prendre en compte sont l'orientation des structures tectoniques caractéristiques d'une déformation ductile : plis, ainsi que la schistosité et foliation quand elles sont présentes.

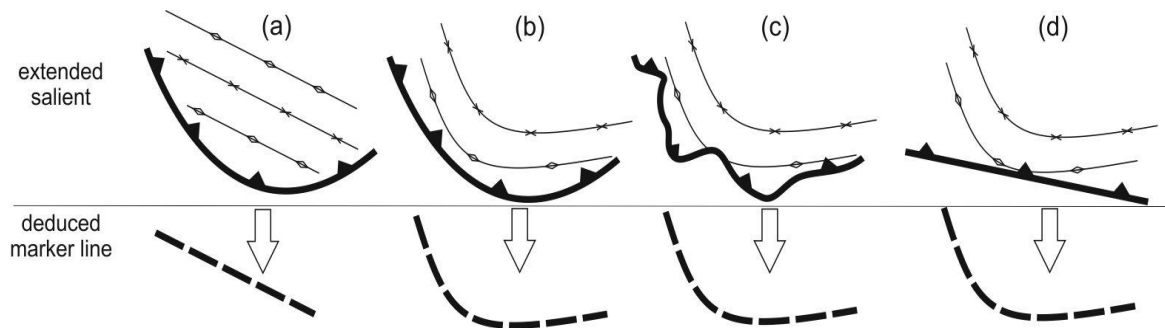


Figure I-11 : Exemples de divergence de formes entre la trace du front de chevauchement et les axes de plis au sein d'une nappe de charriage. (a) trace du front de chevauchement courbe et axes de plis rectiligne. (b) trace du front de chevauchement et axes de plis courbes. (c) trace du front de chevauchement irrégulière et axes de plis courbes. (d) trace du front de chevauchement rectiligne et axes de plis courbes. Trace du front de chevauchement : trait épais continu ; axe de plis anticlinal : trait fin avec losanges ; axe de plis synclinal : trait fin avec croix ; forme de la ligne de flexion correspondante : trait épais discontinu.

Pour chaque arc, des **endpoints** (EP) (Marshak, 1988) ou des terminaisons peuvent être déterminées. Il s'agit des limites latérales d'une courbure (Figure I-10). Une terminaison correspond à un changement significatif de la direction de la ligne d'arc, celle-ci s'infléchit en ce point. Pour Macedo et Marshak (1999) les terminaisons sont les points à chaque extrémité d'un arc. L'**apex** (A) est le point où la ligne d'arc a le plus petit rayon de courbure. La droite joignant deux terminaisons est une ligne de référence ou **reference line**. Le point médian de la ligne de référence est appelée le **midpoint** (M). La longueur de la ligne de référence correspond à la corde d'un arc, elle est nommée **cord length** (CL) longueur de la corde.

L'**amplitude** (Amp) (Marshak, 1988 ; Macedo et Marshak, 1999) d'une courbure est la plus courte distance entre l'apex de la ligne d'arc et la ligne de référence. Le **degree of protrusion** (DP) ou degré de protrusion est le rapport entre l'amplitude et la longueur de la corde.

La **midline** (ML) ou ligne médiane est la distance entre l'apex et le point médian et le **degree of asymmetry** (DA) ou degré d'asymétrie est le rapport entre la ligne médiane et l'amplitude ou encore l'angle entre la ligne médiane et la ligne de référence.

L'**interlimb angle** (IA) ou angle interlimbe est l'angle entre les deux côtés d'un triangle, dans lequel l'arc peut être inscrit et dont la ligne de référence définit la base. L'angle α est

l'interlimbe dans la [Figure I-10](#). Les deux autres côtés du triangle sont tangents à l'arc aux points T1 et T2 et se coupent au point O.

La caractérisation géométrique de vingt orogènes (Macedo et Marshak, 1999), à partir des éléments géométriques définis ci-avant, a permis de suggérer une classification des orogènes selon leur motif structural ([Figure I-12](#)). On distingue :

- le motif **parallèle**, les directions structurales non définies se maintiennent à égale distance les unes des autres ([Figure I-12-A](#)) ;
- le motif **divergent**, la distance entre les structures de premier ordre augmentent vers l'une ou les deux terminaisons ([Figure I-12-B](#)) ;
- le motif **convergent**, l'espacement entre les traces des structures de premier ordre diminue vers les terminaisons ([Figure I-12-C](#)) ou seulement vers une seule des deux terminaisons ([Figure I-12-E](#)) ;
- le motif **tronqué**, une branche se termine sur la ligne d'arc de l'autre branche ([Figure I-12-D](#)) ;
- le motif **chaotique**, les directions des structures à l'arrière-pays de la ligne d'arc sont désorganisées ([Figure I-12-F](#)).

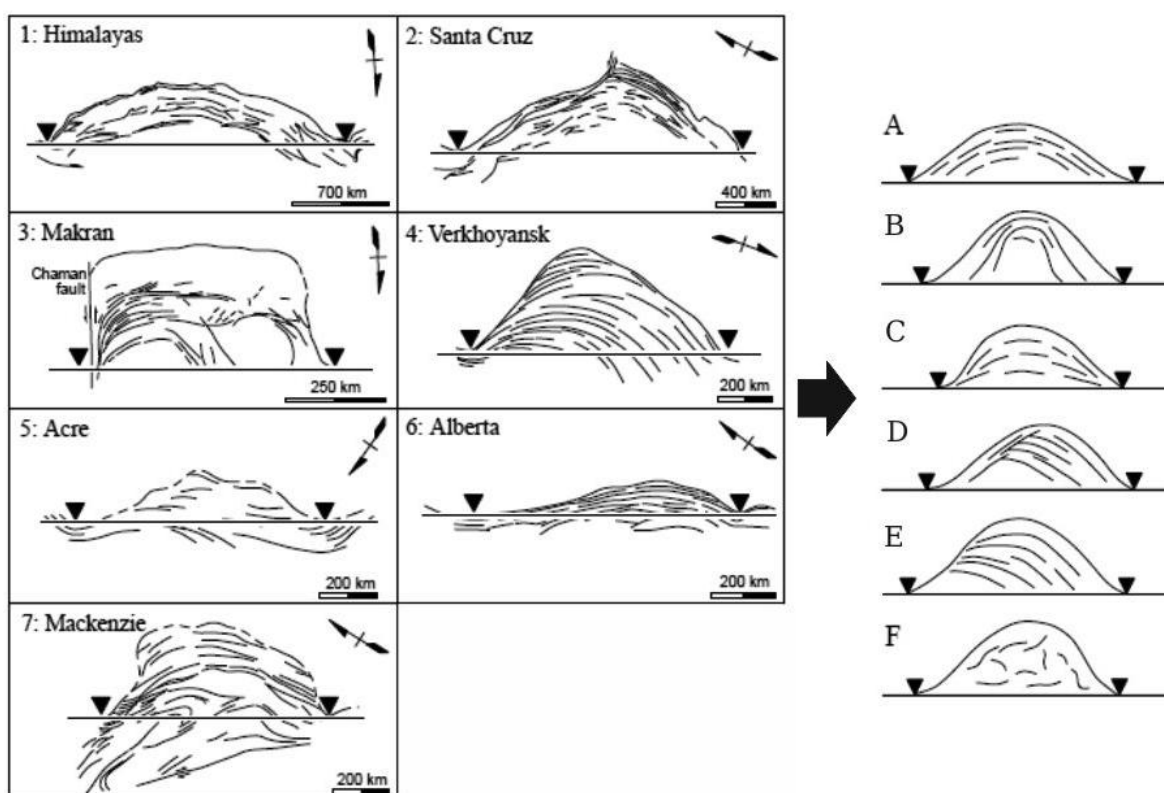


Figure I-12 : Motifs structuraux observés dans différents orogènes. De Macedo et Marshak, 1999. Les lignes courbes et continues représentent les lignes d'arc des arcs. Les lignes discontinues représentent les directions structurales. Les lignes droites correspondent aux lignes de référence et les triangles aux terminaisons des courbes. Motifs : parallèle (A), divergent (B), convergent vers les terminaisons (C), tronqué (D), convergent vers une seule terminaison (E), chaotique (F).

2. Classification des structures arquées

Plusieurs travaux ont été faits sur la base du champ en déplacement et le motif des déformations finies (Ries et Shackleton, 1976 ; Marshak, 1988 ; Marshak et al., 1992 ; Ferrill et Groshong, 1993 ; Hindle et Burkhard, 1999 ; Lickorish et al., 2002 ; Kwon et Mitra, 2004). Marshak (1988) a d'abord proposé une classification exhaustive des orogènes courbes avec non moins de 11 termes et uniquement pour les *thin-skinned orogens*. Or, il semble, en comparaison d'un classement sur l'occurrence de rotations d'axe vertical, que cette tâche est fortuite. Cependant, les déterminations du déplacement et du champ de contraintes sont essentielles pour comprendre les mécanismes de mise en place d'un arc.

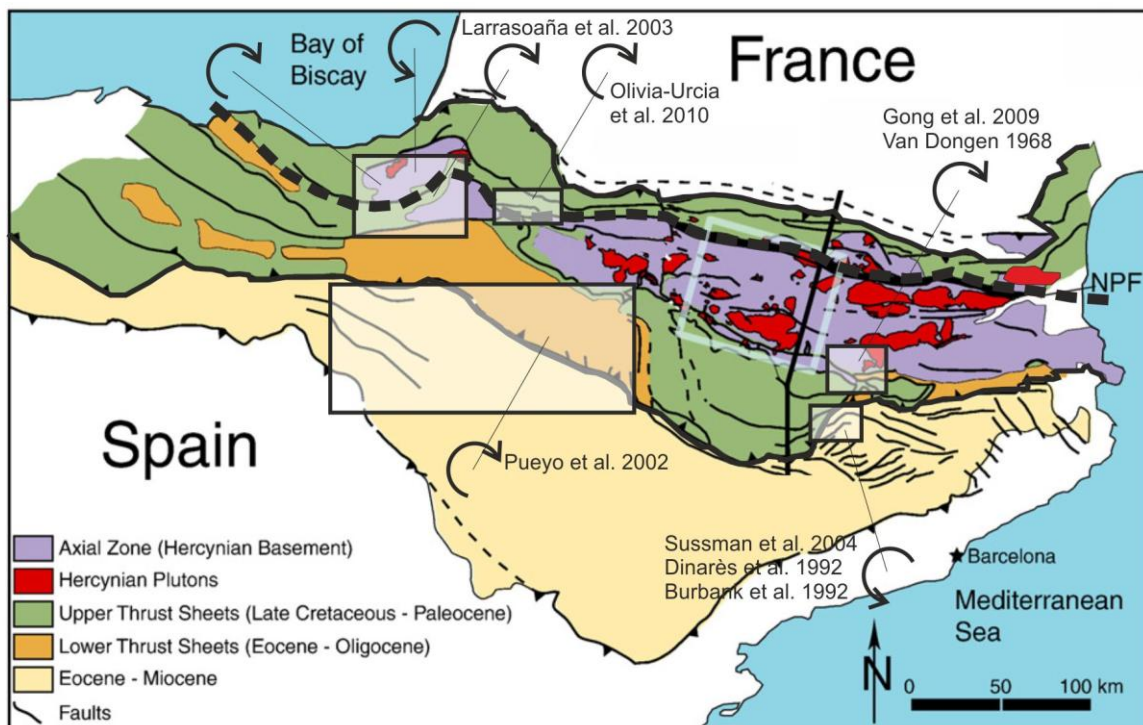


Figure I-13: Carte géologique des Pyrénées. Modifiée d'après Metcalf et al. (2009). Les zones d'étude sont indiquées par les rectangles blanc ainsi que le sens des rotations associées.

Une des premières questions soulevées par les géologues à propos des arcs est l'existence de rotations d'axe vertical afin de déterminer quelle est la part de courbure héritée (Carey, 1955 ; Ries et al., 1980 ; Eldredge et al., 1985 ; Lowrie et Hirt, 1986 ; Isacks, 1988 ; Tait et al., 1996 ; Weil et al., 2001 ; Weil et Sussman, 2004 ; Van der Voo, 2004 ; Marshak, 2004 ; Yonkee et Weil, 2010). L'observation de structures courbes suggère qu'elles sont le résultat de rotations. On peut prendre comme exemple l'orogène pyrénéen (Sibuet et al., 2004). Il serait le résultat soit de la rotation de la plaque Ibérie (Srivastava et al., 2000), soit de sa translation vers le SE (Olivet, 1996). Il ne présente aucune courbure apparente, ce qui laisserait présager l'absence de rotations d'axe vertical. Or plusieurs études paléomagnétiques ont révélé des rotations aussi bien antihoraires qu'horaires en divers

endroits de la chaîne (Figure I-13). Qu'un orogène ou CPC soit rectiligne ou courbe impliquerait qu'il y ait des rotations et qu'en fait la forme actuelle d'un orogène ne reflète pas nécessairement la forme qu'il avait lors de l'initiation de l'orogénèse.

Afin de résoudre ce problème et de déterminer si les courbures d'un orogène sont véritables, Schwartz et Van der Voo (1983) ont développé le test oroclinal (« *orocline test* ») (Figure I-14). Ce test permet d'interpréter l'écart entre la direction des axes de plis par rapport à une direction de référence ($S-S_r$) et l'écart de la déclinaison paléomagnétique par rapport à une déclinaison de référence ($D-D_r$) le long d'un arc pour des roches de même âge. En cas de roches d'âge différent, la valeur de référence de la déclinaison (D_r) doit être calculée pour chaque âge à partir du chemin de la dérive apparente de pôles géomagnétiques (*APWP*, *apparent polar wander path*; Eldredge et al, 1985). A partir de ce test, Weil et Sussman (2004) ont proposé une classification des orogènes courbes en trois catégories, les oroclines, les arcs primaires et les arcs progressifs.

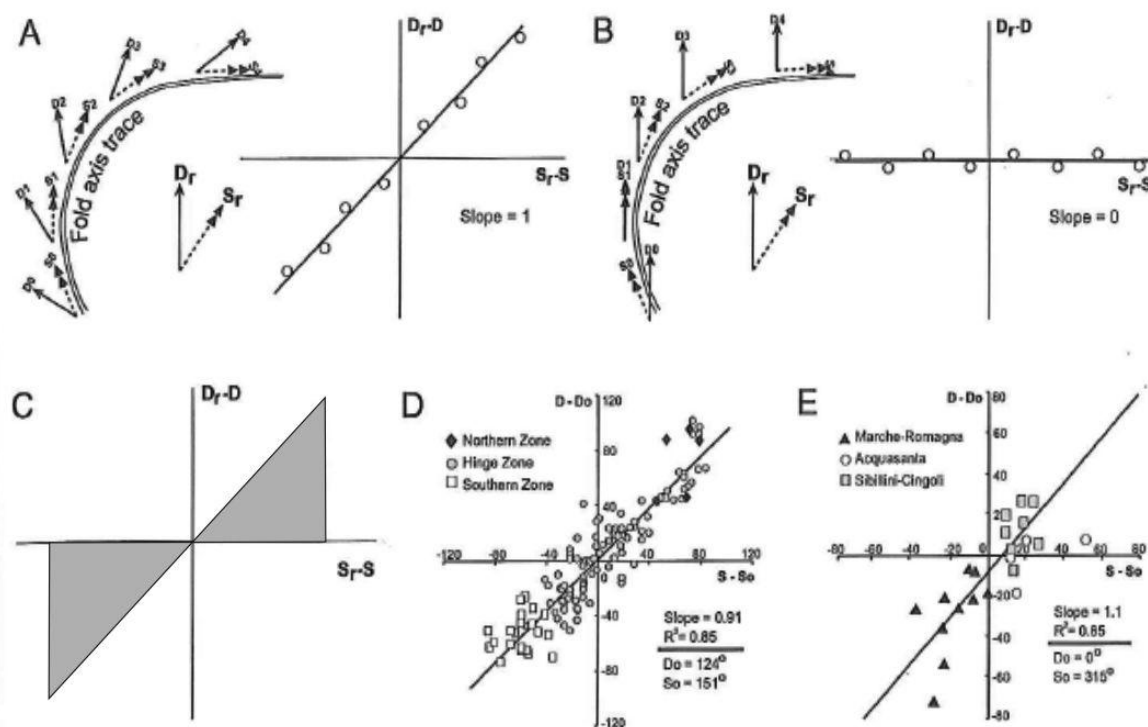


Figure I-14 : Illustration schématique du test-oroclinal (Schwartz et Van der Voo, 1983) tiré de Weil et Sussman (2004). Les diagrammes indiquent la projection de la déviation en déclinaison par rapport à une direction de référence ($D-D_r$) sur la déviation des directions structurales par rapport à une direction de référence ($S-S_r$). Les données présentent une bonne régression linéaire. A. Test oroclinal positif, parfaite corrélation linéaire entre la déviation des structures et l'ampleur des rotations. B. Test oroclinal négatif, il n'y a aucune corrélation entre les directions des structures et les rotations d'axe vertical, il s'agit d'un arc primaire. C. La zone grisée représente la zone de corrélation potentielle entre la déviation des directions structurales et les rotations d'axe vertical (orocline—pente égale à 1; arc primaire—pente égale à zéro). D. Test oroclinal positif pour "the Cantabria Arc", dans le nord de l'Espagne. D_0 et S_0 sont choisis de sorte que la régression linéaire passe par l'origine (figure modifiée à partir de Weil et al., 2001). E. Test oroclinal positif pour les Apennins du Nord (figure modifiée à partir de Speranza et al., 1997).

i. Oroclines

Les oroclins sont les orogènes dont la ligne d'arc, initialement rectiligne a été fléchie pendant ou après l'orogénèse. La phase de flexion est marquée par des rotations à axe vertical importantes. Les oroclins sont le seul type d'orogènes courbes qui sont formés par un pur mécanisme de flexion ; aussi appelé flexure-oroclinale (*oroclinal-bending*). Le test-oroclinal se traduit par une corrélation linéaire de pente égale à 1 entre l'écart des directions de plis et des déclinaisons paléomagnétiques le long de la ligne d'arc (Figure I-14-A-D-E). La correction paléomagnétique des directions de plis doit aboutir à un arc de ligne d'arc rectiligne. La synthèse de Kraemer (2003) sur l'orogène de Patagonie lui permet en effet de conclure qu'il s'agit bien d'un orocline (Figure I-15), les rotations se corrèlent bien avec un raccourcissement plus important dans la branche Sud que dans la branche Nord. On peut aussi citer d'autres exemples d'oroclins comme l'orocline de Cantabrie-Asturie (Figure I-14-D ; Kollmeier et al., 2000 ; Weil et al., 2000, 2001), la CPC des Apennins du Nord (Figure I-14-E ; Speranza et al., 1997) et l'arc kazakhstan (Abrajevitch et al., 2007) décrit précédemment.

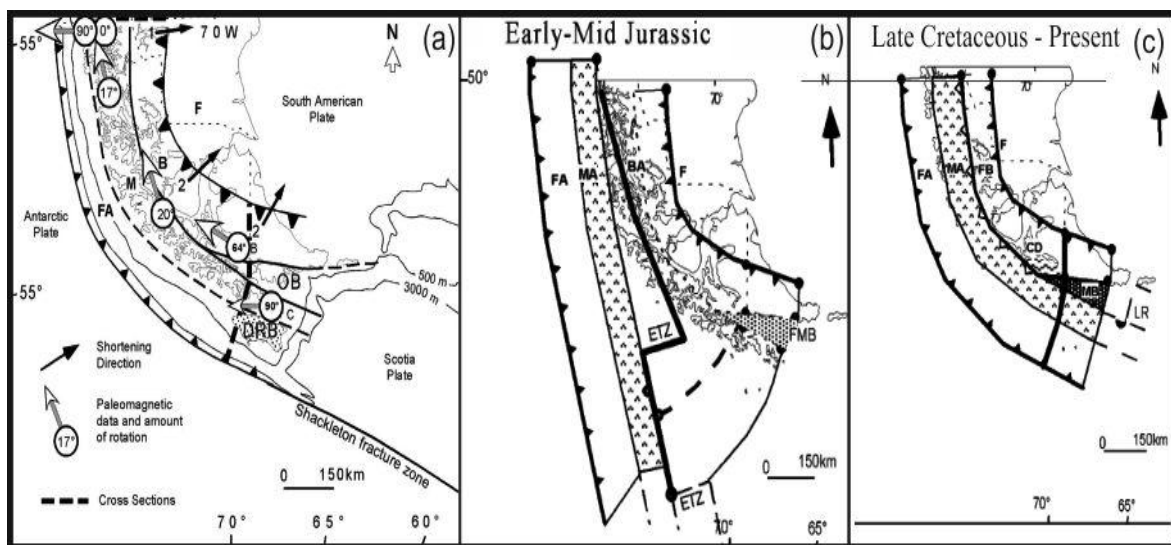


Figure I-15 : L'orocline de Patagonie. D'après Kraemer, 2003..

(a) Carte de l'orocline de Patagonie où sont indiquées les régions tectostratigraphiques. FA : avant-arc, M : arc magmatique, B : arrière-arc, OOB : croûte océanique résiduelle de l'arrière-arc, DRB : bassin d'avant-arc de Diego de Ramirez, F : avant-pays stable. Les flèches noires indiquent les directions de raccourcissement obtenues à partir de l'analyse cinématique de failles mineures (Diraison et al., 2000 ; et Kraemer, 1991). Les flèches blanches indiquent les directions paléomagnétiques et les valeurs des rotations (Dalziel et al., 1973 ; Burns et al., 1980 ; Cunningham et al., 1991 ; Rapalini et al., 2001). D'après Kraemer, 2003.

(b) et (c) Reconstruction palinspatique de l'orocline de Patagonie. ETZ : zone de transfert extensive, LR : rampes latérales, MB : bassin marginal, F : actuel front de déformation, FMB : futur emplacement du bassin marginal déformé. (b) situation au Jurassique inférieur, extension avec une géométrie en « tooth and socket ». (c) Déformation de l'orogène après un raccourcissement de 170km et rotation finale de l'arc.

ii. Arcs primaires

Les orogènes dont les courbures sont héritées d'événements ante-orogène ou initié dans les tout premiers stades de l'orogénèse sont appelés des arcs primaires. Il s'agit de structures avec une forme arquée initiale et sujettes à aucune superposition de courbures importantes pendant l'orogénèse. La courbure initiale peut être due des événements de rotation ou pas ; mais s'ils ont lieu ils doivent s'être produits avant l'orogénèse. Le test oroclinal est généralement négatif pour de telles structures. La droite de corrélation est une droite de pente égale à zéro (Figure I-14-B). Je n'ai pas trouvé d'exemples naturels d'orogène ou de CPC. Toutefois, bien qu'il ne s'agisse pas d'un orogène, le rift intercontinental des lacs volcaniques de Portage présente une structure courbée dont l'étude paléomagnétique par Hnat et al. (2006) a permis d'affirmer la nature héritée de ces courbures (Figure I-16).

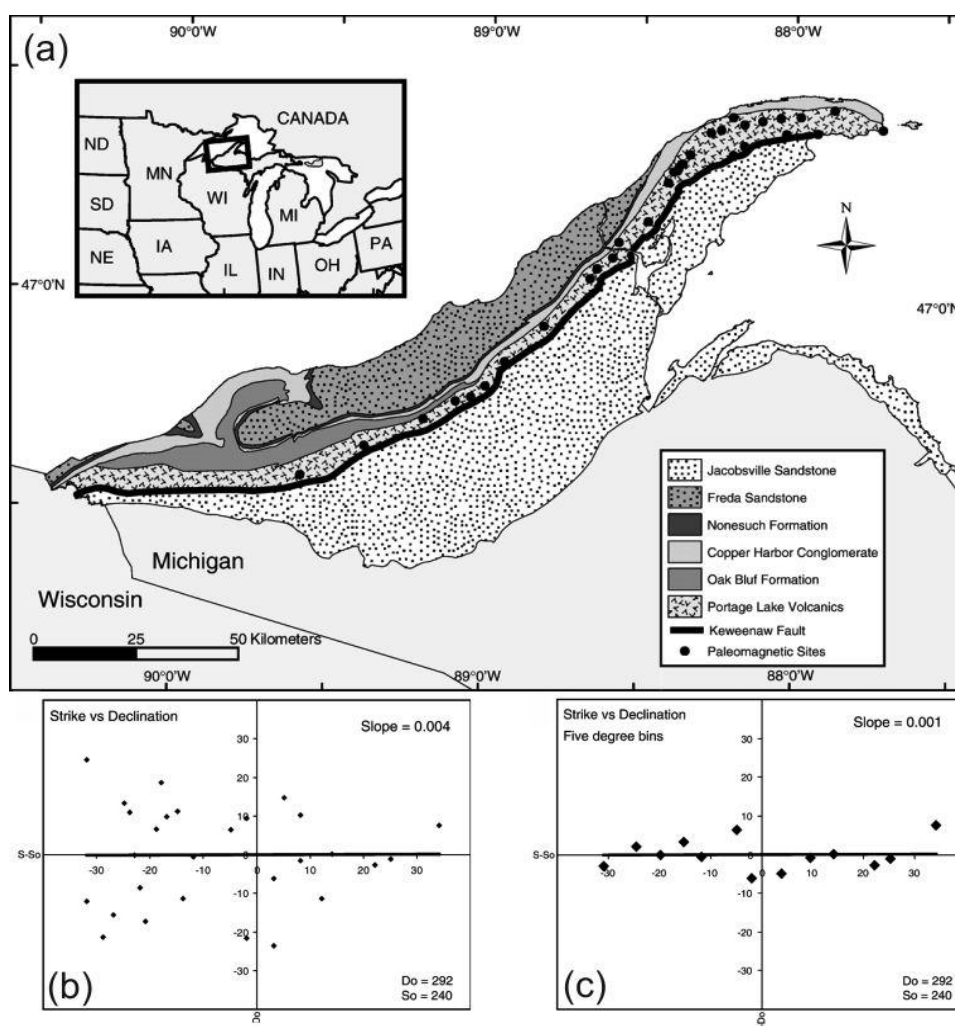


Figure I-16 : Test oroclinal pour la péninsule supérieure du Michigan. D'après Hnat et al., 2006.

(a) Carte géologique et localisation des sites paléomagnétiques.

(b) Déviations des déclinaisons par rapport à une déclinaison de référence de $D_0=292^\circ$ pour les moyennes de chaque site, par rapport aux variations d'azimut par rapport à une direction de référence de $S_0=240^\circ$. Chaque symbole correspond à un seul site.

(c) Afin de minimiser les variations en déclinaisons, les données ont été regroupées et moyennées par intervalle de 5° d'azimut. Les mêmes directions de référence que pour (b) ont été utilisées.

iii. Arcs progressifs

Les arcs progressifs correspondent aux orogènes dont la courbure est acquise progressivement durant l'orogénèse, soit totalement, soit partiellement. Dans le dernier cas, l'autre partie de la courbure est héritée. De fait les rotations obtenues sont toujours inférieures à celles suggérées par la courbure de la ligne d'arc. La droite de corrélation a une pente comprise entre 0 et 1. L'arc du Wyoming est un exemple d'arc progressif (Yonkee et Weil, 2010). L'étude paléomagnétique indique que les trois-quarts de la courbure ont été acquis par rotation durant l'orogénèse et que le quart restant est hérité (Figure I-17). Selon Weil et Sussman (2004), les oroclines et les arcs primaires correspondent à des cas particuliers alors que les arcs progressifs décrivent la formation de la plupart des systèmes orogéniques courbes anciens et actuels.

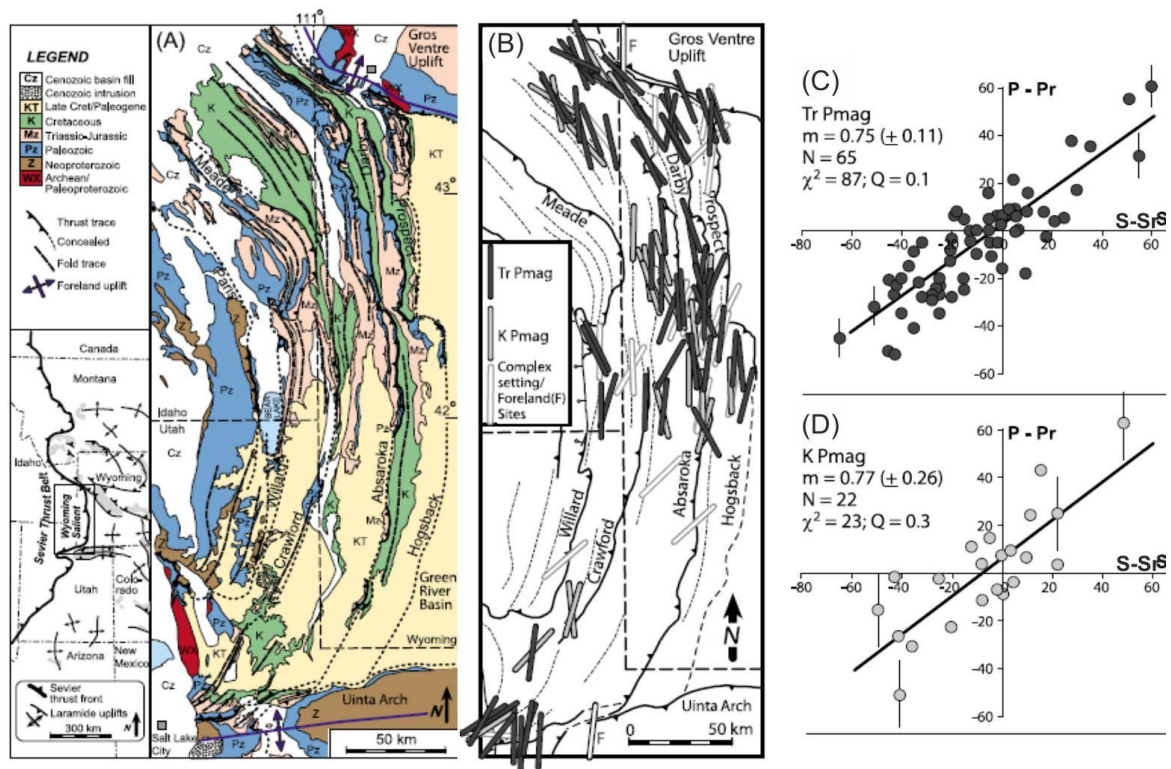


Figure I-17 : L'arc du Wyoming, directions structurales et test directionnel. De Yonkee et Weil, 2010. (A), directions paléomagnétiques débasculées et test directionnel pour la formation d'Ankaroh. (B) Directions paléomagnétiques moyennes débasculées pour la composante triasique (en noir) et la composante de réaimantation crétacé (en gris) ; les directions sont cartées en accord avec la direction de référence appropriée de 340° pour la composante triasique et de 350° pour la composante crétacé. Les sites au nord et au sud de l'arc enregistrent des rotations antihoraires et horaires respectivement. (C) et (D), test directionnel pour des jeux de données filtrés (excluant les sites échantillonnés dans des plis renversés, des rampes obliques et des zones décrochantes). Pente de la meilleure droite de corrélation (m) avec son intervalle de confiance à 95%, nombre de sites (N), total de l'erreur pondérée (χ^2), et précision de la corrélation (Q). (C) déclinaisons paléomagnétiques pour la composante triasique par rapport à une direction de référence de 340° (P-Pr). (D) déclinaison paléomagnétiques pour la composante crétacé par rapport à une direction de référence de 350°.

C. Facteurs contrôlant l'acquisition d'une structure arquée

L'acquisition de courbures, quel que soit le moteur de la déformation évoquée, est contrôlée par plusieurs facteurs. La modélisation, numérique, mais surtout analogique contribue de manière significative à leur caractérisation (Sandford, 1959 ; Davy et Cobbold, 1988 ; Dahlen, 1990 ; Huiqi et al., 1992 ; Marshak et al., 1992 ; Ferril et Groshong, 1993 ; Burg et al., 1994 ; Lu et Malavieille, 1994 ; Gutscher et al., 1996 ; Dominguez et al., 1998 ; Zweigel, 1998 ; Macedo et Marshak, 1999 ; Cotton et Koyoi, 2000 ; Keep, 2000 ; Lickorish et al. 2002 ; Marques et Cobbold, 2006 ; Crespo-Blanc, 2008). Les facteurs qui régissent l'acquisition d'une structure arquée sont : la géométrie/rhéologie de l'unité collisionnelle, la géométrie/rhéologie de l'unité qui subit la collision et la nature rhéologique des surfaces de décollement (Figure I-18).

1. Contrôle de la surface de décollement

Les variations de la friction de la surface de décollement via laquelle se met en place un prisme orogénique ou un chevauchement peuvent entraîner l'acquisition de courbures (Calassou et al, 1993 ; Macedo et Marshak, 1999 ; Cotton et Koyi, 2000 ; Schreurs et al., 2001). La valeur de la friction et la nature de la surface de décollement induisent des variations du schéma structural d'un arc dans le plan horizontal (Figure I-19-d) et vertical (Figure I-19-a-b-c). Trois principaux comportements peuvent-être distingués : les prismes à faible friction basale, les prismes à forte friction basale, et les prismes contenant plusieurs surfaces de décollement (Figure I-19-a-b-c ; Malavieille, 2010). En plan, le motif des structures est de type convergeant, un *salient* se forme là où la friction est plus faible et un *recess* là où elle est plus forte.

L'impact de la nature de la surface de décollement, visqueuse (décollement évaporitique) ou à forte friction (détachement localisé dans les niveaux marneux), sur la courbure des arcs est mal contraint. Par contre le style de déformation adopté est mieux défini et connu dans chaque cas de figure (Figure I-19-a-b-c ; Agarwal et Agrawal, 2002 ; Costa et Vendeville, 2002 ; Couzens-Schultz et al., 2003 ; Malavieille, 2010). La propagation d'un prisme selon un décollement à forte friction entraîne l'accrétion d'unités tectoniques par sous-charriage et de manière séquentielle au sein de l'avant-pays à mesure que le raccourcissement s'intensifie. Les unités tectoniques ainsi créées vont s'empiler progressivement dans l'arrière-pays. L'épaisseur de l'unité chevauchante croît avec la propagation de la déformation.

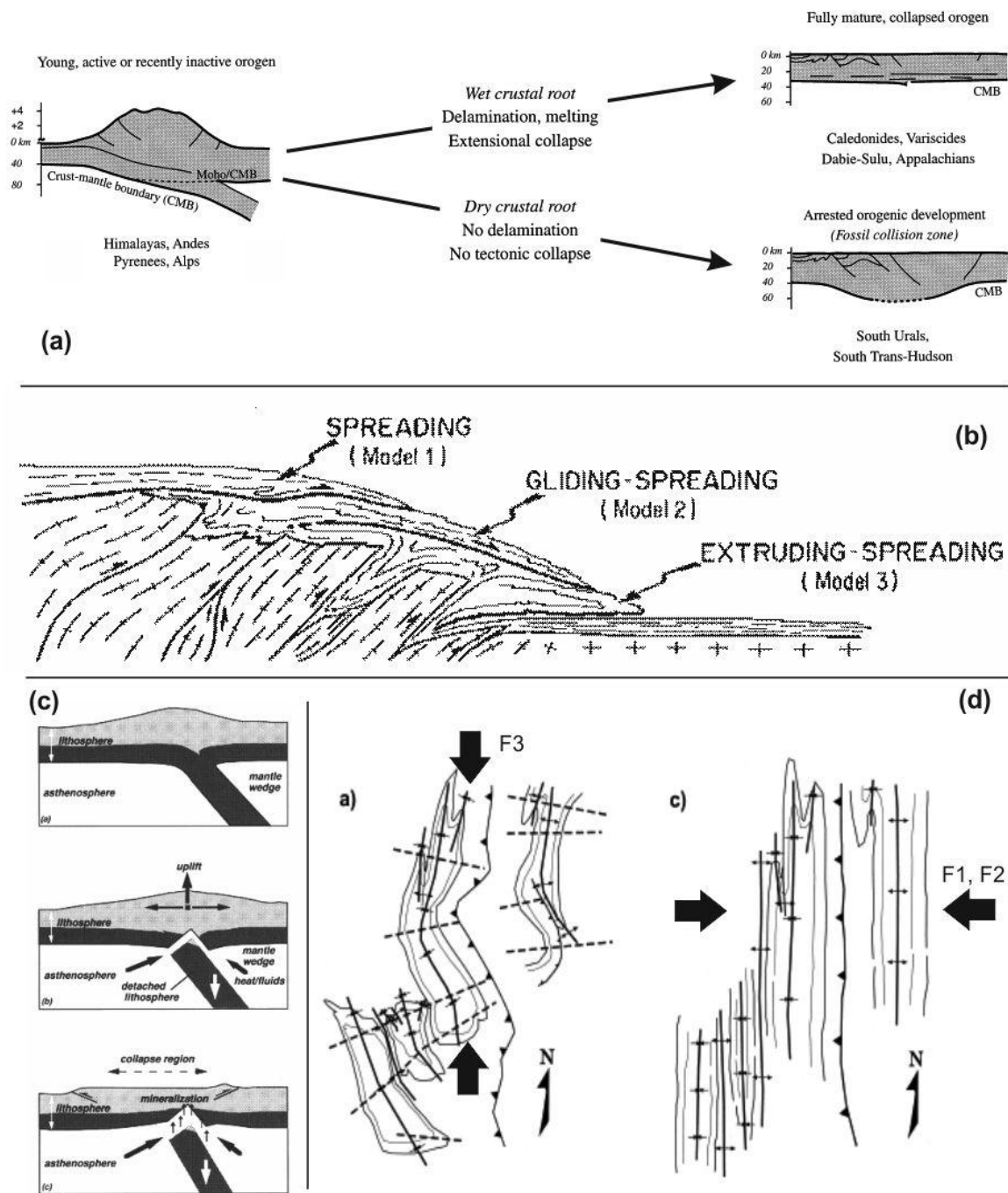


Figure I-18 : Exemples de processus pouvant être responsables de la genèse de structures arquées. (a) Modèle de coupes sismiques d'orogènes montrant l'évolution depuis une jeune et active collision continentale jusqu'à, soit une zone de collision dont le processus orogénique s'est arrêté, soit jusqu'à l'achèvement du processus orogénique marqué par l'effondrement post-collisionnel. Les dessins sont à l'échelle excepté la topographie qui est exagérée verticalement. D'après Leech, 2001.

(b) Dessin montrant l'environnement naturel de trois types de nappes gravitaires. Les surfaces des nappes gravitaires sont généralement formées par des unités sédimentaires et peuvent se produire sous un très fort raccourcissement horizontal impliquant le socle sous-jacent. D'après Merle, 1989.

(c) Illustration schématique de l'hypothèse d'effondrement orogénique par détachement du *slab*. a- orogène épais avant détachement du *slab* ; b- détachement du *slab*, le *slab* subduit se rompt et plonge dans le manteau, en réponse la chaîne se soulève et enregistre de l'extension ; c- effondrement de l'orogène et ascension de fluides et de magmas au sein de la croûte engendrant d'importantes minéralisations. D'après Boorder et al., 1998.

(d) Exemple de succession de 2 événements de compressions d'orientations distinctes. a- carte structurale des domaines étudiés dans l'arc de Cantabrie-Asturie dans leur configuration actuelle, les axes des plis des épisodes F1 et F2 sont replissés (traits épais) et les axes des plis F3 sont indiqués ; b- projection stéréographique des axes de plis corrigés. D'après Weil et al., 2000.

Dans le cas d'un décollement à faible friction, la déformation au sein du prisme se développe de manière synchrone sur l'ensemble de la portion affectée par le raccourcissement et se propage plus vite et plus loin ; en conséquence l'épaississement de l'unité chevauchante est plus faible.

Enfin, les prismes contenant plusieurs surfaces de décollement se caractérisent par une complexification de la déformation proportionnelle au nombre de décollements. La matière sous le décollement est sous-charriée (*underplated*) à l'arrière du prisme, alors qu'au-dessus du décollement, une accretion frontale déforme le prisme. Du front à l'arrière du prisme, on peut distinguer respectivement (Figure I-19) :

- (1) un empilement frontal d'unités chevauchantes ;
- (2) un empilement synforme d'unités chevauchantes au-dessus du décollement ;
- (3) un empilement antiforme d'unités sous-charriées dont l'évolution bombe le décollement.

Le diapirisme d'importants volumes d'évaporites est un phénomène propre à la sollicitation de décollement évaporitique. Le découplage au niveau de la surface de décollement étant particulièrement important, il est fort probable que la mise en place d'un arc sera particulièrement sensible aux effets de butoirs.

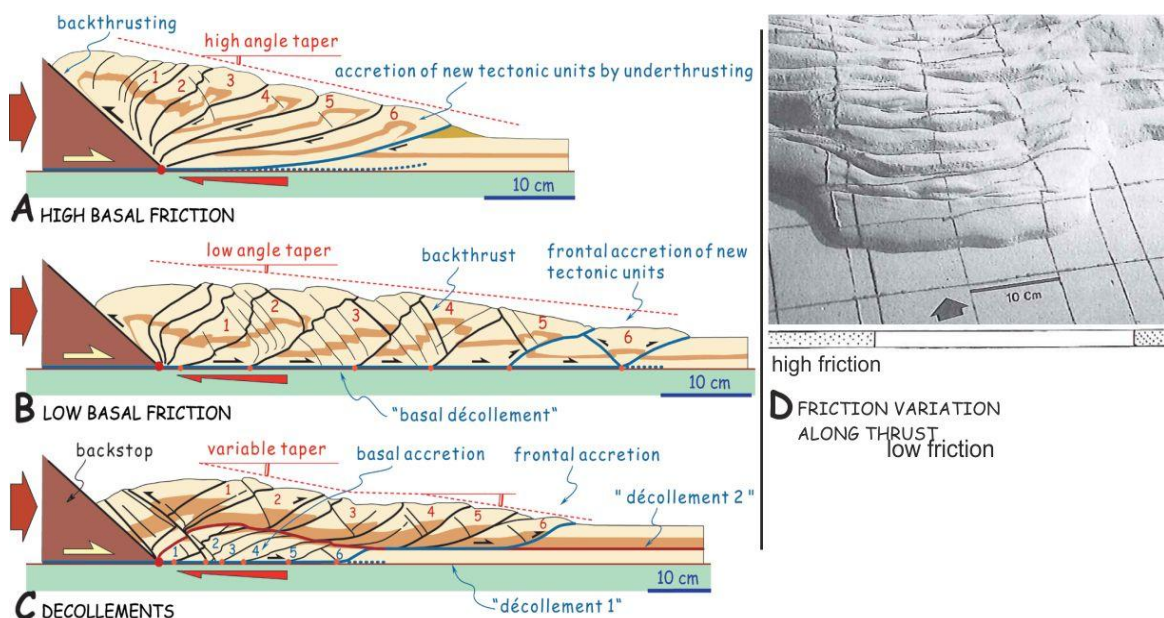


Figure I-19 : Effets de la friction et de la nature de la surface de décollement.

- (a) Modèle analogique à friction basale importante (Malavieille, 2010).
- (b) Modèle analogique à friction basale faible (Malavieille, 2010).
- (c) Modèle analogique comprenant plusieurs surfaces de décollement (Malavieille, 2010).
- (d) Cinématique de la propagation d'un chevauchement présentant des variations latérales de la friction de la surface de décollement (Calassou et al., 1993).

2. Configuration de l'unité subduite

La géométrie et les variations rhéologiques de l'unité subduite affectent de manières significatives la mise en place de structures arquées au sein du prisme collisionnel. Trois aspects sont distingués, la configuration du bassin d'avant-pays ; la présence de butoirs géologiques et la configuration du *slab*.

i. Configuration du bassin d'avant-pays

La configuration du bassin d'avant-pays contrôle l'acquisition d'une courbure en raison des variations importantes d'épaisseur sédimentaire le long du front de déformation (Figure I-20-1). Plus l'épaisseur sédimentaire est importante, plus loin les chevauchements se propagent dans l'avant-pays (Beutner, 1977 ; Aitken et Long, 1978 ; Davis et al., 1983 ; Allmendinger et al., 1990 ; Calassou et al., 1993 ; Marshak et al., 1992 ; Lawton et al. 1994 ; Boyer, 1995 ; Mitra, 1997 ; Sempere, 1995 ; Macedo et Marshak, 1999 ; Paulsen et Marshak, 1998 ; Wilkerson et al., 2002 ; Marques et Cobbold, 2002, 2006). La forme de l'arc est semblable à la géométrie du bassin dans le cadre d'une convergence frontale (Figure I-20). Le motif résultant est de type convergent, les structures, parallèles dans la concavité de l'arc, convergent dans les branches vers les terminaisons. Aux régions à forte épaisseur sédimentaire vont correspondre des *salients* et des *recess* dans les régions où l'épaisseur sédimentaire sera moins importante. La longueur d'onde et l'amplitude des structures tendent à être plus grandes à l'apex de l'arc qu'à proximité de ses terminaisons. Les variations d'épaisseur d'un bassin sédimentaire et de friction ont des effets similaires sur la courbure d'un arc. Une faible épaisseur de sédiments mobilisés peut s'apparenter à une forte friction alors qu'une importante épaisseur de sédiments mobilisés s'apparenterait à une faible friction. Une convergence oblique ou l'asymétrie du bassin a pour effet de systématiquement former des arcs asymétriques. Les structures ne convergent plus que le long de la branche s'initiant à l'aplomb de la partie la plus épaisse du bassin ; l'intensité de la convergence aboutit à la mise en place de failles décrochantes pour accommoder l'avancée d'un arc. Paulsen et Marshak (1998) expliquent ainsi l'existence du *recess* d'Uinta (Sevier CPC, Utah, North America) comme étant la manifestation en surface d'un changement abrupt de la profondeur du socle sous le bassin sédimentaire (Figure I-20-2). On peut remarquer aussi la différence entre l'arc du Wyoming, peu épais et présentant de nombreuses écailles, et celui de Charleston-Nebo, épais et sans écailles chevauchantes.

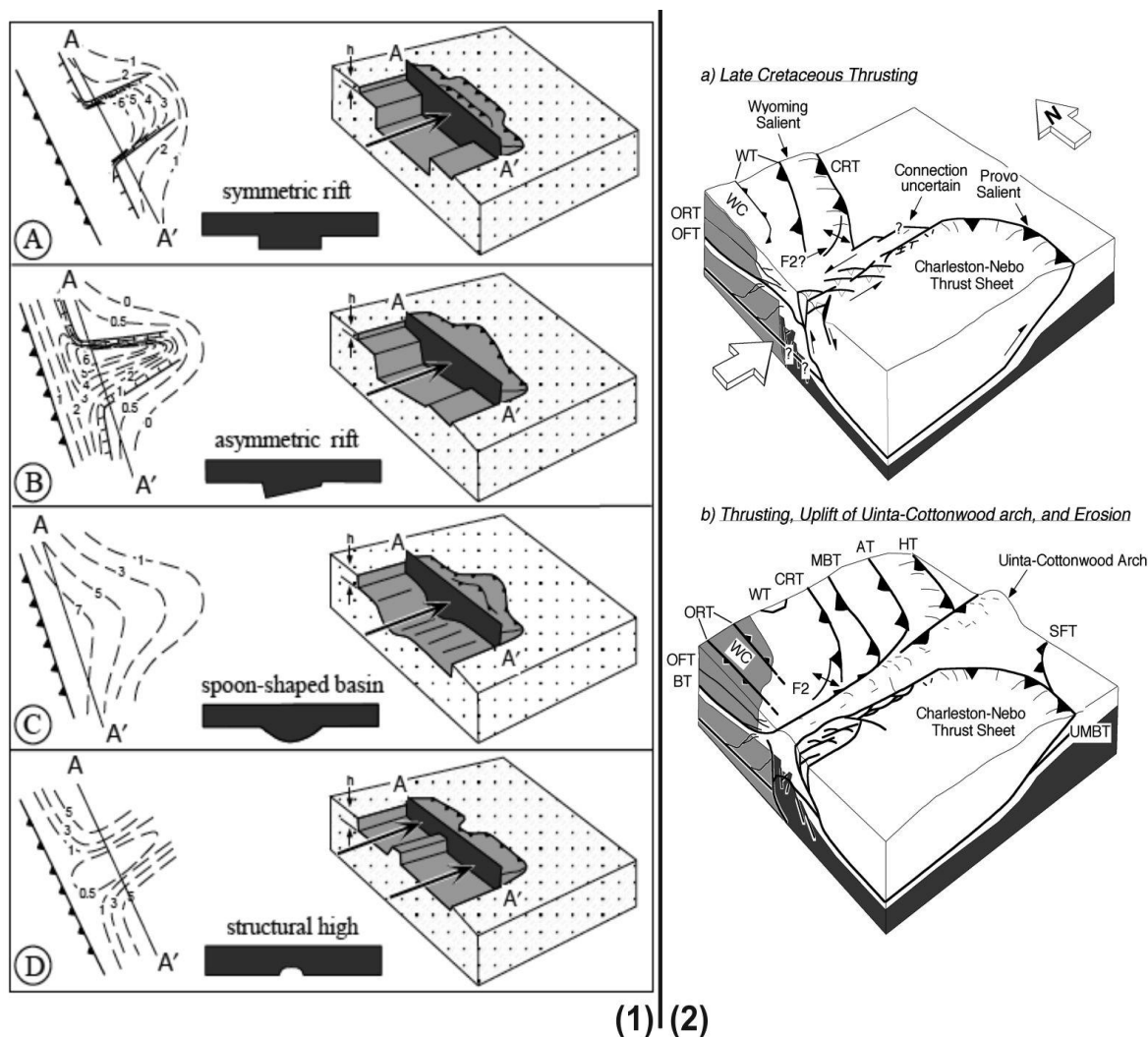


Figure I-20 : Configuration du bassin sédimentaire et forme de l'arc.

(1) Illustration de 4 modèles simulant différentes morphologies de bassin. La carte d'iso-profondeur du bassin est fournie, ainsi qu'une vue de face de l'objet collisionnel et un bloc-diagramme illustrant la forme du bassin et de l'arc résultant. (A) bassin symétrique ; (B) bassin asymétrique ; (C) bassin en forme de dos de cuillère ; (D) paires de bassins séparés par un haut structural. D'après Macedo et Marshak, 1999.

(2) Modèles illustrant (a) le développement initial du *recess* de Uinta pendant la phase Sevier, et (b) prolongation de la phase de chevauchement, soulèvement de l'arche de Uinta-Cottonwood, et érosion de la partie émergente du chevauchement. WC : Wasatch culmination ; zone ombrée: socle cristallin proterozoïque ; zone grisée : socle cristallin archéen ; ORT : Ogden roof thrust ; OFT : Ogden floor thrust ; BT : basal thrust. D'après Paulsen et Marshak, 1998.

ii. Existence de butoirs géologiques

Les butoirs géologiques constituent des hétérogénéités topographiques et rhéologiques qui entraînent la mise en place d'arcs lors de leur subduction sous l'unité chevauchante (Figure I-21-1-3 ; Grubbs et Van der Voo, 1976 ; Beutner, 1977 ; Thomas, 1983 ; Schwartz et Van der Voo, 1984 ; Lash, 1988 ; Eldredge et Van der Voo, 1988 ; Macedo et Marshak, 1999 ; Keep, 2000 ; Angelier et al., 2009). Les butoirs concentrent la déformation en raison de leur réfraction à être chevauchés. Les structures ont tendance à être plus nombreuses et de largeurs plus réduites à leur aplomb/contact. Le motif divergent est le plus fréquent et

correspond systématiquement à la formation d'un *recess*. Les butoirs peuvent avoir des tailles variées, et que ce soit pour un orogène ou un chevauchement, leurs impacts sur l'acquisition de courbures sont les mêmes. Les hauts de socle sont les butoirs géologiques les plus souvent évoqués. Mais d'autres hétérogénéités peuvent-être envisagées, comme la subduction de volcans sous-marins dans les contextes de subduction océanique (Dominguez et al., 1998). A l'échelle continentale, les variations de direction d'une marge continentale, formant des promontoires et des rentrants, sont évoquées comme facteur contrôlant la forme de l'orogène résultant. Il s'agit du *promontory-reentrant model* (Figure I-21-2, Rankin, 1976 ; Thomas, 1977 ; Thomas et Whiting, 1995 ; Stamatakos et Hirt, 1994 ; Keep, 2000).

iii. Configuration latérale du *slab*

La configuration latérale du *slab* (Johnston et Acton, 2003 ; Regard et al., 2005 ; Martinod et al, 2010.), ou plus exactement les variations de l'angle de plongement de l'unité subduite sous l'unité chevauchante est un facteur potentiel pour la genèse d'orogènes courbes. La subduction de portions de lithosphère selon des angles différents, typiquement subduction plate et pentée (*flat and steep subduction*) implique des variations latérales du couplage mécanique (car fonction de la longueur de l'interface interplaque) entre l'unité subduite et l'unité chevauchante. Il semble que l'inclinaison du plongement de l'unité chevauchée ne soit pas un facteur important dans le contrôle de la courbure d'une structure arquée à l'échelle d'une CPC. Dans le cas d'une CPC, l'inclinaison d'un chevauchement est la conséquence de l'existence de butoirs, de la variation d'épaisseur de la série sédimentaire ou plus généralement d'hétérogénéités rhéologiques. Alors que l'angle de plongement d'un *slab* est la résultante de phénomènes d'une toute autre ampleur.

3. Configuration de l'unité chevauchante

La géométrie de l'unité collisionnelle est un facteur important dès lors qu'elle se démarque de l'avant-pays ou de l'unité qu'elle chevauche par une rhéologie plus rigide et homogène que cette dernière. On parle alors d'indenteur. Dès les années 1970-80, les scientifiques suspectaient que la forme de l'indenteur affecte la forme qu'adopte les structures qui se développent au sein de l'avant-pays (Laubscher, 1972 ; Tapponnier et Molnar, 1976 ; Gibb, 1978, 1983 ; Pavoni, 1986). La modélisation analogique a permis d'affirmer que la forme de l'indenteur et la géométrie de la collision contrôlent l'acquisition des courbures (Figure I-22-1 ; Lu et al, 1995 ; Sinclair, 1996 ; Zweigel, 1998 ; Macedo et Marshak, 1999 ; Sokoutis et al., 2000 ; Johnston, 2001 ; Lickorish et al., 2002 ; Soto et al., 2006 ; Reiter et al, 2011).

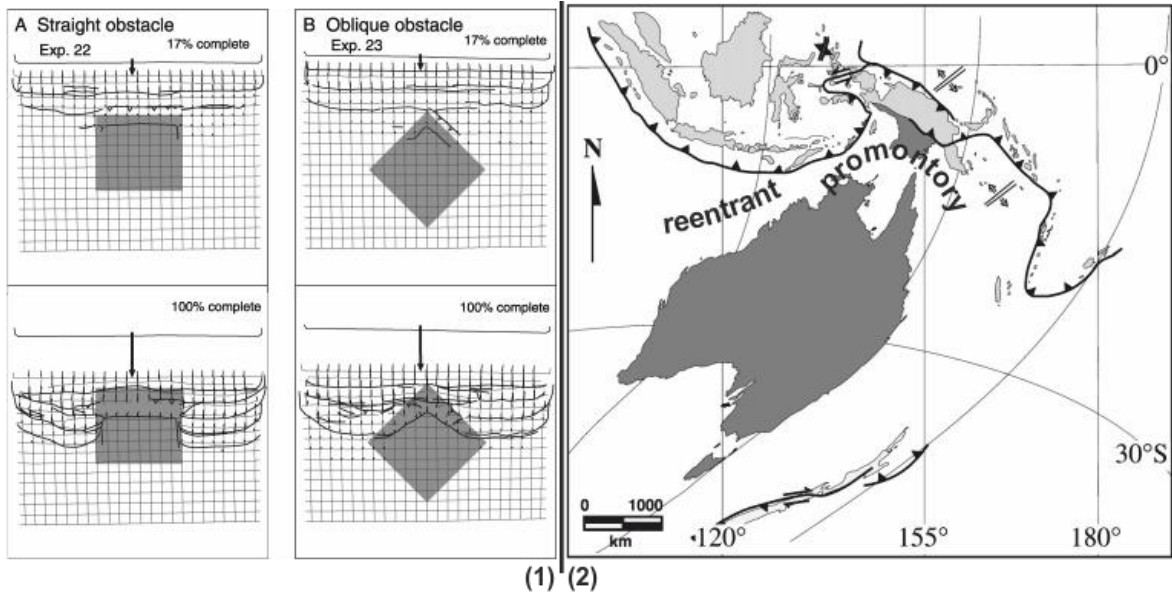


Figure I-21 : Effets de butoirs (1), de promontoire et (2) de subduction de volcans sous-marins (3).

(1) Expériences avec divers types d'obstacles dans l'avant-pays. Une couche de silicone a été déposée partout excepté dans la zone ombrée au centre de la boîte afin de représenter l'obstacle. (A) obstacle carré avec un côté parallèle au déplacement du piston ; (B) obstacle carré tourné à 45° de la direction de déplacement du piston. D'après Lickorish et al., 2002.

(2) Projection stéréographique polaire de la collision de l'Australie et de la partie sud du craton eurasien. On peut remarquer la modification de la géométrie de la subduction à l'avant des zones d'indentation du craton, ainsi que le décrochement vers l'est de l'arc de Banda. Les lignes en gras indiquent les fosses de subduction, avec des barbelés pour la plaque chevauchante ; les zones d'accrétion océanique sont indiquées par deux lignes avec des flèches de directions opposées. D'après Keep, 2000.

(3) a- vue en perspective et tectonique interprétation de l'expérience de la subduction du volcan sous-marin conique. b- interprétation tectonique de la subduction d'un volcan sous-marin conique montrant les relations entre les différents réseaux de fractures. c, d- vues en perspectives d'une expérience de boîte à sable montrant les relations entre le front de déformation, le développement des rétrochevauchements et la forme des volcans sous-marins subduits. D'après Dominguez et al., 1998.

Si l'indenteur est symétrique et que la collision est frontale, alors l'arc résultant adopte une forme fidèle à la géométrie de l'indenteur. Si, par contre la collision est oblique, l'arc adopte une forme asymétrique. Les géométries des structures d'arcs formés par la collision d'un indenteur adoptent un motif divergent ; les structures sont parallèles autour de l'apex de l'arc et divergent en direction des terminaisons. L'indentation d'un objet collisionnel est la source de nombreux orogènes et/ou CPCs, on peut citer comme exemple, la plaque adriatique et l'orogène Alpin (Vialon et al., 1989) ; la plaque indienne et l'orogène Himalayen (Tapponier et al., 1982) ; l'arc volcanique de Luzon et l'orogène taïwanais (Lu et Malavieille, 1994) ; le bloc de Tisia-Dacia et la CPC des Carpates (Zweigel et al., 1998) ; et la CPC du Pamir (Reiters et al., 2011) dont la forme pourrait s'expliquer par l'indentation d'indenteurs avec des vitesses différentes (Figure I-22-2).

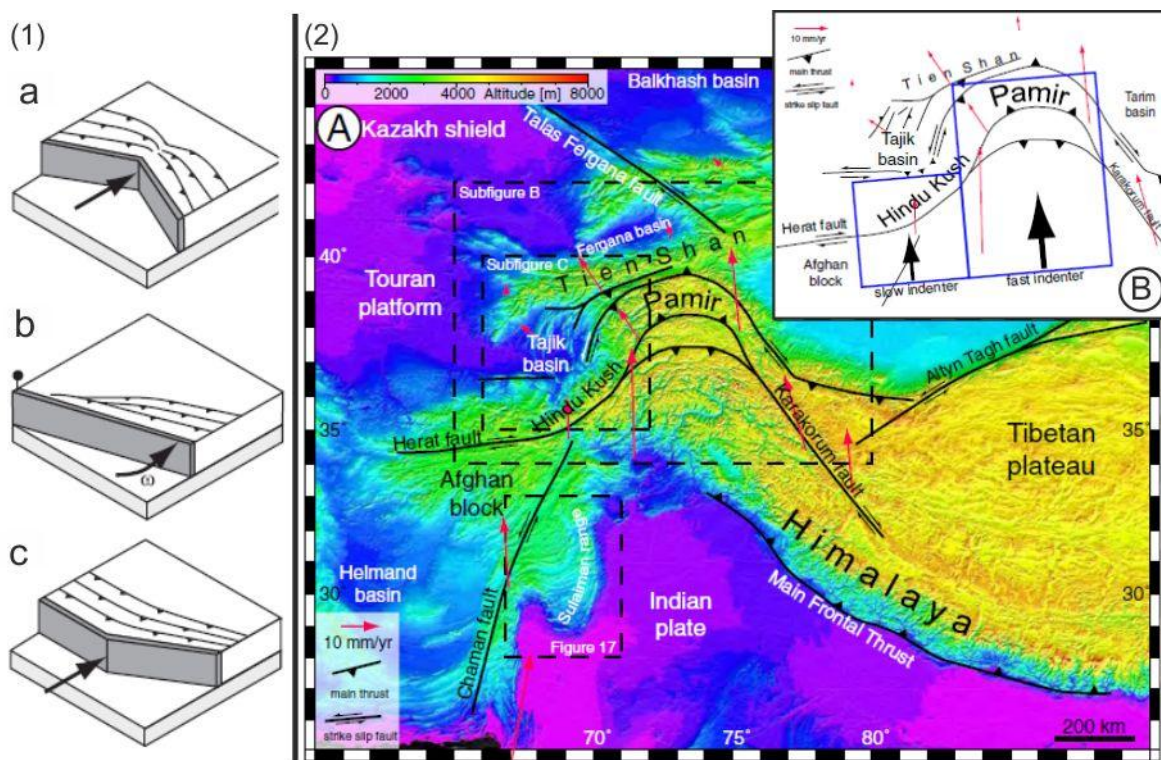


Figure I-22 : Effets de la configuration de l'indenteur. D'après Reiter et al., 2011.

(1) les expérimentations avec un indenteur sont pour la plupart une combinaison de plus d'un paramètre. a) Indenteur convexe (Lickorish et al., 2002 ; Macedo et Marshak, 1999 ; Zweigel, 1998. b) Rotation de l'indenteur (e.g. Ghigliione et Cristallini, 2007 ; Lickorish et al., 2002 ; Wilkerson et al., 2002). c) indenteur oblique (Calassou et al., 1993 ; Lu et Malavieille, 1994 ; Macedo et Marshak, 1999 ; Zweigel, 1998).

(2) A- carte morphotectonique de l'Asie centrale. Les flèches rouges précisent les intensités et les directions des vecteurs vitesses déduites du GPS par rapport à l'Eurasie (d'après Mohadjer et al., 2010). Les données structurales ont été compilées à partir de Koulakov et Sobolev (2006) et Robinson et al. (2004). B- hypothèse des deux indenteurs : le Pamir est représenté par un indenteur rapide et celui de Hindu Kush par un indenteur lent ; cet ensemble pourrait être responsable de la courbure de la CPC au niveau du bassin de Tajik. Les flèches rouges indiquent les vitesses données par le GPS par rapport à l'Eurasie.

II. Quelles approches ? Pour quels problèmes ?

A. Détermination des rotations d'axe vertical.....	51
1. Rotations déduites de l'étude de marqueurs structuraux.....	52
2. Le paléomagnétisme	53
B. Etude du champ de déformation	66
1. Plis et directions de raccourcissement.....	66
2. L'Anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM).....	67
C. Etude du champ de contraintes	73
1. Recueil et tri des données	73
2. Inversion du vecteur de glissement des failles	74
3. Débasculément et signification régionale.....	76

Les orogènes et en particulier les systèmes plissés et chevauchants (CPC ou « *fold and thrust belts* ») présentent des formes arquées. La compréhension de la genèse de telles structures nécessite une importante analyse multi-méthodes fondée sur la géométrie des structures, le champ de déplacement (Marshak, 1988 ; Hindle et Buckhard, 1999 ; Lickorish et al., 2002 ; Kwon et Mitra, 2004), le champ de contraintes (Casas et al., 1992 ; Allerton, 1998 ; Homberg et al., 2002), l'extension tangentielle ou le raccourcissement parallèle à la direction des structures (Ries et Shackleton, 1976 ; Apotria et al., 1992 ; Ferrill et Groshong, 1993 ; Apotria, 1995) ; et l'étude des rotations d'axe vertical (Carey, 1955 ; Ries et al., 1980 ; Eldredge et al., 1985 ; Lowrie et Hirt, 1986 ; Isacks, 1988 ; Tait et al. 1996 ; Weil et al., 2001 ; Weil et Sussman, 2004). L'une des plus essentielles est le paléomagnétisme qui nous fournit l'ampleur des rotations d'axe vertical et quantifie les rotations réelles qui affectent l'arc étudié. Mais comme l'ont souligné Weil et Yonkee (2009) et Yonkee et Weil (2010), il est nécessaire de coupler plusieurs types de résultats (rotations, anisotropie de susceptibilité magnétique, raccourcissement parallèle aux couches (LPS), directions de contraintes, géométrie de l'héritage structural, etc...) pour pouvoir déterminer de manière satisfaisante la nature, orocline, arc progressif ou arc primaire, d'un arc.

L'étude de la courbure d'un arc peut se résumer à l'étude des quatre aspects suivants :

- (1) La connaissance de l'héritage structural permet de définir le contexte géométrique et rhéologique dans lequel se met en place l'arc. Il s'agit de définir la géométrie et la position des failles majeures, des hauts de socle, des bassins sédimentaires ... de toutes structures qui puissent être interprétées comme un butoir ou son contraire.
- (2) La détermination des rotations d'axe vertical contraignent le comportement des différentes régions qui forment l'arc et permet de retrouver leurs orientations avant ou pendant la formation de l'arc.
- (3) La caractérisation de la déformation en plan et en coupe précise la manière dont l'arc s'est formé et permet sa restauration à différentes étapes de sa genèse. Un intérêt particulier est porté à l'agencement des directions de raccourcissement et l'estimation des taux de déformation, de raccourcissement et d'élongation.
- (4) Le calcul du champ de contraintes est essentiel pour comprendre dans quel contexte mécanique l'arc se forme. Le champ de contraintes nous indique comment s'exercent les forces au sein et aux abords de l'arc étudié.

Au sens physique, une rotation est une transformation orthogonale et une contrainte est l'application d'une force à une surface. Au sens géologique, une contrainte et une rotation ne sont pas non plus des déformations mais comme leurs réalisations impliquent presque toujours des déformations, la confusion est rapidement commise. Soit un objet quelconque, sur lequel ne s'exerce aucune force. L'application d'une rotation génère un déplacement de l'objet sans créer une quelconque déformation. De la même manière, l'application d'une contrainte provoque un déplacement de celui-ci dans la direction d'exercice de la contrainte sans provoquer la moindre déformation. Si, par contre, des conditions sont appliquées aux bords de l'objet (résistance à sa base, fixation d'un de ses bords) alors l'application d'une rotation ou l'exercice d'une contrainte auront comme conséquence de générer une déformation de l'objet. L'application de contraintes à un objet dans un environnement particulier entraîne une déformation de celui-ci et s'accompagne éventuellement d'une ou plusieurs rotations de l'objet.

Dans ce chapitre, je présente les différentes méthodes que j'ai utilisé ; la manière de collecter les différentes données et comment les interpréter. Afin de maintenir une certaine concision et ne pas alourdir outrancièrement ce chapitre, les aspects mathématiques et certains détails des différentes méthodes sont présentés en Annexes II.

A. Détermination des rotations d'axe vertical

Les rotations qui affectent une chaîne de montagnes peuvent être abordées de deux manières distinctes et complémentaires. Les rotations peuvent être déduites de l'étude de la répartition géographique de marqueurs structuraux ou déterminées à partir du paléomagnétisme (Figure II-1). L'étude de la répartition géographique de marqueurs structuraux permet de donner un sens géologique aux rotations calculées par le paléomagnétisme et surtout de discuter de leur cohérence par rapport au contexte géologique de formation de l'objet étudié.

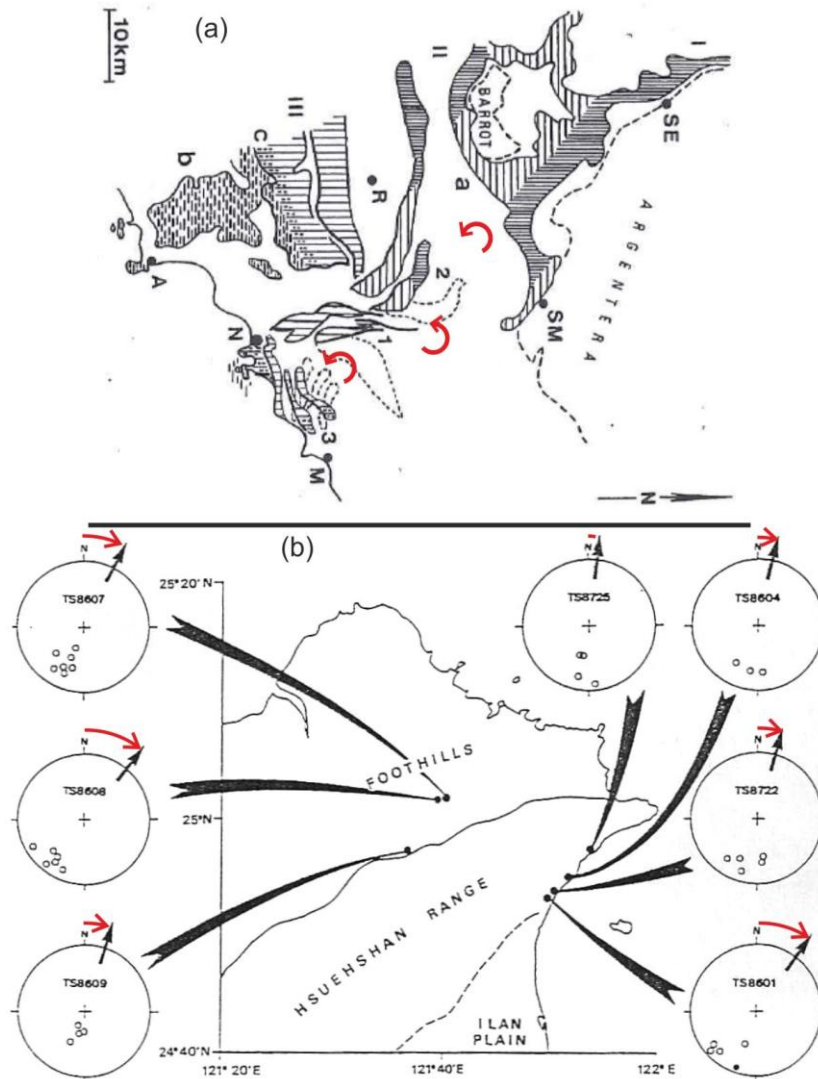


Figure II-1: Exemples de rotations d'axe vertical déterminées à partir de marqueurs structuraux (a) et du paléomagnétisme (b).

Les flèches rouges indiquent le sens de rotation.

(a) Paléogéographie du Jurassique (Dardeau, 1983). Zones hautes : I structure de la Tinée, II ride de Léouvé-Daluis, III plate-forme du Cheiron et des Baous. Zones de subsidence: a bassin du Barrot, b bassin d'Antibes. 1 montagnes d'Aspremont et du Férion ; 2 montagne d'Utelle, 3 montagnes d'Eze et de la Turbie (les localisations proposées pour le Jurassique sont en pointillés). A Antibes, M Menton, N Nice, R Roquestéron, SE St-Etienne de Tinée, SM St-Martin Vésubie.

(b) Projections stéréographiques de la composante stable des directions paléomagnétiques (Lee et al., 1991b). Les symboles ouverts = inclinaison vers le haut, les symboles fermés = inclinaison vers le bas, les flèches = déclinaison moyenne de polarité normale pour le site.

1. Rotations déduites de l'étude de marqueurs structuraux

Les marqueurs structuraux peuvent être n'importe quel type de caractéristiques géologiques quantifiables. Pour exemple, dans la [Figure II-1-a](#), Dardeau (1983) soupçonne que les différentes unités de l'arc de Nice ont enregistré des rotations antihoraires à partir de l'étude de la répartition géographique des faciès du Jurassique dans les Alpes-Maritimes. Un autre exemple est l'étude détaillée des directions de contraintes. Allerton et al. (1998) ont montré que l'analyse détaillée des réseaux de fractures à la frontière et au sein d'une nappe de charriage et de l'autochtone qu'elle chevauche permet de postuler quant à l'ampleur et au sens des rotations ([Figure II-2](#)). En effet, les fractures s'initient lors de l'événement compressif, certaines au début, certaines à la fin et d'autres durant. L'ensemble des fractures présentera une distribution quasi unidirectionnelle en l'absence de rotations. Pareils résultats ne peuvent être obtenus que si une rotation se produit avant ou après l'événement de fracturation. Si la rotation est synchrone de l'événement de fracturation, les fractures sont plus ou moins affectées par la rotation d'ensemble en fonction de leur calendrier de mise en place par rapport à l'occurrence de la rotation.

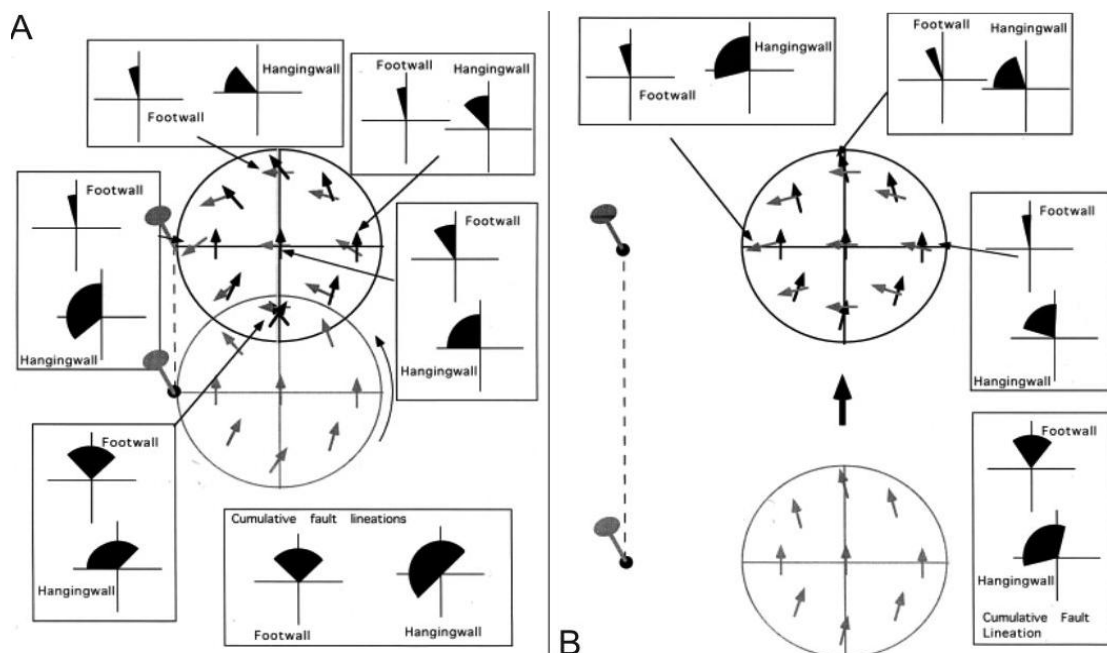


Figure II-2 : Cinématique des failles (modifiée d'après Allerton, 1998).

A: Cinématique d'une écaille circulaire tournant autour d'un axe central telle que $v = r\omega$ équivalant à un point d'attache à la marge de l'écaille, lequel translate avec le chevauchement. Directions de glissement instantanées initiales (flèches grises). Vecteurs glissements après une rotation de 90° et un déplacement d'un quart de la circonférence du chevauchement (flèches noires). Les cadrans montrent sur un diagramme l'éventail des directions cinématiques sur la section chevauchante et chevauchée à chaque point indiqué.

B: idem que pour A à ceci près qu'il s'agit des cinématiques d'une écaille circulaire tournant autour d'un axe central tel que $v > r\omega$ équivalant à un point d'attache à l'extérieur du chevauchement et qui translaterait avec le chevauchement.

Dans le cas de ces méthodes de déductions des rotations d'axe vertical, l'hypothèse est souvent faite que la distribution spatiale des marqueurs ait été initialement rectiligne ou soit similaire à celle d'un secteur considéré comme référent. De telles hypothèses sont souvent difficiles à proposer parce que peu d'objets géologiques sont rigoureusement rectilignes car l'inflexion initiale de leur direction structurale peut se produire pour de nombreuses raisons au cours de leur histoire.

2. Le paléomagnétisme

Carey (1955), Eldredge et al. (1985) et Lowrie et Hirt (1986) soulignent l'importance du paléomagnétisme pour comprendre l'acquisition de courbures dans les zones orogéniques (Van der Voo et Channell, 1980). Eldredge et al. (1985) et Lowrie et Hirt (1986) ont défini trois conditions optimisant l'étude paléomagnétique d'un arc :

- (1) La première condition est de connaître l'environnement structural des sites échantillonnés afin d'être en mesure de réaliser le test du pli qui consiste en un débasculement autour de l'axe du pli (McFadden et Jones, 1981 ; Shipunov, 1997) ; et pour les roches métamorphisées une correction de la déformation est nécessaire (Cogné et Perroud, 1985 ; Lowrie et Hirt, 1986 et Cogné, 1988).
- (2) La deuxième condition est que les roches échantillonnées possèdent une aimantation rémanente stable acquise avant ou pendant l'orogénèse.
- (3) La troisième condition est la connaissance de l'âge des formations étudiées afin de comparer les directions paléomagnétiques au pôle de référence.

Le lecteur est invité à se référer à l'Annexe II-a et/ou aux ouvrages de Tarling (1983) et Tauxe (1998) pour de plus amples détails sur les notions importantes et propriétés du paléomagnétisme.

i. Utilisation géologique de l'enregistrement magnétique

L'aimantation enregistrée par une roche lors de sa formation, si elle est préservée jusqu'au moment de la mesure, contient les informations sur l'orientation d'origine de la déclinaison, la position en latitude par l'inclinaison (exemple d'étude : la détermination de la paléolatitudes de brèches hématitiques du paléo-protérozoïque, Schmidt et Williams, 1999, Annexe II-b) et si l'acquisition de l'aimantation rémanente de la roche correspond à une période de polarité normale ou inverse (exemple d'étude : la datation relative par magnétostratigraphie de couches du Trias de Chaochu, Chine, Sun et al., 2009, Annexe II-c). La déclinaison est la propriété du champ magnétique qui intéresse le plus notre propos car les

rotations à axe vertical lui sont liées. J'ai choisi le bloc Corso-Sarde comme exemple pour illustrer l'utilisation du paléomagnétisme pour déterminer des rotations d'axe vertical d'unités lithosphériques (Gattacceca, 2001).

De nombreuses preuves géologiques de la proximité du bloc Corso-Sarde avec le continent eurasiatique ont été mises en évidence par Barça et Palmerini (1973) et Arthaud et Matte (1976) sur la continuité des conglomérats Eocène avec microfaune similaires ; par Westphal et al. (1973) sur la corrélation des contours bathymétriques ; par Westphal et al. (1976) sur la continuité des formations hercyniennes ; et d'autres études sur la présence de la croûte océanique, la continuité du volcanisme calco-alcalin de la Sardaigne et des Baléares, la corrélation des anomalies magnétiques etc...

La position actuelle du bloc Corso-Sarde implique une rotation antihoraire importante qui est intrinsèquement liée à l'ouverture du bassin Ligure à l'Oligo-Miocène en raison du retrait et du roll-back du slab Adriatique/Ionien (e.g. Réhault et al., 1984 ; Gueguen et al., 1998). Depuis les années soixante-dix de nombreuses études ont été menées pour contraindre aussi bien que possible le mouvement de la microplaque Corse-Sardaigne et en particulier des études paléomagnétiques (Zijderveld et al., 1970 ; Storetvedt et Markus, 1978 ; Edel et al., 1981 ; Vigliotti et al., 1990 ; Sperenza et al., 2002 ; Gattacceca et al., 2007). Différentes formations du Permien au Miocène suggèrent une rotation antihoraire de 30° pour le bloc Corso-Sarde. Toutefois, l'intérêt particulier de cette zone est la présence de nombreuses formations volcaniques oligo-miocènes (dômes andésitiques, lave ou coulées pyroclastiques) qui permettent une étude combinée, paléomagnétique et géochronologique, afin de préciser l'ampleur de la rotation entre 30 et 14Ma ([Figure II-3](#)).

Gattacceca et al. (2007) précise ainsi que la Sardaigne a tourné de manière antihoraire de 45° par rapport l'Europe stable entre 20,5 et 15Ma. Le déplacement s'est accompli en deux étapes. Une période rapide, avec un taux de rotation d'environ 12°.Ma⁻¹ de 20,5 à 18Ma laquelle coïncide avec le pic d'activité du volcanisme calco-alcalin en Sardaigne (Beccaluva et al., 1985). Et une période plus lente, avec un taux de seulement 5°.Ma⁻¹ de 18 à 15Ma. La première période est associée au rifting et la deuxième à l'océanisation de la mer Ligure (Edel et al., 2001 ; Ferrandini et al., 2003 ; Gattacceca et al., 2007).

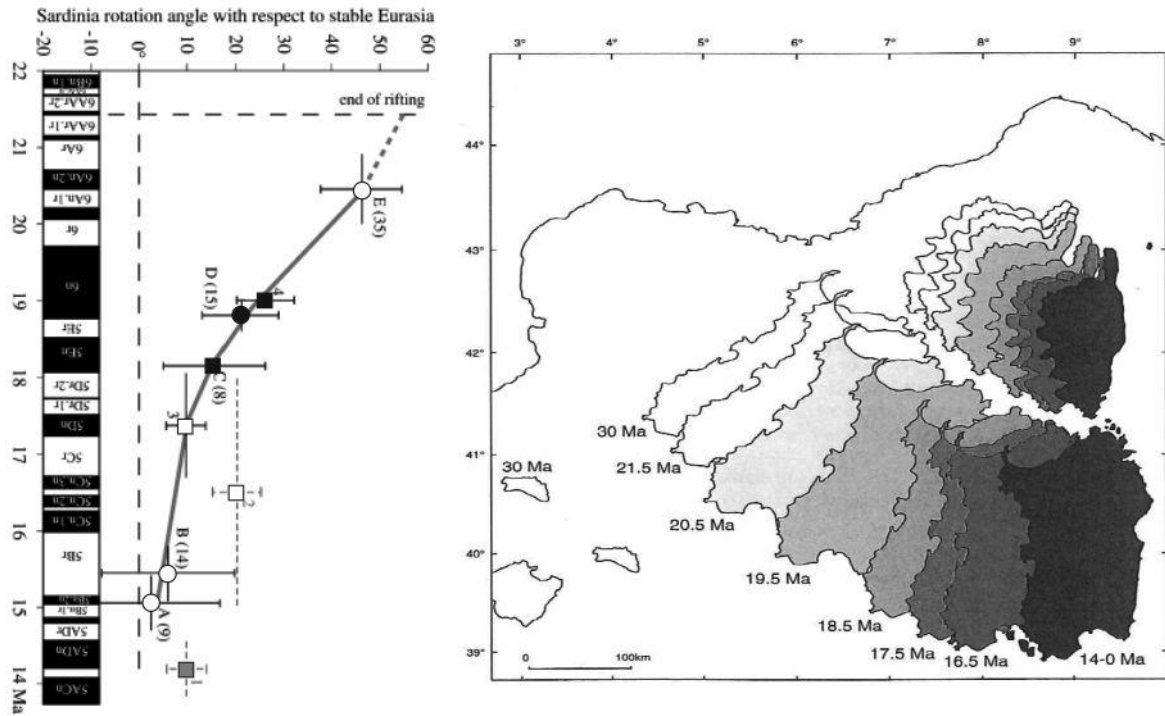


Figure II-3: Rotation de la Sardaigne par rapport à l'Europe sur les 30 derniers millions d'années (D'après Gattacceca et al. 2007).

Les cercles représentent les résultats pour une ou un groupe de successions volcaniques de polarité connue (cercle plein : polarité normale ; cercle vide : polarité inverse ; cercle grisé : polarités normale et inverse). Le nombre de directions paléomagnétiques indépendante est donné entre parenthèses. La barre d'erreur horizontale précise la période de temps couverte par la succession volcanique plutôt que par les incertitudes géochronologiques.

A : andésites terminales, B: Suleis, C: Monte Furru (Deino et al., 2001), D: Monte Minerva/Monte Torru/Osilo, E: Central Sardinia/Alghero/Oniferi.

Les carrés sont les résultats obtenus à partir de sédiments de la zone de Marmilla (1, 2, 3 [Vigliotti et Langenheim, 1995] ; 4 [Speranza et al., 2002]) avec les indications de polarités. L'échelle magnétostratigraphique est tirée de Lourens et al. (2004). L'angle de rotation de 55° à la fin du rifting est déduit de la reconstruction post-rift de Gueguen (1995). Carte issue de Gattacceca (2001) ; mouvement de la Sardaigne et de la Corse entre 30 et 14Ma.

a. Occurrence des réaimantations

Les aimantations secondaires se surimposent à l'aimantation primaire et constituent ce que l'on appelle des réaimantations. La thèse de Cairanne (2003) offre une excellente synthèse sur les réaimantations en contexte orogéniques. Les aimantations secondaires se produisent lorsque l'aimantation des roches est instable par rapport aux paramètres physico-chimiques ambiants. Les facteurs de réaimantation sont le temps, la température, la pression et la chimie. Le temps déverrouille progressivement l'aimantation et à l'échelle macroscopique, il la remplace par une aimantation rémanente visqueuse. A l'échelle microscopique, les moments magnétiques des grains les moins stables sont progressivement réorientés (Figure II-4-c). Dans la nature, l'ARV correspond à la composante paléomagnétique acquise dans le champ magnétique terrestre à partir de la dernière inversion (il y a environ 0,8Ma). Elle peut être particulièrement difficile à désaimanter, des

études, notamment dans les calcaires dévoniens dans les Appalaches ont montrés la persistance de la composante visqueuse après des désaimantations thermiques supérieures à 300°C (Kent, 1985 ; Enkin et Dunlop, 1988).

L'augmentation de la température déverrouille les moments magnétiques des grains dont le temps de relaxation est inférieur ou égal à la durée d'action du chauffage (Figure II-4-a). La température et l'effet du temps sont comparables sur l'aimantation. Les moments magnétiques des grains monodomaines les moins stables sont instantanément déverrouillés, ils sont orientés en conformité avec le champ magnétique ambiant et qu'ils conservent, même après refroidissement. A l'échelle macroscopique, la roche enregistre une aimantation thermorémnente partielle (ATR_p) pendant le refroidissement. Une exposition plus longue permet aux grains dont la température critique (la température de Curie) est supérieure à la température appliquée d'être aussi affectés. Pullaiah et al. (1975) ont établi une relation reliant le temps d'exposition à la température critique sous certaines conditions.

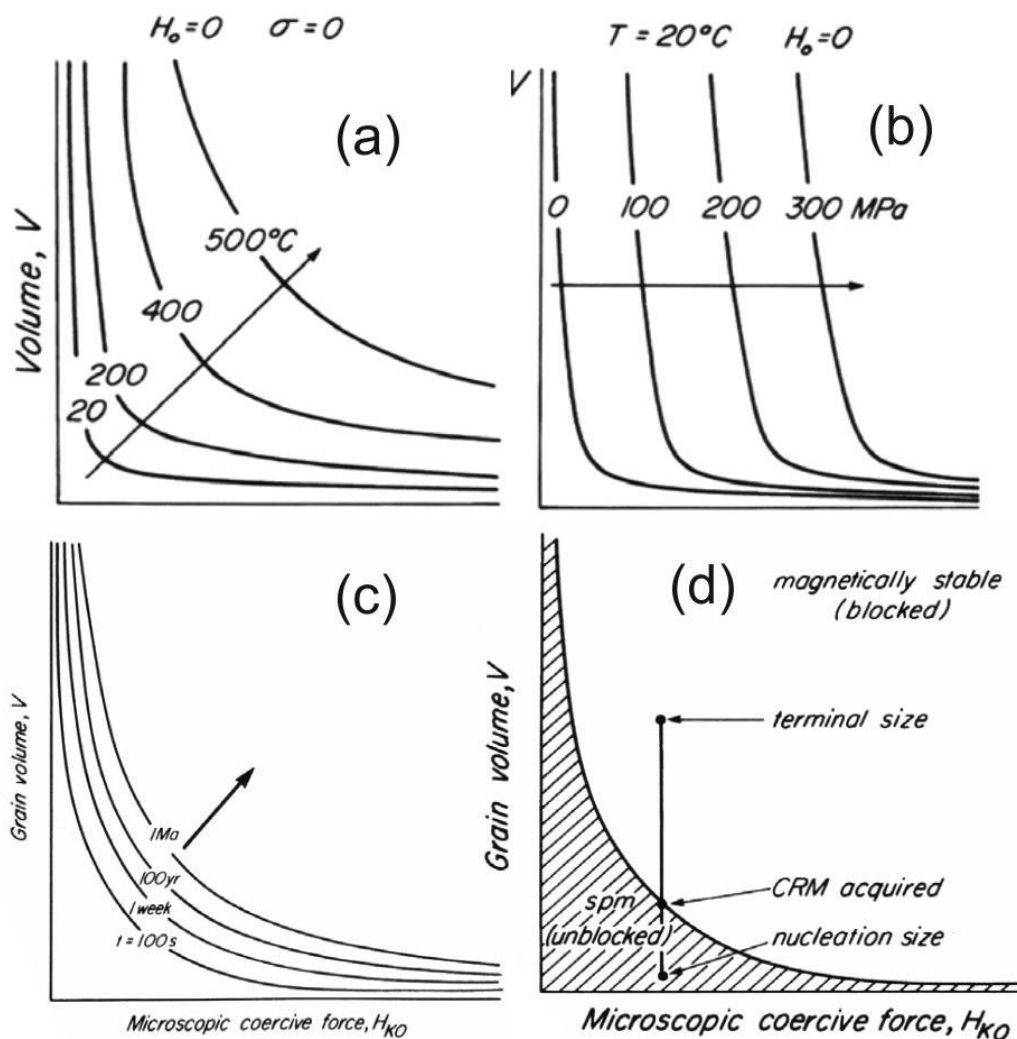


Figure II-4: Effets de la température (a), de contraintes uniaxiales (b), du temps (c) et de la chimie (d) sur la stabilité de l'aimantation d'un ensemble de grain monodomaine dans le diagramme de Néel (Dunlop et Özdemir, 1997).

L'application d'une contrainte uniaxiale, sans dépasser les limites de la déformation élastique, sur un grain monodomaine ferromagnétique perturbe son champ de coercivité (Dunlop et al., 1969). Les moments magnétiques des grains de plus faible coercivité sont réaimantés (Figure II-4-b). Cette aimantation rémanente secondaire est appelé piézorémanente.

L'enregistrement d'une aimantation rémanente cristalline se produit quand un minéral ferromagnétique est créé quel que soit le processus de création (Dunlop et Özdemir, 1997) ; soit suite à un événement chimique, avec ou sans croissance cristalline, par oxydation ou authigenèse, ou soit par un changement de phase minéralogique (exemple $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$). Au cours de la croissance d'un grain, l'ARC est acquise lorsque le minéral devient un monodomaine stable (Figure II-4-d) ; en d'autres termes, lorsque le volume du grain est assez important pour porter une aimantation rémanente stable en relation avec les paramètres physiques ambiants. Ce volume est appelé volume de blocage. Différents travaux ont déterminé que la stabilité de l'ARC est indépendante du processus d'acquisition, mais uniquement du volume des grains (Dunlop et Özdemir, 1997).

ARC, ARP et ATRp sont les principales aimantations rémanentes secondaires que les roches sédimentaires peuvent acquérir au cours de leur histoire. Elles peuvent survenir au cours des processus sédimentaires (bioturbation, slumping, dolomitisation et diagenèse (Verosub, 1977 ; Henshaw et Merrill, 1980 ; Hart et Fuller, 1988 ; Lu et al., 1991 ; Elmore et al., 1994 ; Verosub et Roberts, 1995 ; Xu et al., 1998) Ils peuvent être superposés à une aimantation rémanente primaire pendant l'orogénèse soit par les circulations fluides, soit associés au plissement, soit dûs à l'enfouissement (McCabe et Elmore, 1989 ; Oliver, 1986 et 1992 ; Fruit et al., 1995 ; Enkin et al., 2000 ; Xu et al., 1998 ; Saint-Bezar et al., 2002). Ces aimantations peuvent s'accumuler au sein d'une même roche. Enkin et al. (2000) proposent la succession d'un épisode de réaimantation chimique provoqué par les circulations de fluides associées à la mise en place d'un front de chevauchement, suivi d'un épisode de réaimantation thermovisqueux suite à l'enfouissement tectonique (Figure II-5).

Les aimantations rémanentes peuvent également être déviées en raison d'une déformation plastique consécutive (Kligfield et al., 1981 et 1983 ; Cogné et Perroud, 1985) ou par la rotation physique des grains (Van der Pluijn, 1987). Nous pouvons également évoquer les surimpressions d'aimantation associés à un métamorphisme en particulier dans la partie interne d'un orogène (Lamarche et al., 1988 ; Rochette et al., 1992b ; Crouzet et al.,

1997 ; Crouzet et al., 2001a, 2001b). Enfin, les aimantations secondaires peuvent être acquises en réponse à des altérations superficielles, à la karstification, à la latéritisation et à l'oxydation (Gehring et Heller, 1989 ; Keller et Gehring, 1992).

On peut noter que souvent pour des orogènes d'âge secondaire et tertiaire, les aimantations secondaires sont synchrones du plissement et de polarité normale exclusive (Hudson et al., 1989 ; Moreau et al., 1992 ; Fruits et al, 1995 ; Halim et al., 1998 ; Aubourg et Chabert-Pelline, 1999 ; Dinares-Turell et Garcia-Senz, 2000 ; Weaver et al., 2002 ; Kechra et al., 2003).

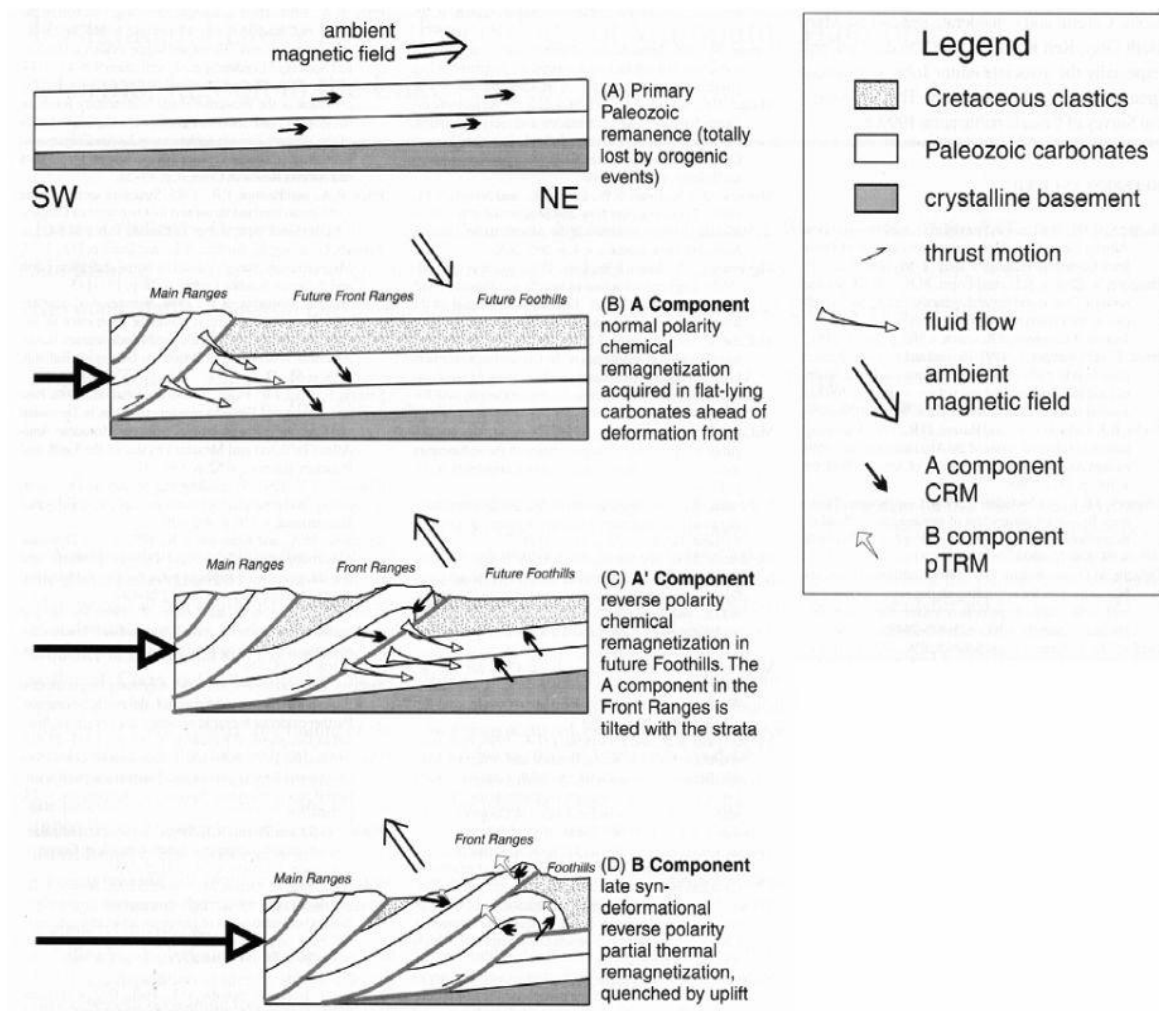


Figure II-5 : Modèle de réaimantations chimiques puis thermovisqueuse successives lors du plissement des Cordillères canadiennes (Enkin et al., 2000).

ii.Acquisition et analyse des données

b.De l'échantillonnage aux spécimens paléomagnétiques

La première étape d'une étude paléomagnétique est de recueillir des échantillons sur le terrain. Il est recommandé de recueillir au moins neuf échantillons paléomagnétiques ou carottes par site paléomagnétique (Tauxe, 1998) pour espérer obtenir une moyenne représentative pour le site en question. Le nombre de sites paléomagnétiques dépend de l'objectif de l'étude, la taille et la configuration structurale de la zone étudiée. Nous avons utilisé dans chaque zone d'étude une carotteuse électrique munie d'un carottier composé d'un tube de 25mm de diamètre et d'une couronne diamantée refroidie à l'eau ([Figure II-6](#)). Les sites d'échantillonnage se situaient à moins de 10-20 minutes de la route en raison de la charge de l'équipement d'échantillonnage, notamment celle de l'eau et du générateur. L'orientation, plongement et azimut, des carottes a été mesurée grâce à un tube de cuivre (parce qu'amagnétique) surmontée d'une plate-forme réglable comportant un inclinomètre et un emplacement pour fixer une boussole. Ensuite, les échantillons paléomagnétiques ont été sciés, en moyenne, en 2-3 spécimens de dimension standard de 2,2 cm de longueur, afin d'être conformes aux appareils de mesure utilisés en laboratoire.

c. Protocole de désaimantation

Une fois les spécimens paléomagnétiques préparés, leur nom et leur orientation marqués, ils peuvent être utilisés pour la mesure de leur aimantation naturelle rémanente. Les spécimens contiennent des minéraux de tailles, de formes et d'histoires différentes. L'aimantation naturelle rémanente d'un spécimen est la somme vectorielle du moment magnétique de chacun des grains ferromagnétiques qui le composent. Les paléomagnéticiens utilisent les propriétés magnétiques, telles que le temps de relaxation, la coercivité, et la température de blocage afin d'éliminer ou désaimanter progressivement les composantes de l'aimantation rémanente les plus instables. Le principe fondamental que sous-tendent les techniques de désaimantation est que plus le temps de relaxation d'un grain est faible plus il sera susceptible de porter une aimantation secondaire ; mais aussi que les différentes composantes de l'aimantation naturelle rémanente correspondent à des gammes de températures de blocage ou de coercivités différentes. Les désaimantations par champ alternatif (AF) reposent sur le fait que les grains ayant des temps de relaxation faibles ont aussi une faible coercivité. Les désaimantations thermiques reposent sur le fait que les grains ayant des temps de relaxation faibles ont également de basses températures de blocage.

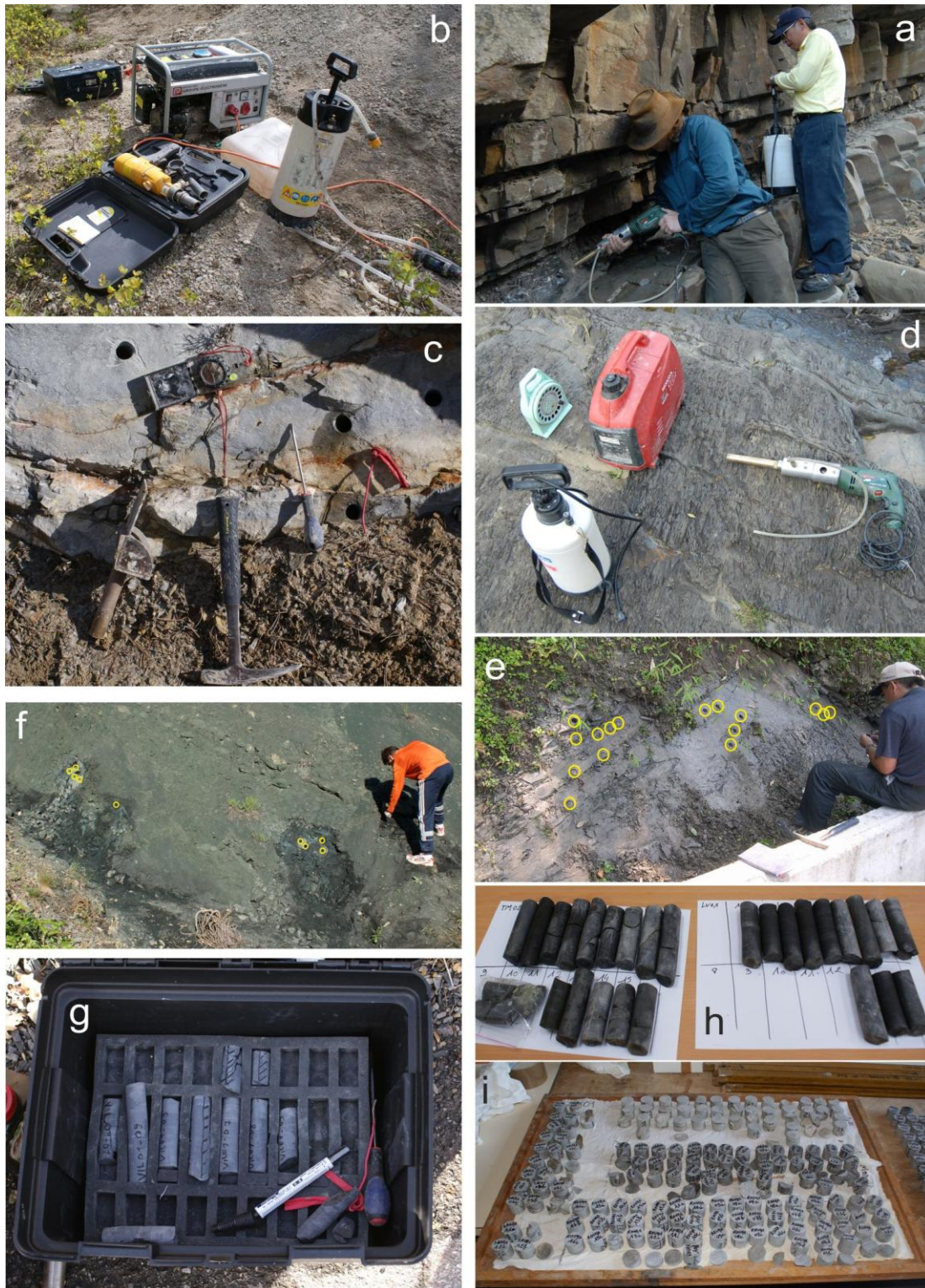


Figure II-6 : Photographies de l'échantillonnage, du matériel d'échantillonnage et des échantillons.
 (a) Lionel Sonnette et Teh-Quei Lee prélèvent des carottes sur le site paléomagnétique de WJSK01 (péninsule de Hengchun, Taiwan).
 (b, c et d) Matériel d'échantillonnage utilisé en France (b) et à Taiwan (d), il est composé d'une carotteuse électrique, un carottier diamanté, une pompe à eau et un générateur. L'extraction, la mesure et le marquage de l'orientation des carottes se fait (c) grâce à une boussole, un tube de cuivre muni d'un inclinomètre et d'une plate-forme pour supporter la boussole, un marteau, un tournevis et un fil de cuivre.
 (e et f) Des exemples de sites paléomagnétique à Taiwan (e) et en France (f), les emplacements des carottes sont indiqués par les cercles jaunes minces.
 (g et h) Exemples de carottes paléomagnétiques à Taiwan (h) et en France (g).
 (i) Exemples de spécimens paléomagnétiques avec un diamètre de 25mm et d'une longueur de 22mm.

Les mesures de l'aimantation naturelle rémanente des spécimens taiwanais et français ont été effectuées avec un magnétomètre cryogénique à SQUID 2G (Entreprises 2G, [Figure II-7](#)). Ces magnétomètres mesurent les trois composantes de l'aimantation nécessaire à définir le vecteur aimantation.

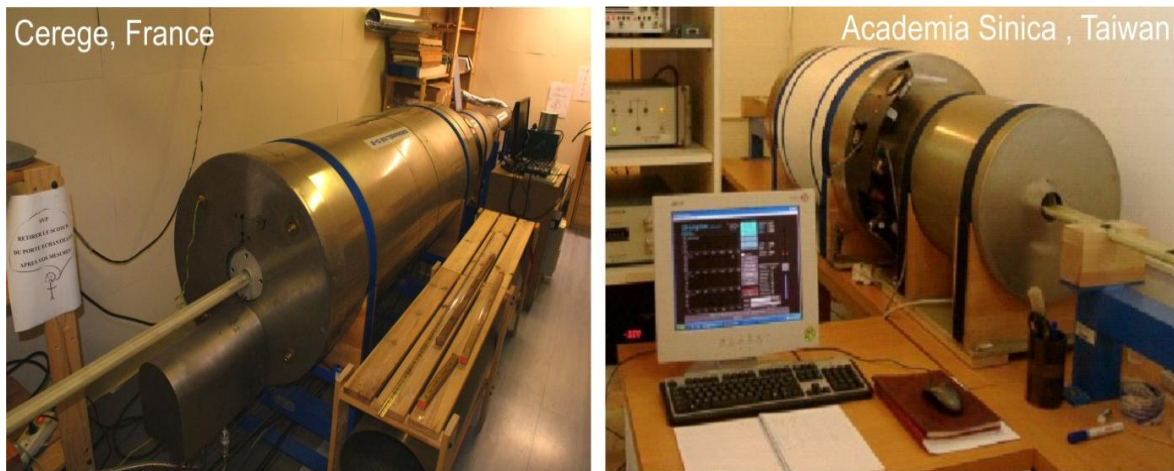


Figure II-7 : Magnétomètres cryogéniques 2G utilisés au CEREGE (France) et à l'Academia Sinica (Taiwan).

Deux spécimens, dits échantillons pilotes, ont été sélectionnés par site, pour déterminer entre une désaimantation thermique ou par application d'un champ alternatif laquelle est la plus efficace pour l'ensemble des autres spécimens du même site. La désaimantation thermique a été couplée à une mesure de la susceptibilité magnétique grâce à un magnétomètre à axe unique, Mag-01h (Bartington Instruments), pour détecter d'éventuelles transformations minéralogiques (oxydation) dues à la chauffe. De telles transformations correspondent à une hausse importante de la susceptibilité. Les augmentations de susceptibilités sont généralement caractéristiques des températures de transformations minéralogiques ou d'altérations thermiques des minéraux magnétiques (Tarling, 1983). De la magnétite peut-être créée à partir de pyrite entre 350 et 500°C. La goethite est instable à l'air libre et se transforme en hématite entre 200 et 400°C. La magnétite se transforme en hématite au-delà de 500°C. L'hématite peut se transformer en magnétite au-delà de 550°C. Et la sidérite se transforme en magnétite à plus de 200°C. Ainsi si de telles comportements sont observés, il est recommandé de favoriser une désaimantation par champ alternatif (AF) ou une désaimantation thermique jusqu'à la température d'augmentation de la susceptibilité suivie d'une désaimantation AF. Toutefois l'inconvénient d'un tel protocole de désaimantation est la difficulté de s'abroger avec certitude des composantes visqueuses qui peuvent persister au-delà d'une désaimantation à 300°C (Kent, 1985 ; Enkin et Dunlop, 1988).

iii. Interprétation des résultats

Chaque composante de l'ARN correspond à un enregistrement du champ géomagnétique à un moment particulier de l'histoire de la roche. Le magnétomètre cryogénique mesure les trois composantes vectorielles de l'ARN, dans le référentiel de l'échantillon, après chacune des étapes de désaimantation. Le chemin de désaimantation correspondant est représenté sur un diagramme de Zijderveld (Zijderveld, 1967) et/ou sur un stéréodiagramme de Schmidt (Figure II-8).

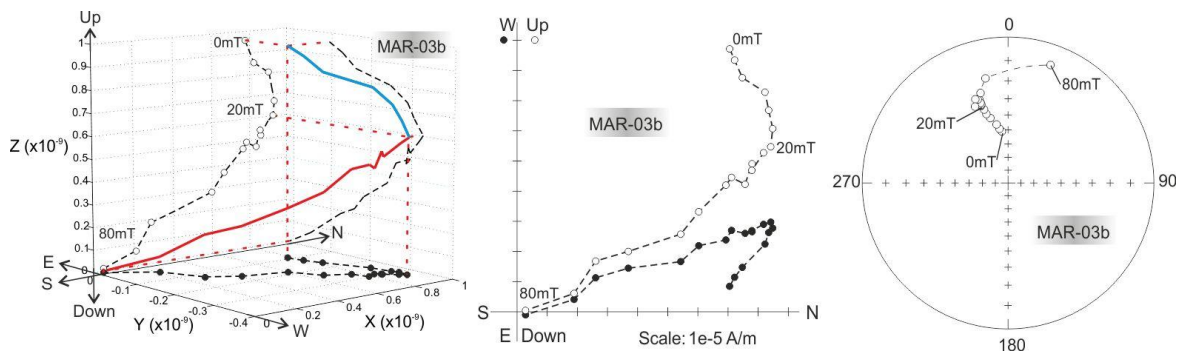


Figure II-8: Projections du chemin de désaimantation pour le spécimen MAR-03b.

A gauche, projection 3D ; au milieu diagramme de Zijderveld et stéréodiagramme de Schmidt à droite. La ligne noire épaisse représente le chemin de désaimantation, en bleu la première composante à être désaimantée et en rouge la seconde composante. Les lignes pointillées représentent la projection sur différents plans (X, Y), (X, Z) et (Y, Z) de la trajectoire de désaimantation.

Toutes les étapes de l'analyse de l'ARN ont été réalisées grâce au logiciel Paleomac (Cogné, 2001) et se résume comme suit :

- (1) Projection du chemin de désaimantation mesurée pour chaque spécimen d'un même site sur un diagramme de Zijderveld préférentiellement (Zijderveld, 1967) ;
- (2) Changement de repère (Annexe II-d), les chemins de désaimantation alors définis dans le référentiel de l'échantillon, sont projetés dans le référentiel géographique (in situ, IS) ;
- (3) Identification et calculs des composantes d'aimantation par l'analyse des composantes principales (Kirschvink, 1980 ; Annexe II-e) ;
- (4) Projection stéréographique et calcul de la direction moyenne selon la statistique de Fisher (Fisher, 1953 ; Annexe II-f) pour chaque site, des différentes composantes d'aimantation identifiées et calculées pour chaque spécimen ;
- (5) Réalisation de tests permettant de préciser le calendrier d'acquisition d'une composante d'aimantation donnée pour un ensemble de sites par rapport au basculement/plissement qui les caractérise ;
- (6) Calcul du sens et de l'ampleur des rotations et l'aplatissement pour chaque composante d'aimantation à partir d'un ou plusieurs postulats sur l'âge de la rotation associée à chaque composante d'aimantation et de pôle magnétique virtuel correspondant (Annexe II-g).

(1) La distinction d'une composante de désaimantation est possible si le chemin de désaimantation est relativement stable, c'est-à-dire qu'entre plusieurs étapes de désaimantation (au moins 4-5) son orientation dans l'espace demeure constante (comme dans la [Figure II-8](#)) ; et les différentes composantes de l'ARN doivent posséder différentes températures de blocage ou différents spectres de coercivité. Le chemin de désaimantation peut être instable et non interprétable ([Figure II-9](#)) ou stable et interprétable.

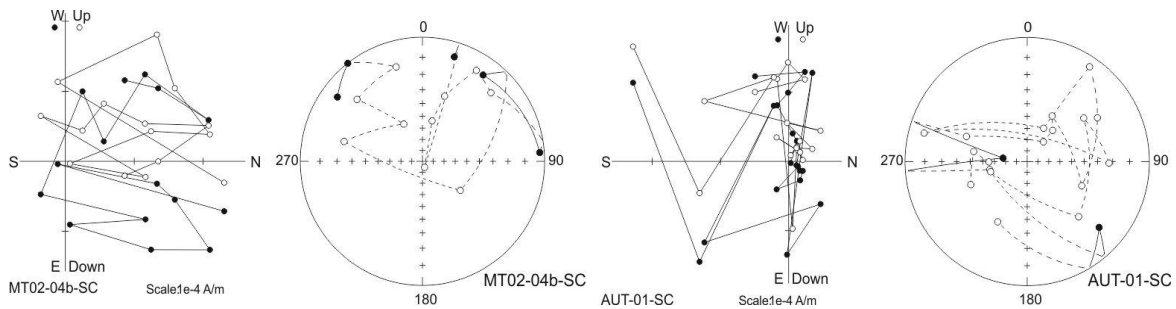


Figure II-9: Exemples de chemins de désaimantation instables pour une désaimantation AF et thermique, respectivement pour MT02-04b (Taiwan) et AUT-01 (France). Tous les résultats sont présentés dans le système de référence de l'échantillon.

(2) Les chemins de désaimantation sont mesurés dans le référentiel des spécimens. Ce référentiel n'a pas de signification pour le géologue. Une transformation est alors nécessaire: la transformation dans le repère géographique. Conformément à l'orientation (mesurée sur le terrain lors de l'échantillonnage) de l'échantillon nous sommes en mesure de réorienter chaque étape de désaimantation dans le repère géographique (Tarling, 1983).

(3) Ce n'est que lorsque certains segments linéaires se distinguent, qu'une direction rémanente peut être calculée par l'analyse en composantes principales (Pearson, 1901 ; Kirschvink, 1980) pour chaque segment. L'analyse en composantes principales permet de calculer la droite moyenne passant à travers un nuage de points dans l'espace. A chaque succession d'étapes de désaimantation peut être calculée une droite moyenne qui correspond alors à une composante de l'aimantation rémanente naturelle. Cette composante est caractérisée par une déclinaison, une inclinaison, une intensité et une incertitude angulaire. Plus une incertitude angulaire est proche de zéro, meilleure est la régression linéaire. De manière générale, j'ai retenu les composantes d'aimantation possédant une incertitude angulaire inférieure à 20°, mais il m'est arrivé d'en considérer avec une plus importante incertitude lorsqu'un nombre suffisant de composantes similaires (moins de 9) n'a pu être obtenu pour le même site.

(4) Une fois que la composante de l'ARN est identifiée et que le vecteur propre correspondant est déterminé pour tous les spécimens d'un même site paléomagnétique, la prochaine étape est le calcul du vecteur moyen de la composante de l'ARN et de son intervalle de confiance pour l'ensemble du site. La statistique de Fisher (Fisher, 1953) mise au point pour évaluer la dispersion de vecteurs unitaires sur une sphère est particulièrement appropriée à ce problème.

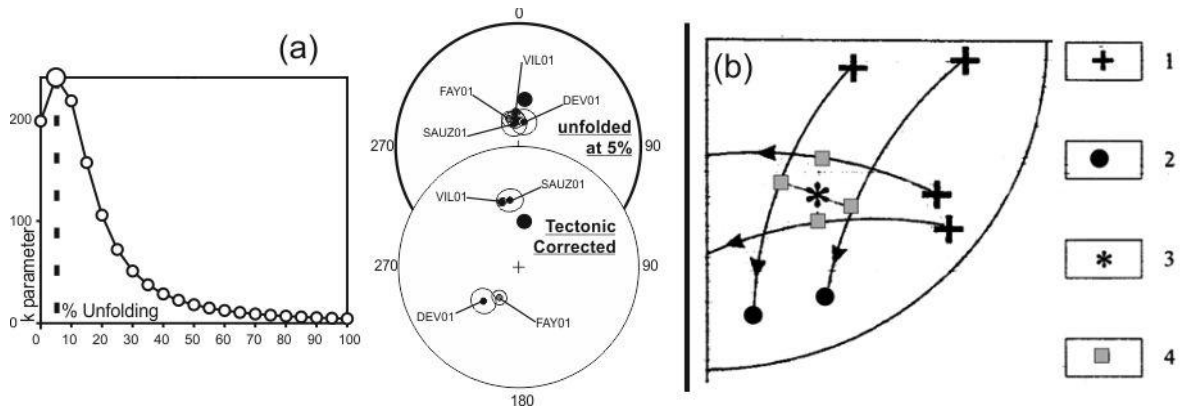


Figure II-10: Tests du pli.

(a) Exemples de test du pli négatif (groupe D1)

(b) D'après Cairanne (2003), principe de la méthode des petits cercles de détermination de la direction d'une réaimantation syn-plissement (Shipunov, 1997). 1, 2 : directions paléomagnétiques avant et après corrections tectoniques, respectivement ; 3 : direction moyenne de l'aimantation syn-plissement ; 4 : directions d'aimantation individuelles syn-plissement.

(5) L'interprétation des résultats pour un ou plusieurs sites dans le repère géographique est insuffisante surtout si l'acquisition de la composante de l'ARN identifiée est postérieure à l'étape de basculement. La détermination du calendrier d'acquisition des composantes d'aimantation a été réalisée en calculant la dispersion (paramètre κ) de la direction et de l'inclinaison, test du pli (Figure II-10-a ; McFadden et Jones, 1981) et de l'inclinaison seule, test de l'inclinaison (McFadden et Reid, 1982) pour les composantes d'aimantation des différents sites. Aucun pli décimétrique n'a été clairement identifié et échantillonné pendant mes différentes missions d'échantillonnage en France et à Taiwan. Cependant, la plupart des échantillons ont été prélevés dans des faciès sédimentaires plus vieux que les principales étapes de déformation des régions étudiées. J'ai réalisé le test du pli en supposant que chaque strate échantillonnée était initialement horizontale (ce qui est acceptable), et que la déformation a affecté toute la zone échantillonnée de manière homogène dans le temps et l'espace (ce qui est discutable). Le test du pli m'a permis de proposer une première approximation de la date d'acquisition des différentes composantes de l'ARN: avant, pendant ou après l'étape de basculement. Comme l'acquisition de l'inclinaison d'une aimantation est dépendante de la latitude et que celle-ci ne varie pas significativement au sein de mes zones d'études, le test de l'inclinaison m'a permis de vérifier si le test du pli correspond à une

configuration minimisant aussi l'écart en inclinaison pour les sites considérés. Enfin pour des petits groupes de sites (moins de 6) j'ai déterminé leur calendrier d'acquisition de l'aimantation en superposant les trajectoires de débasculement sur une projection stéréographique. Cette approche est similaire à celle de Shipunov (1997) et Cairanne et al. (2002) (Figure II-10-b).

(6) Enfin, la dernière opération consiste à calculer l'amplitude des rotations pour chaque composante de l'ARN pour chaque site. Pour cela, on détermine le pôle virtuel géomagnétique (PVG) correspondant à la composante de l'ARN considérée (détail du calcul Annexe II-a) que l'on compare alors au chemin de dérive apparent des pôles (APWP) pour un intervalle d'âges donné (Figure II-11). L'APWP pour l'Eurasie établi par Besse et Courtillot (1991) a été utilisé dans ce mémoire.

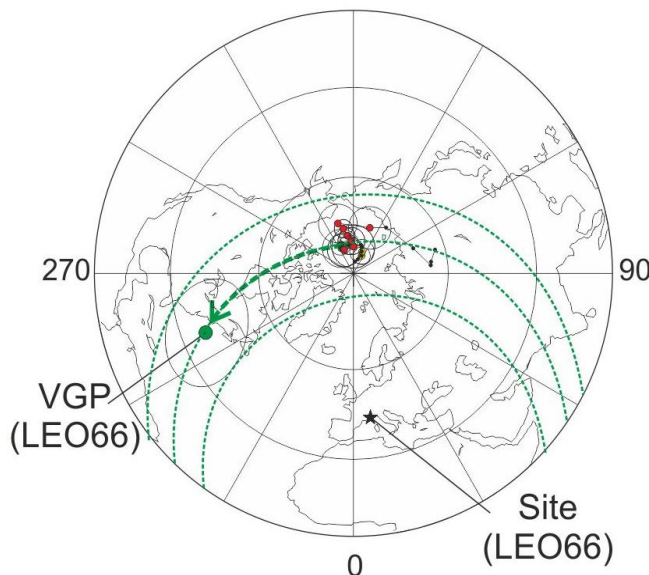


Figure II-11 : Représentation du PVG du site LEO66 et de l'APWP pour l'Eurasie du Crétacé au Miocène (points rouges).

La rotation est donnée par l'écart angulaire entre le PGV et l'APWP sur le petit cercle passant par le PGV et de centre le site LEO66. La translation N-S correspond à la différence angulaire entre les petits cercles passant par le PGV et l'APWP sélectionné APWP, les deux petits cercles sont définis avec pour centre le site LEO66.

iv.Problèmes et méthodes complémentaires du paléomagnétisme

Une étude paléomagnétique toutefois présente de nombreuses difficultés (synthétisé dans l'Annexe II-h). Souvent les échantillons prélevés ne donnent pas de résultats interprétables car aucune direction d'aimantation stable n'est identifiable. Les phénomènes de réaimantations rendent délicates les interprétations des directions d'aimantation. L'outil paléomagnétique est aussi particulièrement efficace pour déterminer une rotation d'axe vertical. Toutefois, bien que des composantes de rotations aient été déterminées à partir d'études paléomagnétiques et structurales dans plusieurs orogènes, la plupart des études ont proposé différents cas de figure pour les mêmes arcs (Exemple en Annexe II-i). Ces problèmes requiert le développement de méthodes d'interprétation plus robuste à l'instar du test directionnel de Yonkee et Weil (2010) ou encore un perfectionnement des modélisations analogues avec l'utilisation de modèles aimantés (Costa et Speranza, 2003)

B. Etude du champ de déformation

La déformation est déterminée par la comparaison de l'état initial et de l'état final, après déformation, de l'objet étudié. La déformation peut être caractérisée par un ellipsoïde, dit de déformation, défini selon trois axes X, Y et Z. X est l'axe d'allongement maximal ; Y est l'axe intermédiaire et Z est l'axe de raccourcissement maximum. Une brève présentation de la déformation des plis et de l'utilisation de l'anisotropie de susceptibilité magnétique pour déterminer les directions de raccourcissement est faite dans cette section. L'équilibrage de coupes géologiques est déterminant pour estimer des taux de raccourcissement à travers les différentes branches d'un arc. Je n'ai pas suffisamment eu recours à cette méthode pour justifier sa présentation ici. J'invite le lecteur à se référer à Gratier (1987, en français ou à l'Annexe II-j) et Woodward et al. (1989, en anglais) pour une explication détaillée de la méthode d'équilibrage de coupes géologiques. Les différents taux de raccourcissement nécessaires à mon étude sont issus de la littérature.

1. Plis et directions de raccourcissement

Les plis sont l'un des objets géologiques les plus fréquents. Ils sont présents à toutes les échelles, du millimètre au kilomètre, et adoptent des formes différentes en fonction de la rhéologie, de la structure initiale du matériau touché, du mode de déformation (compression, extension ou cisaillement), de l'intensité et de la durée de la déformation. Ils sont particulièrement utiles car ils nous informent sur la direction de raccourcissement associée et qualitativement sur l'intensité et la nature de la déformation.

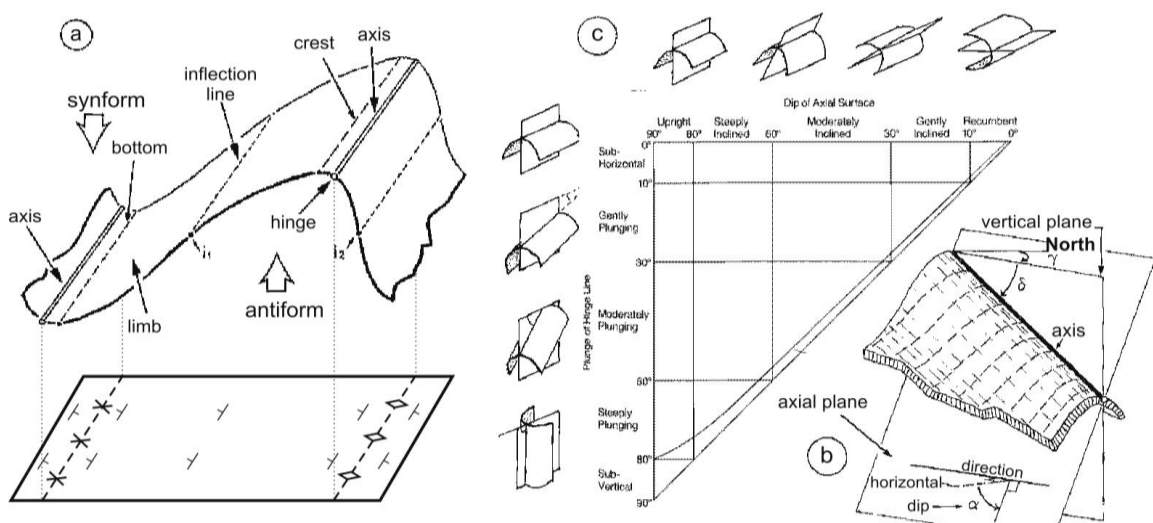


Figure II-12: Classification et terminologie des plis. De Ramsay (1967) et Mercier et Vergely (1999).
(a) Représentation schématique d'un pli avec les principaux termes spécifiques à sa description et sa représentation cartographique.
(b) Schéma de Fleuty (Fleuty, 1964), utilisé pour décrire les plis sur la base de la relation entre la géométrie de la surface axiale et de la charnière.

Un pli est l'état déformé par pliage ou par torsion d'un objet initialement linéaire ou planaire. Dans notre cas, ces objets sont des successions de strates sédimentaires. Une nomenclature spécifique existe ainsi que de nombreuses classifications pour les décrire (Figure II-12). Une description exhaustive des plis peut être trouvée dans les ouvrages de référence de Ramsay et Huber (1987) et Davis et Reynolds (1996).

Le *layer-shortening-parallel* (LPS) ou raccourcissement parallèle aux couches (Kuenen et De Sitter, 1938) est perpendiculaire au plan axial du pli. La direction de raccourcissement correspond à l'azimut de la projection dans le plan horizontal, du raccourcissement. La détermination des trajectoires de raccourcissement sur carte implique de connaître avec une précision suffisante la direction de raccourcissement horizontale en de nombreux endroits. La cartographie des trajectoires de raccourcissement a été réalisée grâce à la méthode des isovaleurs (Figure II-13).

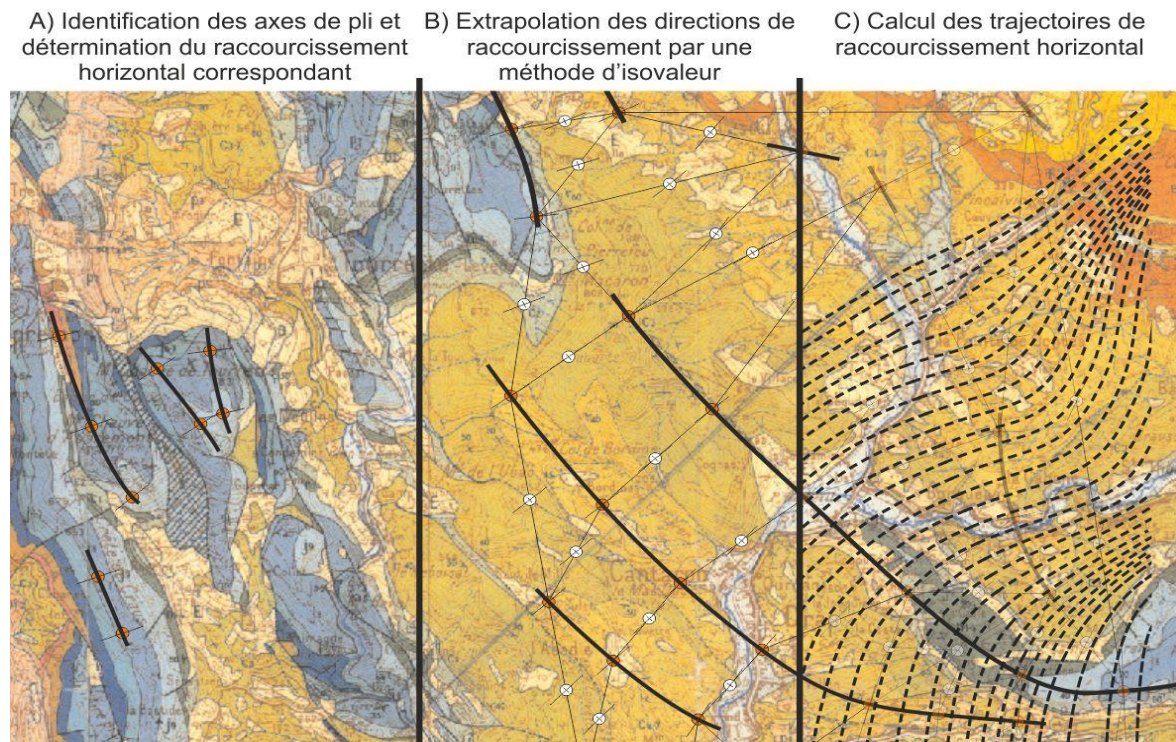


Figure II-13: Cartographie des trajectoires de raccourcissement horizontales dans l'arc de Nice.

2. L'Anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM)

L'ASM peut caractériser l'état de déformation d'un spécimen. La direction de raccourcissement qu'elle fournit correspond au raccourcissement de type LPS souvent caractéristique des premiers stades de la déformation d'un orogène. Ces directions peuvent aussi être utilisées comme correcteurs de rotations d'axe vertical (Roperch et al., 2010).

L'ASM permet de caractériser la fabrique d'un spécimen. Une fabrique est un terme général qui décrit l'orientation des axes cristallographiques, les directions d'allongement, la taille et la forme des minéraux (Fernandez, 1984) contenus dans le spécimen. Une fabrique est caractérisée par des marqueurs ; chaque élément d'un spécimen est en mesure de nous informer quantitativement sur son état de déformation, sur sa forme et les orientations préférentielles des éléments morphologiques et cristallographiques (Aubourg, 1990). Pour les roches sédimentaires, l'ASM est essentiellement due à l'orientation préférentielle des grains ferromagnétiques et à l'orientation préférentielle du réseau cristallin (Hrouda, 1982).

i. Qu'est ce que l'anisotropie de susceptibilité magnétique ?

La susceptibilité magnétique, χ , est la faculté d'un objet à s'aimanter (Eq.5, Annexe II-a). Pour une roche, la susceptibilité totale ou susceptibilité magnétique (χ_{bulk}) est la somme de la contribution de chaque grains dia-, para- et ferromagnétiques. La susceptibilité est sans dimension dans le système international (SI). La susceptibilité d'une roche ou d'un échantillon, peut être isotrope ou anisotrope. Elle peut être représentée en 3D par une ellipse définie par trois directions orthogonales, la susceptibilité maximale (K_1 ou K_{max}), intermédiaire (K_2 ou K_{int}) et minimale (K_3 ou K_{min}) (Figure II-14). Elle est isotrope lorsque la susceptibilité est indépendante de la direction d'application du champ magnétique, l'ellipsoïde de susceptibilité est une sphère ($K_1 = K_2 = K_3$). Elle est anisotrope lorsque la susceptibilité varie avec la direction d'application du champ magnétique ($K_1 \neq K_2 \neq K_3$) ; elle est dite planaire ou oblate ($K_2 \geq K_1 \gg K_3$) ; ou linéaire ou prolata ($K_1 \gg K_3 \geq K_2$).

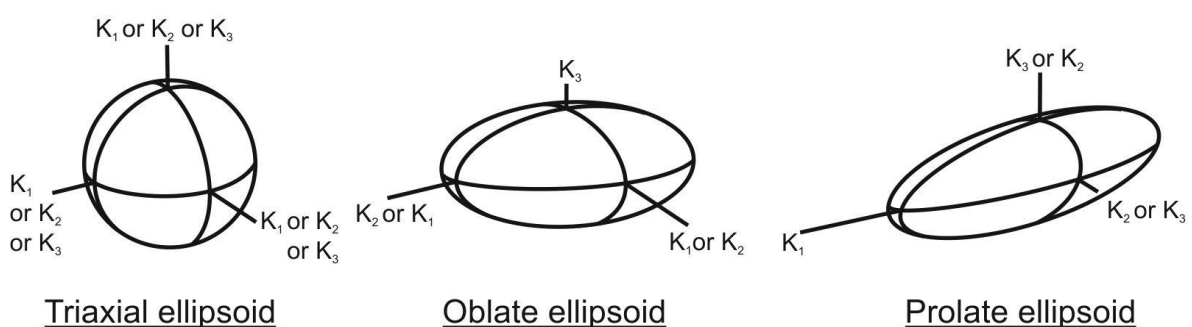


Figure II-14: Ellipsoïdes d'anisotropie de susceptibilité magnétique.

À partir du tenseur d'ASM, certains paramètres sont définis afin de le caractériser et de le comparer avec d'autres tenseurs issus d'autres spécimens d'un même site. Une description complète de plusieurs paramètres peut être trouvée dans Tarling et Hrouda (1993). Les paramètres que j'ai utilisés sont le degré d'anisotropie corrigée, P_j , et le paramètre de forme, T (Jelinek, 1981 ; équations en Annexe II-k). P_j correspond à l'excentricité de l'ellipsoïde et

représente l'écart standard entre l'ellipsoïde normalisé et une sphère unitaire ($P_j=1$ pour une sphère). T est la combinaison de la linéation (définie par $L = K_1/K_2$) et de la foliation (définie par $F = K_2/K_3$). Quand $1 < T < \infty$, l'ellipsoïde est allongé et quand $0 < T < 1$, il est aplati ; $T=0$ pour une sphère. Les paramètres K_m , P_j et T nous fournissent des informations respectivement sur : l'importance relative du signal des grains paramagnétiques par rapport aux grains ferromagnétiques, l'intensité relative de la déformation enregistrée par les grains magnétiques et la forme des grains magnétiques.

ii. Comment est déterminée l'ASM d'un site ?

a. Mesure de l'ASM

Des spécimens sont obtenus de la même manière que pour les échantillons paléomagnétiques. Ils sont ensuite analysés grâce à un spinner Kappabridge KLY-3 (AGICO Ltd, [Figure II-15](#)). La mesure de la susceptibilité est faite à l'intérieur d'un solénoïde au sein duquel est appliqué un champ magnétique faible, car l'aimantation induite a un comportement linéaire et est parfaitement réversible. Le porte-échantillon peut tourner pour permettre une mesure automatique et continue des variations du champ induit dans l'échantillon. L'erreur de mesure est de $\pm 2,10^{-8}$ Si. Chaque échantillon est mesuré trois fois, dans trois directions orthogonales afin d'obtenir une représentation 3D des susceptibilités. Les valeurs principales du tenseur de l'ASM et leurs directions sont obtenues par diagonalisation du tenseur des susceptibilités mesurées.

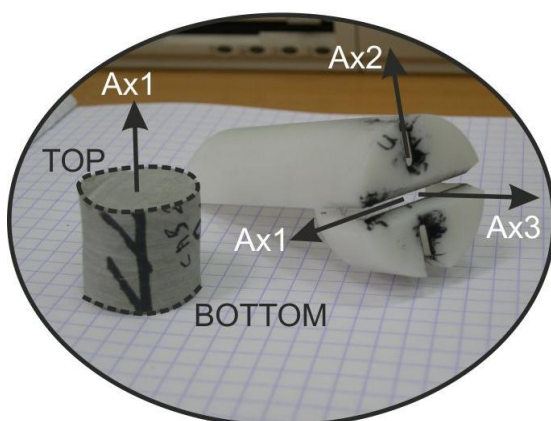


Figure II-15: Kappabridge KLY-3 (Agico) et exemple d'un spécimen. Les axes Ax1-2-3 définissent le référentiel du spécimen (x, y, z).

b. Calcul de l'ellipsoïde de susceptibilité d'un site

Une fois le tenseur de susceptibilité dans le repère principal déterminé pour chaque spécimen d'un même site ; la moyenne normalisée du tenseur pour un site est calculée. Pour un site, la susceptibilité moyenne peut varier de façon significative en raison de la variation de la concentration des grains ferromagnétiques, paramagnétiques et diamagnétiques. Afin d'éviter des contributions inégales des différents spécimens en fonction de leur susceptibilité respective, leurs tenseurs de susceptibilité dans le repère principal sont normalisés par leurs susceptibilités moyennes. Le calcul du tenseur moyen normalisé est similaire au calcul de l'analyse en composantes principales (voir Annexe II-a), sauf que pour la première des vecteurs sont considérés alors pour le deuxième il s'agit de tenseurs. Il existe des différences, notamment sur le calcul de la déviation et de l'angle de confiance des susceptibilités moyennes principales normalisées. Tous les détails du calcul du tenseur de moyenne normalisée peuvent être consultés dans Jelinek (1978).

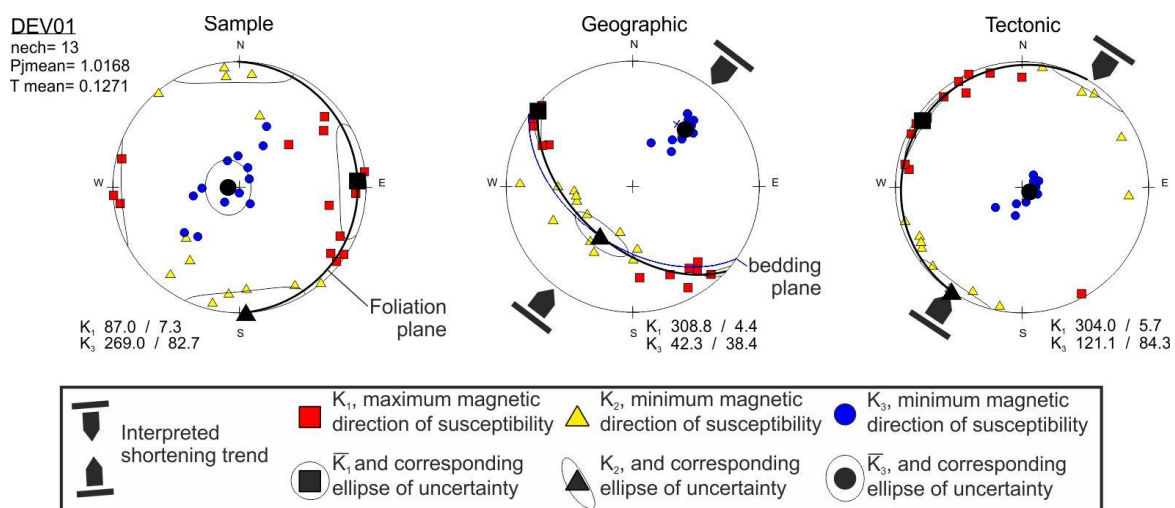


Figure II-16: Exemples de résultats AMS pour le site DEV01 (France) dans le système de référence du spécimen, géographique et tectonique (=débasculé).

A l'instar des résultats paléomagnétiques, le changement de repères est nécessaire pour interpréter les résultats d'ASM. C'est pourquoi il est essentiel de mesurer l'orientation des échantillons pour la correction de l'échantillon, et également de mesurer l'orientation de la stratification pour effectuer une correction tectonique. La représentation de K_1 , K_2 et K_3 est généralement donnée en projection stéréographique, hémisphère inférieure (Figure II-16). Les résultats des mesures du Kappabrigde ont d'abord été extraits à partir d'Excel[®] (macro développé par Philippe Robion) et traités puis reportés en projection stéréographique grâce au programme « scilab » développé par Philippe Robion.

iii. AMS et déformation

L'AMS a d'abord été utilisé pour caractériser les fabriques sédimentaires (Ising, 1942 ; Granar, 1958 ; Rees, 1961 et 1965). Les grains magnétiques s'orientent parallèlement à la surface de stratification pendant le processus de dépôt. Sur la base d'expériences menées dans un contexte de cisaillement, des travaux ont été menés, sur la susceptibilité moyenne (K_m) et l'ASM (Borradaile et Alford, 1987 ; Borradaile et Puumala, 1989), sur les orientations préférentielles des grains (Ildefonse et al., 1992 ; Arbaret et al., 1996) et sur des modèles théoriques (synthétisée dans Tarling et Hrouda, 1993). L'évolution du degré de déformation des roches sédimentaires affectées par une orogénèse (Figure II-17) a été mise au point par Graham (1966 et 1978b) ; Daly (1970) ; Kligfield et al. (1981) ; Daly et Henry (1983) et Frizon de Lamotte et al. (1997). Les fabriques fournissant une LPS caractéristique du début de la déformation, sont très répandues dans les orogènes (Geiser et Engelder, 1983 ; Averbuch et al. 1992 ; Gray et Stamatakos, 1997 ; Bakhtari et al., 1998 ; Pares et van der Pluijm, 2002 ; Aubourg et al. 2004 ; Robion et al., 2007 ; Weil et Yonkee, 2009).

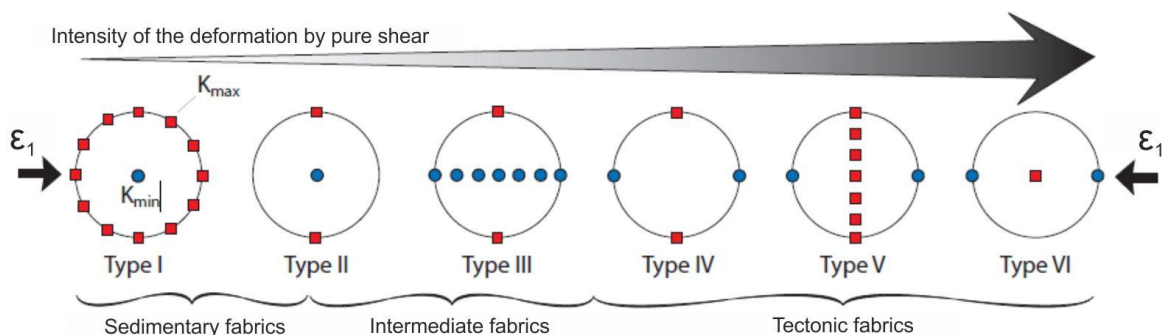


Figure II-17: Schéma d'évolution de fabrique magnétique au cours de la déformation selon un axe de raccourcissement horizontal (ϵ_1) en 6 étapes.

Carré rouge = K_{max} ; rond bleu = K_{min} . D'après Frizon de Lamotte et al. (1997) et Souque (2002).

a. Fabriques sédimentaires de type I

Les fabriques sédimentaires résultent de l'agencement des sédiments lors de leur dépôt. L'organisation préférentielle des grains s'effectue généralement sous la forme de plans (litages), manifestés en ASM par un K_1 (ou K_{max}) horizontal et sans orientation préférentielle, et par un K_3 (ou K_{min}) comme pôle de stratification (Rees, 1965). Le champ magnétique terrestre n'oriente que les grains ferromagnétiques $<1-2\mu m$ (Graham, 1966). La présence de courants lors du dépôt peut provoquer une orientation préférentielle des grains ce qui se traduit par l'agencement des K_{min} perpendiculairement à la stratification (Figure II-17) et une linéation se développera dans la direction du courant (King, 1955 ; Rusnak, 1957 ; Hecht, 1962). En l'absence de courant, les minéraux aplatis vont se déposer dans le plan de stratification à l'instar des minéraux allongés dont l'allongement sera orienté aléatoirement.

Les fabriques sédimentaires sont oblates, marquées par un T avoisinant 1. La foliation magnétique est généralement toujours très proche du plan de stratification sauf dans les turbidites où elle peut être inclinée (= fabrique imbriquée, Aubourg et al., 2004). La diagenèse et la compaction associée renforce la fabrique oblate horizontale préexistante. Des minéraux paramagnétiques et ferromagnétiques peuvent se former lors de la diagenèse, alors que d'autres peuvent disparaître en partie ou entièrement. De telles transformations minérales peuvent légèrement altérer ou augmenter l'anisotropie sédimentaire.

b. Fabriques intermédiaires

Le premier effet de la déformation est d'aligner les axes Kmax perpendiculairement à la direction de raccourcissement, créant une lineation magnétique (Figure II-17 ; Kissel et al., 1986 ; Lowrie et Hirt, 1987 ; Lee et al., 1990). La compaction lors de l'enfouissement est encore marquée par le maintien des axes Kmin en pôle de stratification (Figure II-17). Ces fabriques de susceptibilité peuvent aussi être le résultat d'une fabrique sédimentaire, où les sédiments ont été orientés sous l'effet d'un courant. Pour une déformation plus importante, Kmin et Kint vont progressivement évoluer entre le pôle des litages et la direction horizontale parallèle au raccourcissement. Graham (1966) observe le même type d'évolution en présence de plissement où la lineation magnétique Kmax est parallèle à la direction de l'axe d'un pli. L'ellipsoïde de susceptibilité devient de plus en plus linéaire, T devient négatif à mesure que la déformation s'intensifie. Enfin la direction de lineation magnétique peut correspondre à la direction d'aimantation des grains ferromagnétiques (Rochette et al., 1992a)

c. Fabriques tectoniques

L'intensité de la déformation augmentant, les fabriques magnétiques deviennent de plus en plus évoluées. On rentre progressivement dans le domaine de roches très déformées, voire métamorphisées, où la fabrique sédimentaire disparaît progressivement. On parle de fabriques purement tectoniques à partir du moment où la foliation magnétique est perpendiculaire ou oblique à la stratification (Figure II-17). Ces fabriques évoluées ne sont pas forcément liées au métamorphisme, mais sont toujours localisées dans des zones où la déformation interne est importante (Averbuch et al., 1993 ; Souque et al., 2002). La déformation finie reflète l'ensemble des déformations subies par la roche, soit la somme de la compaction associée à la diagenèse et de la tectonique alors que l'ASM résulte de la combinaison entre la rotation des grains préexistants et la cristallisation orientée de nouveaux minéraux au cours de déformations (Lüneberg et al., 1999).

C. Etude du champ de contraintes

La détermination des directions de paléocontraintes consiste en une méthode inverse ; à partir de l'analyse des stries sur un réseau de failles on tente de remonter au tenseur de contraintes correspondant. Plusieurs méthodes existent (Anderson, 1951 ; Bott, 1959 ; Arthaud, 1969 ; Carey, 1976 et 1979 ; Angelier, 1975, 1979 ; Angelier et Goguel, 1979 ; Armijo et Cisternas, 1978 ; Armijo et al., 1982 ; Etchecopar et al., 1981 ; Célérier, 1988 ; Angelier, 1990 et 1991 ; Delvaux et Sperner, 2003). Nous avons utilisé la méthode INVDIR décrite par Angelier (1990). Il s'agit d'une méthode d'inversion directe qui recherche pour un jeu de données de failles le meilleur tenseur de contraintes correspondant. Dans cette section est développé le protocole d'étude d'une région comportant plusieurs sites où des populations de failles ont été identifiées et mesurées.

1. Recueil et tri des données

Pour une zone donnée, plusieurs sites avec une importante population de failles doivent être identifiés. Le nombre de sites dépend de l'objectif scientifique, de la taille et de la complexité de la zone étudiée et bien sûr de la qualité des affleurements à disposition. Pour chaque faille son azimuth, son pendage et la direction des stries ont été mesurés avec une boussole Chaix 1002 de Topochaix (Figure II-18). Une attention particulière est requise pour déterminer le sens du mouvement. Le déplacement sur une faille est soit déduit de l'écartement de marqueurs antérieurs au mouvement de la faille, ou d'une grande variété de caractéristiques asymétriques observables sur la surface de faille, plus généralement appelés tectoglyphes (pour plus de détails et une revue, voir Angelier, 1994). La description des structures cassantes associées à la faille, en particulier à ses extrémités, les veines, les marques de pression-dissolution et les fractures de type Riedel peuvent aussi nous informer sur le sens du déplacement. Ensuite, pour chaque faille, un jeu tectonique, normal, inverse ou décrochant, est déduit à partir des paramètres précédents.



Figure II-18: Mesure de l'azimut d'un plan de faille striée avec une boussole Chaix 1002.

Ainsi, pour chaque site, nous avons une collection de données avec cinq paramètres par faille, l'azimut de la faille, le pendage du plan de faille, la direction de plongement de la strie sur le plan de faille, et le sens du déplacement ou jeu de la faille. Les failles sont alors regroupées à partir des observations sur le terrain en fonction de leur jeu et de leur géométrie, azimut et pendage du plan de faille. Des familles de failles sont ainsi identifiées. Elles pourraient être aussi triées en fonction de la direction de stries, mais comme la strie est définie sur le plan de faille, un changement de repère (du plan de faille vers le repère géographique) est nécessaire pour pouvoir comparer les failles entre elles ; soit par représentation graphique des failles, soit par la mesure directement sur le terrain de l'azimut du plan vertical qui contient la strie. Ce tri impliquant un traitement supplémentaire, le tri en fonction de la géométrie des failles lui est généralement privilégié. Toutefois, le tri par direction de strie peut s'avérer particulièrement utile dans un contexte de fracturation impliquant des failles néoformées et héritées d'évènements antérieurs. L'intérêt de la sélection des failles est de déterminer rapidement et aussi bien que possible sur le terrain, l'ensemble des données compatibles à un même évènement tectonique avant de lancer l'inversion afin d'en déterminer le tenseur de contraintes correspondant.

2. Inversion du vecteur de glissement des failles

La méthode d'inversion repose sur l'hypothèse fondamentale que la contrainte cisailante maximum responsable de l'activité d'une faille est orientée dans la même direction et le même sens que les stries portées par le plan de la faille (Wallace, 1951 ; Bott, 1959). Connaissant la direction et le sens du glissement pour plusieurs failles de géométries différentes, il est alors possible de calculer le tenseur de contraintes correspondant. Ceci implique une deuxième hypothèse : que les failles aient glissé en réponse au même état de contraintes ; le champ de contraintes est alors considéré comme homogène au sein du massif rocheux affecté par les failles en question. Une troisième hypothèse est faite sur l'interaction, considérée comme négligeable, de l'activité des failles entre elles sur leurs directions de glissement respectives (Dupin et Angelier, 1993).

Les détails de la méthode de calcul sont succinctement présentées ici et peuvent être consultés dans Angelier (1990).

On peut toutefois noter que le tenseur complet des contraintes est généralement impossible à définir à partir des mesures sur le terrain, parce que les informations mécaniques telles que la magnitude des contraintes, le coefficient de friction et la pression de

pore des fluides ne sont pas accessibles. Cependant, la détermination d'un tenseur réduit des contraintes est possible. Ce tenseur réduit des contraintes contient quatre variables qui sont les orientations des trois contraintes principales et le facteur ϕ . Le facteur ϕ (Angelier, 1975) est défini par:

$$\phi = \frac{(\sigma_2 - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_2)}$$

Ce rapport de forme nous informe sur la stabilité de l'état de contraintes. Un état de contraintes ne permet pas de permutation de contraintes si les normes des contraintes principales sont distinctes, généralement pour $\phi = 0,5$; il en résultera un contexte tectonique de compression (seulement des failles inverses), ou extensif (seulement des failles normales) ou de décrochement (seulement des failles décrochantes). Le tenseur des contraintes est favorable à des permutations de contraintes (Hu et Angelier, 2004) généralement pour $\phi = 0$ ($\sigma_2 = \sigma_3$) et $\phi = 1$ ($\sigma_1 = \sigma_2$) pour lesquels des réseaux de failles plus complexe seraient associés (failles inverses et décrochantes ou failles normales et décrochantes).

Pour un site donné, un tenseur des contraintes est calculé pour chaque ensemble de failles pour une gamme donnée d'azimut du plan de faille et un régime tectonique donné. Les calculs ont été réalisés selon la méthode INVDIR. Le logiciel calcule la direction et le plongement des axes des trois contraintes principales, le facteur ϕ et deux estimateurs de qualité, les RUP et les ANG (Angelier, 1994 ; [Figure 19](#)) pour chaque faille. L'estimateur ANG varie de 0 à 180 ° et correspond à l'écart angulaire entre le vecteur glissement mesuré et la contrainte de cisaillement calculée. L'estimateur RUP varie de 0 à 200% et dépend à la fois de l'écart angulaire et de l'ampleur relative de la contrainte de cisaillement. Pour un ANG $\leq 45^\circ$ et un RUP $\leq 75\%$, les failles sont considérées en bon accord avec le tenseur calculé.

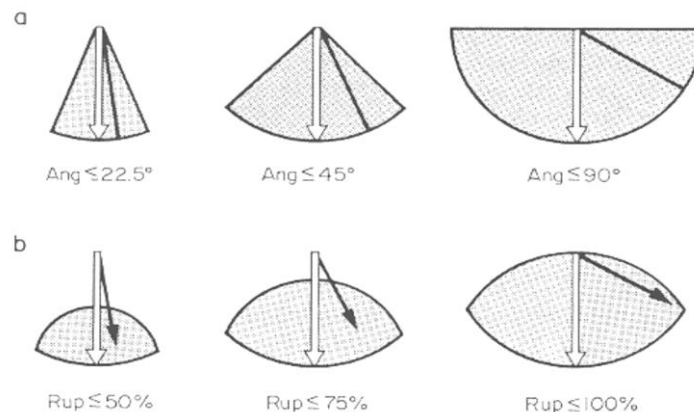


Figure 19: Relation approximative entre la contrainte de cisaillement et l'angle de glissement dans le plan de faille. (a) Signification de l'estimateur ANG. (b) Signification de l'estimateur RUP. Vecteurs de glissement: flèches ouvertes de longueur $\sqrt{3}/2$ fonction de la forme du tenseur réduit (Angelier 1990). Contraintes de cisaillement calculées : flèches noires (b) ou trait épais (a). On peut noter que la magnitude de la contrainte cisailante est importante pour le RUP (b), mais pas pour l'ANG (a). Zones ombrées en (b): possible position de la contrainte de cisaillement. Des valeurs supérieures à 90° (ANG) ou 100% (RUP) ne sont pas illustrées. D'après Angelier, 1994.

Les tenseurs calculés sont acceptés ou recalculés en fonction selon que les failles présentent des estimateurs corrects ou non. Si certaines failles présentent un très mauvais accord avec le tenseur calculé, il est recommandé de calculer à nouveau le tenseur en les retirant, et de tester les failles ainsi rejetées avec un autre jeu de failles. Malheureusement, certaines failles seront toujours rejetées. Je considère que pour un site donné un total de 25% de failles rejetées par population de faille est acceptable dans un milieu complexe et présentant un héritage structural fort. Dans le cas contraire, il est fortement recommandé d'envisager de nouvelles sélections de failles. Les résultats de l'inversion sont présentés en projection de Schmidt hémisphère inférieure (Figure II-20).

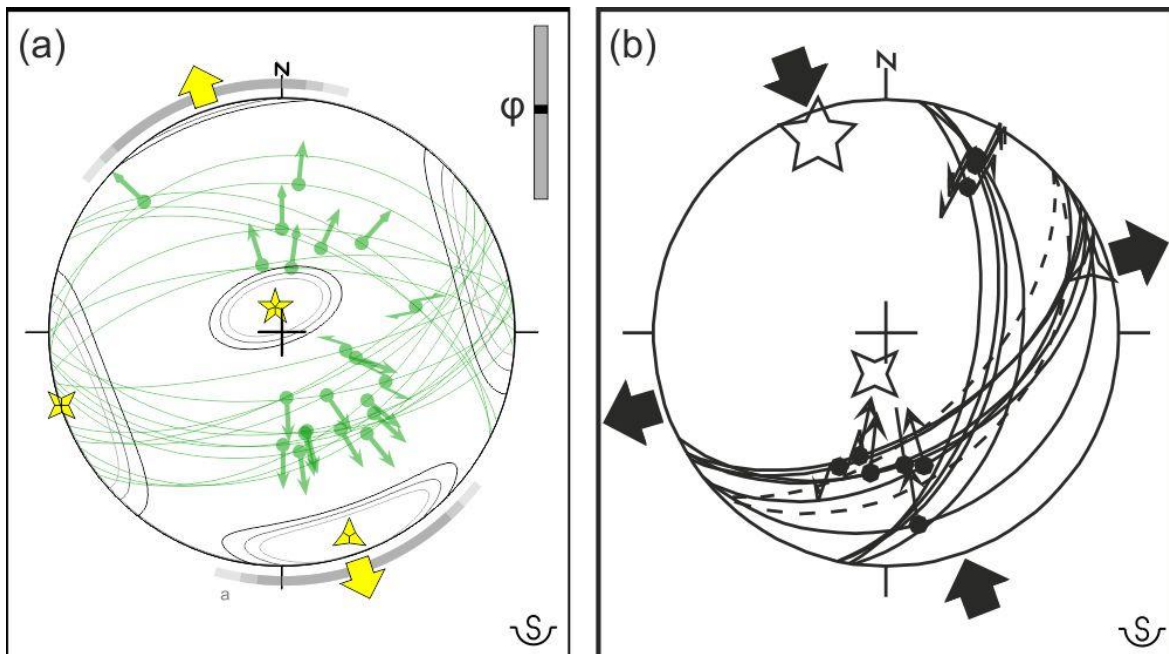


Figure II-20: Exemples de résultats obtenus sous Tector2000 (a) et Tector94 (b). Plans de failles : traits continus ; plan de stratification : traits discontinus ; pitch des stries : point pour localisation et flèche pour le sens de glissement ; σ_1 : étoile à cinq branches ; σ_2 : étoile à quatre branches ; σ_3 : étoile à trois branches. (a) Sous Tector2000, les ellipses de confiance à 60%, 75% et 90% sont représentées. Le Nord géographique est indiqué. Dans ces deux exemples l'écart entre le Nord magnétique et géographique est négligeable (inférieur à 1°).

3. Débasculément et signification régionale

Pour chaque site, nous avons déterminé la direction des contraintes principales pour chaque famille de failles. Il est alors recommandé, dans la mesure du possible, d'établir la chronologie relative entre les différentes familles pour chaque site avant d'entamer une interprétation régionale. L'âge des mouvements des failles peut être plus ou moins bien ajusté en fonction de l'âge des formations affectées ou non par les failles. Les relations géométriques entre les mouvements des failles peuvent permettre de reconstituer la chronologie relative. Enfin, la verticalité d'un des axes de contraintes permet d'affirmer que

l'état de contraintes correspondant est mécaniquement cohérent. En effet dans la plupart des cas, la gravité et la surface de la Terre (= bord libre) contraignent au moins un des axes de contraintes à être vertical (la contrainte verticale étant directement dépendante du poids du volume de roche et de la pression de fluide) et les contraintes tectoniques à être dans un plan horizontal (Angelier, 1994 ; Lacombe, 2012 ; Hippolyte et al., 2012). Enfin les corrections de la stratification, ou débasculement, ou encore le test du pli, doivent être envisagés, conformément aux observations géologiques (Figure II-21).

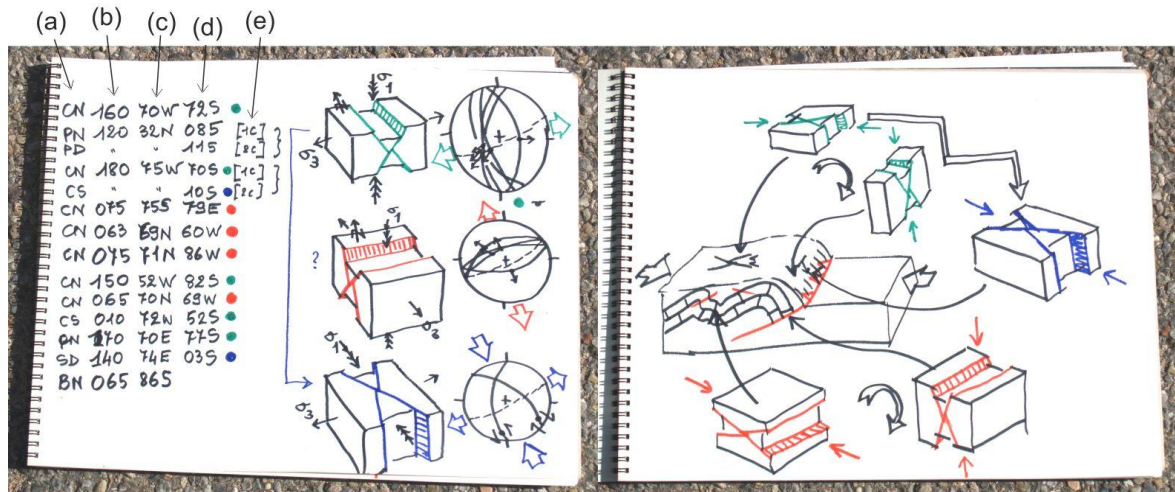


Figure II-21: Interprétation des failles à partir de l'analyse de leur glissement. Plusieurs failles ont été identifiées. Pour chaque faille, le régime tectonique (a), l'azimut (b), le pendage (c), le pitch (d) et la chronologie relative (e) ont été identifiés et mesurés. Conformément à leur régime tectonique et leur azimut, les failles ont été triées en trois groupes, un groupe de failles normales orientées N-S (marques verte), un groupe de failles normales orientées E-O (maques rouge) et un groupe de failles décrochantes (marques bleu). Pour chaque groupe, un bloc diagramme et une projection stéréographique a été réalisé. Les principales directions de contraintes interprétées sont indiquées par de larges flèches. Sur la droite, une interprétation des différents groupes de failles est proposée en accord avec le contexte géologique du site, la chronologie relative et l'orientation de la stratification. Après débasculement, il apparaît que les failles normales E-O seraient des failles inverses et que les failles normales N-S seraient des failles décrochantes. Les failles apparemment normales sont basculées et compatibles avec la mise en place du front de chevauchement. Le site est situé à proximité de St-Agnès (SE de la France). Dessins du professeur Angelier, réalisé lors d'une sortie de terrain de master.

Enfin, chaque site est comparé aux autres afin de déterminer à l'échelle régionale,(1) la succession des évènements tectoniques et, (2) l'étendue, la nature et les principales directions des contraintes de chaque évènement tectonique. Si un évènement tectonique est géographiquement étendu, il est possible de caractériser le champ de contraintes régional. Les trajectoires de contraintes pour un évènement tectonique donné ont été reconstruites grâce au programme "LISSAGE" (Lee et Angelier, 1994) où elles sont déterminées par une méthode utilisant une fonction inverse de pondération de la distance pour déterminer la direction de paléocontraintes pour un point donné dans la zone définie. Le degré de finesse des trajectoires est contrôlé par une valeur de puissance et un seuil distance. Une explication détaillée de la méthode est décrite dans Lee et Angelier (1994).

III. Etude de la courbure des arcs de Castellane et de Nice

A. Contexte géologique régional.....	80
1. Les Alpes Occidentales	81
2. La plaque Adriatique	83
3. L'avant-pays.....	83
4. Les principales phases de déformations des arcs de Nice et de Castellane	86
B. L'arc de Castellane.....	89
1. Domaines structuraux et héritage.....	90
2. Les états de déformation donnés par la fabrique magnétique.	97
3. Etude paléomagnétique et quantification des rotations d'axe vertical	106
4. Interprétation	120
C. L'arc de Nice	129
1. Description des grands domaines structuraux et de l'héritage structural	130
2. Etude structurale de la presqu'île de St-Jean-Cap-Ferrat et alentours.....	139
3. Etats et champs de contraintes.....	153
4. Les états de déformation donnés par la fabrique magnétique	159
5. Etude paléomagnétique et quantification des rotations d'axe vertical	168
6. Interprétation.....	173
D. Synthèse régionale	178
1. Apport de cette étude	178
2. Formation des arcs de Nice et Castellane	180

Les arcs de Nice et Castellane forment les chaînes subalpines les plus méridionales de l'orogène alpin (Figure III-1). Ils s'arrêtent au Sud, respectivement, au sommet de la marge Ligure (Sage et al., 2011), et sur le massif des Maures-Tanneron. Ces chaînes subalpines sont des chaînes plissées et chevauchantes (CPC) formés par l'empilement d'écailles tectoniques composées de séries sédimentaires mésozoïques et cénozoïques décollés du socle cristallin et charriés vers le Sud à la faveur du niveau de décollement des évaporites du Trias. Ces deux arcs présentent une forme courbe remarquable, avec une branche N-S et une branche E-O.

A. Contexte géologique régional

Les arcs de Nice et de Castellane forment la partie méridionale des Alpes Occidentales (Figure III-1). Les Alpes Occidentales et leurs alentours peuvent être divisés en trois principaux ensembles géologiques qui correspondent à l'indenteur, l'orogène et l'avant-pays.

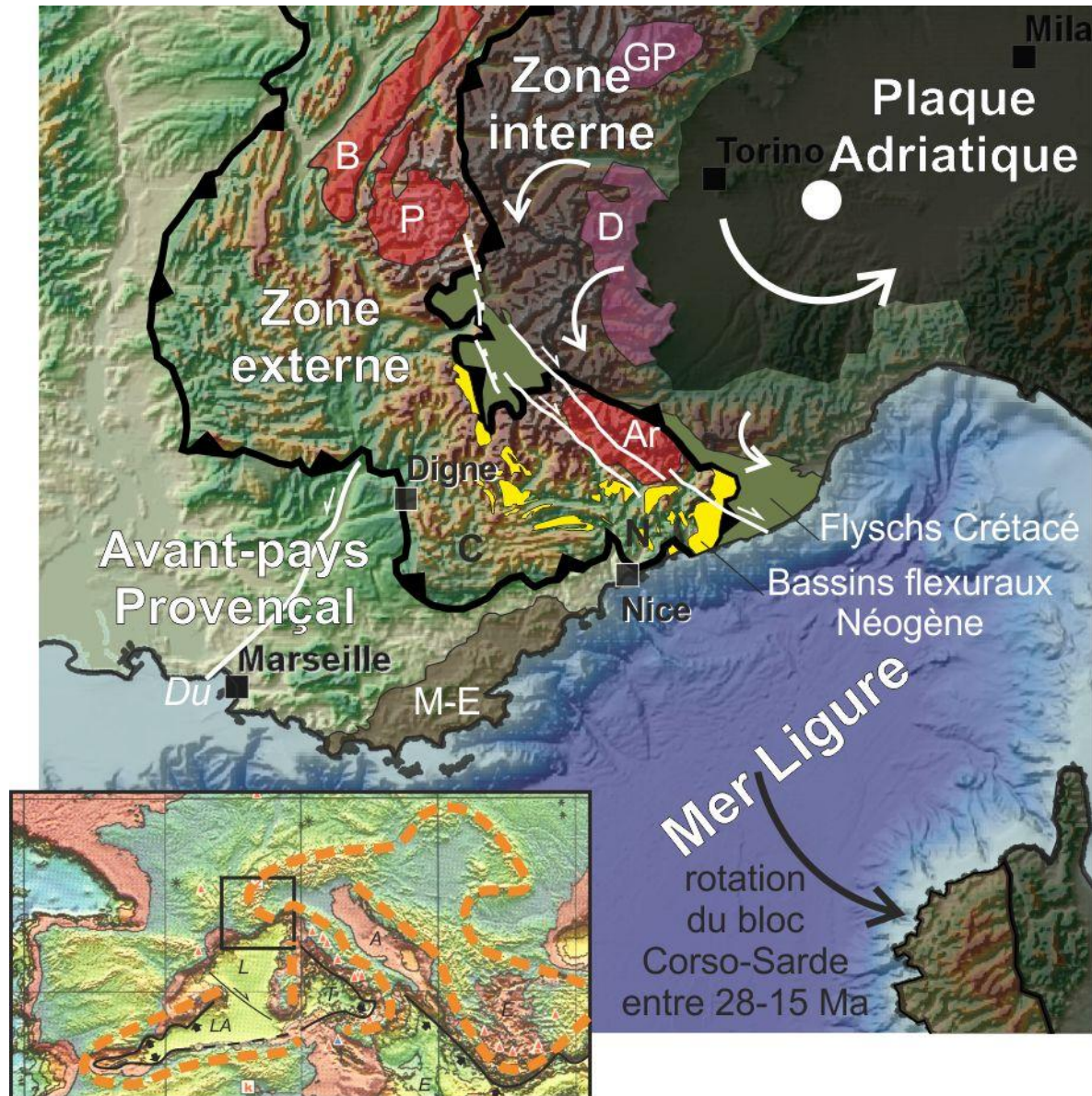


Figure III-1: Les principaux domaines géologiques qui forment le Sud-Est de la France.

En rouge : les massifs cristallins externes et en violet les massifs cristallins internes. M-E : massif des Maures-Estérel ; Ar : massif de l'Argentera ; B : massif de Belledonne ; P : massif du Pelvoux ; GP : massif de Grand Paradis ; D : massif de Dora Maira ; C : Arc de Castellane ; N : Arc de Nice ; Du : faille de la Durance. L'encart inférieur gauche est extrait de la figure 1 (chapitre 1).

Une omission est faite dans cette partie sur la structuration en profondeur des unités évoquées car aucun profil géophysique n'existe dans le secteur qui nous intéresse. Une bibliographie exhaustive sur le reste des Alpes est consultable dans Schwartz (2002), Rosenbaum et Lister (2005) et Schreiber (2010).

1. Les Alpes Occidentales

Les Alpes occidentales s'étendent de la mer Méditerranée au massif du Mont-Blanc. Les zones externe et interne délimitées par le Front Pennique peuvent y être distinguées (Figure III-1)

i. La zone interne, ophiolites, métamorphisme et massifs cristallins internes

La zone interne est constituée des unités Briançonnaise, piémontaise et austro-alpine. Elle se caractérise par un métamorphisme de haute et ultra-haute pression (Droop et al., 1990 ; Spalla et al., 1996) Cénomano-turonien (Lagabrielle, 1987 ; Rosenbaum et Lister, 2005). Ce métamorphisme est attribué à la subduction et l'obduction de l'océan Téthys et de sa marge (Dal Piaz et al., 1972 ; Lardeaux et al., 1982 ; Lardeaux et Spalla, 1991). L'unité Briançonnaise enregistre des rotations antihoraires, du Nord au Sud de 47 à 117° (Thomas et al., 1999 ; Collombet, 2001). La réalisation d'un modèle analogique (Collombet, 2001) apporte des arguments à l'hypothèse d'un cisaillement simple le long de la bordure Sud des Alpes Occidentales, couplée à une rotation antihoraire de la zone interne provoqué par l'indentation de la plaque Adriatique (Vialon et al., 1989).

ii. Massifs cristallins externes

Les massifs de Belledune-Pelvoux et de l'Argentera (Figure III-1) sont la partie exhumée du socle à l'arrière de la zone externe. Ce sont des fragments de la chaîne hercynienne (von Raumer, 1984 ; von Raumer et al., 1993) ceinturés par un tégument permotriasique. Le massif de l'Argentera est traversé par des zones de cisaillement ductile N140 dextres qui se ramifient en branches E-O chevauchantes vers le Sud (Corsini et al., 2004 ; Tricart et al., 2004). Elles livrent les conditions et l'âge du métamorphisme dans le domaine schiste vert à 22,5Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur phengites) impliquant un enfouissement de 15km au Miocène. Cet enfouissement implique une tectonique de substitution du socle en raison de la faible épaisseur de la couverture sédimentaire (Sanchez, 2010). Ces zones de cisaillements participent à l'exhumation du massif entre 12 et 3Ma (traces de fission sur apatites ; Bogdanoff et al., 2000 ; Bigot-Cormier et al., 2000 ; Bigot-Cormier et al., 2006). Elles accommodent un raccourcissement N-S par des mouvements transtensionnels dans la nappe de l'Embrunnais-Ubaye et des mouvements transpressifs au sein du massif de l'Argentera (Sanchez, 2010). Le massif de l'Argentera et son tégument n'ont enregistré aucune rotation significative depuis le Permien (Westphal, 1973 ; Bogdanoff et Schott, 1977).

iii. Les bassins flexuraux néogènes et le front pennique

Le Sud de la partie externe des Alpes Occidentales présente des formations discordantes cénozoïques syn-orogéniques (Ford et al., 2006) dispersées et discontinues formant le cœur de synclinaux d'axes E-O dans l'arc de Castellane et d'axe NO-SE dans la nappe de Digne. Ces synclinaux sont polyphasés dans l'arc de Nice. Après une période d'émersion au Crétacé supérieur (Boussac, 1912 ; Campredon, 1972), la plateforme européenne est ennoyée par la transgression marine nummulitique à l'Eocène inférieur. La sédimentation Paléogène, alimentée par le bloc Corso-Sarde, occupe un vaste réseau de dépressions structurales d'orientation N-S (Joseph et Lomas, 2004). La transgression nummulitique et le dépôt des schistes à blocs se mettent en place de l'Est vers l'Ouest à mesure que les nappes penniques progressent sur l'avant-pays (Figure III-2 ; de Sztrakos et du Fornel, 2003). Les nappes penniques sont un ensemble d'unités allochtones qui comprend des écailles d'unités Briançonnaises et les nappes du Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie et du Parpaillon (Lanteaume, 1962, Kerckhove, 1969). Les travaux de Labaume et al. (2008) dans les grès d'Annot, précisent les profondeurs d'enfouissement, jusqu'à 8-10km, et l'âge de passage des isothermes à 110 et 60°C (Figure III-2 et Annexe III-a). Ces résultats confirment l'avancée des nappes penniques au moins jusqu'à Annot (déjà suspectées de s'être étendues jusqu'à Puget-Théniers ; Ford, 1999 ; Figure III-5)

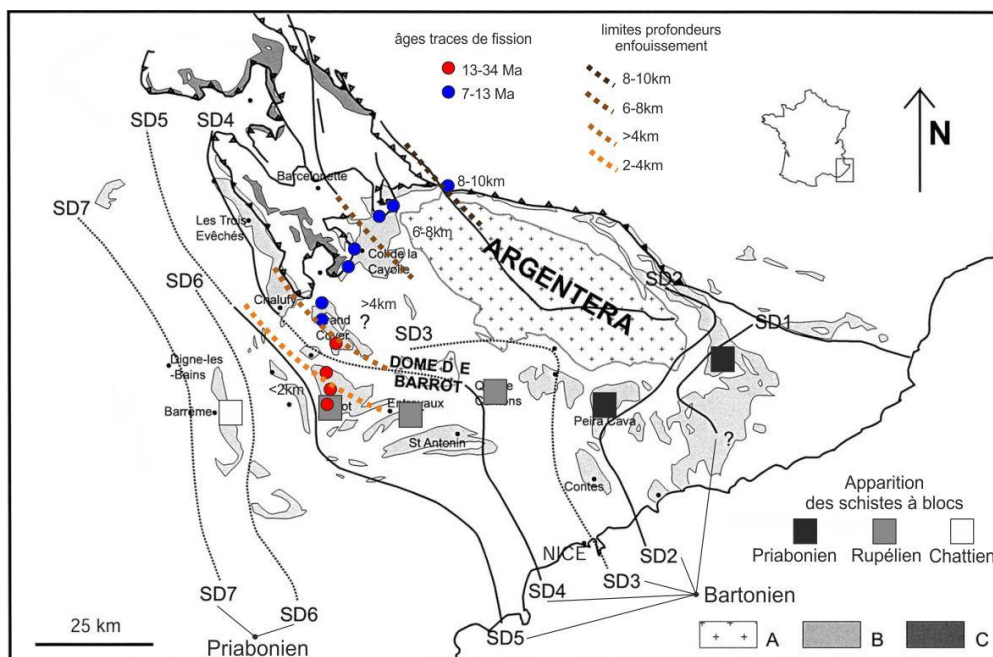


Figure III-2: Transgression nummulitique (Sztrakos et du Fornel, 2003) ; âges et enfouissement (Labaume et al., 2008, Annexe III-a).

Transgression du Bartonien et du Priabonien et dépôt des schistes à blocs. A. Massifs cristallins, B. Formations parautochtones éocènes et oligocènes, C. Formations allochtones éocènes et oligocènes, SD1 à SD7. Séquences de dépôt successives. Les âges sont calculés à partir des traces de fission et les profondeurs probables d'enfouissement des Grès d'Annot sont déduites des températures maximum atteintes.

2. La plaque Adriatique

La plaque Adriatique est une microplaque continentale, rigide et peu sismique (Anderson et Jackson, 1987 ; Royden et al, 1987) coincée entre les plaques Afrique et Eurasie (Figure III-1). Elle est entourée des chaînes des Dinarides, d'Albanie et Helléniques (d'âge Crétacé-Paléocène, Figure I-2) au Nord et à l'Est ; des Alpes occidentales (d'âge Oligocène à présent) à l'Ouest ; et des Apennins au Sud (Figure I-2).

Au regard de la forme arquée des Alpes, de la configuration en éventails des axes de pli le long de la chaîne, de la sismicité actuelle et des données cinématiques fournies par GPS ; une rotation antihoraire de la microplaque Adriatique a été proposée, jouant le rôle d'un indenteur dans la genèse des Alpes (Goguel, 1963 ; Gidon, 1974 ; Anderson et Jackson, 1987 ; Laubscher, 1996 ; Stampfli et Marchant, 1997 ; Schmid et Kissling, 2000 ; Calais et al., 2002). De récentes études paléomagnétiques dans l'avant-pays des Alpes du Sud, en Istrie et dans la baie Adige (Marton, 2006 ; Marton et al., 2010 et 2011), ont déterminé que la microplaque Adriatique a enregistré une rotation horaire de 20° entre le Maastrichien et l'Eocène moyen puis elle s'est découplée de l'Afrique après l'Eocène et a alors subi une rotation antihoraire de 30°.

3. L'avant-pays

Dans les Alpes du Sud, le front alpin se propage sur un avant-pays constitué par le bassin de Provence, le socle des Maures-Tanneron et la mer Ligure. La Provence est divisée en deux principaux bassins, le bassin occidental et le bassin oriental, limités par la faille de la Durance (Arthaud et Matte, 1975,). De plus amples détails sur la Provence sont récapitulés dans Molliex (2009).

i. La Provence orientale

La Provence orientale se compose d'une couverture sédimentaire épaisse de 2-3km de sédiments triasiques à quaternaires. La nature des sédiments du Trias (Ricour, 1960 ; Curnelle et Dubois, 1986 ; Lemoine et Trümpy, 1987) au Miocène (Flandrin, 1964 ; Masse et al., 2003) traduisent la succession des phénomènes géologiques suivant. L'océan Téthys Alpin s'ouvre entre 250 et 125Ma (Stampfli et Borel, 2002), puis entre en subduction entre 125 et 115Ma (Philip et al., 1987 ; Chorowicz et Mekarnia, 1992) accompagnée d'une extension arrière-arc (Sibuet et al., 2004) formant le bombement Durancien (Gignoux, 1925). La plaque Ibérie entre en collision contre la plaque Eurasie (Stampfli et Borel, 2002 ; Sibuet et al., 2004) entre 90 et

40Ma et aboutit à la surrection des Pyrénées (Mattauer, 1968 ; Roure et Choukroune, 1998 ; Fitzgerald et al., 1999). Cette phase de déformation, dites pyrénéo-provençale, s'accompagne de la mise en place de grandes nappes de charriage (Bertrand, 1899 ; Haug, 1925) contrôlées par le niveau de décollement des évaporites du Trias et l'héritage structural (Tempier, 1987 ; Leleu, 2005). Puis entre 35 et 12Ma, se forme le rift Ouest-européen (Bergerat, 1985 ; Hippolyte et al., 1993) et s'ouvre le bassin liguro-provençal (Réhault et al., 1984 ; Hippolyte et al., 1993 ; Mauffret et Gorini, 1996) par la rotation du bloc Corso-Sarde (Westphal et al., 1976 ; Jakni et al., 2000 ; Gattacceca et al., 2007). Ce bassin est interprété comme un bassin d'arrière-arc dans un contexte de subduction des restes de la Téthys sous le bloc Corse-Sardaigne-Calabre-Sicile (Malinverno et Ryan, 1986 ; Faccenna et al., 1997 ; Rocca et al., 1999 ; Jolivet et al., 2008). Enfin la Provence subit une surrection tectonique généralisée (Besson, 2005).

En termes de rotations, peu d'études ont été conduites en Provence. Bien que Kechra et al. (2003) interprètent une réaimantation totale à la fin de l'Eocène, les sites ne sont pas assez dispersés pour étendre à l'ensemble de la région cette conclusion.

ii. Le socle hercynien

Les massifs des Maures-Tanneron et de Corse et Sardaigne (Crevola et Pupin, 1994 ; Corsini et Rolland, 2009, [Figure III-1](#)) constituent l'un des segments de la ceinture varisque en France (Matte, 2001). Ces massifs sont constitués par des roches métamorphiques datées entre 320 et 300Ma (Elter et al., 1999 ; Buscail, 2000 ; Paquette et al., 2003 ; Demoux et al., 2008 ; Giacomini et al., 2008 ; Rolland et al., 2009 ; Corsini et al., 2010) et recoupées par des granitoïdes du Carbonifère (Bellot, 2005 ; Crevola et Pupin, 1994) et des bassins permien. Les formations permien sont solidaires du socle et forment son tégument. Il s'agit essentiellement d'une sédimentation continentale (Bourquin et al., 2011) de mudstones, de siltstones, de grès, des tufs volcaniques et des coulées de lave qui remplissent des bassins orientés E-O (Campredon et Boucarut, 1975). Leur épaisseur varie de 0 à 2000m. Le volcanisme est d'âge Carbonifère et Permien (Cortesogno et al., 1998.). Le Trias repose en discordance sur le Permien.

Les études paléomagnétiques réalisées sur les formations permien du massif des Maures-Tanneron n'ont détecté aucune rotation significative (Zijderveld, 1975 ; Westphal et al., 1976 ; Merabet et Daly, 1986). Depuis le Permien le socle Provençal n'a subi aucune rotation d'axe vertical (Bogdanof et Schott, 1977 ; Merabet et Daly, 1986).

iii. Le bassin Ligure

La Mer Ligure est un bassin océanique atypique (Contrucchi et al., 2001 ; Réhault et al., 1984 ; Rollet et al., 2002, Figure III-1). Elle présente un important gradient topographique entre les reliefs Alpains de l'Argentera et le bassin océanique ; soit plus de 5000m de dénivelé sur une distance horizontale de moins de 80km.

Dans le bassin, l'imagerie géophysique (Réhault, 1981 ; Burrus, 1984 ; Le Douaran et al., 1984 ; Le Cann, 1987 ; Pasquale et al., 1994 ; Gueguen, 1995 ; Mauffret et al., 1995 ; Contrucchi et al., 2001) a révélé l'existence d'un domaine océanique et transitionnel (Rollet, 1999, annexe III-b). La transition continent-océan est marquée par un approfondissement de la bathymétrie en pied de marge et correspond au passage entre les blocs basculés de socle et le domaine transitionnel. Des directions structurales N30-40 et N130-140 d'orientations comparables aux structures de la marge (Réhault, 1981 ; Genesseeux et al., 1989 ; Chaumillon et al., 1994 ; Sosson et al., 1998 ; Rollet, 1999), sont observées dans le bassin à partir des données sismiques et magnétiques (Rollet, 1999). L'étude détaillée de nombreux profils de sismique réflexion a permis de préciser l'évolution tectonique et sédimentaire de la marge depuis le rifting (Sage et al., 2011 ; annexe III-c). Sage et al. (2011) ont déterminés qu'il n'y avait pas de traces de déformation correspondant à la propagation de l'arc de Nice au sein de la marge. Ils interprètent une épaisseur anormalement forte des sédiments syn-rift, entre 2800 et 4000m qui s'expliquerait par un apport résultant de la proximité des reliefs de l'arc de Nice, en pleine surrection et érosion et par la morphologie pentée du bassin.

L'étude paléomagnétique et géochronologique de formations volcaniques Oligo-Miocènes en Corse et en Sardaigne précise que l'ouverture du bassin Ligure a été accompagnée par la rotation du bloc Corso-Sarde (partie A.2.i. chapitre II) et l'étude fine de la géométrie des réflecteurs suggère que l'ouverture du bassin s'est déroulée en deux étapes (Edel et al., 2001 ; Ferrandini et al., 2003 ; Gattacceca et al., 2007 ; Sage et al., 2011) correspondant au rifting (28,4 et 20,5Ma) et à l'océanisation (20,5-15Ma). Cette dernière s'accompagne de la rotation du bloc Corso-Sarde en deux temps. Une rotation rapide de $12^{\circ}.\text{Ma}^{-1}$ de 20,5 à 18Ma et une rotation lente, de $5^{\circ}.\text{Ma}^{-1}$ entre 18 et 15Ma. L'ouverture du bassin Ligure s'effectue entre la compression oligocène et la compression miocène. Bien que les limites temporelles de ces trois phases tectoniques, se chevauchent, aucun indice probant de l'étendue géographique de l'extension « Ligure » au sein des actuels arcs de Nice et de Castellane n'a encore été décelé. Il semblerait que l'extension associée à l'ouverture de la mer Ligure se soit cantonné à ses marges.

4. Les principales phases de déformations des arcs de Nice et de Castellane

Dans cette partie externe de la chaîne alpine, les prémices de la convergence Afrique-Eurasie, se font ressentir dès le Crétacé supérieur et s'intensifient de l'Eocène supérieur à l'Oligocène pour atteindre leur paroxysme au Mio-Pliocène avec la mise en place des arcs de Nice et de Castellane après l'ouverture de la mer Ligure. L'évolution tectonique et dynamique de la région étudiée est synthétisée dans la Figure III-3.

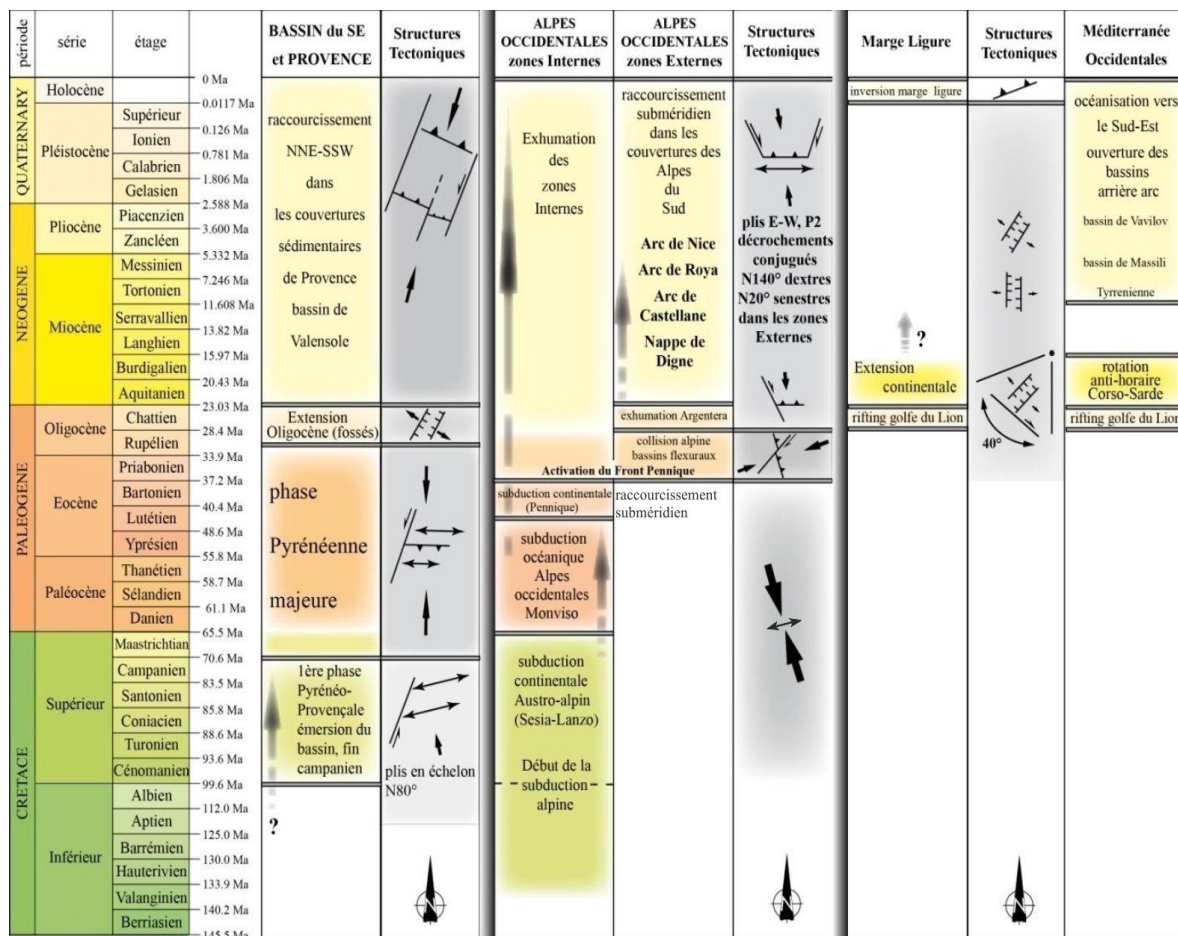


Figure III-3: Synthèse des déformations qui affectent les grands systèmes géologiques de la région depuis le Crétacé supérieur. D'après Schreiber, 2010.

i. Raccourcissement N-S Crétacé supérieur-Eocène (93-45Ma)

La phase de raccourcissement N-S pyrénéo-provençale, connue en Provence (Tempier, 1987) est particulièrement bien exprimée dans la nappe de Digne, où Haccard et al. (1989, annexe III-d-A) ont identifié de nombreux plis N60-90 replissés selon un axe N140 associé à la phase Eocène supérieur-Oligocène. Dans la branche orientale de l'arc de Castellane, l'anticlinal du Cheiron (Figure III-5) témoigne d'une discordance de l'Eocène supérieur sur les séries crétacées et jurassiques (Laurent et al., 2000). Les paléofailles jurassiques de Gourdan-

Mont Vial et de Rouaine-Daluis ([Figure III-11](#)) présentent aussi des traces d'une réactivation en décrochement dextre pour la première (Campredon et Giannerini, 1982 ; Beghdadi, 1993) et en compression pour la deuxième (Barbé, 1992). Quant à l'arc de Nice cette phase de déformation peut-être proposée pour expliquer les déformations plicatives du Turonien sur lequel repose en discordance l'Eocène, au niveau du col St-Roch (David, 1990, annexe III-d-B) et de la carrière de la Grave (observations personnelles, annexe III-d-C).

Cette phase de déformation est associée à l'évolution des systèmes orogéniques pyrénéens et alpins. Cependant, on peut noter la disparité en intensité de l'extension géographique de cette phase. En Provence, elle est très marquée et génère des chevauchements ; dans les nappes externes, elle est identifiée par de nombreux plis au Nord de la nappe de Digne et dans les Baronnies (Lemoine et al., 2000). Par contre, dans le SE des Alpes Occidentales, elle n'est que localement identifiée.

ii. Raccourcissement NE-SO Eocène supérieur-Oligocène (35-28Ma)

Durant la phase Eocène supérieur-Oligocène une compression ENE-OSO affecte l'ensemble des Alpes occidentales. Les bassins flexuraux tertiaires de la région enregistrent l'arrivée d'une sédimentation détritique, les Schistes à Blocs, qui témoignent de la mise en place progressive du front Pennique sur l'avant-pays selon un raccourcissement NE-SO (Kerckhove, 1969 ; Lawson, 1987 ; Fry, 1989). Le dépôt des Schistes à Blocs s'échelonne du Priabonien supérieur dans l'arc de Nice, au Chattien dans la branche occidentale de l'arc de Castellane ([Figure III-2](#) ; Kerckhove, 1969 ; Tricart, 1984 ; Fry, 1989 ; Hamiti, 1994 ; Guardia et Ivaldi, 1987). Les formations de l'Eocène-Oligocène se déposent dans des dépressions flexurales et forment des synclinaux d'axe N140-160 contemporains d'une compression N50-70 (Ritz, 1991). Les seules exceptions sont les bassins de St-Antonin et Peira-Cava qui présentent des directions respectivement E-O et N-S à E-O.

iii. Raccourcissement N-S Mio-Pliocène (23-4Ma)

Il s'agit sans nul doute de la phase de déformation la plus intense décrite dans la région. Durant la période du Mio-Pliocène, la quasi-totalité des chevauchements des arcs de Nice et de Castellane se mettent en place, comme l'atteste l'âge des formations sédimentaires syntectoniques :

- d'âge Aquitanien-Serravallien (23-11Ma) : bassin Miocène de Roquebrune Cap-Martin (Schreiber, 2010 ; Sanchez, 2010) ;

- d'âge Mio-Pliocène (23-5Ma) : bassin Oligo-Miocène de la Roque-Esclapon (Figure III-5 ; Giannerini et al., 1977 ; Giannerini, 1980) ;
- d'âge Aquitaniens-Zancléen (23-3,5Ma) : bassin Mio-Pliocène de Valensole (Figure III-5 ; Gigot et al., 1974 ; 1975 ; Gidon et Pairis, 1986) ;
- d'âge Tortonien (11Ma) : sédiments Miocène à la base du Baou de Saint-Jeannet (Figure III-5 ; Irr, 1984) ;
- d'âge Messinien (5Ma) : bassin Pliocène du Var (Figure III-5 ; Anglada et al., 1972 ; Clauzon, 1978).

Au Nord, au sein des nappes de l'Embrunais-Ubaye, le second charriage (nappe du Parpaillon), épiglyptique et hors-séquence, s'effectue entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur, également vers le SO (Merle et Brun, 1984), après une phase de déformation et d'érosion à la fois de l'autochtone et de la nappe de l'Autapie (Kerckhove, 1969 ; Tricart, 1984 ; Merle, 1982 ; Siddans et al., 1984 ; Fry, 1989).

De l'arc de Nice à l'arc de Castellane, l'ensemble des déformations s'effectuent en réponse à une compression évoluant globalement de N40 à N-S de Digne à Nice (Figure III-4 ; Ritz, 1991, 1992). Cette compression est accommodée par des plis d'axe E-O, des décrochements conjugués dextres N140-160 et sénestres N20-40 (Laurent, 1998).

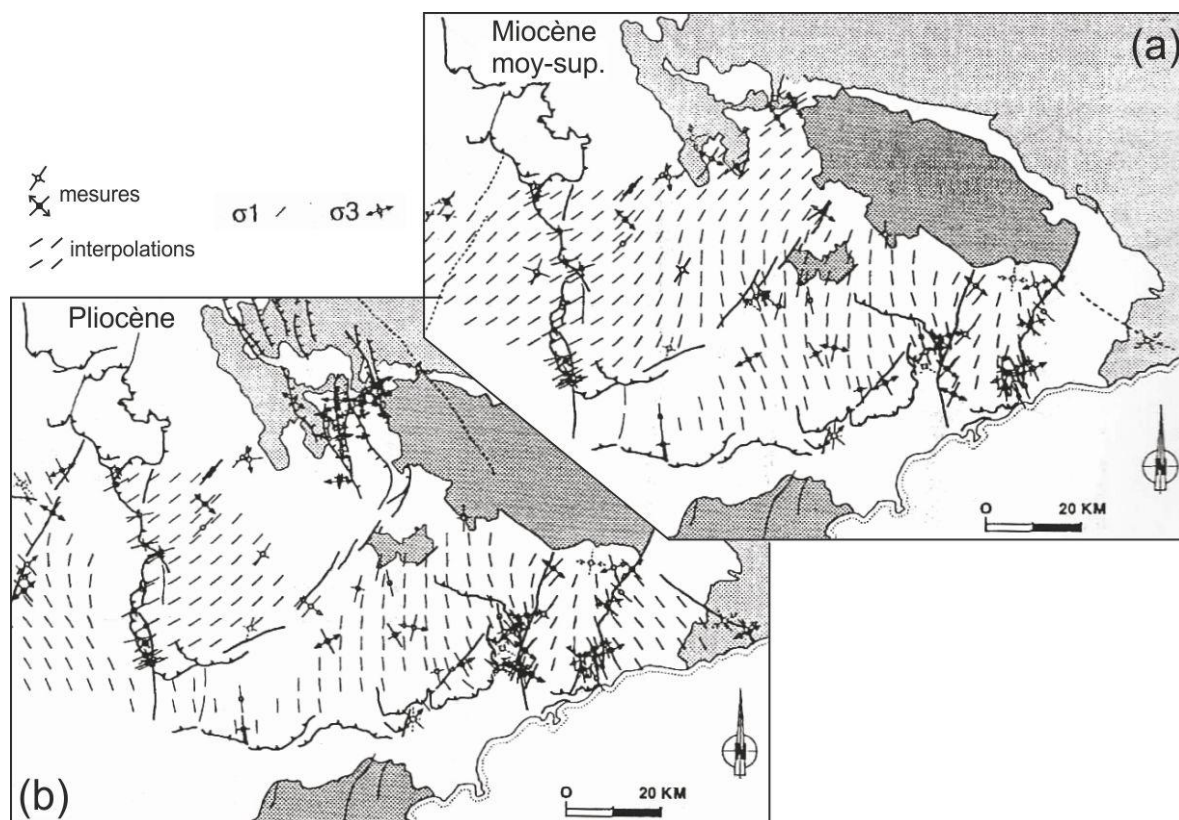


Figure III-4: Cartes des champs de paléocontraintes dans les Alpes du Sud pour les périodes Miocène moyen-Miocène supérieur (Fig. 4a) et Pliocène (Fig. 4b). D'après Ritz, 1992.

B. L'arc de Castellane

L'arc de Castellane présente une courbure importante (Figure III-1 et Figure III-5). Il s'agit d'une chaîne plissée et chevauchante formée pendant le Cénozoïque, en réponse à l'indentation de la plaque Adriatique contre la plaque Eurasie. Il est constitué par l'empilement d'unités de couverture (séries sédimentaires) Méso-Cénozoïque, détachées du socle cristallin, plus rigoureusement du tégument permien, à la faveur de surfaces de décollement dans les niveaux du Trias (Figure III-5 ; Goguel, 1936 ; Fallot et Faure-Muret, 1949 ; Ginsburg, 1959 ; Graham, 1981). Cet arc s'étend de la ville de Digne jusqu'à l'Ouest de la basse vallée du Var (Figure III-5, Goguel, 1936). Il est constitué par une branche occidentale N-S, et par une branche orientale E-O (Figure III-5). Les plis sont parallèles entre eux dans chaque branche. Le motif structural est perturbé dans la zone axiale par le système de failles décrochantes de Rouaine-Daluis. Cet accident affecte tout particulièrement les plis de la branche orientale de l'arc au Sud du massif du Dôme de Barrôt où ils adoptent une courbure caractéristique.

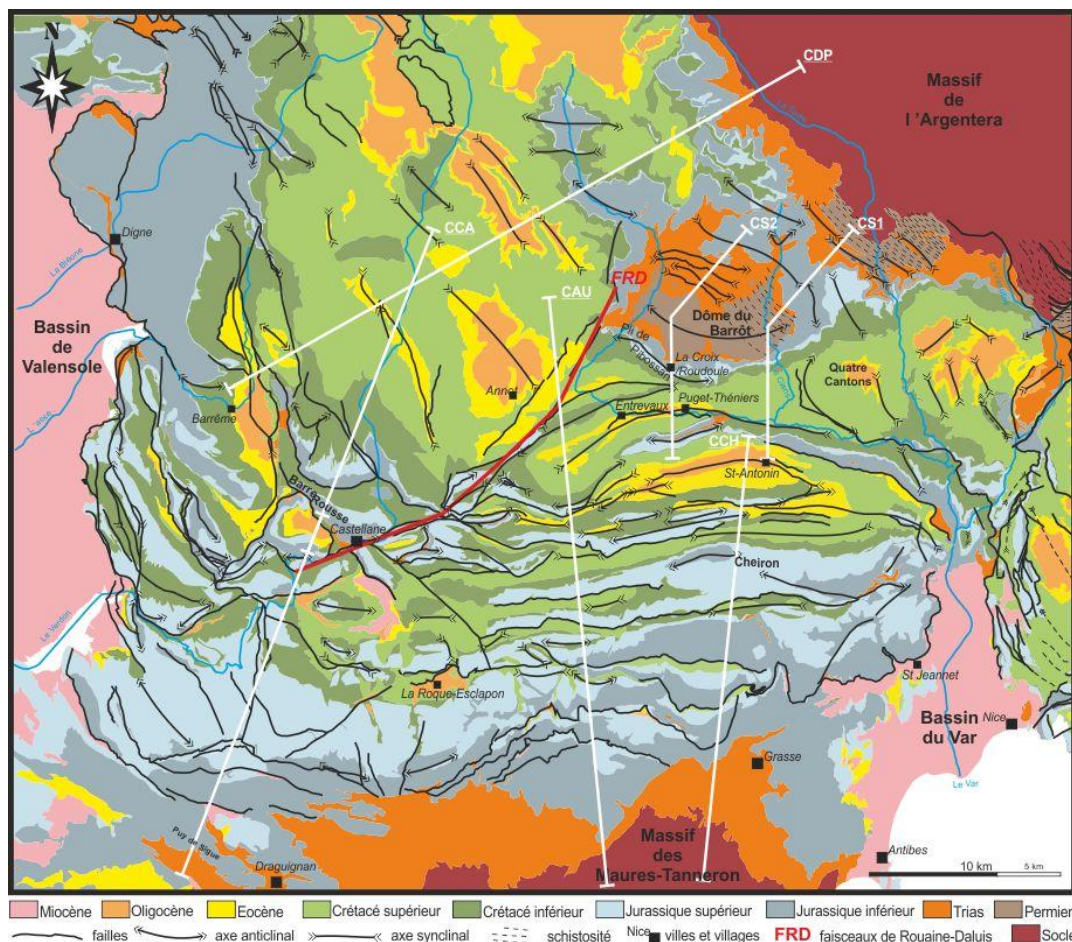


Figure III-5: Carte géologique simplifiée de l'arc de Castellane d'après la compilation des cartes géologiques au 50 000^{ème} de La Javie, de Digne, d'Entrevaux, d'Allos, de Castellane, de Grasse-Cannes, de Moustiers-Sainte-Marie, de Puget-Théniers, de Roquesteron, de Salernes, de Saint-Martin Vésubie, de Menton-Nice, de Fayence et de la Tinée.

1. Domaines structuraux et héritage

i. Les différents domaines géologiques et les principales unités tectoniques

L'arc de Castellane est formé de nombreux plis et chevauchements (Figure III-5). A partir de la configuration structurale et des faciès sédimentaires, différents domaines géologiques peuvent être distingués (Figure III-6 ; Chabert-Pelline, 1996 ; Laurent, 1998).

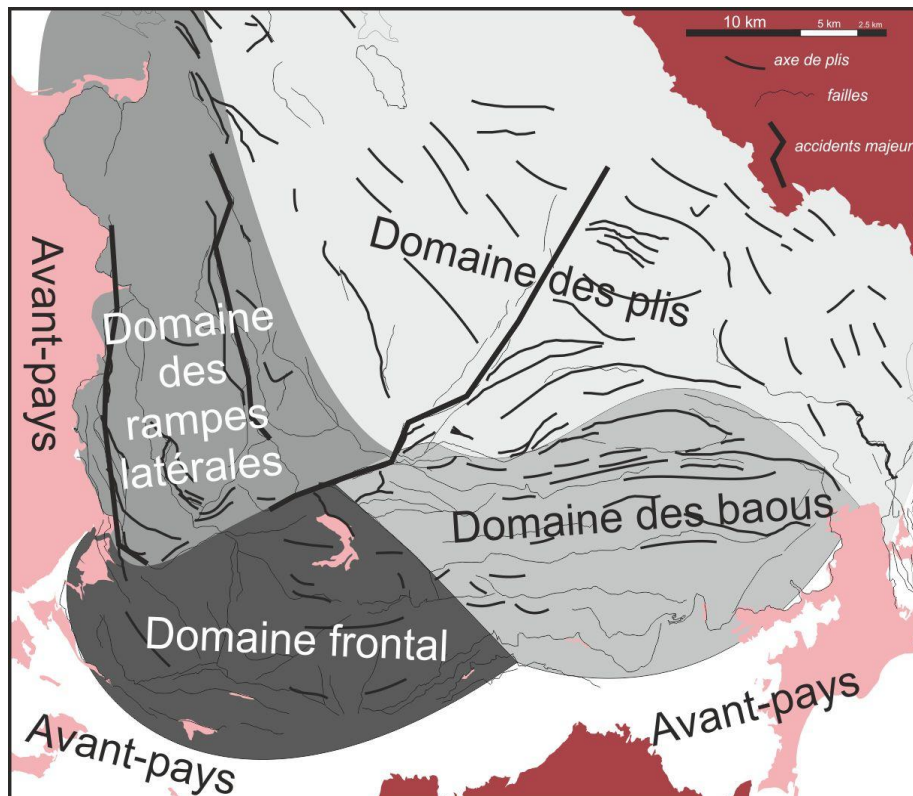


Figure III-6: Localisation des domaines structuraux constituant l'arc de Castellane.

a. L'avant-pays

L'arc de Castellane chevauche le bassin de Valensole à l'Ouest et la couverture mésozoïque autochtone provençale au Sud. Le bassin Aquitaniens-Pliocène supérieur de Valensole repose en discordance sur les formations mésozoïques de la plate-forme provençale. Les formations oligocènes sont absentes, elles n'affleurent qu'à l'Ouest de la paléofaïlle normale de la Durance (Figure III-1) suggérant l'existence d'un paléo-horst Mésozoïque (Dubois et Curnelle, 1978). La nature détritico-marine puis continentale des dépôts du bassin de Valensole témoigne de l'inversion tectonique du paléo-horst de Valensole (Figure III-5) en un bassin flexural (Clauzon et al., 1987) à mesure que le front de chevauchement alpin se propage vers l'avant-pays (Chabert-Pelline, 1996).

La propagation vers le Sud de l'arc de Castellane se produit sur une couverture presque exclusivement jurassico-triassique parsemée de quelques bassins d'âge Eocène et Mio-Pliocène. Localement le front de chevauchement de l'arc de Castellane repose sur des formations miocènes datées du Tortonien (Ginsburg, 1960 ; Irr, 1984). La couverture est peu déformée dans l'ensemble, excepté à proximité du front de déformation et dans la région de Draguignan où les chevauchements pyrénéo-provençaux, d'orientation E-O à vergence Nord, sont réactivés pour certains par l'orogénèse alpine. Le Trias repose directement sur un socle (Maures-Tanneron) en surrection depuis le Crétacé supérieur et l'Oligocène (Giannerini, 1978, 1980 ; Morillon, 1997) jusqu'à l'actuel (Fourniguet, 1977 ; Tourin-Morin et al., 1994).

b. Le domaine des baous

La terminaison orientale de l'arc de Castellane présente un nombre important de chevauchements qui la compose (Figure III-7 ; Laurent, 1998). Ces chevauchements se caractérisent par une morphologie de crêtes à armature jurassique qui leur valent le nom patois de « baous » (falaises). L'épaisseur de la série sédimentaire constituant ces différentes unités n'excède pas le kilomètre sauf dans les zones où il y a du Cénozoïque. Les chevauchements se mettent en place à la faveur des deux intervalles à évaporites du Trias, à savoir le Lettenkhole (Trias moyen) et le Keuper (Trias supérieur), qui font offices de niveaux de décollement (Goguel, 1936; Fallot et Faure-Muret, 1949).

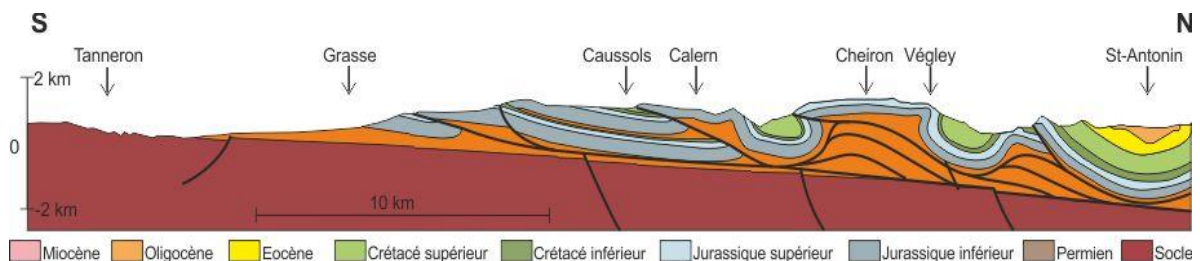


Figure III-7: Coupe équilibrée du Cheiron (CCH-Figure III-5). (Modifié d'après Laurent et al., 2000).

L'ensemble des chevauchements définit un système d'écaillés chevauchantes à vergence Sud (Figure III-7) avec un raccourcissement cumulé de 13,6km à l'Est (coupe équilibrée du Cheiron ; Laurent, 1998) et de 18,1km à l'Ouest (coupe équilibrée de l'Audibergue – CAU Figure III-5 ; Laurent, 1998) qui se mettent en place au Miocène moyen selon un dispositif de propagation en séquence de la déformation (Laurent, 1998). L'âge de mise en place des chevauchements est particulièrement bien illustré par les plis synsédimentaires miocènes de la Roque-Esclapon (Figure III-5 et annexe III-e). Les formations oligocènes sont piégées au sein de fossés d'axe N-S surmontés en discordance par une puissante série détritique qui scelle le réseau de failles normales N-S ayant fonctionné à l'Oligocène (Giannerini, 1980).

c. Le domaine frontal

Le domaine frontal est caractérisé par la présence de synclinaux tertiaires dans lesquels le Miocène est présent. Ces synclinaux montrent une tectonique synsédimentaire marquée par la présence de discordances angulaires progressives dans les séries miocènes, synchrones de la mise en place des reliefs alentours (Roux, 1974 ; Giannerini, 1980). Ce domaine comprend également un système de petits fossés N-S du Crétacé inférieur réactivés à l'Oligocène (Hibsich, 1992) puis remobilisés soit en compression au Miocène (Franco, 1982) soit en décrochement (Giannerini et al., 1977).

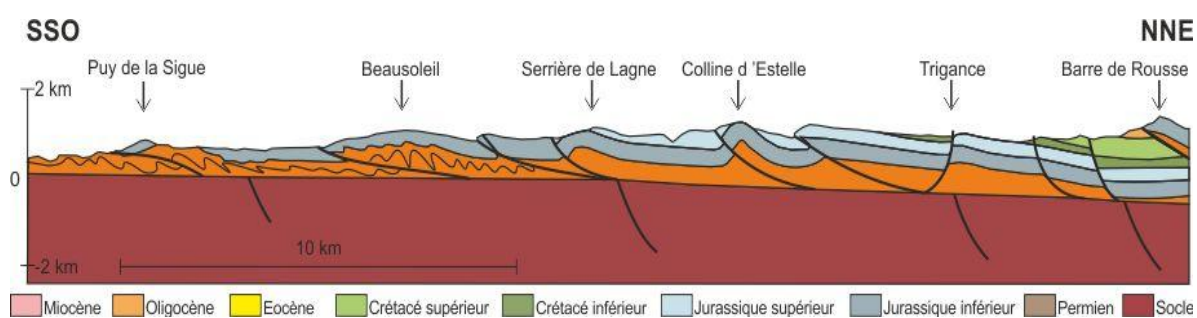


Figure III-8 : Coupe équilibrée de Canjuers (CCA-Figure III-5), partie SSO. Modifié d'après Laurent et al. (2000).

La déformation est beaucoup moins accentuée ; le raccourcissement (du Puy de la Sique à la base de la Barre de Rousse) n'est que de 2,5km (Figure III-8). L'épaisseur du Trias, plus importante qu'à l'Est et impliquant un plissement disharmonique du Muschelkalk, pourrait être responsable de l'importante propagation de la déformation vers le SO associée à la mise en place de la nappe de Digne au Nord du domaine (Gouvernet et al., 1971).

d. Le domaine des rampes latérales

Il s'agit presque exclusivement de la nappe de Digne (Gidon et Pairis, 1971). Elle se distingue par une série du Lias-Dogger épaisse, caractéristique du faciès dauphinois. Elle vient buter au SO sur un système d'écaillés qui s'en distingue du point de vue lithologique par des épaisseurs des séries jurassiques et crétacés, plus réduites (Figure III-9). Toutefois, le style de la déformation qui affecte la nappe de Digne au Sud du domaine des rampes latérales s'y propage de manière similaire, en formant d'importants chevauchements à vergence Sud accommodés par de grands couloirs de décrochements N-S. Ce système d'écaillés chevauche à l'Ouest le bassin de Valensole et au Sud le domaine frontal. La nappe de Digne au sein du domaine des rampes latérales peut-être décrite comme un système de plis superposés dans sa partie Nord (Lemoine, 1972 ; Gigot et al., 1974 ; Gidon et Pairis, 1992) qui se forment à

l'Eocène moyen (phase pyrénéo-provençale ; Lemoine, 1972) et à l'Oligocène supérieur (Graciansky et al., 1982).

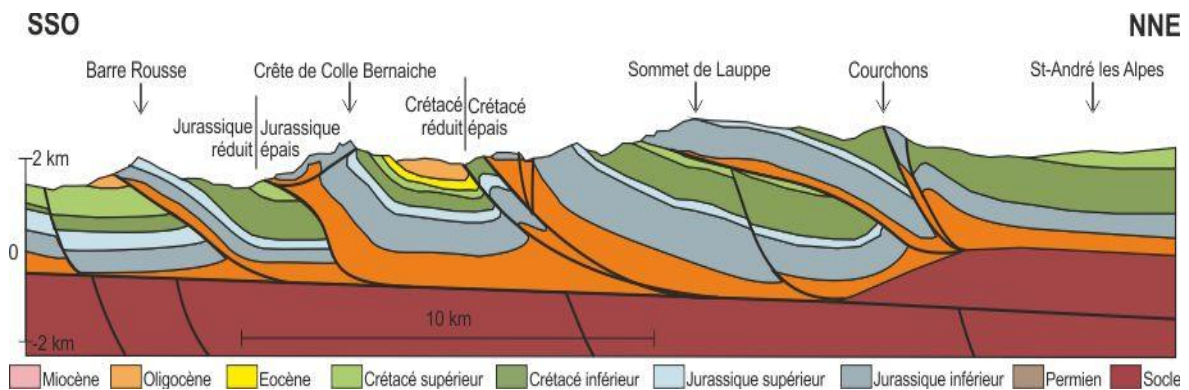


Figure III-9: Coupe équilibrée de Canjuers (CCA-Figure III-5), partie NNE. Modifié d'après Laurent et al. (2000).

Gidon et Pairis (1986) et Faucher et al (1988) attribuent une direction de transport N210 à la nappe de Digne. Les coupes équilibrées de Chabert-Pelline (1996) ont permis d'estimer un raccourcissement E-O de 8 et 19km au Sud et au Nord de la branche occidentale et un raccourcissement N-S de 20km. Pourtant, sachant que ce domaine a été transporté selon une direction N210, il n'est pas évident de lier entre eux tous ces résultats. Le seul fait incontesté est que le charriage de ce domaine a été accommodé par de grands mouvements décrochants, le long des faisceaux du Poil-Creisset et de Gévaudan-la Cine de direction N-S, et le long du faisceau de Rouaine-Daluis de direction NE-SO (localisation Figure III-11). Les grands accidents décrochants N-S transforment une grande partie du déplacement selon une direction N-S entraînant une rotation antihoraire d'une trentaine de degrés des unités tectoniques les plus externes. L'interprétation du signal paléomagnétique suggère une acquisition de l'aimantation post-plissement compatible avec un pôle magnétique d'âge Néogène (Chabert-Pelline, 1996 ; Aubourg et Chabert-Pelline, 1999).

e. Le domaine des plis

Il s'agit d'un vaste domaine où le style de déformation dominant est plicatif (Figure III-10). Le changement de style avec les domaines des rampes latérales et des Baous peut s'expliquer par les différences dans les épaisseurs de séries mésozoïques et les différences lithologiques (Angelier et Aubouin, 1976 ; Laurent, 1998). De nombreux plis d'entraînement dans les formations mésozoïques et les chevauchements intercutanés attestent du charriage d'une unité chevauchante dans la vallée de la Tinée et du Var, très probablement la nappe de Flyschs de l'Embrunnais-Ubaye (Ford et al., 1999, Labaume et al., 2008), ou alors du

glissement gravitaire d'une couverture décollée de son substratum (Bordet, 1950 ; Graham, 1981).

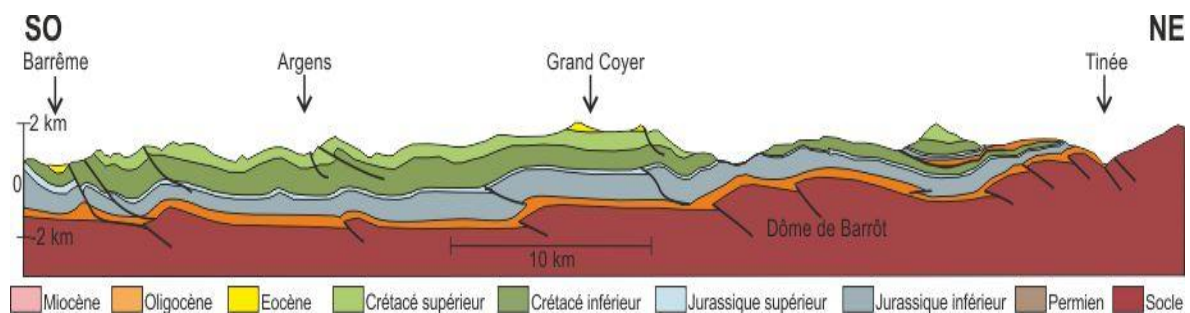


Figure III-10: Coupe équilibrée NE-SO à travers le domaine des plis (CDP-Figure III-5). Modifié d'après Lickorish et Ford (1998) et Ford et al. (1999).

L'une des caractéristiques de ce domaine est l'affleurement du massif Permien du Dôme de Barrôt (Bertrand, 1896 ; Bordet, 1950). Il présente une importante épaisseur (>1km) d'argilites rouges métamorphisées très peu plissées mais particulièrement fracturées (Plateaux, 2009). Les différentes fractures résultent d'évènements extensifs d'âge soit Permien soit Jurassique (Delteil et al., 2003) donc antérieurs à l'orogénèse alpine et de la surrection du massif (Schuilling, 1956). Le métamorphisme anchizonal (Siddans, 1980) suggère une profondeur d'enfouissement de l'ordre de 4km (Siddans, 1978) et présente un gradient de déformation pénétratif orienté NE-SO (Henry, 1971 et 1973 ; Van den Ende, 1975 ; Graham, 1978a-b ; Kligfield et al., 1981 ; Siddans et al., 1984). Le dôme de Barrôt n'est affecté par aucune rotation paléomagnétique significative (Van den Ende, 1977 ; Bogdanoff et Schott, 1977 ; Cogné et Perroud, 1985).

ii.L'héritage structural

L'héritage structural de la marge téthysienne joue un rôle important dans le contrôle de la localisation et du type de la déformation alpine. Les principales traces sont les variations latérales de faciès et d'épaisseur des différentes séries mésozoïques qui sont contrôlées par la paléogéographie et donc le fonctionnement de grands systèmes de failles à travers l'arc de Castellane. On peut distinguer trois périodes principales durant les quelles vont se développer des structures majeures (Figure III-11) de directions NO-SE au Permien et de directions variées au Jurassique (domaine Dauphinois) et au Crétacé (domaine Vocontien).

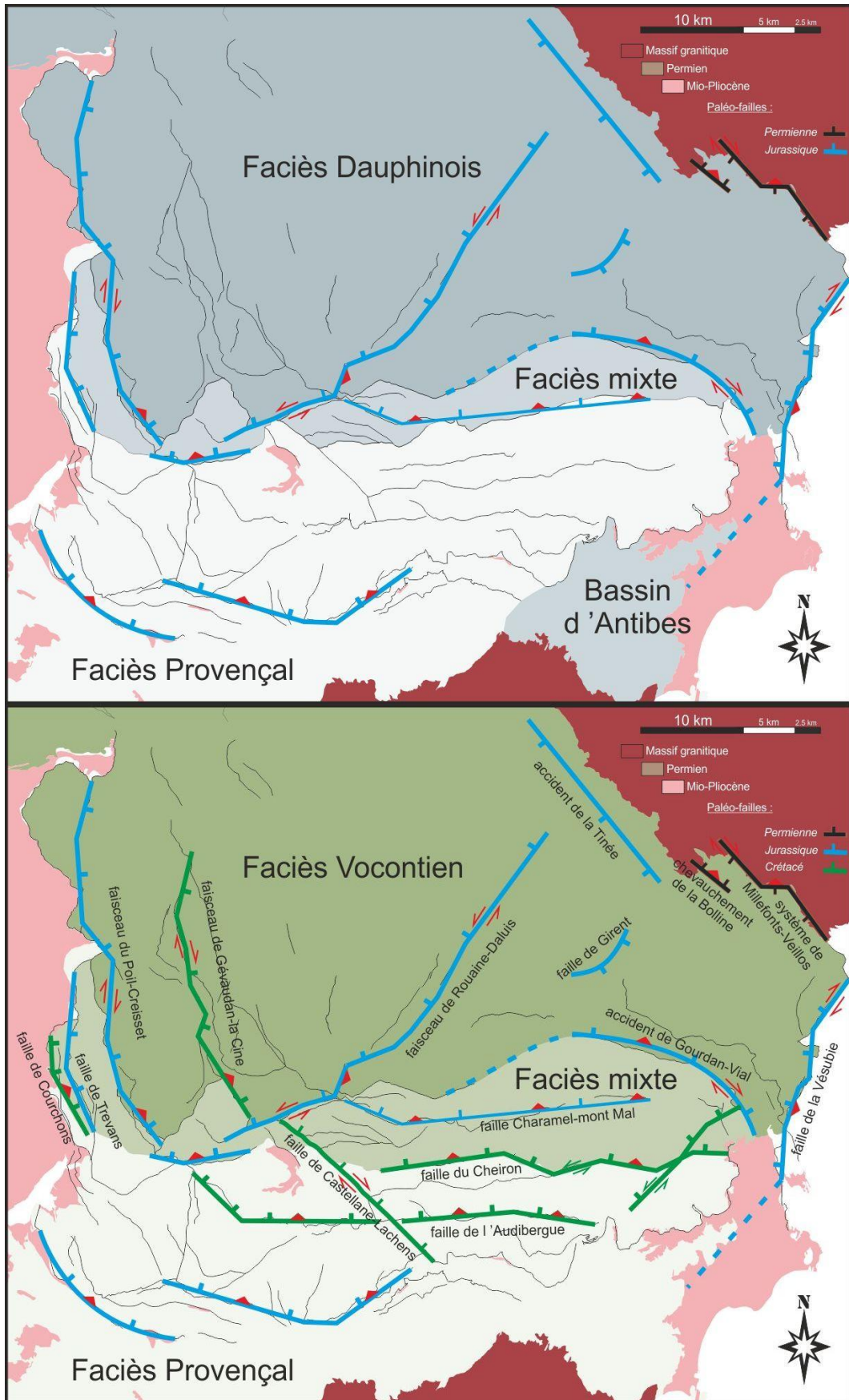


Figure III-11: Paléofailles permienne (noir), jurassiques (bleu), crétacées (vert) et extension actuelle des faciès Dauphinois et Vocontien. Les symboles rouges (triangle = chevauchement, double flèches = décrochement) précisent le jeu selon lequel les paléofailles ont été réactivées durant l'orogénèse alpine.

a.L'héritage permien

Les formations permienes de l'arc de Castellane témoignent d'une extension syn-sédimentaire marquée par des failles normales N100-125 dans la vallée de la Tinée (Delteil et al., 2003, annexe III-f). Ces directions correspondent à une extension NNE-SSO identifiée dans l'avant-pays (Toutin, 1980 ; Debrand-Passard, 1984 ; Baudemont, 1985). Les structures permienes fragilisent grandement ce secteur de la future marge téthysienne et contrôlent fortement le développement et la localisation de la compression alpine (Delteil et al., 2003). Elles sont la manifestation en surface de chevauchements aveugles responsables du déplacement d'une quinzaine de kilomètres vers le SSO du massif de l'Argentera (Laurent et al., 2000).

b.L'héritage dauphinois

La répartition géographique des faciès du Jurassique (Dardeau, 1983 ; Lemoine et de Graciansky, 1988) a permis de distinguer deux grands ensembles sédimentaires (Figure III-11 et annexe III-g) : un domaine de bassin au Nord et un domaine de plate-forme carbonatée au Sud. Le bassin résulte d'une tectonique extensive (phase de rifting) de l'Hettangien au Bathonien suivie d'une phase de subsidence du Bathonien au Callovien avec le dépôt des séries sédimentaires à faciès dauphinois ; calcaires riches en cherts, en zoophycos et en ammonites, et des marnes –Terres noires–, inexistante sur la plate-forme. Les paléofailles normales qui individualisèrent la plate-forme provençale du bassin Dauphinois ont été mise en évidence par les variations d'épaisseur du Lias et du Jurassique moyen (Dardeau, 1983 ; Lemoine et de Graciansky, 1988).

Vernet (1958, 1965), Dardeau (1983, 1984a, 1984b, 1987), Delpech (1988), Lemoine et de Graciansky (1988), De Graciansky et al. (1989), Chabert-Pelline (1996) et Laurent (1998) ont ainsi constaté que la plupart des principaux chevauchements ou accidents décrochants de l'arc de Castellane, failles de Gourdan-Vial, de Charamel-mont Mal, de Girent ; les faisceaux de Rouaine-Daluis, du Poil-Creisset et de Trévans correspondaient à la réactivation de paléofailles normales lors de l'orogénèse alpine (Figure III-11). Ces failles sont orientées N-S dans la branche occidentale de l'arc de Castellane ; E-O dans la branche orientale ; NO-SE dans le domaine frontal et à proximité du massif de l'Argentera ; et NNE-SSO pour le faisceau de Rouaine-Daluis et l'accident de la Vésubie.

c. L'héritage vocontien

La forte subsidence responsable du remplissage du bassin Dauphinois est scellée par les calcaires massifs du Tithonien, qui présentent une grande extension géographique et peu de variations d'épaisseur. Durant le Néocomien, plus précisément du Berriasien à l'Aptien, une nouvelle phase de subsidence marquant l'approfondissement du bassin Vocontien (Cotillon, 1971, 1985) délimité au Sud par la plate-forme carbonatée Provençale (Figure III-11). Au cours de cette période, les paléofailles normales jurassiques N-S et E-O sont réactivés (Dardeau, 1988 ; Lemoine et de Graciansky, 1988) ; et parallèlement à celles-ci de nouvelles failles se développent (Hibsch, 1992 ; Chabert-Pelline, 1996 ; Laurent, 1998 ; Figure III-11 et annexe III-h).

A propos de la faille de Gourdan-Vial, Dardeau (1988) prolonge son tracé jusqu'au faisceau de Rouaine-Daluis, délimitant ainsi une portion du dôme de Barrôt. Cependant, mes observations de terrain et la carte géologique de Puget-Théniers ne font pas état d'un tel prolongement vers le NO de cette faille. Je suspecte l'auteur d'avoir prolongé ladite faille sur la base de son orientation là où elle a été observée. Cette faille jurassique a rejoué au Crétacé inférieur et est scellée par le Crétacé supérieur. Les cartes géologiques d'Entrevaux et de Puget-Théniers montrent une importante variation d'épaisseur du Crétacé inférieur entre la crête de Gourdan-Vial et le flanc Sud du synclinal de Puget-Thénier - Entrevaux. De fait, au lieu de se prolonger au-delà du diapir de gypse de Puget-Théniers, la faille de Gourdan-Vial vers le NO, je propose une prolongation de son tracé vers l'Ouest, parallèlement à l'axe du synclinal de Puget-Thénier - Entrevaux.

Le bassin Vocontien se développe sous un régime décrochant-extensif avec une direction d'extension E-O, au Nord du Cheiron, et sous un régime extensif de même direction au Sud du Cheiron (Dardeau et de Graciansky, 1987 ; Hibsch, 1992). La formation du bassin Vocontien est synchrone de l'ouverture du Golfe de Gascogne et du mouvement du bloc ibérique (Gealey, 1988) dont la cinématique ainsi que celle de la plaque adriatique conditionneraient la forme et l'extension du bassin Vocontien (Schreiber, 2010).

2. Les états de déformation donnés par la fabrique magnétique.

i. Localisation des sites

Les régions particulièrement étudiés par mes prédécesseurs sont la branche occidentale de l'arc de Castellane (Chabert-Pelline, 1996 ; Aubourg et Chabert-Pelline, 1999 ; Figure

III-12), le dôme de Barrôt et la haute-vallée de la Tinée (Henry, 1971, 1973 ; Van den Ende, 1975 ; Graham, 1978a, 1978b ; Kligfield et al., 1981 ; Siddans et al., 1984 ; Figure III-12). J'ai ainsi porté mon attention sur la branche orientale de l'arc de Castellane, la couverture bordant le dôme de Barrôt et la jonction entre l'arc de Nice et l'arc de Castellane (Figure III-12). Au total, j'ai échantillonné 33 sites pour 738 spécimens dont 340 réservés à l'étude de la fabrique magnétique.

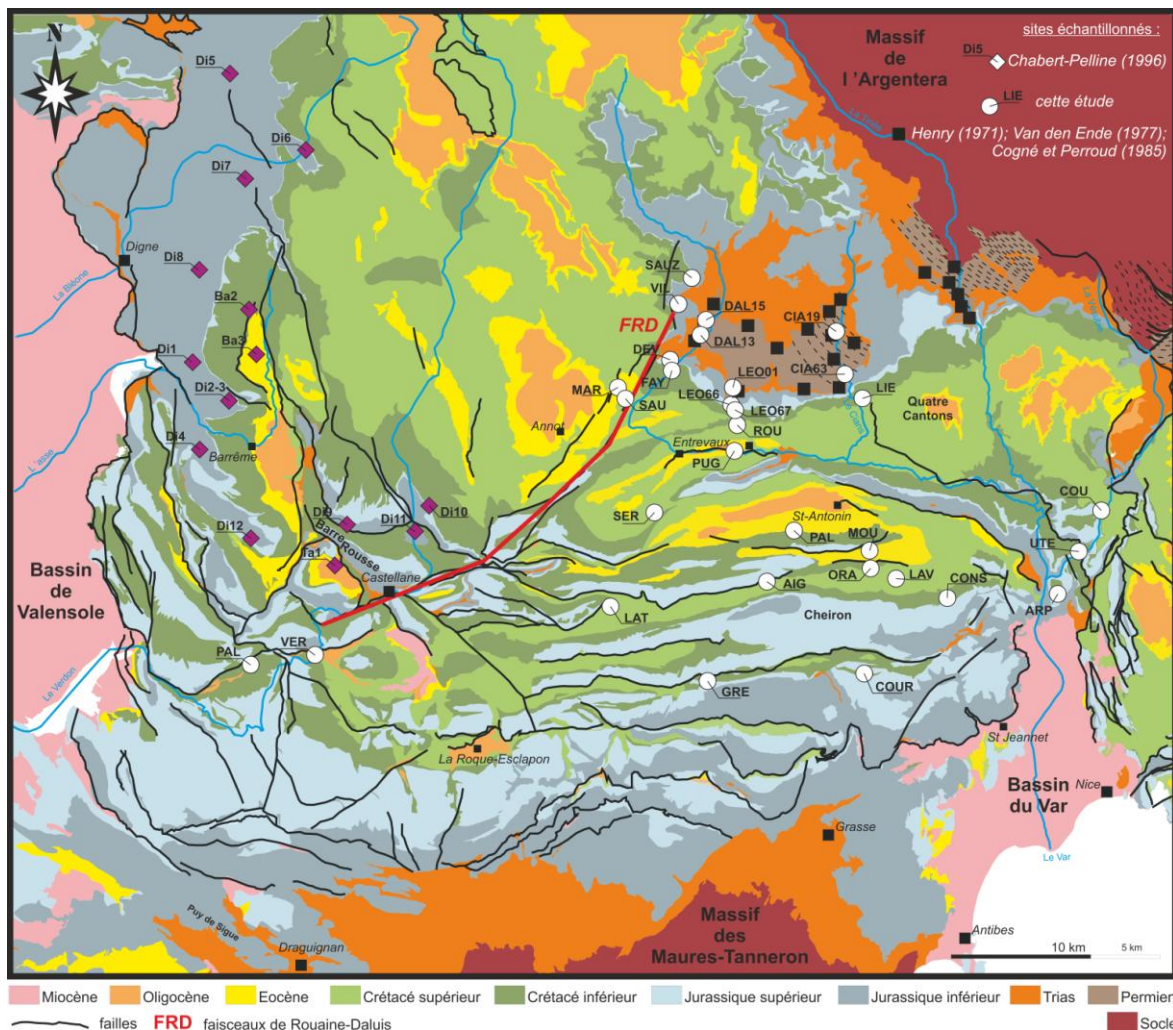


Figure III-12: Localisation des sites d'échantillonnage d'ASM réalisé dans l'arc de Castellane.

ii. Les études antérieures

Au sein de la branche occidentale de l'arc de Castellane, Chabert-Pelline (1996) et Aubourg et al. (1999) ont essentiellement échantillonné (Figure III-12) les marnes noires jurassiques (Di1 à Di12) et quelques sites parmi les marnes du Crétacé supérieur (Ba2 et Ba3) et les grès tertiaires (Ta1). La matrice des terres noires jurassiques, ensemble d'illite (50%), chlorite (35%) et de kaolinite (13%) domine à plus de 60% la susceptibilité totale qui varie entre 200 et 1000 μ SI (Tribovillard, 1988, Aubourg et al., 1999). L'anisotropie de susceptibilité est contrôlé par la forme aplatie des phyllosilicates (Aubourg, 1990 ; Borradaile, 1991), les

fabriques magnétiques de type II à IV sont généralement oblates avec des degrés d'anisotropie maximum pour des valeurs de susceptibilité faibles ($<300\mu\text{SI}$). En général, la foliation magnétique est parallèle à la stratification et indiquent des directions de raccourcissement cohérentes avec les directions de raccourcissement connues (Combes, 1984 ; Faucher et al., 1988 ; Ritz, 1991).

Les formations permienes du dôme de Barrôt ont été intensivement échantillonnées (Henry, 1971, 1973 ; Van den Ende, 1975 ; Kligfield et al., 1981). C'est l'un des lieux où l'utilisation de l'anisotropie comme marqueur de la déformation a été vérifié (Kligfield et al., 1981). En effet l'évolution des fabriques magnétiques du Sud-Ouest vers le Nord-Est est corrélée avec l'évolution de la déformation déduite de l'étude de tâches de réduction (*reduction spots*, Graham, 1978b ; Kligfield et al., 1981 ; Siddans et al., 1984) et du développement d'une schistosité (Siddans, 1980). Le Sud-Ouest, où la schistosité est peu développée est marquée par des fabriques de type II oblates interprétées comme des fabriques sédimentaires (Van den Ende, 1975) ou déjà comme des fabriques tectoniques (Henry, 1971, 1973). A mesure que l'on se déplace vers le Nord-Est, on descend dans la colonne stratigraphique où la schistosité est nettement plus marquée et s'exprime par des fabriques prolates de type III à IV (Henry, 1971 ; Kligfield et al., 1981). Les directions de raccourcissement déduites des fabriques magnétiques sont parallèles aux raccourcissements déduits des traces de réduction et orientés NE-SO. La susceptibilité moyenne des pélites permienne est de l'ordre de $100\mu\text{SI}$.

iii.Résultats

Pour chaque site, les valeurs de susceptibilité moyennes et les directions de susceptibilité de chaque spécimen ont été mesurées au CEREGE (Aix-en-Provence) à partir d'un kappabridge KLY-3 (Agico Ltd.). Le tenseur d'ASM de chaque échantillon ainsi que les directions moyennes de chaque site et les paramètres de degrés d'anisotropie (P_j) et de forme (T) ont été calculés à partir de la méthode développée par Jelinek (Jelinek, 1978). Les résultats sont compilés dans l'Annexe III-i.

a. Forme des grains et degré de déformation de la fabrique magnétique

La comparaison des valeurs de K_m , T et P_j (chapitre 2) n'a de sens uniquement si la nature des roches comparées est similaire. Ainsi plutôt que de présenter mes résultats de manière exhaustive site par site, j'ai regroupé mes résultats par faciès et par âge (Figure III-13).

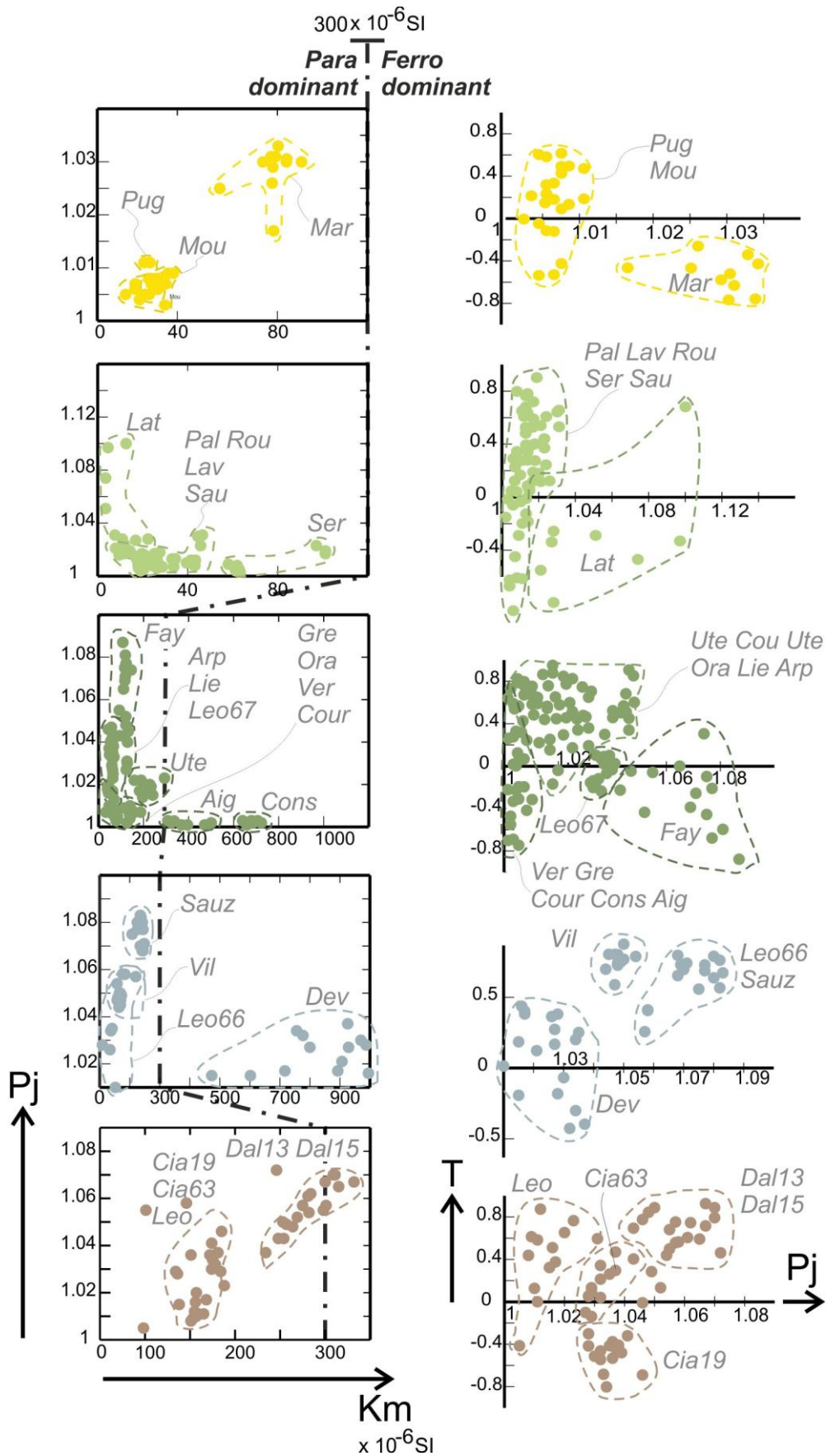


Figure III-13: Diagrammes Pj-Km et T-Pj pour l'arc de Castellane par faciès échantillonnés.
 Dans le diagramme Pj-Km pour les terres noires à glauconies du créacé inférieur, seul le site COU n'est pas représenté par soucis de clarté. La Km du site COU est supérieur à $4000\mu\text{SI}$. La limite de domination d'influence des contributions paramagnétiques dans les argiles est tiré de Rochette et al., 1992a et Borradaile et Jackson, 2004).

Du plus vieux au plus jeune, j'ai échantillonné dans les pélites rouges du Permien, les terres noires callovo-oxfordiennes, les terres noires à glauconies du néocomien, les marno-calcaires du Sénonien et les marnes bleues du Priabonien. Le premier constat que l'on peut faire est que, quelque soit le faciès considéré, le signal magnétique semble dominé par les grains paramagnétiques ($K_m < 300 \mu\text{SI}$). Seuls les sites AIG, CONS et DEV font exception. Au regard des faciès échantillonnés les grains paramagnétiques dont il est question sont presque exclusivement les argiles. Peu de sites présentent un fort degré d'anisotropie. Les sites LAT, FAY, SAUZ, VIL, DAL13 et DAL15 ont de forts degrés d'anisotropie ($P_j > 1,04$). DAL13, DAL15, SAUZ et VIL présentent des fabriques oblates ($T > 0,1$). Les sites LAT et FAY au contraire sont des fabriques prolates ($T < 0,1$). Les sites MAR et CI19 sont les seuls autres sites caractéristiques de fabriques prolates. Tous les autres sites montrent soit des fabriques clairement oblates (LAV, UTE, COU, UTE, ORA, LIE, ARP et LEO01) soit des fabriques non-triaxiales marqués par des spécimens tantôt oblates, tantôt prolates (PUG, MOU, SAU, ROU, PAL, SER, VER, AIG, CONS, COUR, DEV, LEO66 et CIA63).

b. Directions de raccourcissement

L'étude des fabriques d'ASM permet de différencier les fabriques tectoniques des fabriques sédimentaires et de préciser quand il y a lieu la direction de raccourcissement horizontale. Des fabriques de type I à IV et des fabriques dont je n'ai pu interpréter une direction structurale, peuvent être mise en évidence dans les différents sites échantillonnés.

1) Fabriques indéterminées

J'appelle « fabrique indéterminée », les fabriques que je ne sais pas attribuer à un type avec certitude. Les raisons sont qu'il s'agit de fabriques dont les axes moyens sont obliques par rapport au plan de stratification et ne sont ni horizontaux ni verticaux, et/ou que les axes de susceptibilités sont particulièrement dispersés. Il s'agit des sites GRE, ARP, LAT, LAV, VER, PUG et MOU (Figure III-14). Malgré l'obliquité des axes moyens on pourrait être tenté d'interpréter la direction perpendiculaire à la foliation magnétique et passant par l'axe moyen K3 comme la direction de raccourcissement, or la dispersion des axes K3 rend ce raisonnement peu convaincant pour les sites VER, PUG et MOU. La faible susceptibilité moyenne des sites PUG et MOU ($K_m < 40 \mu\text{SI}$) peut être évoquée pour expliquer la dispersion des axes de susceptibilité.

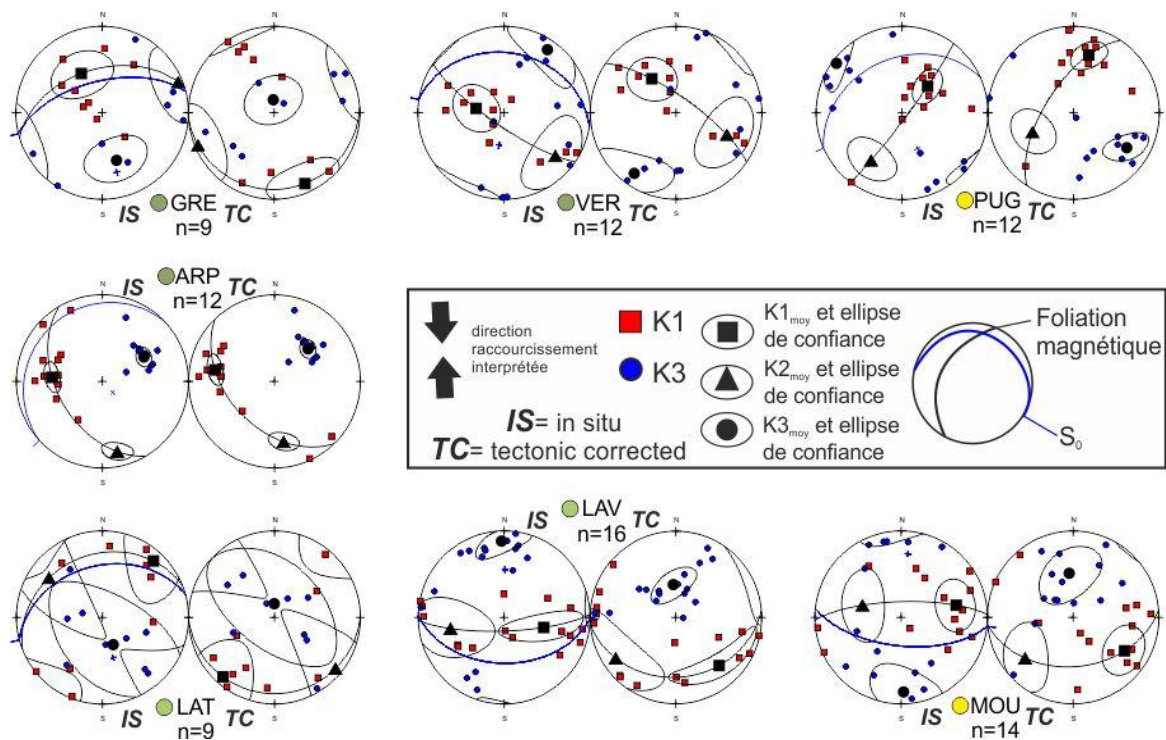


Figure III-14: Fabriques indéterminées pour l'arc de Castellane. Les couleurs des différents cercles correspondent à l'âge des formations échantillonnées, voir la [Figure III-5](#) pour les correspondances.

Le site ARP présente un groupement des axes qui permettrait de proposer une direction d'ASM perpendiculaire à la foliation magnétique. L'obliquité des axes pourrait s'expliquer par un dépôt des grains de manière oblique et non horizontal. Le site LAV présente une dispersion des axes K1 et un étalement des axes K3 perpendiculairement à la foliation magnétique qui rendent son interprétation difficile. Il s'agit en quelque sorte d'une fabrique sédimentaire (dispersion des K1) avec l'étalement des K3 caractéristiques d'une fabrique de type III.

2) Fabriques de type I

Les sites LEO01, UTE et SAU peuvent être répertoriés comme des fabriques de type I ([Figure III-15](#) et Annexe III-j). Les axes K3 sont groupés et perpendiculaires au plan de stratification alors que les axes K1 sont plus ou moins étalés le long du plan de stratification.

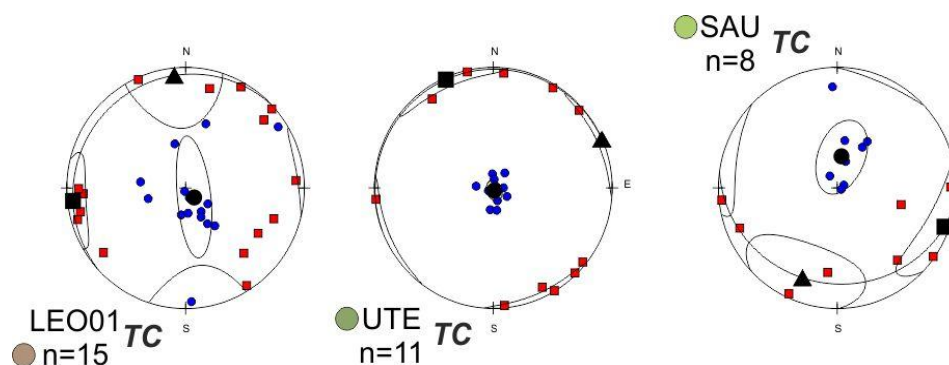


Figure III-15: Fabriques de type I reconnues dans l'arc de Castellane après débasculement du plan de stratification. Même légende que la [Figure III-14](#).

3) Fabriques intermédiaires de type II

La majorité des sites échantillonnés présentent les caractéristiques de fabriques intermédiaires de type II (Figure III-16 et Annexe III-k). Les fabriques de type II, avec des axes K3 et K1 groupés et respectivement, perpendiculaires à la S_0 et contenu dans la S_0 , correspondent aux sites PAL, COU, LEO67, LIE, DAL13, DAL15, ORA, VIL, DEV, ROU, SER et LEO66. Toutes les fabriques de type II sont acquises antérieurement au basculement des couches. Seul le site permien de DAL15, montre un meilleur regroupement des axes in situ. Les échantillons ont été prélevés au sein de trois blocs plurimétriques délimités par des failles normales. L'enregistrement de l'ASM est donc postérieur au jeu de ces failles normales, que nous supposons ici être antérieures à l'orogénèse alpine.

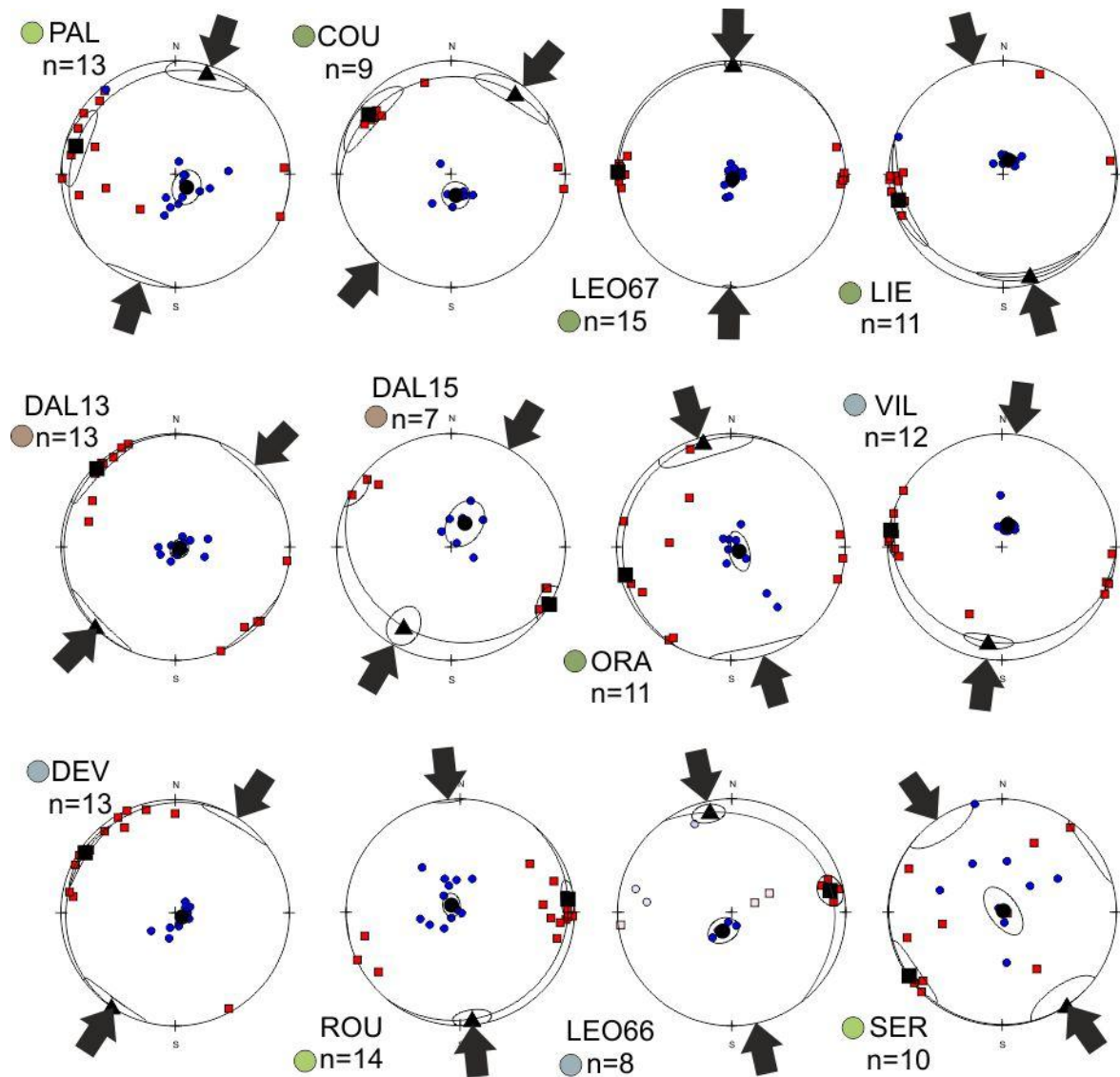


Figure III-16: Fabriques de type II dans l'arc de Castellane après débasculement du plan de stratification. Même légende que la [Figure III-14](#).

4) Fabriques tectoniques de type III-IV

L'arc de Castellane présente quelques fabriques évoluées de type III, CIA19, CIA63, MAR, AIG et COUR ; et de type IV, SAUZ, CONS et FAY (Figure III-17, Annexe III-k et Annexe III-l). La direction de raccourcissement interprétée est toujours la direction perpendiculaire à la foliation magnétique. L'acquisition du raccourcissement est interprétée comme étant postérieure au basculement. On peut remarquer que pour les sites CIA19, AIG, SAUZ et CONS la direction de raccourcissement est coaxiale avec la direction de plongement de la S_0 ce qui suggère que l'acquisition de la fabrique magnétique et le basculement sont engendrés par la même phase de déformation. Le raccourcissement interprété pour le site FAY est quant à lui orthogonal à la direction de plongement de la S_0 . Avec une direction de raccourcissement E-O, ce site est incompatible aussi bien avec la phase de serrage NE-SO que la phase de serrage N-S.

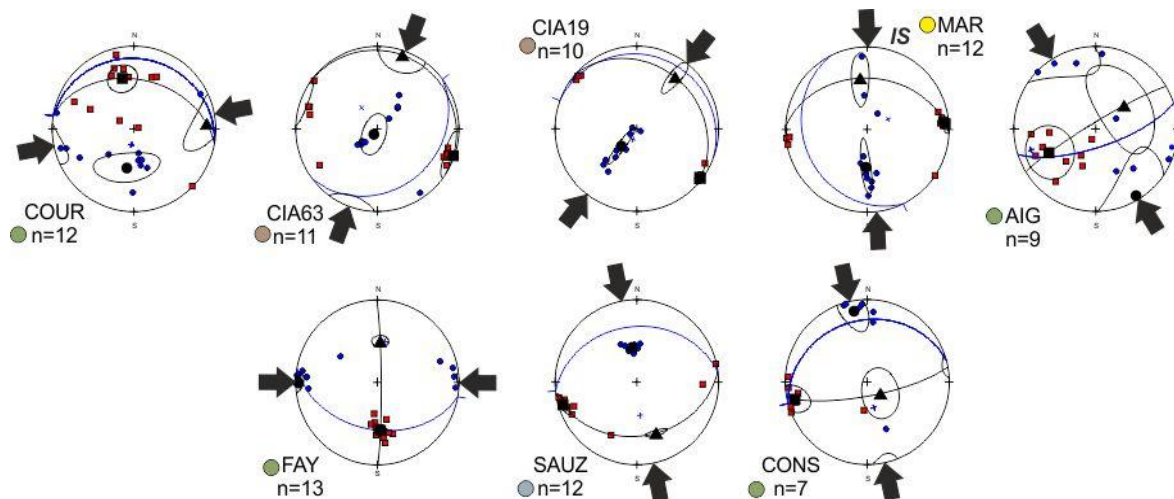


Figure III-17 : Fabriques tectoniques de type III et IV pour l'arc de Castellane, in situ. Même légende que la Figure III-14.

iv.ASM et champ de déformation finie

Est-ce que les directions ASM des fabriques de type II correspondent à des directions de raccourcissement ? Pour le savoir j'ai réalisé, à partir des cartes géologiques au 50 000^{ème} de La Javie, Digne, Moustiers-Ste-Marie, Salernes, Allos, Castellane, Fayence, la Tinée, Entrevaux, Roquesteron et Grasse-Cannes, ainsi que des cartes structurales réalisées par Chabert-Pelline (1996), Laurent (1998) et Schreiber (2010), l'étude des axes de plis afin de déterminer les lignes de champs de raccourcissement finies (Figure III-18). On peut y constater au premier ordre que les lignes de champs partent du coin NE de la carte selon une direction NE-SO pour diverger vers des directions E-O le long de la branche occidentale de l'arc de Castellane, et vers des directions N-S dans la branche orientale. Il apparaît évident que le faisceau de

Rouaine-Daluis joue un rôle majeur dans l'accommodation de la phase de déformation N-S Miocène puisqu'elle délimite deux domaines dont les directions de raccourcissement divergent orthogonalement l'une par rapport à l'autre. A l'exception de quelques plis d'axe E-O entre la vallée de la Vésubie et la vallée de la Tinée et au Nord de Digne ; la déformation plicative est dominée par la phase de compression NE-SO oligocène dans le domaine des plis. Le domaine frontal et le domaine des baous ne présentent que des déformations relatives à la phase de compression N-S d'âge Miocène. Dans le domaine des rampes latérales, le jeu des grands accidents décrochants, assurant l'accommodation du serrage N-S miocène, explique la déviation des lignes de champ NE-SO vers des directions méridiennes.

La compatibilité des directions ASM déduites de l'interprétation des différentes fabriques est directement appréciable sur la [Figure III-18](#). La plupart des directions ASM peuvent être interprétées comme des directions de raccourcissement.

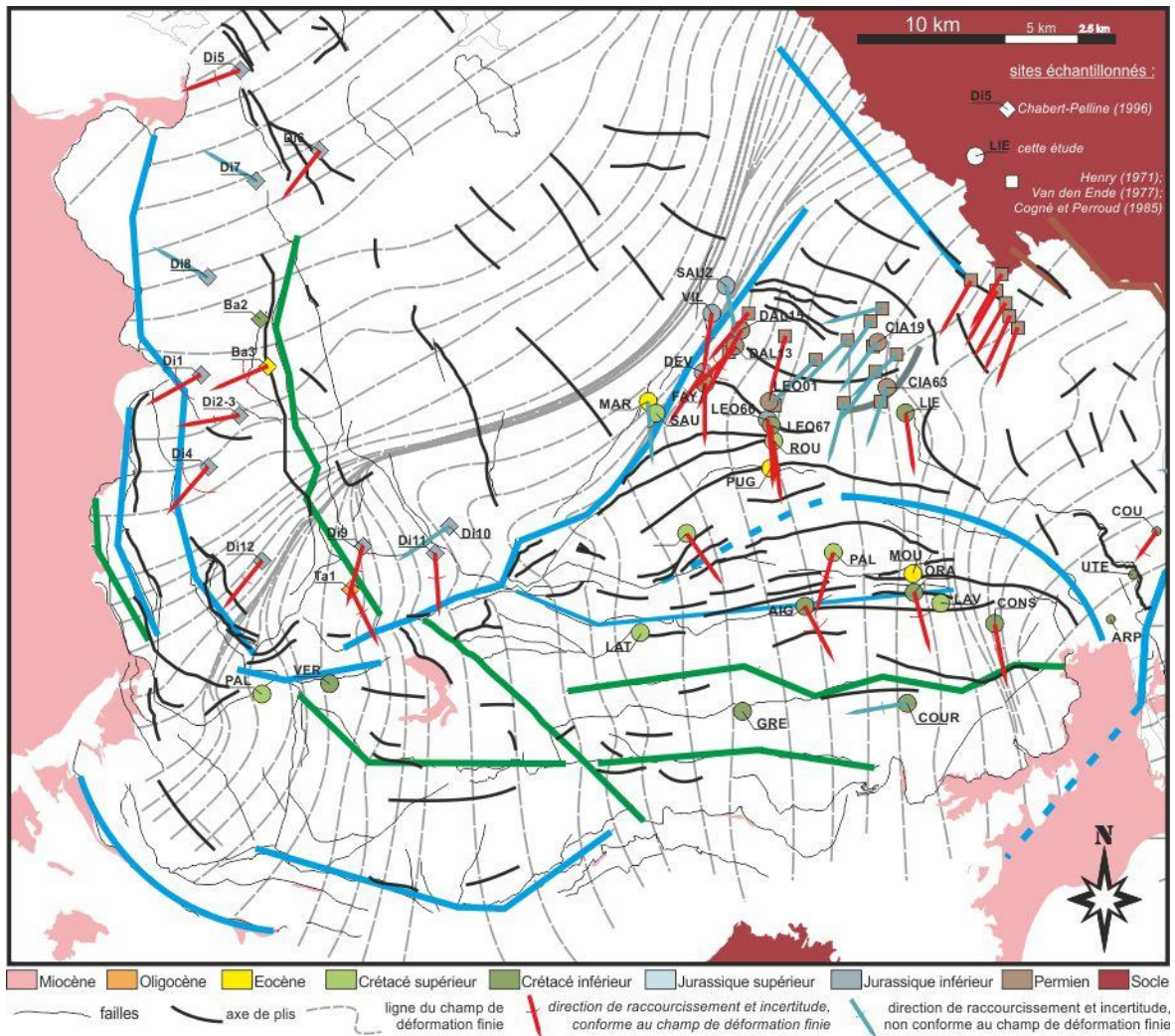


Figure III-18: Champ de déformation finie et directions de raccourcissement données par l'ASM pour l'arc de Castellane. Tracé bleu : paléofailles jurassiques. Tracé vert : paléofailles crétacé.

Les sites incompatibles sont les sites permien et les sites SAUZ, MAR, COUR, Di7, Di8 et Di10. La direction ASM du site Di10 est compatible avec celles des sites permien du dôme de Barrôt ; elles aussi incompatibles avec le champ de déformation finie, mais compatibles avec la phase oligocène de compression NE-SO responsable de la déformation pénétrative (schistosité) des argilites permien. Le message de l'ASM peut-être interprété comme étant l'enregistrement d'une direction de raccourcissement NE-SO, qui s'est opéré avant le basculement de la stratification lequel est attribuable à la phase miocène puisque les plis sont d'axe E-O. La phase oligocène n'aurait fait qu'impressionner la fabrique magnétique des séries mésozoïques. La phase miocène a plissé les formations en question sans être en mesure de réorienter la fabrique magnétique. Les directions des sites Di7 et Di8 apparaissent non-conformes avec le champ de déformation fini. Cependant, les directions de raccourcissement ASM sont cohérentes avec le basculement de la stratification : l'AMS de ces deux sites est en accord avec la déformation locale. Le champ de déformation finie, réalisé à partir des différentes cartes géologiques de la région, n'est valable qu'à une certaine échelle.

3. Etude paléomagnétique et quantification des rotations d'axe vertical

La branche occidentale de l'arc de Castellane a enregistré une rotation antihoraire de 30-40° durant le Néogène (Aubourg et Chabert-Pelline, 1999). Qu'en est-il de la branche orientale de l'arc ?

i. Localisation des sites

A l'exception des formations permo-triasiques (Henry, 1971 ; Van den Ende, 1977 ; Cogné et Perroud, 1985) et de la nappe de Digne (Chabert-Pelline, 1996), avant les années 2000 aucun travail paléomagnétique n'a été publié sur la branche orientale de l'arc de Castellane. Il faut attendre la thèse de Cairanne (2003) pour qu'une première étude paléomagnétique soit menée dans le synclinal de St-Antonin. Ne disposant d'aucune référence conséquente (Cairanne n'a étudié que 3 sites dans la branche orientale) à disposition pour mon secteur d'étude, j'ai porté mon dévolu sur les formations les plus proches des terres noires du Jurassique, à composante argileuse dominante comme les terres noires à glauconie et les calcaires argileux néocomiens, les marno-calcaires cénomaniens et les marnes bleues priaboniennes ([Figure III-19](#)).

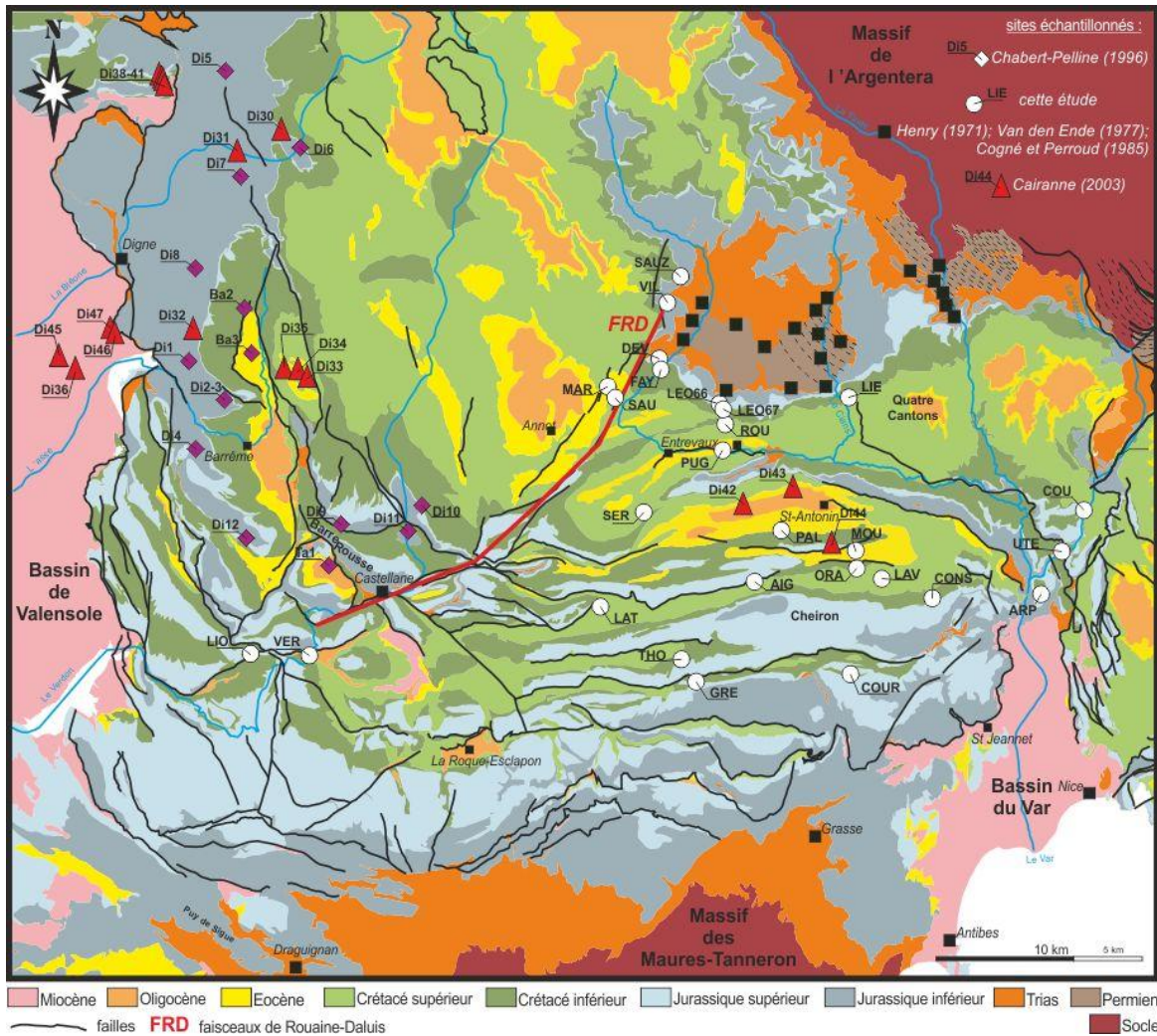


Figure III-19: Localisation des sites d'échantillonnages paléomagnétiques dans l'arc de Castellane.

ii. Les études antérieures

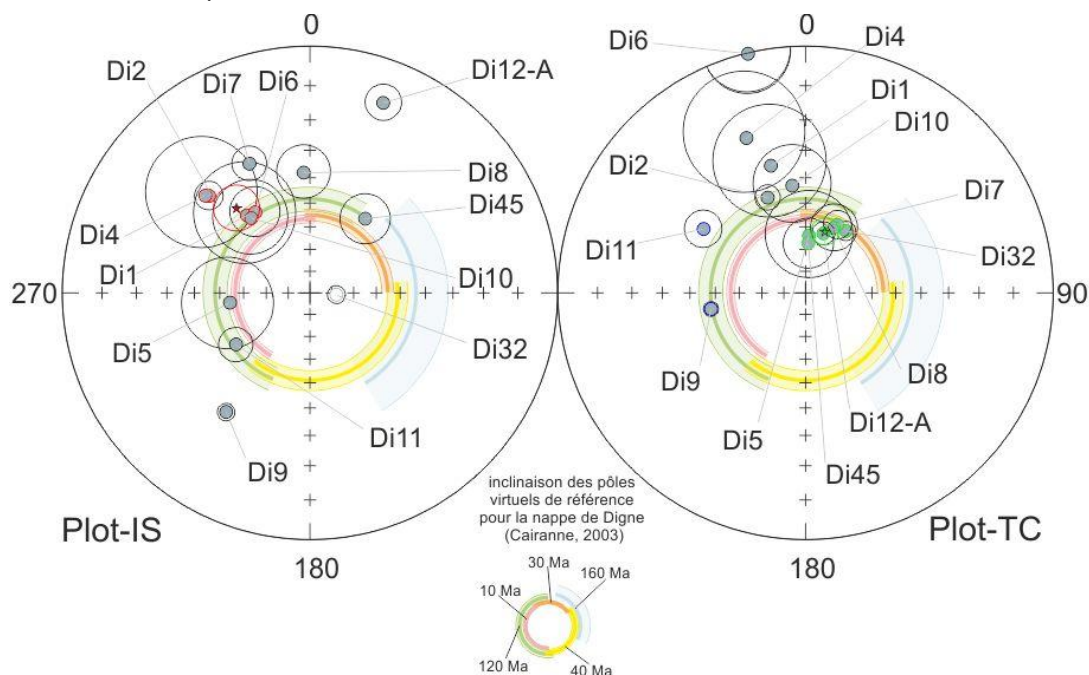
Des études paléomagnétiques menées par Cairanne (2003), Chabert-Pelline (1996) et Aubourg et Chabert-Pelline (1999) dans l'arc de Castellane, il ressort essentiellement que la région a été affectée par une réaimantation alpine post-plissement, qu'ils attribuent à la période Néogène. L'étude des directions d'aimantation en question, a révélé que la branche occidentale a subi, depuis l'acquisition de cette réaimantation, une rotation antihoraire de l'ordre de 30-40°.

Les sites mio-pliocènes du bassin de Valensole (Cairanne, 2003), ont révélé l'existence de deux composantes d'aimantation, une de basse température et une autre de haute température. La composante visqueuse de basse température est acquise postérieurement au basculement des couches alors que la composante haute température est acquise avant ledit basculement. Toutefois la dispersion des données des composantes de haute température rend impossible toute interprétation en termes de rotation d'axe vertical.

Les sites paléogènes du synclinal de Barrême (Chabert-Pelline, 1996 et Cairanne, 2003) indiquent une aimantation dont les composantes de basse et haute température sont acquises postérieurement au basculement et ne révèlent aucune rotation.

Pour tous les autres sites une aimantation acquise après le plissement et enregistrant une rotation antihoraire d'une trentaine de degrés est indiquée par Chabert-Pelline (1996) et Cairanne (2003). Cette aimantation serait caractéristique d'une réaimantation associée aux processus orogéniques alpins. Toutefois leurs interprétations n'intègrent pas l'ensemble de leurs sites échantillonnés respectifs. J'ai alors projeté les différentes directions sur la [Figure III-20](#) afin de reprendre leurs interprétations avec l'ensemble de leurs données respectives. On peut effectivement proposer les groupements suivants :

- Les acquisitions in situ : Di1, Di2, Di4, Di6 et Di10, qui témoignent de l'existence d'une rotation antihoraire de $42^\circ \pm 13$;
- Les acquisitions ante-basculément : Di5, Di7, Di8, Di12-A, Di32-A et Di45 d'un côté, qui indiquent une rotation horaire oscillant entre quelques degrés (Di5) à presque 40 degrés pour Di32-A ; et Di9 et Di11 d'un autre côté, qui montrent une importante rotation antihoraire de plus de 60° .



Site	N ($^\circ$)	$D_{75\%}$ ($^\circ$)	$I_{75\%}$ ($^\circ$)	α_{95} ($^\circ$)	κ	rot ($^\circ$)	shallowing ($^\circ$)
Moyenne	5	318.7	40.5	9.5	65.6	-42.5 ± 11.7	19.1 ± 6
Moyenne	6	18.7	61.1	6.1	121.1	18.1 ± 8.3	-6 ± 6

Figure III-20: Résultats en projection stéréographique des directions d'aimantation dans la branche occidentale de l'arc de Castellane. Les couleurs, rouge (Di1-2-4-6-10), vert (Di5-7-8-12A-32 et 45) et bleu (Di9-11) correspondent au groupement de sites mentionnés dans le texte. Les valeurs de rotation et d'erreurs d'inclinaison (shallowing = inclinaison attendue – inclinaison observée) ont été calculées par rapport au pôle de référence de l'Europe à 30 ($81,6^\circ$ Lat, $183,4^\circ$ Lon, 5,3 α_{95}) et 5Ma ($86,3^\circ$ Lat, 172° Lon, 2,6 α_{95}) respectivement pour les groupements vert et rouge. (Détails en Annexe III-m)

L'intégration des données de Cairanne (2003) et Chabert-Pelline (1996), révèle l'existence d'une rotation horaire – qui n'a pas été suspecté par ces auteurs – et que l'on peut étendre à l'ensemble de la branche occidentale de l'arc de Castellane en raison de l'identification de cette rotation aux sites Di32, Di8, Di7 au Nord et au site Di12 au Sud. Il apparaît alors que la réaimantation Néogène décrite par Chabert-Pelline (1996) et Aubourg et Chabert-Pelline (1999) ne serait que partielle géographiquement. Les aimantations Di5, Di7, Di8, Di12-A, Di32-A et Di45, acquises antérieurement au basculement, témoignent d'une rotation horaire, mais n'interdisent pas l'enregistrement d'une rotation antihoraire Néogène, du moment que celle-ci est inférieure en valeur absolue à la rotation horaire. Les sites réaimantés, de par leur réaimantation, auraient perdu l'enregistrement de cette rotation horaire. Il est ainsi possible de concilier l'ensemble de ces résultats et de proposer l'histoire paléomagnétique suivante :

- (1) acquisition d'une aimantation antérieure au basculement et donc aux phases de déformations cénozoïques, probablement durant la genèse ou l'enfouissement des formations en question ;
- (2) rotation horaire de $18^\circ \pm 8$ et plissement de l'ensemble de la branche occidentale de l'arc de Castellane qui s'initie très probablement durant la phase oligocène et se termine avec la phase miocène ; l'héritage structural est-il affecté par une telle rotation ?
- (3) phénomène de désaimantation qui n'affecte que certaines régions, est-il associé à la phase de déformation miocène ou à la mise à l'affleurement des échantillons ?
- (4) rotation antihoraire de $42^\circ \pm 12$ associée aux jeux des systèmes décrochants qui forment l'arc de Castellane et accommodent le déplacement de la nappe de Digne vers le Sud durant le Mio-Pliocène. La propagation du front de chevauchement à travers le bassin de Valensole entrainerait une rotation horaire d'une quinzaine de degrés de ce dernier.

En accord avec cette interprétation, l'ampleur des rotations antihoraires doit être ajoutée à celles des rotations horaires. Les rotations antihoraires étant de $42^\circ \pm 12$, on obtient une rotation horaire de la branche occidentale de l'arc de Castellane de $60^\circ \pm 12$.

Concernant l'étude paléomagnétique des formations permienes, les différentes études concordent sur l'existence d'une aimantation rémanente naturelle détritique (Van den Ende, 1975 ; Kruiver et al., 2000) portée par l'hématite, bien qu'affectée par la déformation alpine (Henry, 1971 ; Cogné et Perroud, 1985) est similaire en direction et en inclinaison à la direction d'aimantation connue pour l'Europe stable au Permien (Bogdanoff et Schott, 1977). Le dôme de Barrôt ainsi que les formations permienes bordant le massif de l'Argentera n'ont subies aucune rotation significative durant l'orogénèse alpine.

iii.Résultats

Ma campagne d'échantillonnage a abouti à la collecte de 398 spécimens répartis sur 27 sites (Figure III-19). Les résultats pour chaque site sont énumérés dans l'Annexe III-n.

a.Minéralogie magnétique

J'ai réalisé quelques tests afin de déterminer la minéralogie magnétique: acquisition d'aimantation rémanente isotherme (ARI), mesures continues de la susceptibilité magnétique en fonction de la température, mesures des cycles d'hystérésis et désaimantations trois axes.

1) Les études antérieures

En ce qui concerne les formations permienes, seules les désaimantations thermiques et chimiques sont efficaces pour l'obtention d'une ARN (Henry, 1973 ; Westphal, 1973 ; Cogné et Perroud, 1985) en raison d'un porteur de l'aimantation très coercitif: l'hématite (Bogdanoff et Schott, 1977 ; Kruiver et al., 2000). L'hématite est d'ailleurs le seul minéral magnétique identifié dans ces formations comme attesté par l'étude des courbes thermomagnétiques, de l'acquisition et de la désaimantation d'une ARI (Kruiver et al., 2000). La présence de titane dans les grains d'hématite précise qu'il s'agit d'hématites détritiques (Kruiver et al., 2000).

Pour la couverture sédimentaire, la composition magnétique des terres noires jurassiques est particulièrement bien documentée (Rochette, 1983, Rochette et Vialon 1984, Rochette et Lamarche, 1986, Lamarche et Rochette 1987, Aubourg, 1990, Aubourg et al., 1991, Aubourg et Chabert-Pelline, 1999). Les autres formations secondaires et tertiaires sont bien moins contraintes (Cairanne, 2003 ; thèse de Myriam Kartz en cours). Les grains ferromagnétiques des terres noires du Jurassique sont essentiellement des titanomagnétites pseudo-mono domaines détritiques accompagné de façon marginale par des grains de goethite, d'hématite et de pyrrhotite (Aubourg, 1990). La concentration de grains ferromagnétiques est très faible de l'ordre de 0,01% et l'intensité de l'aimantation d'autant plus faible, de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-4} A.m⁻¹. Les porteurs de l'aimantation des roches carbonatées du Jurassique et du Crétacé ainsi que des grès Eocènes sont surtout la magnétite et un sulfure de fer (pyrrhotite ?) (Cairanne, 2003). Pour les roches oligocènes, l'hématite est le porteur ferromagnétique principal. Les magnétites des formations tertiaires sont un mélange de monodomaines et polydomaines alors qu'au sein des formations secondaires il s'agit d'un mélange de monodomaines et de superparamagnétiques (Cairanne, 2003).

2) Mon étude

Deux spécimens, ont été sélectionnés par site, pour déterminer entre une désaimantation thermique ou AF laquelle est la plus efficace (Figure III-21). La désaimantation thermique a été couplée à une mesure de la susceptibilité magnétique grâce à un Mag-01h (Bartington Instruments). Les courbes de susceptibilité (Figure III-21-a) montrent une augmentation autour de 350 et 450°C corrélée avec une augmentation de l'intensité de l'ARN entre 350-550°C (Figure III-21-b). La création de magnétite à partir de la pyrite peut être évoquée pour expliquer de telles augmentations de l'ARN (Brothers et al., 1996). En raison de ces variations de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) pendant la chauffe, j'ai exécuté pour chaque site, soit une désaimantation AF seule, de 0 à 100mT, et/ou une désaimantation thermique jusqu'à 300 ou 400°C, suivi par une désaimantation AF jusqu'à 100mT.

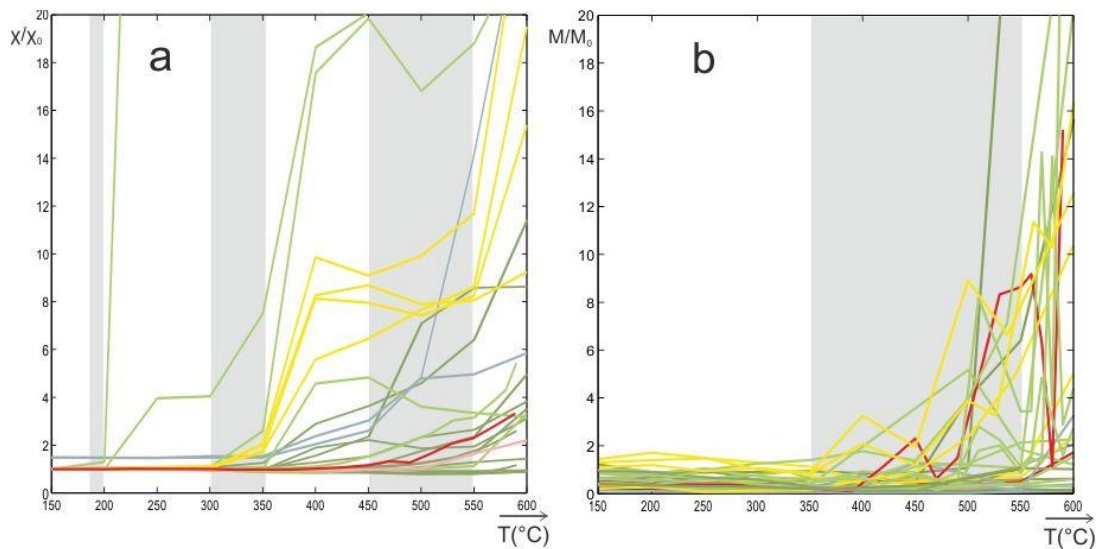


Figure III-21: Courbes de susceptibilité normalisée et de désaimantation thermique des arcs de Castellane et de Nice.

(a) courbes de susceptibilité normalisée, X : susceptibilité mesurée, X_0 : susceptibilité mesurée avant la désaimantation.

(b) courbes de désaimantation thermique, M : aimantation rémanente mesurée, M_0 : aimantation rémanente mesurée avant la désaimantation. La légende des couleurs correspond à celle de la Figure III-5. Les zones grises indiquent l'intervalle thermique dans laquelle les courbes augmentent de manière significative.

Les courbes d'ARI obtenues pour la plupart des sites échantillonnés (Figure III-22) révèlent une saturation de l'ARI autour de 300mT suggérant que le minéral magnétique dominant est peu coercitif comme la magnétite (Lowrie et Heller, 1982 ; Kissel et al., 1985, 1986 ; Lee et al., 1986, 1988, 1990). Cependant cette méthode ne permet pas de discriminer les sulfures de fer (Aubourg et Chabert-Pelline, 1999) et la maghaemite (Lee et al., 1991a) de la magnétite, lesquels pourraient être responsables de l'augmentation de la susceptibilité (Figure III-22-b) à partir de 350°C. La maghaemite est convertie en hématite au-dessus de 350°C et la pyrothite, un sulfure de fer, se transforme en magnétite au-delà de 330°C.

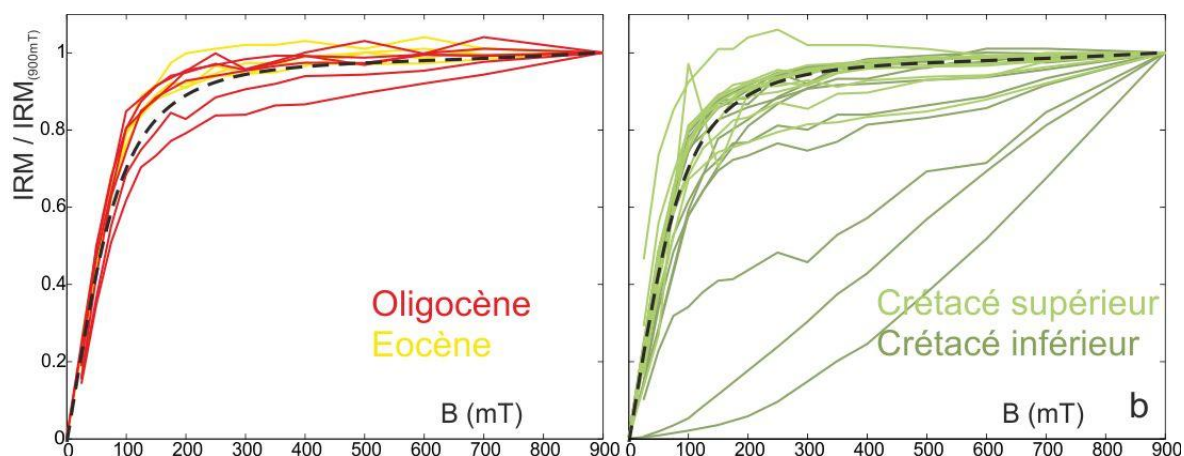


Figure III-22: Courbes d'ARI pour l'arc de Castellane et l'arc de Nice. **IRM/IRM(900mT)** : aimantation rémanente isotherme appliquée normalisée par l'aimantation rémanente isotherme à 900 milli Tesla ; **B(mT)** : aimantation mesurée après chaque étape d'acquisition d'une aimantation rémanente isotherme. La courbe pointillée noire représente le comportement type d'un échantillon porteur de magnétites.

Enfin j'ai employé la méthode de désaimantation trois axes (Lowrie, 1990) pour certains spécimen représentatif de chaque faciès sédimentaire échantillonné (Figure III-23). Il s'agit de la désaimantation thermique d'un spécimen sur lequel ont été appliqués trois champs magnétiques d'intensités différentes selon trois directions orthogonales ; ce qui permet de discriminer la nature, la coercivité et la contribution de chaque type de grains ferromagnétiques. A l'instar de Souque (2002), j'ai opté pour des champs appliqués de 1, 0,5 et 0,1T afin de saturer respectivement tous les minéraux magnétiques, la magnétite, et les minéraux magnétiques à faible coercivité. La Figure III-23 révèle que le porteur principal de l'aimantation est la magnétite ($T_c = 580^\circ\text{C}$) accompagné de sulfures de fer ($300 < T_c < 400^\circ\text{C}$), probablement de la pyrrhotite. Les marnes noires néocomiennes se distinguent par la présence d'hématite ($T_c = 640^\circ\text{C}$ et $H_c > 1\text{T}$; site CONS).

b. Directions d'aimantation

Les séquences de désaimantation employées ont permis pour 69% des spécimens la détermination de composantes principales de désaimantation (Figure III-24 et Annexe III-o) et qui présentent soit un groupement suffisant pour calculer une direction moyenne par site (LEO66, ROU, MOU, COUR, LEO67, MAR, DEV, FAY, VIL, SAUZ, ORA, PAL, UTE, LAV, SER, LIO, LAT, VER et GRE) ; soit une dispersion (LIE et VER) ou un nombre insuffisant de résultats (SAU), empêchant l'interprétation d'une direction paléomagnétique moyenne à l'échelle du site. Un seul site, AIG, a nécessité une analyse par grands cercles pour déterminer une direction moyenne. Enfin les sites THO, ARP, CONS, COU et PUG n'ont donné aucun résultat satisfaisant.

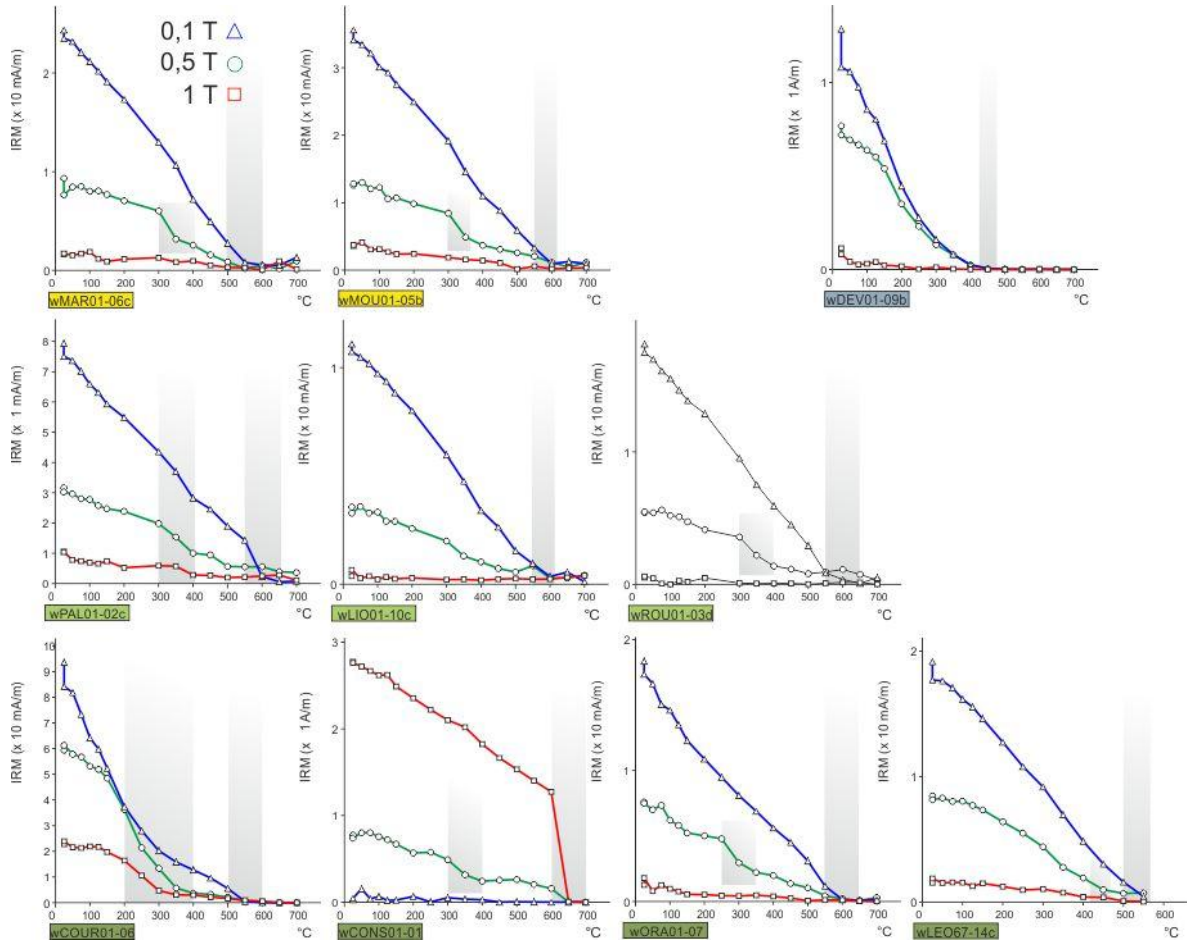


Figure III-23: Spectres de désaimantation trois axes des principaux faciès sédimentaires échantillonnés dans l'arc de Castellane.
 Les zones grises indiquent l'intervalle thermique de la chute de l'aimantation rémanente isotherme à saturation.

Un tiers des sites interprétables présentent deux composantes d'aimantations. La première composante à être désaimantée, généralement pour des gammes de température entre 25 et 200-300°C ou des gammes de champ AF entre 0 et 12-20mT, est appelé composante B. La deuxième composante, que nous appellerons composante A, est désaimantée pour des gammes de température supérieures à 300°C ou des gammes de champ AF supérieures à 20mT. Elles sont clairement identifiées sur les sites, LEO67, MAR, LIO, SER, VER, SAUZ et FAY.

Les autres sites interprétables, LAT, GRE, AIG, PAL, COUR, MOU, ORA, LAV, DEV, VIL, ROU et UTE, ne présentent statistiquement qu'une seule composante d'aimantation. Les directions d'aimantation des sites VIL, DEV, MOU, ORA et LAV présentent les mêmes caractéristiques que la composante B. Les autres sites par contre, présentent plus d'affinités avec la composante A des sites précédemment décrits.

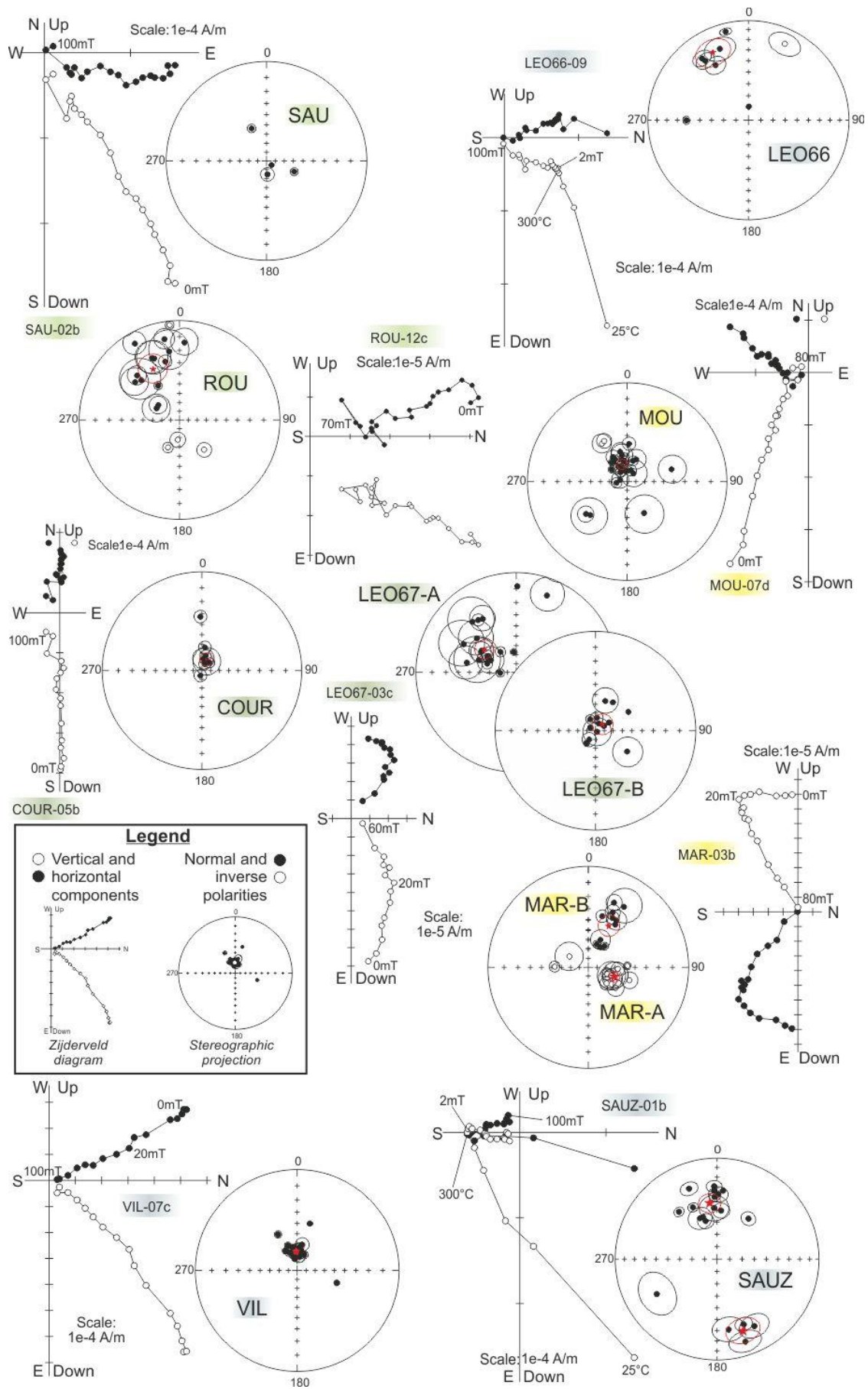


Figure III-24: Diagrammes de Zijderveld et projection stéréographique des directions d'aimantation de quelques sites échantillonnés dans l'arc de Castellane. Les diagrammes pour chaque site sont consultables à l'Annexe III-o.

c. Test du pli, de l'inclinaison et rotations d'axe vertical

Les tests du pli et de l'inclinaison vont nous permettre de grouper les sites mono-composantes aux composantes A ou B des sites à deux composantes, et de préciser le timing d'acquisition des composantes A et B résultantes.

Les sites VIL, DEV, MOU, ORA, UTE et LAV sont traités avec les composantes B ; et les sites LAT, GRE, AIG, PAL, COUR et ROU sont associés aux composantes A.

1) Composante B

La composante B est exclusivement de polarité normale. Les directions d'aimantation des composantes B et assimilées montrent un très bon groupement in situ, $\alpha_{95} = 7^\circ$ alors qu'il est $>30^\circ$ après débasculement (Figure III-25, Annexe III-p). Les directions d'aimantations correspondent à une réaimantation post-plissement. La dernière phase de plissement de la région étant d'âge Miocène. J'ai comparé ces directions d'aimantation au pôle virtuel magnétique de l'Europe à 5 Ma ($86,3^\circ$ lat, $17,2^\circ$ lon, $2,6^\circ \alpha_{95}$) afin de calculer l'ampleur des rotations et l'erreur d'inclinaison (shallowing) correspondants. Les faibles valeurs de rotation des sites DEV, VIL, SER, VER, Di42 et LIO ; et les grandes marges d'incertitudes des autres sites aboutissent à l'interprétation que depuis l'acquisition de cette composante aucune rotation d'axe vertical significative ne s'est manifestée. La composante B est une composante de réaimantation tardive post-plissement attribuable soit à l'orogénèse alpine soit une réaimantation visqueuse acquise au cours des dernier 780 000ans.

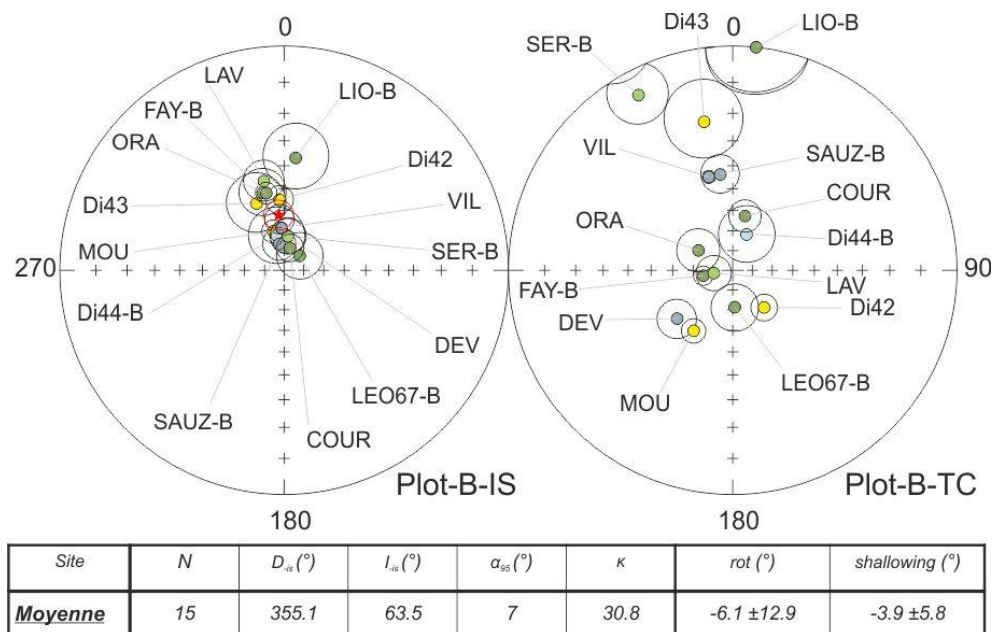


Figure III-25: Résultats et projection stéréographique in situ (IS) et après débasculement de la S_0 (TC) des directions d'aimantation des sites portant une composante B ou similaire. La table des résultats pour chaque site est présentée dans l'Annexe III-p.

2) Composante A

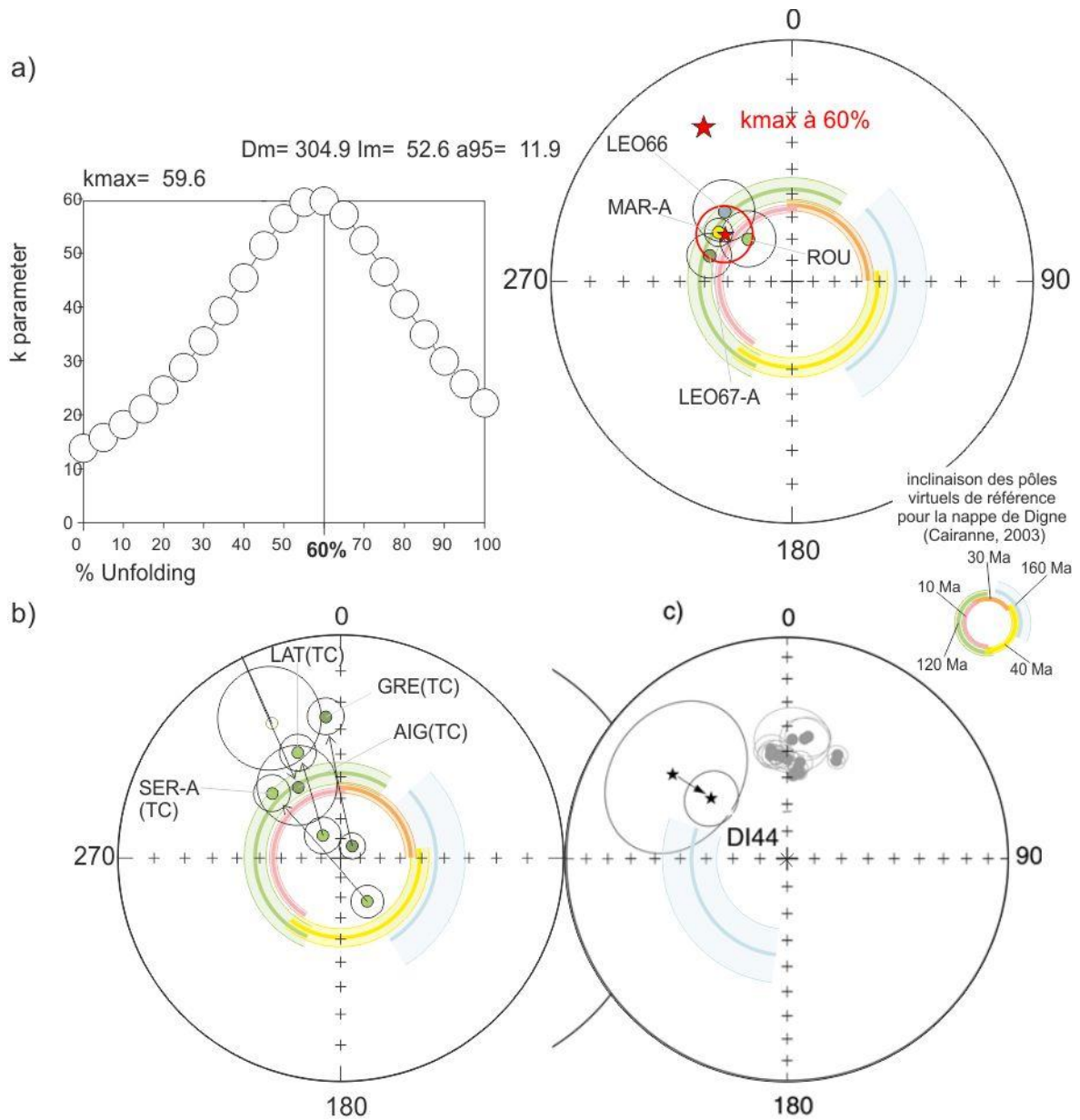
Les résultats du test du pli et de l'inclinaison ([Figure III-26](#) et Annexe III-q) indiquent clairement que l'acquisition de la composante A est synchrone du début du plissement et traduit une rotation antihoraire importante.

La direction d'aimantation MAR-A a été corrigée de la rotation déduite de MAR-B (voir sous-section 3-b-3) Autres sites). On peut distinguer les sites au pied et à proximité du dôme de Barrôt (ROU, LEO66, LEO67 et MAR) des sites du domaine des Baous (AIG, SER, LAT et Di44). Le premier groupe de sites à l'exception de MAR appartiennent au flanc Nord du pli de Puget-Théniers-Entrevaux ([Figure III-19](#) et [Figure III-32](#)), un immense pli courbé à la frontière entre le domaine des baous et celui des plis. Le deuxième groupe de sites correspond à des sites au pied de chevauchements (AIG et Di44) ou dans des structures monoclinales (SER et LAT ; [Figure III-19](#)).

Le test du pli pour le premier groupe ([Figure III-26a](#)) et l'étude des trajets de débasculement pour le deuxième ([Figure III-26b](#)) révèlent l'existence d'une rotation antihoraire significative en moyenne de $-59^{\circ} \pm 15$.

Les résultats suggèrent que l'acquisition de l'aimantation des sites LEO66, MAR, LEO67 et ROU est syn-plissement alors qu'elle est anté-plissement pour les sites LAT, SER et AIG. Ces aimantations sont en effet bien mieux regroupés après débasculement de la stratification qu'avant ([Figure III-26b](#)) ; ce qui est d'ailleurs compatible avec le résultat de Cairanne (2003) pour le site Di44 ([Figure III-26c](#)) où le test du pli est positif. Le plissement étant d'âge Oligo-Miocène, j'ai calculé l'ampleur des rotations et l'erreur d'inclinaison (*shallowing*) des sites réaimantés par rapport au pôle virtuel de l'Europe à 25Ma ($83,8^{\circ}$ lat, $153,2^{\circ}$ lon et $5,3^{\circ}$ α_{95}). Pour les autres sites, l'acquisition de leurs aimantations est antérieure au plissement et donc à la phase orogénique alpine. J'ai donc considéré le pôle virtuel de l'Europe à 160 ($71,9^{\circ}$ lat, $149,7^{\circ}$ lon et $7,1^{\circ}$ α_{95}), 120 ($76,5^{\circ}$ lat, $193,5^{\circ}$ lon et $3,1^{\circ}$ α_{95}) et 95Ma ($81,8^{\circ}$ lat, $183,4^{\circ}$ lon et $6,4^{\circ}$ α_{95}) pour les sites du domaine des Baous.

L'acquisition syn-plissement de l'aimantation des sites au pied du dôme de Barrôt contraignent la rotation à s'être produite durant les phases de déformation oligocène et miocène.



Site	N	D(°)	I(°)	α_{95} (°)	κ	rot(°)	shallowing(°)	%Unfold	Age réf
Moyenne	4	304.9	52.6	12.0	59.6	-59.4 ± 15.2	5.4 ± 9	60	25Ma
LAT-A	12	337.8	36.3	9.3	22.9	-22.7 ± 10.3	18.8 ± 7	100	95Ma
SER-A	10	313.3	44.2	8	37.5	-47.3 ± 10.5	10.9 ± 6.7	100	95Ma
AIG	7	329.0	49.4	17.9	15.6	-29.2 ± 18.6	-0.3 ± 12.1	100	120Ma
Di44-A	9	308.2	54.0	10	27.5	-64.1 ± 14.4	6.5 ± 8.9	100	160Ma

Figure III-26: Test du pli des sites au pied du dôme de Barrôt (a), et projections stéréographiques des chemins de débasculement des sites du domaine des Baous (b). (c) Test du pli du site Di44, d'après Cairanne, 2003. Les résultats retenus pour les composantes A ou similaire sont en Annexe III-q.

3) Autres sites

Les directions d'aimantation MAR-A, UTE, LIO-A, FAY-A, SAUZ-A et GRE ont été traitées individuellement (Figure III-27 et Annexe III-r).

La composante MAR-A, indique une rotation horaire in situ. Après débasculement, l'inclinaison est trop faible (autour de 25°) pour l'interpréter comme une direction originelle du dépôt des marnes bleues priabonniennes (âge de 30Ma, inclinaison attendue $55,1^\circ \pm 3.7$). Je l'interprète donc comme une réaimantation post-plissement. La rotation horaire calculée est alors de $25.9^\circ \pm 9$ et peut être associée à l'activité du faisceau de failles de Rouaine-Daluis, maintenue après la dernière phase de plissement.

LIO-A et FAY-A présentent une orientation plus cohérente avec le chemin de dérive des pôles virtuels pour la nappe de Digne in situ qu'après débasculement. Il s'agirait aussi d'une réaimantation post-plissement. Pour ces deux sites nous disposons de l'enregistrement de deux composantes d'aimantation post-Miocène. Comment les concilier ? LIO-B et FAY-B pourraient-être une aimantation rémanente visqueuse et LIO-A et FAY-A soit une réaimantation Brunhes de mise à l'affleurement, soit une réaimantation tardive alpine. Par extrapolation les composantes B traitées ci-avant sont soit une aimantation rémanente visqueuse, soit une réaimantation Brunhes, donc acquises durant le dernier million d'années.

La composante SAUZ-A, par contre ne peut-être acquise in-situ, inclinaison trop faible, après débasculement et la qualité du signal, seulement 4 échantillons, trop faible, pour être retenue.

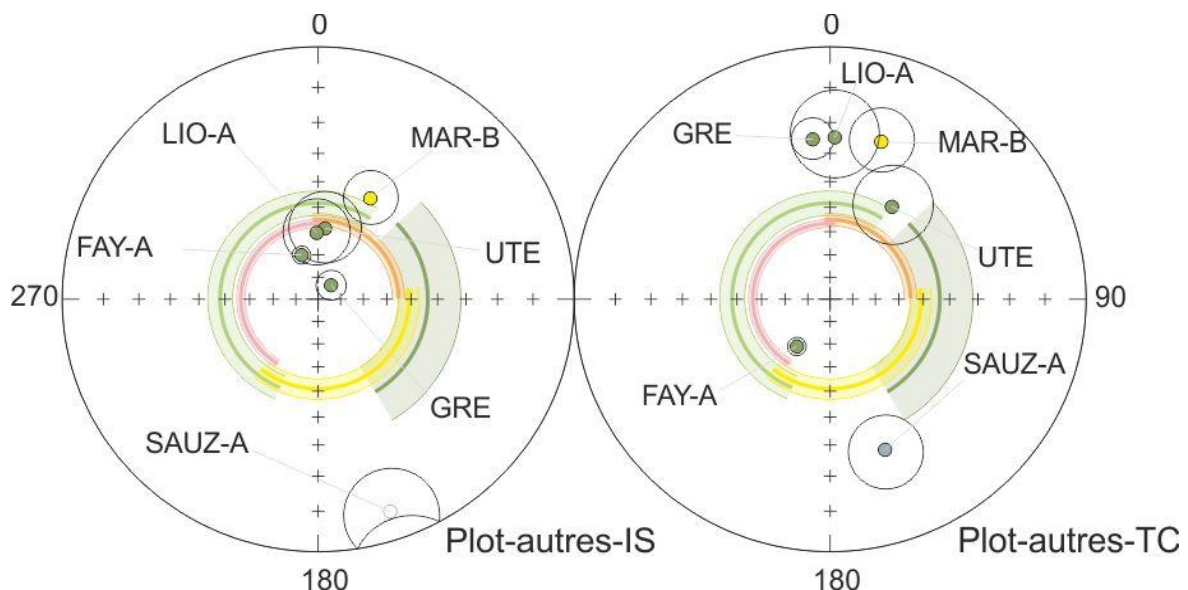


Figure III-27: Projections stéréographiques in situ (IS) et après débasculement (TC) des sites n'ayant été ni regroupé avec les composantes B, ni les composantes A. Détails en Annexe III-r.

Le site GRE, présente une seule direction d'aimantation, trop inclinée in situ pour être associée aux composantes B des autres sites. Comme pour SAUZ-A et LIO-A, sa position débasculée ne permet pas non plus de l'interpréter comme acquise avant le plissement. Au regard du chemin de débasculement, il n'est pas à rejeter qu'il s'agisse d'une réaimantation syn-plissement. Quelque soit l'ampleur du débasculement et l'âge du pôle virtuel que l'on considère, la déclinaison de cette composante n'indique aucune rotation significative.

Le site UTE, présente aussi une seule direction d'aimantation, par contre que ce soit in situ ou après débasculement, son aimantation est cohérente respectivement au pôle virtuel à 5Ma et à 120Ma (76,5° lat, 193.5° lon, 3.1° α_{95}). Avec ce seul site, je ne suis pas en mesure de préciser s'il s'agit d'une réaimantation post-plissement n'ayant enregistrée aucune rotation significative ; ou s'il s'agit d'une aimantation originelle, anté-plissement, caractéristique d'une rotation horaire de 35°.

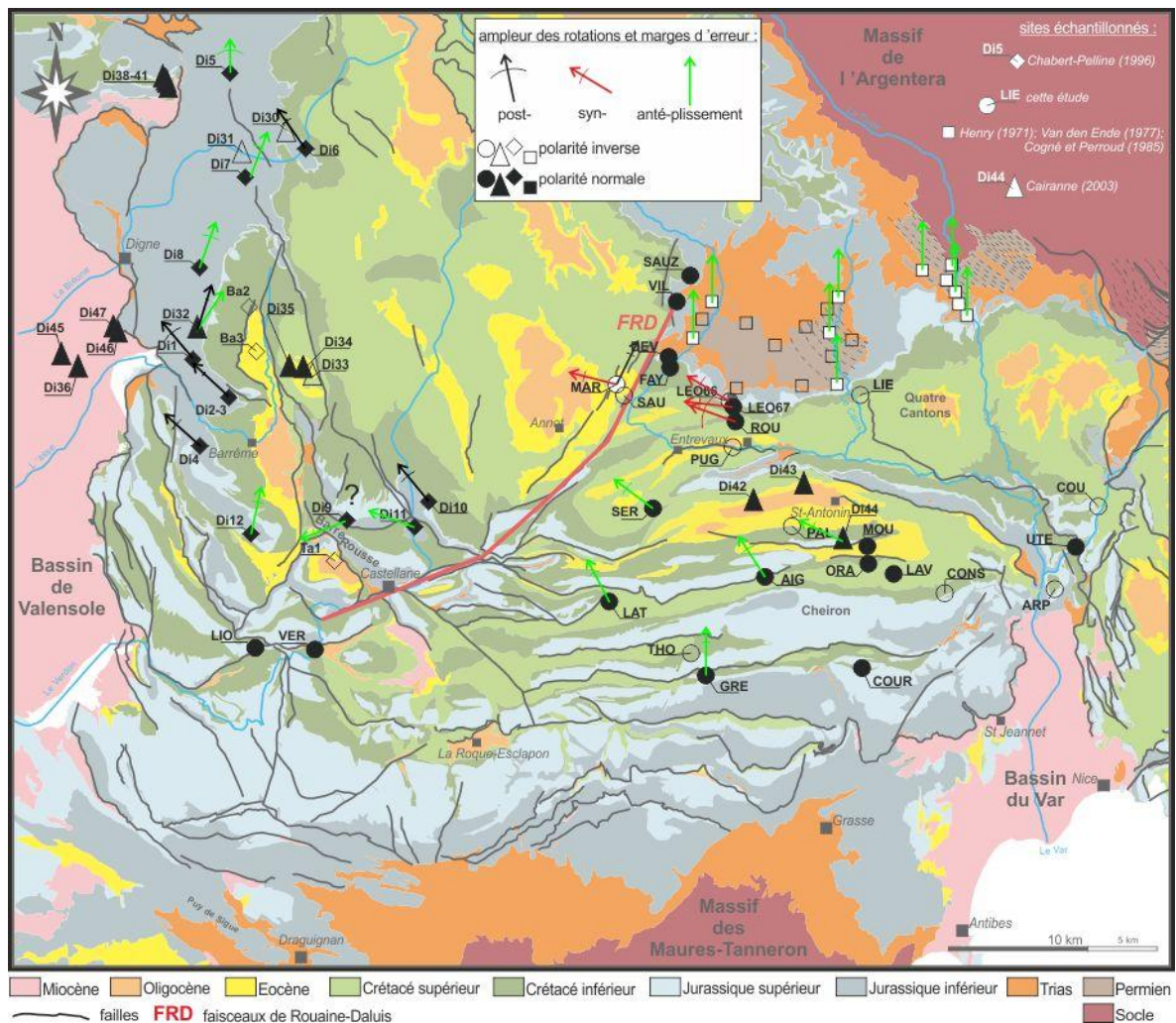


Figure III-28: Rotations et marges d'erreur associées pour les composantes d'aimantation A et assimilées, déterminées dans l'arc de Castellane.

4. Interprétation

L'arc de Castellane a enregistré deux phases de raccourcissement, a priori NE-SO Oligocène et N-S Miocène. Les paléo-structures jurassiques et crétacées sont réactivées en chevauchement ou en décrochement. Le champ de déformation finie présente une transition en direction délimitée par le faisceau de Rouaine-Daluis. Les quantités de raccourcissement dans les deux branches de l'arc de Castellane sont connues (Chabert-Pelline, 1996 et Laurent, 1998). L'étude paléomagnétique a révélé l'existence de rotations antihoraires 20 à 60° dans la branche Est. L'ensemble des rotations déterminées dans cette étude et dans celles de Chabert-Pelline (1996) et Cairanne (2003) sont reportées avec leurs marges d'erreur sur la Figure III-28.

i. Corrections paléomagnétiques des directions d'ASM et des directions structurales

Les différentes études paléomagnétiques menées dans la région, à défaut de pouvoir avec exactitude préciser les âges d'acquisition des différentes aimantations permettent toutefois d'identifier des rotations post-, syn- et ante-plissement (Figure III-28). La difficulté pour de nombreux sites est de donner un âge de plissement dans une région polyphasée. Sur la Figure III-29 est représentées les différentes rotations, déduites des directions d'aimantations, pour lesquelles sont précisées les âges relatifs au plissement d'acquisition de l'aimantation. La rotation d'une aimantation acquise avant le plissement correspond à la somme des rotations ayant affecté la roche porteuse de l'aimantation entre le moment où elle acquiert son aimantation et son échantillonnage. Le principe est le même pour les rotations d'aimantations acquises pendant ou après le plissement ; elles présentent l'avantage de pouvoir restreindre la fenêtre temporelle d'occurrence des rotations, pendant la fin du plissement ou après.

Afin de se faire une idée de l'extension géographique des rotations, des secteurs centrés sur les sites donnant une rotation de même sens ont été dessinés (Figure III-29). J'ai subjectivement étendu ces rotations à l'ensemble des unités structurales qu'elles affectent, j'ai fait l'hypothèse que les accidents kilométriques constituaient des limites de blocs, chaque bloc ayant sa propre rotation. Il est évident qu'un échantillonnage supplémentaire permettrait de préciser les limites des secteurs proposés. La représentation des rotations portées par des aimantations en fonction de leur âge relatif au plissement permet de préciser l'âge d'occurrence des rotations. Dans la description de la Figure III-29, j'ai fait le choix de

considérer la rotation horaire de la branche occidentale de l'arc de Castellane afin d'en souligner les conséquences sur l'interprétation de la structuration de la région. Toutefois, une étude plus approfondie est nécessaire pour valider son existence. Je décrirai la Figure III-29 par domaine :

- Le domaine frontal. L'insuffisance de l'échantillonnage interdit une interprétation définitive.

On ne peut que postuler, à partir des deux sites échantillonnés, l'absence de rotations significatives.

- Le domaine des Baous. La partie Sud n'a pas enregistré de rotations significatives alors que la partie au Nord de la faille du Cheiron présente une rotation antihoraire importante (entre 20 et 60°). Cette rotation se déroule durant le plissement.

- Le domaine des rampes latérales. Durant le plissement certains sites sont réaimantés et enregistrent alors une rotation antihoraire, que l'on peut aussi extrapoler à l'ensemble du domaine. Les rotations horaires résultantes pour les sites non-réaimantés correspondent alors à la différence angulaire entre les rotations horaires ante-plissement et les rotations antihoraires post-plissement. Cette rotation est postérieure au plissement. Un âge post-Tortonien à Pleistocène peut lui être attribué. A moins d'envisager une inversion de la cinématique des failles décrochantes du Poil-Creisset et de Gevaudan-la Cine, cette succession de rotations implique que durant la phase de rotation horaire, ces failles sont passives et se réorientent au gré de la rotation des formations de la nappe de Digne. A l'issue de la phase de rotation horaire attribuable à la phase Oligocène, ces failles adoptent un tracé N-S sollicité en décrochement durant la phase de raccourcissement Miocène. Les jeux décrochants dextres de ces failles pourraient expliquer à eux-seuls la phase de rotation antihoraire. La rotation horaire de la branche occidentale pourrait s'expliquer par un mouvement différentiel de la nappe de Digne, plus important au Sud, le long de la faille de Rouaine-Daluis, que dans sa partie Nord. Cette interprétation est d'autant plus séduisante que lorsque l'on corrige la direction de ces accidents, connus pour être des paléofailles normales Jurassique et Crétacé, on obtient des structures orientés NO-SE comme le sont l'accident de la Tinée et la faille Gourdan-mont Vial.

Le domaine des plis. La région du dôme de Barrôt au massif de l'Argentera n'a enregistré aucune rotation, à aucun moment de l'histoire de la région. Par contre la couverture sédimentaire directement sur le flanc Sud et Sud-Ouest du dôme de Barrôt a enregistré une rotation antihoraire d'une soixantaine de degré synchrone d'une des deux phases de déformation.

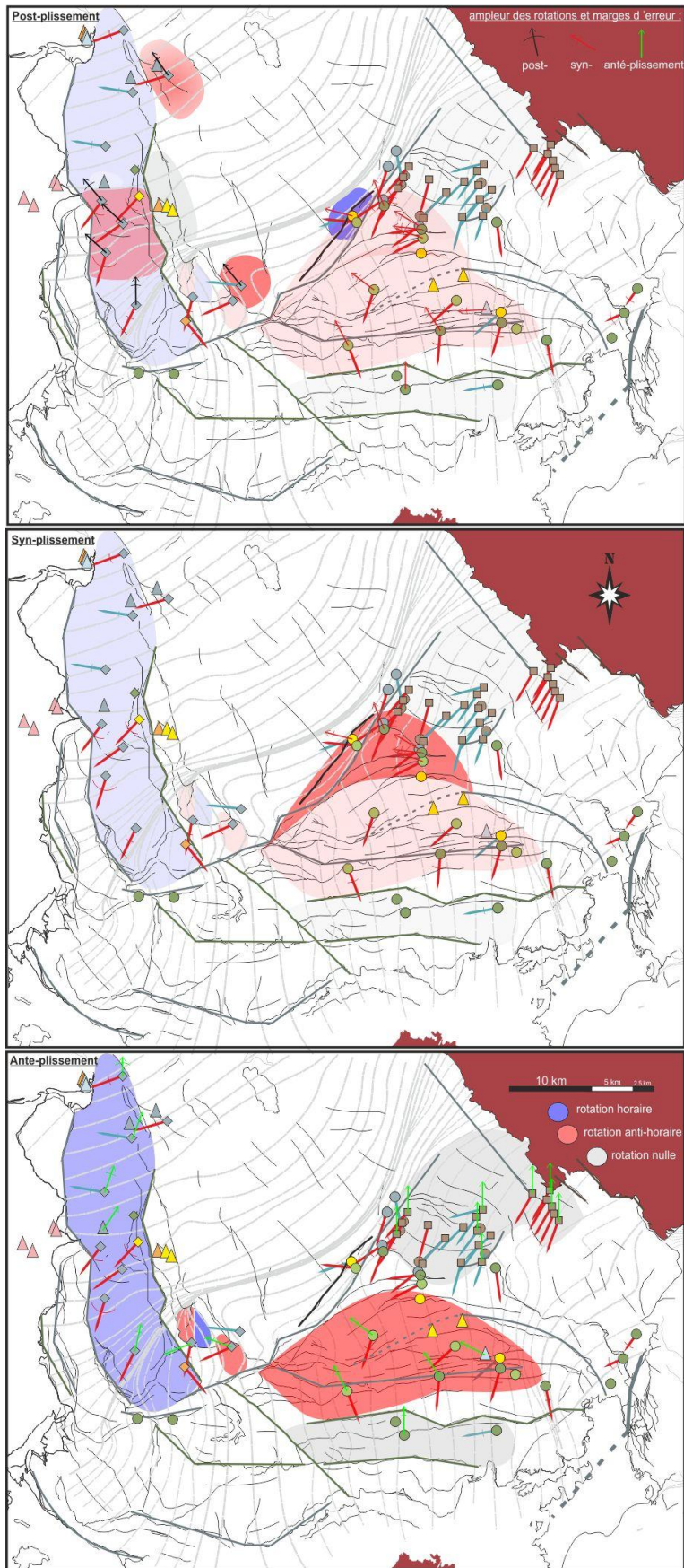


Figure III-29: Rotations paléomagnétiques dans l'arc de Castellane.
 Les lignes grises correspondent au champ de déformation finie. Les directions ASM de raccourcissement sont indiquées, celles contenues dans une zone de rotation ont été corrigées des rotations paléomagnétiques. La rotation horaire de la branche occidentale est donnée à titre spéculatif.

L'identification de ces rotations permet la correction des directions d'ASM, notamment celles de type II qui sont acquises avant le basculement et donc avant les rotations. On constate, après correction que le nombre de directions compatible avec les directions déterminées dans les formations permienes est augmenté d'un quart de l'effectif de directions considérées (Figure III-30 ; de 13 directions compatibles on atteint 20 directions après corrections paléomagnétiques sur 28 directions). Les formations permienes, compatibles d'une part avec la phase de raccourcissement oligocène, et affectées d'aucune rotation significative d'autre part, peuvent être considérées comme référence pour cette phase de déformation. Les directions ASM oscillent entre N180 et N255. Le message de l'ASM, corrigé des rotations paléomagnétiques, révèle un champ de déformation correspondant à la phase oligocène, homogène et orienté selon une direction N35 dans le domaine des plis à une direction N60 vers le front Ouest de l'arc. L'ASM dans l'arc de Castellane est le témoin des prémisses du plissement, qui s'initient avant le Néogène, et à défaut d'être attribuée à la phase pyrénéo-provençale par manque de preuve de son existence dans la région, est attribuable à la phase de raccourcissement oligocène.

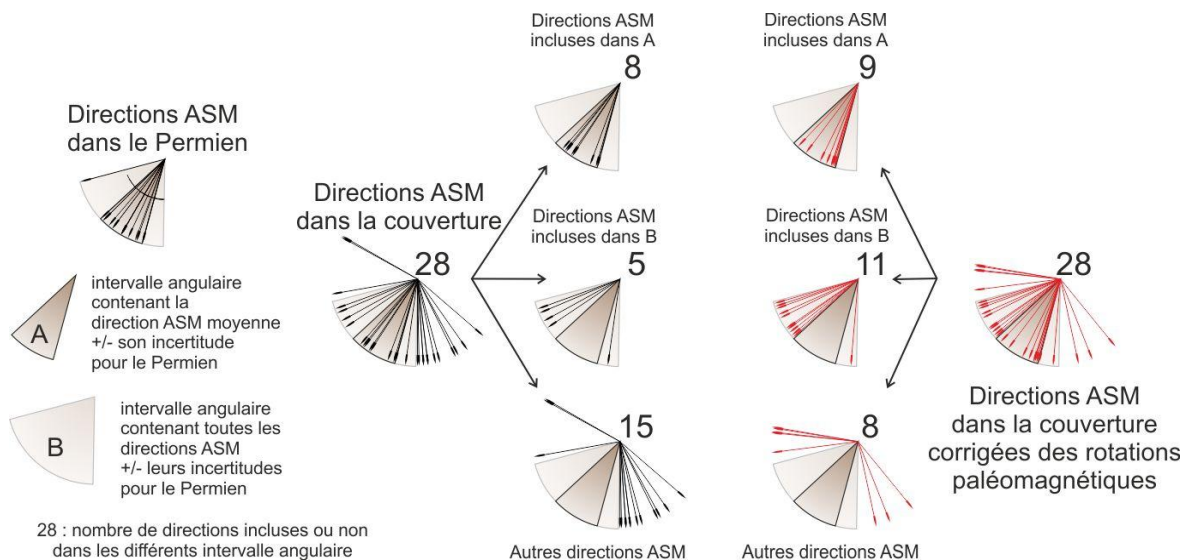


Figure III-30: Directions ASM dans l'arc de Castellane, corrigé des rotations paléomagnétiques, non-corrigé des rotations paléomagnétiques et dans le Permien. Les camemberts correspondent à la zone angulaire au sein de laquelle ces directions sont regroupées et définies.

Les directions ASM, qui demeurent N-S après correction paléomagnétique, sont localisées au Sud de l'accident Charamel-Mont Mal. Elles demeurent compatibles avec la phase miocène de raccourcissement N-S et comme il s'agit de fabriques peu déformées (type II-III) acquises avant le basculement, il y a lieu de considérer que ces sites n'ont pas été affectés par la phase de raccourcissement oligocène.

ii. Restauration de la courbure de l'arc de Castellane

L'arc de Castellane présente une courbure évidente. Cette courbure est clairement associée à des rotations d'axe vertical. Comment a évolué le front de déformation ? Quelle était l'orientation des structures lors de l'initiation de la compression Alpine ?

Pour répondre à ces questions il faut discuter l'extension des rotations dans l'espace, en plan et en profondeur. L'arc de Castellane a enregistré plusieurs rotations, horaires et antihoraires, qui sont, au moins en partie, quantifiées. Mais jusqu'où s'étendent-elles ? Affectent-elles les structures majeures, comme les différents accidents décrochants de la branche occidentale ? Seule l'obtention de résultats de part et d'autres de ces accidents permettrait de répondre à ces questions. Toutefois, en tenant compte des directions de raccourcissement, fournies par l'ASM et les axes de plis, il est possible de justifier l'extrapolation de telle ou telle rotation à un bloc seul ou à l'ensemble bloc et limites de bloc.

En raison de leur manque de robustesse la rotation horaire de la branche occidentale attribuable à la période Oligocène n'a pas été prise en compte dans la restauration de la déformation.

a. Restauration de la déformation avant la phase Miocène

Les rotations les plus récentes qui ont pu être mises en évidence sont des rotations antihoraires pour le domaine des rampes latérales. Ces rotations s'expliquent par la sollicitation en décrochement des accidents de Gévaudan-La Cine et du Poil-Creisset (Chabert-Pelline, 1996 ; Aubourg et Chabert-Pelline, 1999) pendant la phase miocène de compression N-S. Les directions ASM, de plis et de tout autres structures ou objets géologiques dont la direction est acquise avant le Miocène est à corriger de ces rotations antihoraires, en moyenne de $42^{\circ} \pm 12$. Appréhender la courbure de l'arc de Castellane pendant et avant la phase oligocène nécessite de corriger l'ensemble des structures du raccourcissement attribué à la phase miocène. A partir des coupes équilibrées de Chabert-Pelline (1996) et de Laurent (1998), j'ai « déplissé » l'arc de Castellane selon une direction N-S puis selon une direction N35. J'ai réalisé ces « déplissements » à la main en traitant indépendamment les différents domaines qui constituent l'arc de Castellane et en commençant par les domaines les plus méridionaux. Le déplissement du raccourcissement à la fin de l'Oligocène est décrit dans la [Figure III-31](#).

b. Restauration de la déformation avant la phase oligocène.

La rotation antihoraire de $59^{\circ} \pm 15$ de la branche orientale est acquises durant la phase de déformation oligocène. Elle semble affecter l'ensemble de la couverture en plan, accident inclus, comme le suggère la forme des plis et des chevauchements. La restauration des plis d'Entrevaux-Puget-Théniers et de Saint-Antonin aboutit à des plis orientés N110-130 compatible avec un raccourcissement N35. Cela suggère que le raccourcissement de ces plis est à associer essentiellement à la phase responsable de leur rotation, en l'occurrence la phase oligocène. Malgré leur orientation finale, compatible avec la phase miocène. La restauration des coupes de l'Audibergue et du Cheiron avant le dôme de Barrôt indiquent un différentiel de 5km plus important à l'Ouest qu'à l'Est, où le tracé de la faille de Gourdan-Vial demeure ONO-ESE. Cet état des faits s'accommode bien avec une rotation antihoraire du système de plis d'Entrevaux-Puget-Théniers-St-Antonin. Ce différentiel de 5km déterminé par Laurent (1998) permet d'expliquer une rotation antihoraire de 20-30°. Cela est cohérent avec les résultats obtenus aux sites de LAT et SER. Par contre les rotations au pied du dôme de Barrôt dépassent les 50°. Pour les expliquer un différentiel de raccourcissement de l'ordre de 13km est nécessaire.

La rotation antihoraire est géographiquement délimitée, sans données supplémentaires il n'y a pas lieu de l'étendre au-delà du faisceau de Rouaine-Daluis ni au-delà du changement de direction de la faille Gourdan-mont Vial. On peut constater que le secteur ainsi délimité se démarque des alentours par l'affleurement de roches permienes alors que de part et d'autres affleurent des formations oligocènes, Annot à l'Ouest et les Quatre Cantons à l'Est. Cette exhumation différentielle importante, supérieure à 1km, est probablement liée à la rotation de la couverture. Peut-être aussi est-ce l'exhumation du massif permien qui engendre la rotation antihoraire de la couverture sédimentaire ? Mais dans ce cas comment expliquer qu'une telle exhumation soit aussi limitée en plan ? J'ai réalisé des coupes dans les parties Ouest et Est du Dôme de Barrôt ([Figure III-32](#)). Mon interprétation de la géométrie de surface correspond effectivement un différentiel de déformation entre les deux coupes. La déformation simple sur la coupe Est, se complexifie sur la coupe Ouest avec la présence de plis d'entraînement (pli de Pibossan et de la Croix-sur-Roudoule) associés à la sollicitation de niveaux de décollement dans le Jurassique et le Crétacé inférieur.

Bordet (1950) et Graham (1978a) explique une telle déformation par le glissement de la couverture en réponse à l'exhumation du dôme de Barrôt. Elle peut aussi être interprétée comme résultant du charriage de la nappe de l'Embrunnais-Ubaye (Ford et al., 1999). Mais la question demeure quant à la faible extension géographique de cette exhumation. On pourrait évoquer l'érosion de la nappe de charriage de l'Embrunnais-Ubaye, mais pour cela il faudrait qu'elle n'ait chevauché que le dôme de Barrôt et pas les alentours, ce qui est peu vraisemblable. Le fait que le dôme de Barrôt forme un paléo-horst au Trias et au Jurassique (James, 1976 ; Delpech, 1988) expliquerait en partie l'affleurement à la même altitude de formations néogène et mésozoïque.

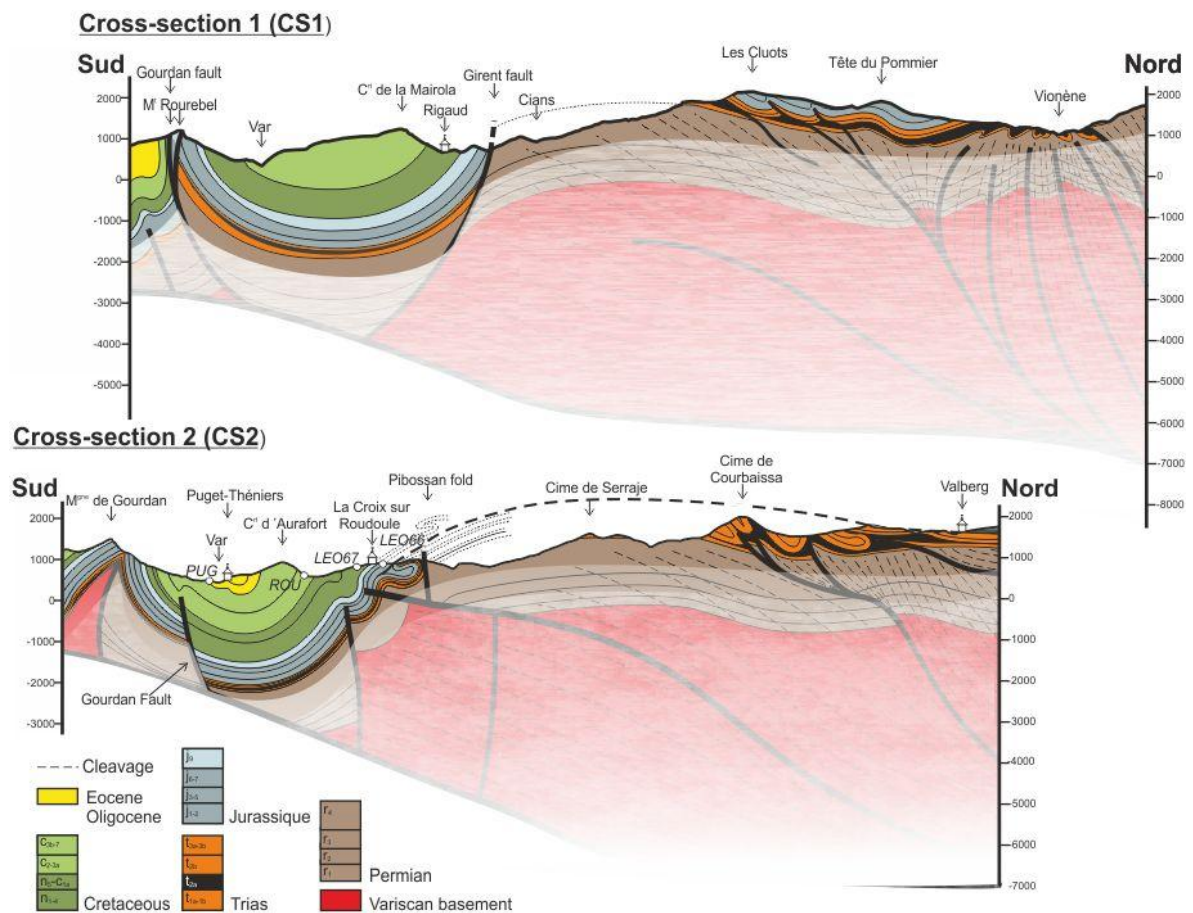


Figure III-32: Coupes géologiques à travers le dôme de Barrôt et sa couverture Méso-Cénozoïque. Localisation Figure III-5.

La mise en place de la nappe de l'Embrunnais à l'Oligocène peut-être évoquée comme responsable à la fois de l'enfouissement du dôme de Barrôt et de la rotation de la couverture. La rotation peut se traduire par un mouvement différentiel plus grand à l'Ouest de la faille de Rouaine-Daluis et moindre à l'aplomb du dôme de Barrôt. La rotation de la couverture peut s'interpréter comme un crochon kilométrique accommodant un jeu sénestre de la faille de

Rouaine-Daluis. Ce mouvement s'exécute à la faveur des niveaux de décollement du Trias. La reconstitution du socle ante-triasique par Ménard (1980) indique au niveau du Barrôt une faible épaisseur de la série triasique. Ainsi l'accommodation du glissement de la couverture entraînée par le mouvement de la nappe de l'Embrunnais-Ubaye ne peut-être convenablement assuré entraînant le déchirement de celle-ci. Ainsi pourrait s'expliquer la fenêtre permienne bordée par des synclinaux oligocènes. Par la suite, l'érosion de la nappe de l'Embrunnais-Ubaye et la phase de raccourcissement N-S provoquerait l'exhumation et le plissement d'axe E-O du dôme de Barrôt.

La rotation antihoraire de la branche orientale aboutie à une homogénéisation des directions ASM (Figure III-30), des axes de plis et de l'orientation des paléo-failles normales (Figure III-31). L'arc de Castellane est un arc progressif si l'on tient compte de la rotation horaire de la branche occidentale ; ou d'un arc primaire, si l'on émet des réserves sur la rotation des structures de la branche occidentale. Une étude plus poussée recourant à des coupes équilibrées devrait permettre de répondre de manière satisfaisante à ce problème. La méthode développée par Gratier et al. (1989 ; Annexe II-c) est parfaitement adaptée à ce problème. Le déplissement de l'arc de Castellane (Figure III-31) suggère que la phase oligocène, durant laquelle se mettent en place les nappes de l'Embrunnais-Ubaye, est la principale phase de structuration de l'arc dans son ensemble. Seul le domaine frontal, la partie au Sud du domaine des Baous et la partie Ouest du domaine des rampes latérales se mettent en place durant la phase miocène.

C.L'arc de Nice

L'arc de Nice est une chaîne plissée et chevauchante formée pendant le Cénozoïque. Il est constitué par l'empilement d'unités de la couverture Méso-Cénozoïque, détachées du tégument permien, à la faveur de surfaces de décollement dans les niveaux du Trias (Fallot, 1949). Il est formé par une branche occidentale orientée Nord-Sud délimitée par un accident décrochant dextre NE-SO à N-S du Nord au Sud formé des failles de la Vésubie et de Saint Blaise-Aspremont, et une branche orientale E-O délimitée à l'Est par une limite décrochante sénestre NNE-SSO, appelée l'accident de Breil-Sospel-Monaco (Figure III-33). Les structures, plis et chevauchements sont parallèles et plus ou moins continues de la branche orientale à la branche occidentale et s'arrêtent sur l'accident de Breil-Sospel-Monaco.

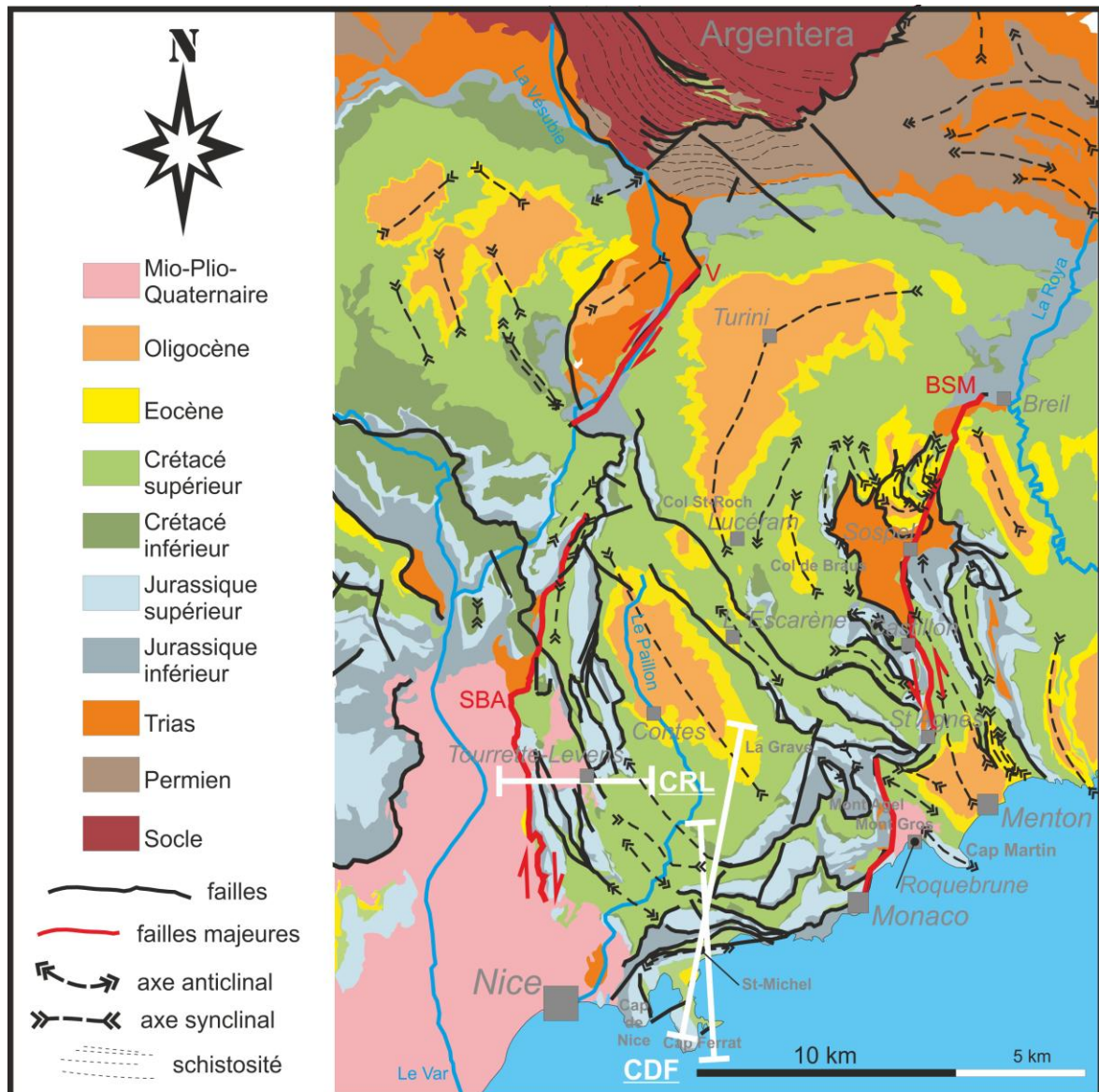


Figure III-33 : Carte géologique simplifiée de l'arc de Nice. D'après les cartes géologiques au 50 000^{ème} de Menton-Nice et St-Martin-Vésubie et le Boréon. BSM : accident de Breil-Sospel-Monaco. SBA : accident de St-Blaise-Aspremont. V : accident de la Vésubie.

J'ai échantillonné dans l'ensemble de l'arc. A l'instar de l'arc de Castellane, je me suis focalisé sur l'étude des directions paléomagnétiques et d'ASM, inédites dans cette région.

1. Description des grands domaines structuraux et de l'héritage structural

i. Les différents domaines géologiques et unités structurales

L'arc de Nice est formé de plusieurs plis et de nombreuses écailles chevauchantes. L'accommodation de la déformation au sein de l'arc de Nice suggère la caractérisation de plusieurs domaines géologiques (Figure III-34).

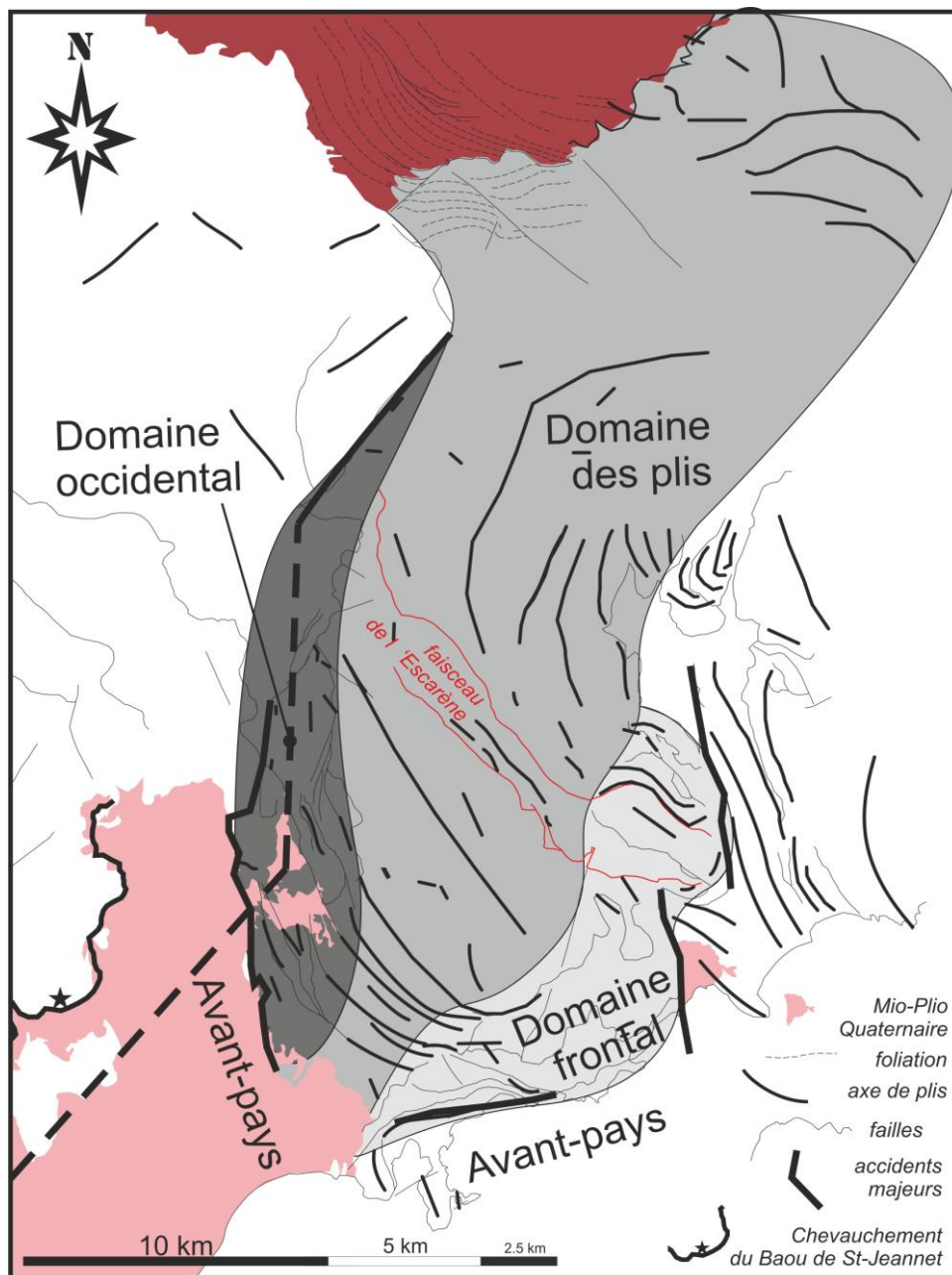


Figure III-34: Localisation des domaines structuraux constituant l'arc de Nice.

a. L'avant-pays

L'arc de Nice chevauche à l'Ouest le bassin Plio-Quaternaire du Var et au Sud et Sud-Est la couverture sédimentaire parautochtone déformée.

1) Le bassin du Var

Le bassin du Var est un Gilbert delta qui a enregistré une sédimentation continue du Pliocène au Quaternaire (Clauzon, 1978 ; Irr, 1984 ; Dubar, 1987) synchrone de la mise en place des chevauchements de l'arc de Nice (Campredon et al, 1977). Il se superpose à un canyon messinien (Clauzon, 1978). Le bassin du Var est limité à l'Est par l'accident de Saint-Blaise-Aspremont où les formations mésozoïques de l'arc de Nice chevauchent sur les dépôts du Pliocène inférieur (Gèze, 1960 ; Malavieille et Ritz, 1989). A l'Ouest, l'arc de Castellane chevauche sur les formations du Miocène moyen (Zheng, 1986 ; Laurent et al., 2000). Le chevauchement à la base du Baou de St-Jeannet (étoile noire [Figure III-34](#)) est scellé par les dépôts plio-quaternaires (Clauzon, 1978, 1996) attestant de sa non-réactivation depuis le Miocène supérieur. Le bassin du Var est traversé par la faille de Saint-Sauveur-Donaréo (Scotti et al., 2008 ; Larroque et al., sous presse), qui sépare un domaine actif, l'arc de Nice, et un domaine inactif, l'arc de Castellane, microsismiquement parlant (Larroque et al., 2001 ; Larroque, 2009).

2) L'avant-pays provençal déformé du Cap-Ferrat

Le Cap Ferrat se positionne à la frontière entre le domaine terrestre et marin ainsi qu'entre le domaine allochtone (chevauchements de l'arc de Nice) et autochtone (marge continentale ligure) (Recq, 1973 et Recq et al., 1976). L'étude de profils de sismique réflexion (Réhault et al., 1984 ; Sage et al., 2011) au large du Cap Ferrat et de Menton ([Figure III-33](#)) révèlent une signature sédimentaire qui suggère l'existence de failles normales. Le Cap Ferrat se positionnerait au sein du domaine autochtone au Nord d'un bloc basculé. Du point de vue sédimentaire, l'autochtone se démarque peu de l'arc de Nice. Les principales observations de Gèze (1968) sont une réduction d'épaisseur, progressive au sein de l'arc de Nice, jusqu'à la lacune totale dans l'autochtone, pour le Callovien-Oxfordien, le Néocomien, l'Aptien et l'Albien. On peut aussi noter l'existence de scories et tufs andésitiques au cap d'Ail (Gèze, 1968) qui témoignent d'un volcanisme calco-alcalin Oligocène et Miocène, respectivement attribués à la collision alpine et à la subduction sous le microbloc Corso-Sarde (Ivaldi et al., 2003). Les séries autochtones sont structurées selon des axes de plis N-S à NNO-SSE

(Giermann, 1969) témoignant de l'existence d'une phase de raccourcissement E-O antérieure à la mise en place de l'arc de Nice.

3) Le bassin de Roquebrune-Cap Martin

Localisé sur la bordure orientale de l'Arc de Nice, l'analyse structurale et sédimentologique du bassin miocène de Roquebrune-Cap Martin montre le lien très étroit qui existe entre la formation du bassin, son remplissage sédimentaire et la tectonique de cette bordure (Giannerini et al., sous presse). Il s'agit d'un bassin détritique rempli dans sa partie Ouest par des conglomérats, des sables et des brèches localisés en différents endroits. Le centre géographique du bassin est occupé par des alternances de niveaux conglomératiques et sableux. La présence d'éléments issus du socle hercynien, du tégument permien et du flysch à Helminthoïdes indiquent une alimentation en provenance du Nord (Pécheux, 1979 ; Giannerini et al., sous presse). La présence d'olistolithes et de brèches de calcaires jurassiques et crétacés témoignent de la préexistence du relief du Mont Gros, à l'Ouest, durant la formation du bassin (Figure III-35) datée entre le Burdigalien et le Tortonien (Laworsky et Curti, 1960 ; Anglada et al., 1967 ; Pécheux, 1979).

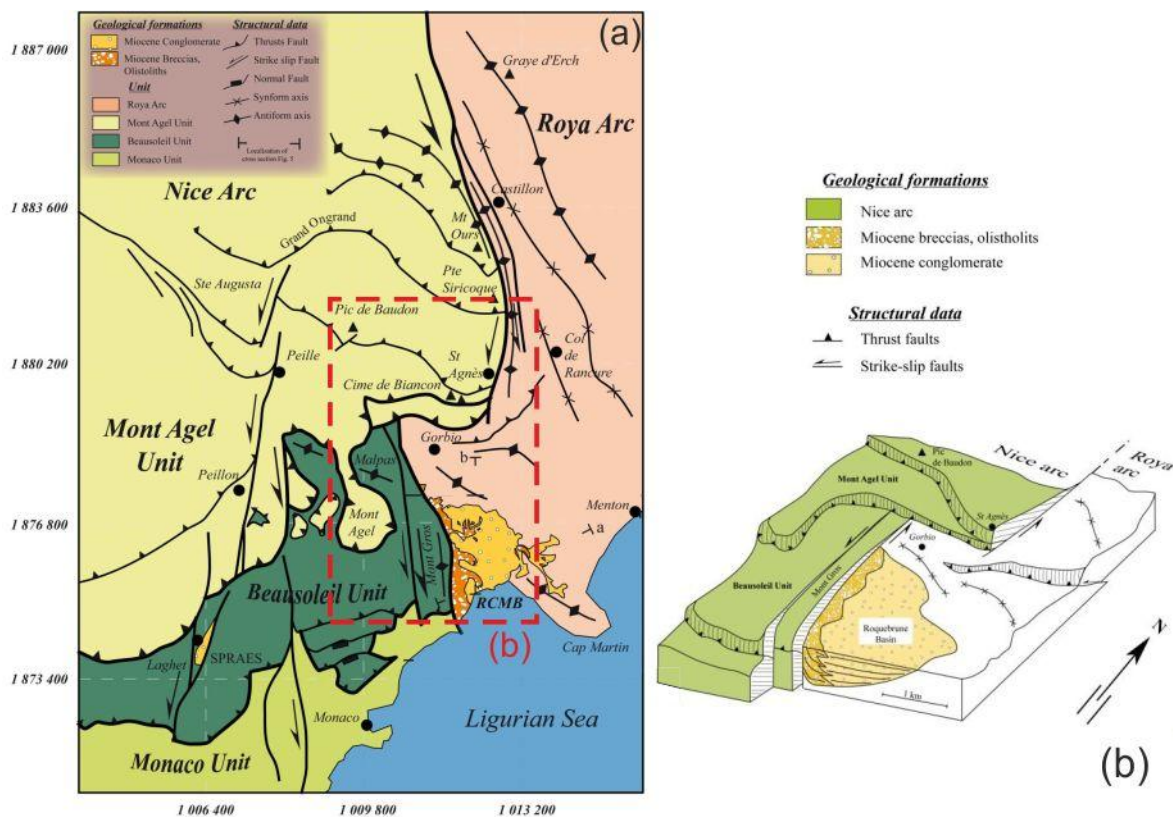


Figure III-35 : Schéma structural de la bordure orientale de l'Arc de Nice (a) et diagramme du bassin de Roquebrune-cap Martin dans son cadre structural (b). De Giannerini et al., sous presse.

La structuration du secteur du bassin de Roquebrune-Cap Martin résulte de la superposition de deux champs de déformation : une première phase de raccourcissement N50, responsable des plis d'axe N140 ; suivi d'une deuxième phase de raccourcissement N-S (système de failles décro-chevauchantes en échelon du Mont Gros et de Saint-Agnès-Castillon). Le bassin de Roquebrune-Cap Martin est limité au Sud-Est par l'anticlinal jurassique du Cap-Martin, sur lequel il repose en discordance (carte Menton-Nice ; Giannerini et al. sous presse). Le bassin apparaît génétiquement lié au fonctionnement des décrochevements N-S sénestres, en échelon du Mont Gros et de Saint-Agnès (Figure III-35) qui constituent la bordure orientale de l'Arc de Nice. Cette déformation compressive débute ainsi à l'Aquitainien, et, se poursuit au moins jusqu'au Tortonien. Cet épisode de raccourcissement est responsable de la mise en place des structures principales de l'Arc de Nice et du déplacement généralisé de la couverture vers le Sud en relation avec le jeu synchrone de la rampe latérale sénestre Breil-Sospel-Monaco.

b. Le domaine occidental

Cette région accommode latéralement la mise en place vers le Sud de l'arc de Nice (Figure III-34 ; Gèze, 1963 ; Bulard et al., 1975). La géométrie des structures correspond à une fleur positive d'après les reconstitutions faites à partir de la carte géologique et du terrain (Figure III-36) qui n'affecterait que la couverture en raison du fort découplage engendré par la présence d'un niveau de gypse dans le Trias (Gèze, 1963 ; Malavieille et Ritz, 1989). Le travail réalisé par Schroetter (1997), à partir de plusieurs coupes sériés et orthogonales entre elles ; suggère l'existence d'un chevauchement aveugle qui se poursuivrait sur toute la longueur du domaine.

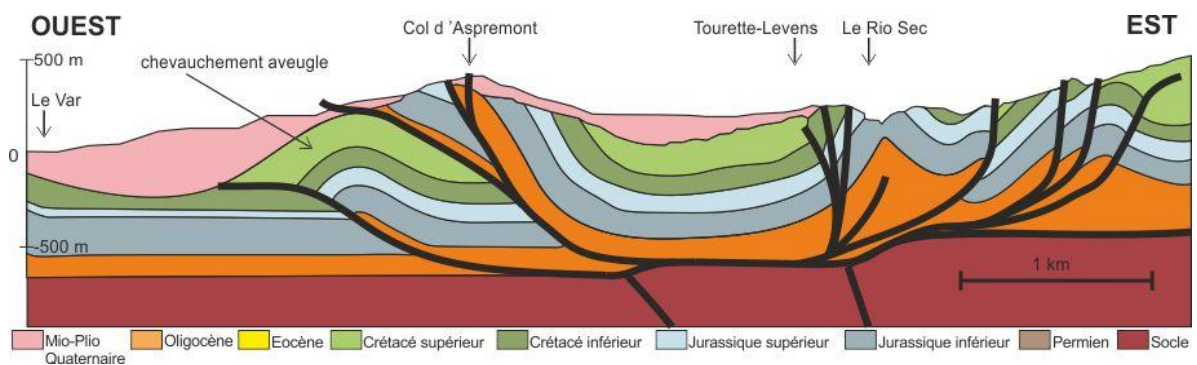


Figure III-36: coupe du domaine occidental de l'arc de Nice (CRL-Figure III-33). D'après Schroetter, 1997.

Les sédiments pliocènes qui se sont déposés dans le bassin de Tourette-Levens, tout comme ceux du bassin du Var, sont des sédiments marins. Schroetter (1997) montrent ainsi que le soulèvement de la bordure Ouest de l'arc de Nice a été important dès le Pliocène

inférieur. Le Var contournant l'unité du mont Vial délimité au Sud par la faille de Gourdan-Vial (Figure III-11), et n'ayant pas connu de changement significatif de son cours depuis le Messinien (Clauzon, 1990 ; Clauzon et al., 1996), l'unité du mont Vial est ante-Messinien. Il est possible de raccorder l'unité du mont Vial à l'unité en chevauchement aveugle (Figure III-36). Durant la phase de raccourcissement NE-SO oligocène, se met en place un front de chevauchement avec une rampe de chevauchement qui serait réactivée en décrochevauchement (structure en fleur) au cours de la phase de raccourcissement N-S miocène. L'implication du socle dans la déformation est mal contrainte, elle dépend fortement de l'épaisseur que l'on attribue au Trias (Figure III-36).

c. Le domaine des plis

Ce domaine se caractérise par la présence d'importants synclinaux paléogènes (Figure III-33). La jonction entre le domaine occidental et le domaine frontal, se fait par le plissement des formations crétacées dont les amplitudes suggèrent l'existence de failles aveugles (Figure III-37).

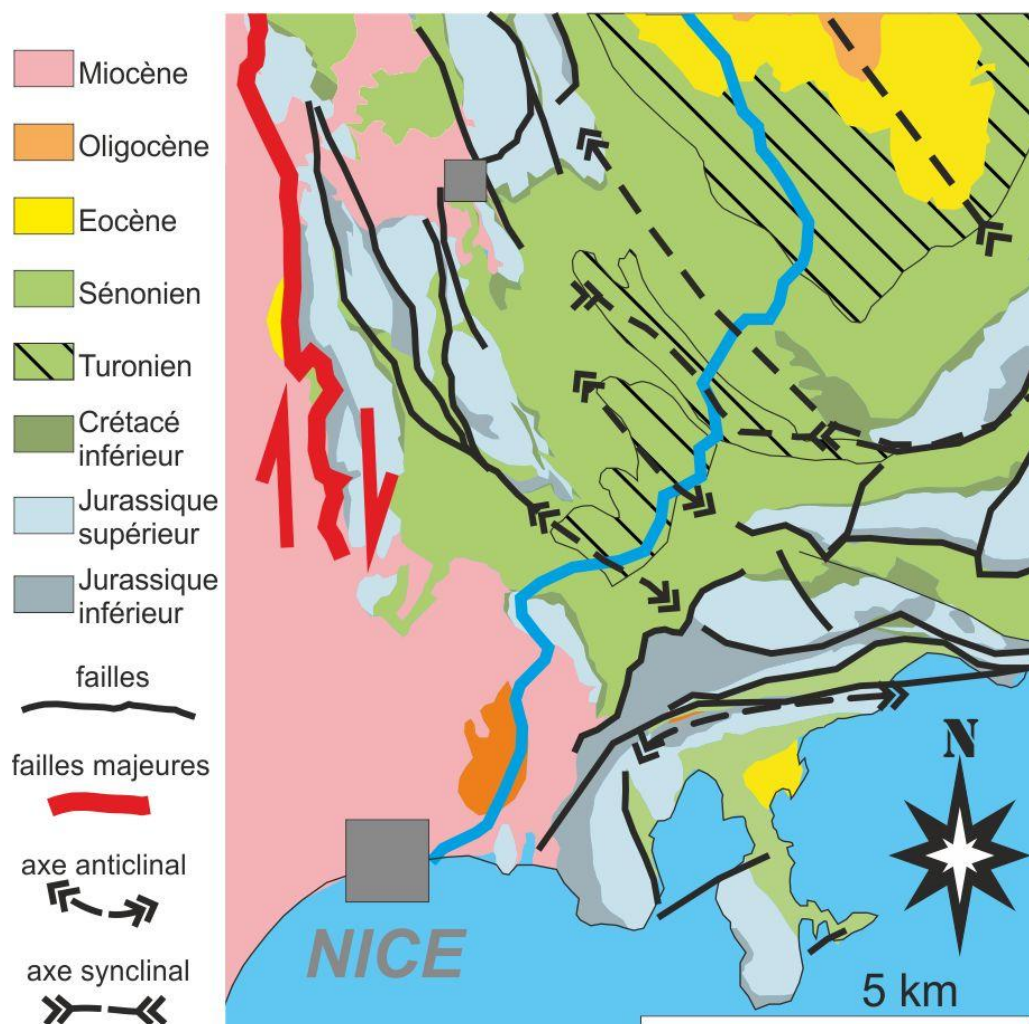


Figure III-37: Failles aveugles dans le Sud-Ouest du domaine des plis.

Le domaine des plis est traversé par un système de failles d'orientation NO-SE, le faisceau de l'Escarène (Figure III-34). Cet accident décrochevauchant dextre met en contact, à l'Ouest de Lucéram, le Jurassique sur le Crétacé supérieur plissé et renversé ainsi que le Crétacé supérieur sur les calcaires à nummulites Eocène au Nord de l'Escarène. Les plans de cisaillements et l'analyse des plis d'entraînement observables (Figure III-38) dans les niveaux marno-calcaires du Crétacé supérieur le long de la route vers le col de Braus, indiquent un déplacement vers le SE attribuable à la phase oligocène.



Figure III-38: Plis N140 dans le Crétacé supérieur de la montée du Col de Braus. D'après Schreiber, 2010.

La phase de raccourcissement N-S est surtout marquée au nord, où le massif de l'Argentera chevauche son tégument et la couverture Mésozoïque chevauche les formations paléogènes (Figure III-39, Guardia et Ivaldi, 1985 ; Schreiber, 2010).

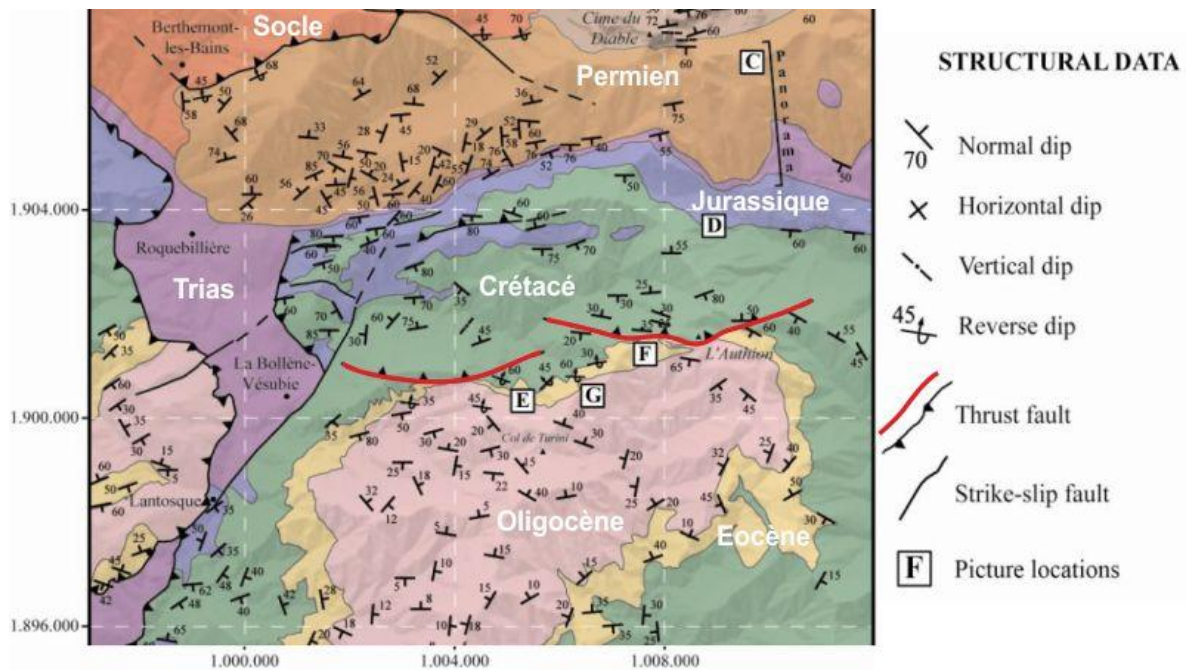


Figure III-39: Carte structural du Nord du synclinal de Turini. Modifié d'après Schreiber, 2010.

Les résultats des investigations, de terrains et de modélisation 3D, menés par Schreiber (2010) dans le domaine des plis montrent la superposition dans l'espace et le temps de deux directions de raccourcissement. Les bassins flexuraux, expression du sous-charriage de la plate-forme européenne sous les unités des flyschs Ligure du Priabonien supérieur au Chattien, sont plissés suivant un axe de raccourcissement NE-SO (axe de plis N140). Durant le Miocène, l'exhumation du massif de l'Argentera-Mercantour est accommodé par un raccourcissement d'axe N-S à N160 qui entraîne le décollement et l'écaillage des couvertures mésozoïques et cénozoïques et déforme les structures liées au champ de raccourcissement oligocène (Gèze, 1960 ; Perez, 1975 ; Bigot-Cormier et al., 2006 ; Schreiber, 2010).

d. Le domaine frontal

Le domaine frontal se caractérise par un écaillage important (Figure III-33) de la couverture mésozoïque préalablement déformée par l'épisode de raccourcissement NE-SO oligocène. Le pli N140 du pas des Cabanelles-Malpas, chevauché par l'écaillage du mont Agel (Figure III-33), dont les tectoglyphes sur le plan de chevauchement précisent un mouvement vers le Sud (Perez, 1975, Giannerini et al., sous presse), illustre la succession des principaux événements de raccourcissement oligocène et miocène. La mise en place des différentes écailles est accommodé par l'accident décro-chevauchant N170-180 sénestre de Breil-Sospel-Monaco (Pérez, 1975 ; Giannerini et al., sous presse) ; d'accidents décrochants N20-30, comme la faille de Peille-Laghet dont la partie enracinée dans le socle est toujours active (Charreau, 2002 ; Courboux et al., 2007) et dont la partie affectant la couverture décollée traduit un déplacement à composantes N-S et NO-SE ; et d'accidents décrochants N80-120 dextres. Deux directions de déplacement ont effectivement été mise en évidence dans cette partie de l'arc de Nice : une direction N-S et NO-SE. Des plans de failles portant deux générations de stries précisent l'antériorité du mouvement N-S sur le mouvement NO-SE (tunnel de Monaco, Charreau, 2002).

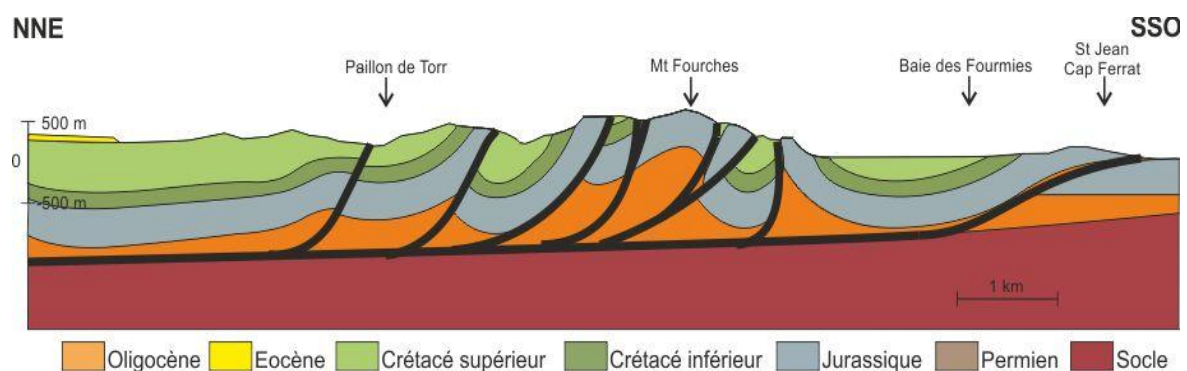


Figure III-40: Coupe du domaine frontal de l'arc de Nice (CDF-Figure III-33). D'après Charreau 2002.

Ritz (1991) et Charreau (2002) admettent un découplage entre la couverture et le socle au profit de la couche de gypse du Trias (Gèze, 1960). La couverture s'écaille de manière importante (coupe [Figure III-40](#)) sur une distance de seulement 5km. Pour combler le volume disponible sous le Jurassique du Mont Fourches, Charreau (2002) a considéré un épaissement du Trias. Un chevauchement du socle ou l'existence d'un paléo-horst ne sont pas exclus. L'absence de chevauchements dans la partie haute de la marge (Sage et al., 2011), indique que le front de déformation de l'arc de Nice est pratiquement confondu avec le littoral actuel. Ritz (1991) et Charreau (2002) proposent une réduction d'épaisseur des évaporites du Trias à mesure que l'on se déplace vers le Sud. Ceci pourrait expliquer la non-propagation de la déformation au Sud de l'actuelle limite de l'arc de Nice.

ii. L'héritage structural

Comme pour l'arc de Castellane un héritage Permien et dauphino-vocontien peuvent être distingués ([Figure III-42](#)).

a. L'héritage permien

Le Permien affleure au contact du massif de l'Argentera au Nord de l'arc de Nice. Aicard et al. (1986), Delteil et al. (2003) et Sanchez (2005) ont mis en évidence des failles normales N70-100 à pendage 40-80° vers le NO et le SE. La période d'extension entraîne la formation de failles syn-sédimentaires orientées N60 à N80 délimitant des blocs basculés ([Figure III-41](#)). Sonnette (2006) a révélé deux paléo-failles normales permienes de direction N130-140, les failles des Graux et du Capelet ([Figure III-42](#)). Ces systèmes de failles sont réactivés durant l'orogénèse Alpine, soit en chevauchement pour les accidents E-O, soit en décrochement dextre pour les accidents NO-SE.

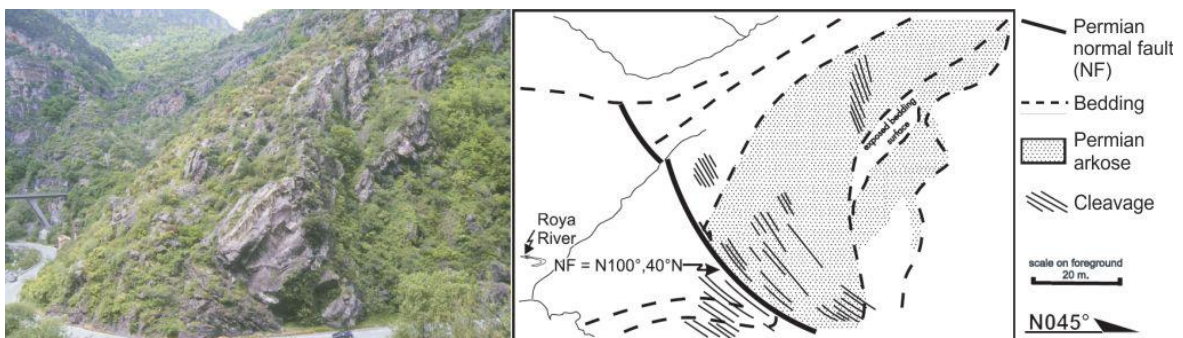


Figure III-41: Faille syn-sédimentaire au viaduc de Scarassoui dans la vallée de la Roya. D'après Delteil et al. (2003)

Le basculement du bloc septentrional met en contact des faciès arkosiques plus grossiers du compartiment septentrional (éperon en face du véhicule) avec des faciès pélitiques plus fins dans le compartiment inférieur. La faille est scellée par des couches rouges permienes plus jeunes. Un mouvement ultérieur de chevauchement alpin est responsable d'une déformation syn-schisteuse parallèle à la faille.

b.L'héritage dauphino-vocontien

Au Jurassique, la région de Nice affiche clairement une affinité avec la plate-forme provençale (Dardeau, 1983) alors que l'autochtone et la région de Sospel présentent une affinité avec le bassin d'Antibes. Dans la bordure Ouest de l'arc de Nice, David (1990) et Schroetter (1997) précisent l'existence de failles normales. Schroetter (1997) propose l'existence de failles normales N-S affectant le socle afin d'ajuster le toit du socle aux variations d'épaisseur de la couverture. Ces failles normales, réactivées durant la compression alpine, seraient responsables de la structure en fleur positive qu'adopte l'ensemble du domaine occidental sur la bordure Ouest de l'arc de Nice. Si l'on recoupe ces informations avec les observations de Dardeaux (1983), la série sédimentaire de l'arc de Nice formait au Jurassique une plate-forme carbonatée séparée de la plate-forme Provençale par le bassin d'Antibes (Figure III-42).

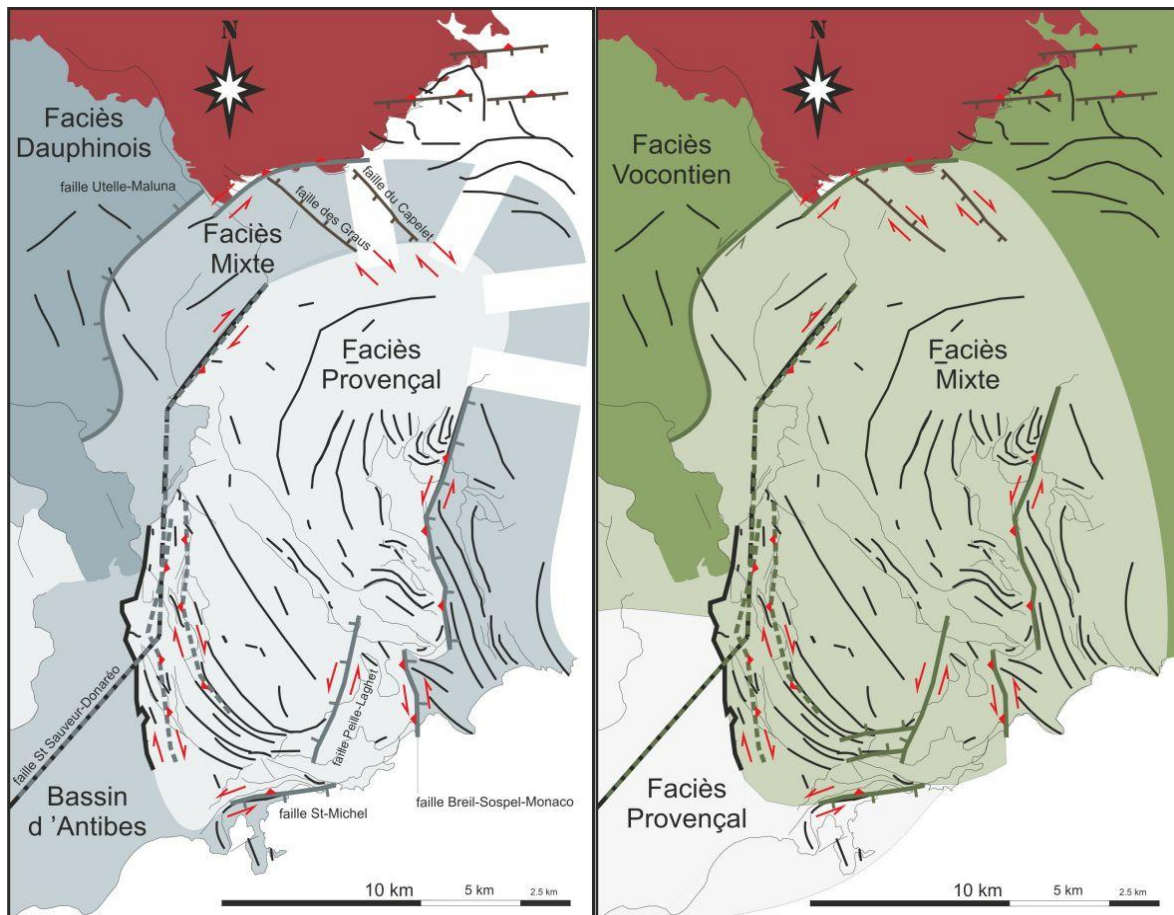


Figure III-42: Paléofailles permienne, jurassiques, crétaçées et extension actuelle des faciès Dauphinois (à gauche) et Vocontien (à droite).

Les symboles rouges (triangle = chevauchement, double flèches = décrochement) précisent le jeu selon lequel les paléofailles ont été réactivées durant l'orogénèse alpine. Même légende que **Figure III-11**. Extension des faciès Vocontien d'après Pasquini et al. (2004).

Ricou et Frizon de Lamotte (1986) et Montenat et al. (1997) ont mis en évidence l'existence de la faille d'Utelle-Maluna. Cette faille au jeu sénestre Crétacé, fait office de transition entre la plateforme provençale et le Bassin Vocontien (Figure III-42). Un jeu normal Jurassique, expliquant la transition du domaine Dauphinois à un domaine mixte, n'est pas exclu. On peut remarquer le parallélisme entre la faille d'Utelle-Maluna, la faille de la Vésubie et la bande déformée de Sospel qui en ferait des paléo-failles décrochantes Crétacé.

Sur la bordure Sud de l'arc de Nice, Charreau (2002) a mis en évidence un ensemble de paléofailles normales N00-30, auquel appartient la faille de Peille-Laghet et l'accident de Breil-Sospel-Monaco (Gèze, 1960, Pérez, 1975). Elles sont reprises en décrochement sénestre au Miocène.

2. Etude structurale de la presqu'île de St-Jean-Cap-Ferrat et alentours

En 2005, j'ai réalisé l'étude microtectonique de la presqu'île de St-Jean-Cap-Ferrat (Figure III-43) sous la direction du professeur Angelier. Nous y avons décelé des failles normales attribuables à l'ouverture de la mer Ligure. Par la suite, les différents stages terre-mer que j'ai effectué dans le cadre de ma formation de Master à l'université de Nice-Sophia-Antipolis ont précisé l'absence de déformations associables à la mise en place de l'arc de Nice au sein de la marge. L'ensemble de ces observations et interprétations sont compilées dans Sage et al. (2011).

Plusieurs sites d'observations et coupes géologiques ont été identifiés et réalisées (Figure III-43). Toutes les inversions des directions de glissement des plans de failles striées ont été réalisées à partir de la méthode du professeur Angelier (1994) et exécutée via le programme informatique INVGLI (Angelier, 2002).



Figure III-43: Localisation des sites d'observations et de mesure dans la région du Cap-Ferrat.

i. La pointe St-Hospice

La pointe St-Hospice forme l'extrémité Est de la presqu'île de St-Jean-Cap-Ferrat. Des alternances de calcaires gréseux et de marnes gréseuses du Crétacé supérieur (Turonien-Sénonien indifférencié, c3-7 carte géologique de Menton-Nice) y affleurent. Elles sont affectées par deux grabens orientés E-O et NO-SE et des failles normales N-S (Figure III-44). La stratification est inclinée de 20° vers le Nord. L'orthogonalité de la stratification avec les plans bissecteurs des failles conjuguées qui délimitent les fossés NO-SE et E-O nous renseigne quant au basculement vers le Nord des familles de failles normales correspondantes. Pour les failles N-S, perpendiculaires à l'axe de basculement susmentionné, il est difficile de déterminer si elles sont affectées ou non par le basculement. L'analyse des *pitch* des stries ne permet pas de confirmer l'état basculé ou non de ces failles en raison de la faible ampleur du basculement. Les relations chronologiques entre ces trois familles de failles normales ne sont pas établies. Un rejeu décrochant des failles N-S a pu être identifié par l'existence de stries horizontales sur des croissances syntaxiques des miroirs de failles. Toutefois aucune cinématique dextre ou sénestre n'a pu être déterminées avec certitude. L'inversion des directions de glissement des plans de failles striées des différentes familles identifiées révèle l'existence de trois directions d'extension : N-S, NE-SO et E-O (Figure III-44).

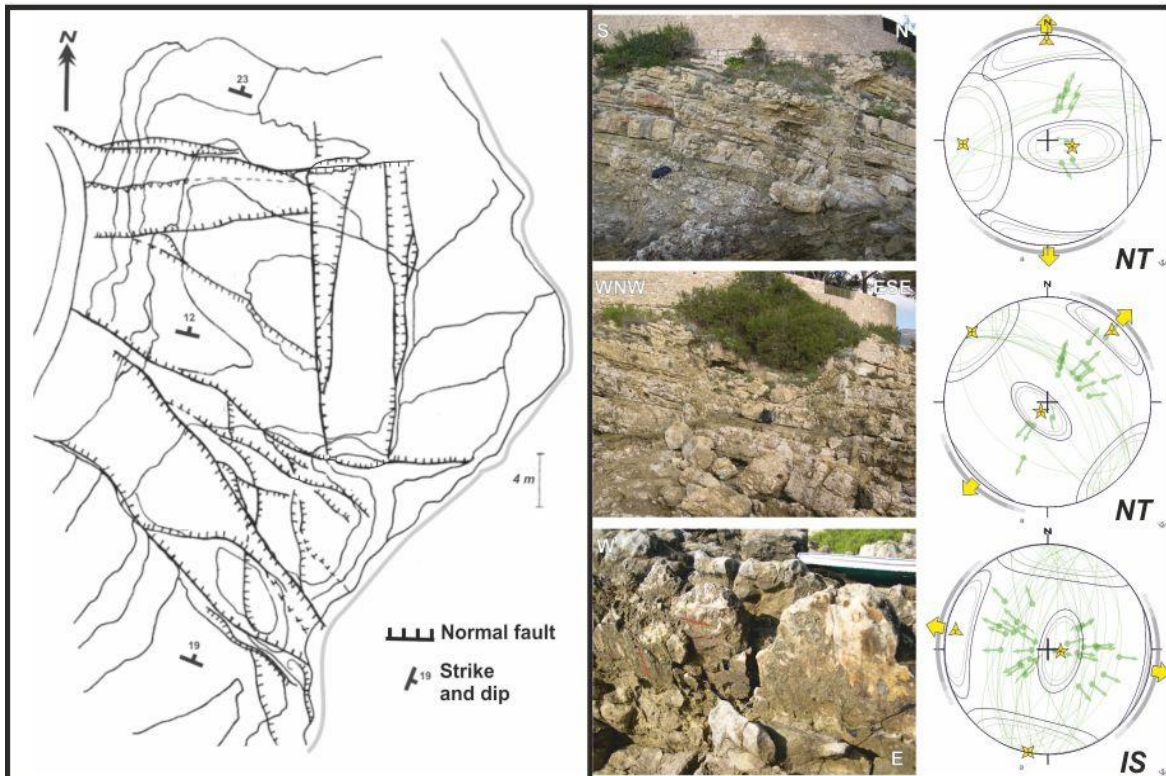


Figure III-44: Grabens basculés de la pointe St-Hospice.

A gauche : carte structurale de détails indiquant la position et le jeu des failles normales. Au centre, de haut en bas : photographie du graben orienté E-O, photographie du graben orienté NO-SE, photographie d'une éponte de calcite de la faille N-S la plus orientale sur la carte structurale. A droite : projections stéréographiques des failles correspondant respectivement à chacune des familles identifiées à la pointe St-Hospice. NT : indique que les projections sont corrigées du basculement vers le Nord de la stratification. ; IS : indique que les projections n'ont pas été corrigées du basculement de la S_0 (N108 23°N). Sur les projections stéréographiques le Nord géographique est indiqué.

ii. La pointe du Colombier

Plusieurs types de failles y ont été identifiés : failles normales E-O à pendage de 50-80°, failles inverses NNO-SSE peu inclinées (20-40° vers le NE) et des failles décrochantes verticales (Figure III-45). La stratification est inclinée de 20 à 50° vers l'ENE. Aucune faille ne semble affectée par le basculement apparent vers l'ENE. L'étude de la géométrie des plans de stratification révèle l'existence d'un pli d'axe N-S basculé vers le Nord de 16° et dont les formations de la pointe du Colombier forment le flanc oriental (Figure III-45). Ce basculement vers le Nord affecte les failles inverses et normales. Les failles normales coupent les failles inverses. Elles sont postérieures à la formation des failles inverses. Les failles décrochantes recoupent toutes les structures antérieures, plis, failles inverses et normales.

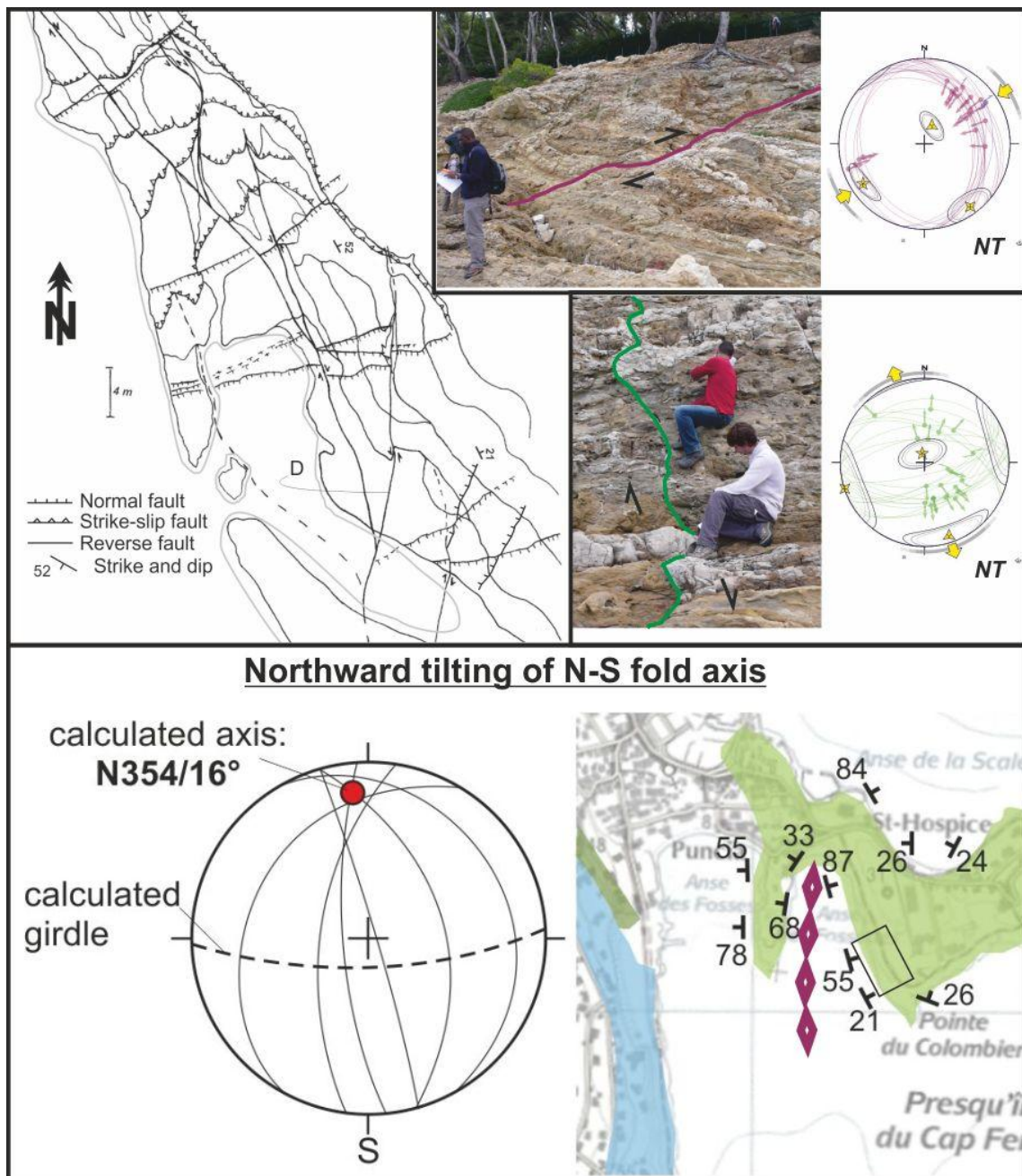


Figure III-45: Observations géologiques à la pointe du Colombier.
 Cadran supérieur. A gauche, carte structurale de détails indiquant la position et le jeu des différentes failles. Au centre, de haut en bas, photographies d'une faille inverse et d'une faille normale. A droite, A droite : projections stéréographiques des failles correspondant respectivement à chacune des familles de failles identifiées à la pointe du Colombier. NT : *Northward tilted* indique que les projections sont corrigées du basculement vers le Nord de la stratification.
 Cadran inférieur. Identification en carte d'un pli d'axe N-S et de la projection stéréographique de ses flancs. L'intersection des plans des flancs du pli est orientée N354 et inclinée de 16°, suggérant le basculement vers le nord du pli après sa formation.

L'inversion des directions de glissement des plans de failles striées des différentes familles identifiées révèle l'existence d'une direction d'extension NNO-SSE et d'une direction de compression NE-SO. Les jeux décrochants sont mal contraints, trop de failles d'azimut similaires sont tantôt dextres, tantôt sénestres. Ces observations peuvent correspondre à une compression parallèle à l'azimut des failles décrochantes ou à des familles différentes.

iii. La pointe Madame

Le bord de mer qui forme la pointe Madame présente de nombreux affleurements bréchiques à éléments calcaires grossiers pouvant atteindre des tailles métriques (Figure III-46). Par endroit un contact anormal entre des calcaires du Tithonique stratifiés et des brèches monogéniques à éléments calcaires a pu être identifié (Figure III-46-a). A un autre endroit, un miroir épais de calcite, présentant des stries « *dip-slip* », a été décelé (Figure III-46-d). Dans la même crique, j'ai pu constater de l'existence de niveaux gréseux et de marnes verdâtres litées (Figure III-46-b). Malheureusement je n'ai pu identifier l'âge de cette formation marneuse.

La carte géologique révèle qu'une faille kilométrique est suspectée dans ce secteur. Je propose d'appeler cette faille, la faille Madame en rapport avec la pointe Madame (Figure III-43). On peut remarquer que sa prolongation vers le Nord met en contact du Jurassique supérieur avec des niveaux du Crétacé inférieur (vert clair et foncé, Figure III-46-e) qui se biseautent à la terminaison Nord de la faille. Le Crétacé inférieur repose à l'Est en contact normal sur le même Jurassique supérieur. Cette géométrie des affleurements du Crétacé inférieur évoque celle de formations synchrones d'un jeu normal de la faille.

iv. St-Michel

Le secteur de St-Michel est marqué par un anticlinal à cœur Jurassique très serré, à flancs verticaux (Figure III-47). Un plan de faille peut-être identifié (Figure III-47-a-b-c). Elle marque le petit aplomb qui traverse la falaise qui correspond au flanc de l'anticlinal de St-Michel. Elle est identifiable sur son versant Est (Figure III-47-c). Des stries *dip-slip* ont pu être identifiées mais aucun sens n'a pu leur être attribué. Une autre faille subverticale a été identifiée au niveau du pont routier qui surplombe la sortie du tunnel ferroviaire. Un jeu décrochant peut-être attribué à cette faille en raison de la faible inclinaison des stries (traits orange, Figure III-47-d). Mais en raison de l'inaccessibilité du miroir aucune mesure correcte n'a pu être effectuée. La faille marquée sur la carte géologique (Figure III-47) bordant le flanc Nord de l'anticlinal a été observé en amont d'un chemin pédestre (site e, Figure III-47). La faille fait le contact entre le Jurassique et le Crétacé supérieur. Le plan de faille est légèrement penté vers le Sud. Les tectoglyphes relatent un jeu normal et dextre. Le jeu dextre est postérieur au jeu normal et au basculement des couches. Les projections stéréographiques des plans striés sont présentées dans la Figure III-53.

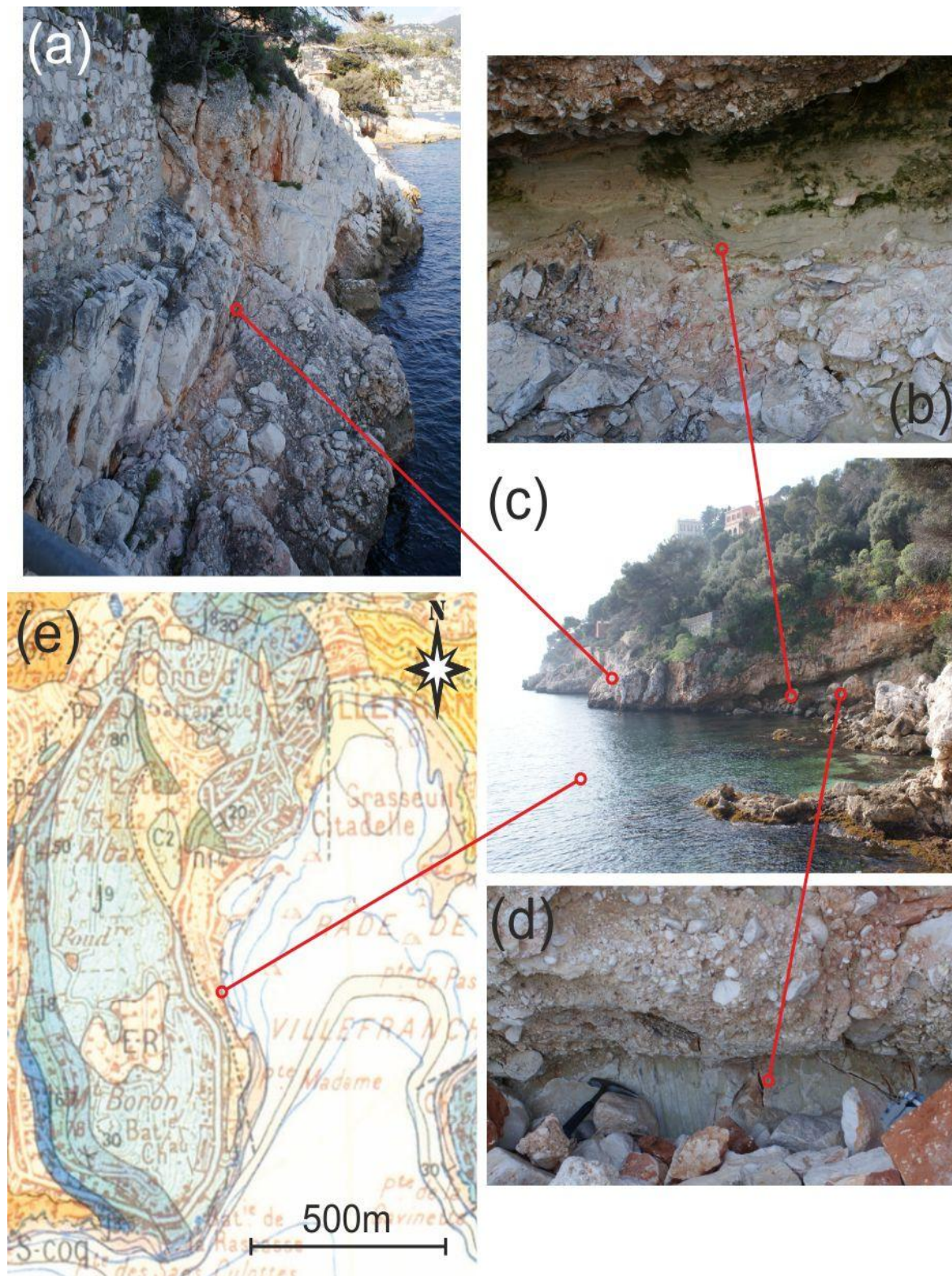


Figure III-46: Faille normale à la pointe Madame.

(a) photographie d'un contact anormal entre des calcaires stratifiés verticalement et des brèches.

(b) photographie des brèches. Les brèches sont essentiellement composées de blocs de calcaires jurassiques mais aussi de certains niveaux de grès et de marnes verdâtres.

(c) photographie d'un affleurement de brèches. La localisation des photos a, b et d sont marquées par les traits rouges.

(d) photographie d'un plan de faille à stries verticales masqués partiellement par les brèches.

(e) extrait de la carte géologique de Menton-Nice. La localisation de la photographie c est indiquée par un trait rouge. Une faille y a été suspectée par les auteurs de la carte géologique.

Aucune observation, autour de l'anticlinal de St-Michel et jusqu'à la presqu'île du Cap Ferrat, ne permet de postuler l'existence d'un chevauchement. L'anticlinal de St-Michel contraste avec la déformation que l'on pourrait s'attendre à observer à la frontière de l'arc de Nice, en l'occurrence des chevauchements (Figure III-47-a).

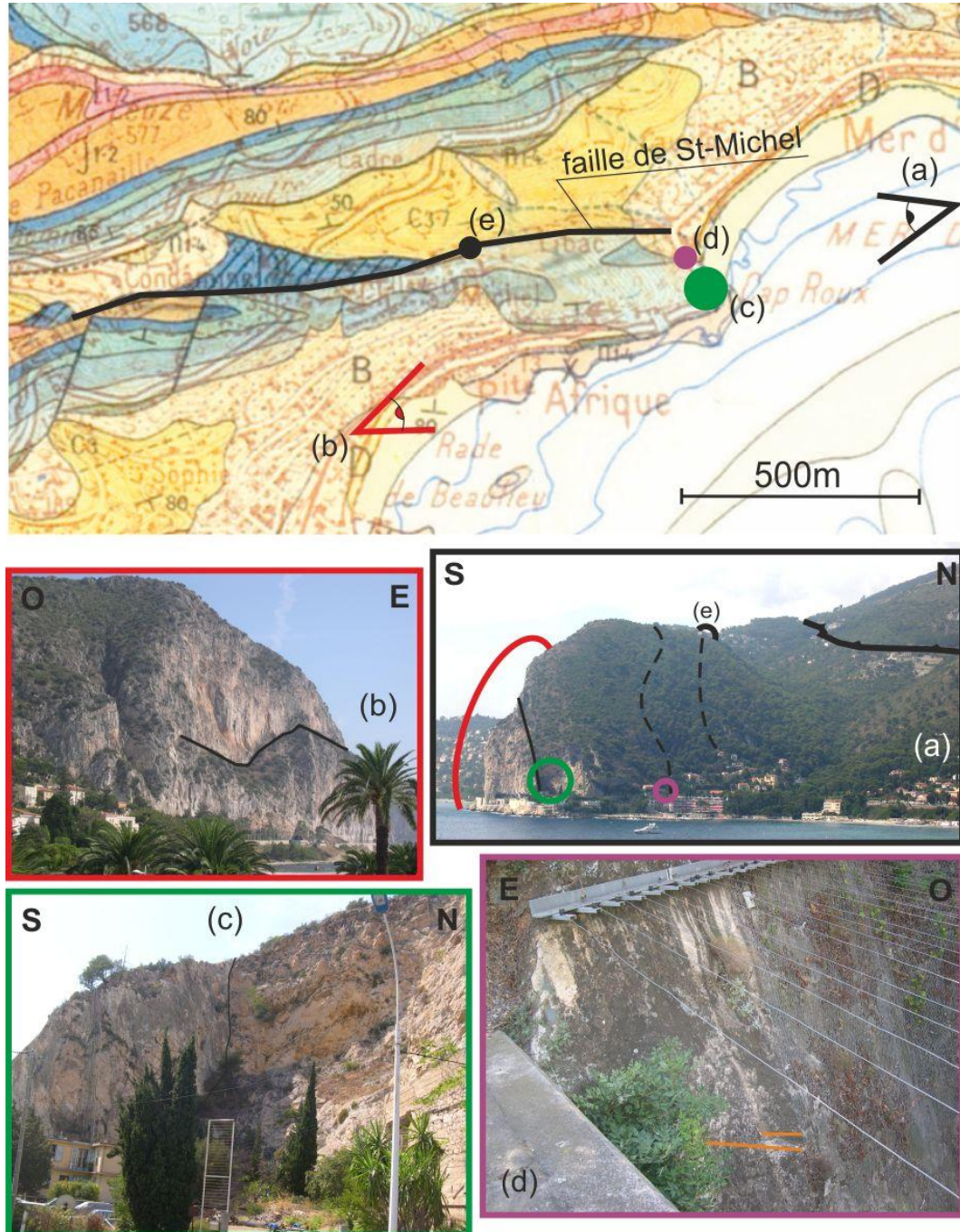


Figure III-47: Anticlinal à cœur de Jurassique faillé de St-Michel.

En haut : extrait de la carte géologique de Menton-Nice. Localisation de l'objet des photographies c et d, et des prises de vue des photographies a et b. Localisation du site e.

(a) Photographie de l'anticlinal serré de St-Michel. Localisation du site e et des photographies b, c et d. L'anticlinal est traversé de failles sub-verticales.

(b) Photographie de la falaise de calcaires jurassique formant le flanc sud de l'anticlinal de St-Michel. La falaise présente un aplomb limitée par une faille (trait noir, correspondance trait plein photo a).

(c) Photographie de la faille traversant l'anticlinal de St-Michel (photographies a et b).

(d) Photographie d'un plan de faille à la sortie du tunnel ferroviaire qui traverse l'anticlinal de St-Michel. Un jeu décrochant a pu être identifié (trait orange) mais pas mesuré.

v. La pointe du Cabuel

La pointe du Cabuel présente l'un des plus remarquables affleurements de chevauchement de l'arc de Nice. Le chevauchement est marqué par la superposition de calcaires massifs du Tithonique sur des marnes à glauconies du Crétacé inférieur reposant sur des bancs de calcaires décimétriques du Berriasien (Figure III-48). Le contraste est particulièrement saisissant. Les marnes vertes à glauconies sont schisteuses alors que les calcaires blancs du Jurassique sont seulement affectés par de la fracturation. Les plans de schistosité et l'analyse des plans striés indiquent un déplacement du bloc chevauchant vers le SO dans un contexte compressif de direction $N164 \pm 16$.

Une autre observation caractéristique que l'on peut faire à la pointe de Cabuel, est celle de failles normales affectant le bloc chevauchant et s'enracinant dans le niveau de décollement des marnes à glauconies (Figure III-48). L'extension associée à ces failles normales est coaxiale à la direction de compression associée à la mise en place du chevauchement.

Enfin, en amont du chevauchement, une importante faille décrochante forme un pan de falaise. Le caractère décrochant du jeu de la faille est suggéré par la présence de cannelures. Toutefois aucun sens n'a pu lui être attribué.

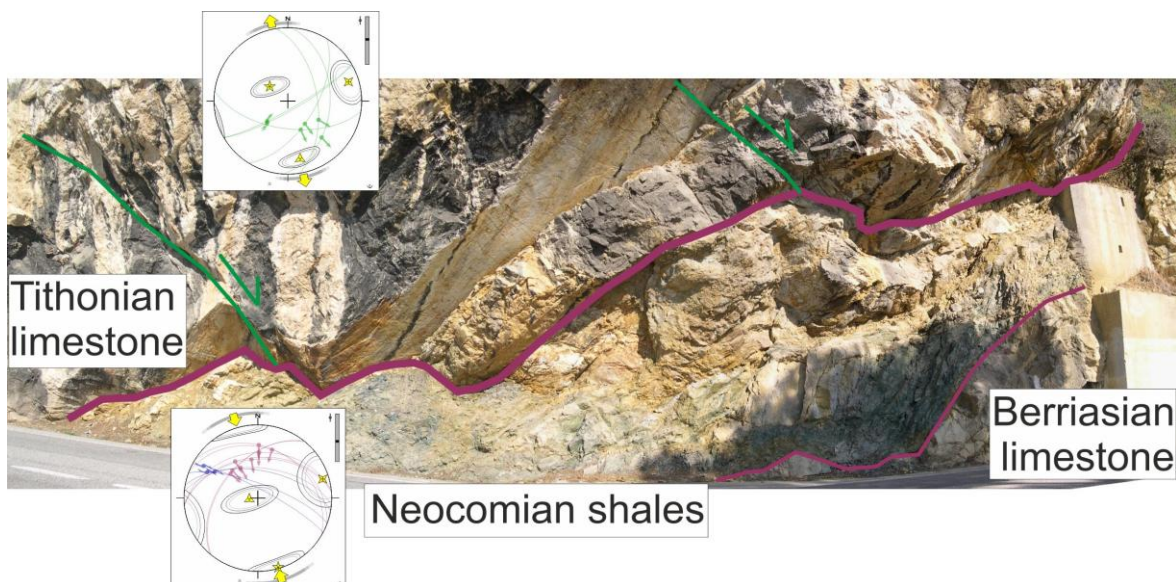


Figure III-48: Chevauchement de la pointe du Cabuel.

vi. Le profil de sismique marine 5st201

Une étude de la structure de la marge Nord Ligure est présentée dans Sage et al. (2011). Afin d'illustrer leurs interprétations et de réaliser une coupe géologique de l'arc de Nice et de

la marge Nord Ligure, j'ai travaillé sur le profil de sismique marine 5st201 (Figure III-49) réalisé lors d'une des campagnes d'acquisition sur le *Téthys II* (CNRS/INSU) effectuées dans le cadre de stages Terre-Mer dispensés au laboratoire océanologique de Villefranche-sur-Mer. L'étude des réflecteurs sismiques sur des profils parallèles et perpendiculaires au profil 5st201, on permit l'identification de trois principales séquences : une unité plio-quaternaire, une surface de troncature correspondant à la surface d'érosion messinienne, et des unités ante-messinienne (Figure III-49). Au sein des unités ante-messinienne, sous la surface d'érosion messinienne, deux comportements des réflecteurs peut-être observés. Au NNO, les réflecteurs forment un synclinal caractéristique du jeu d'une faille normale en amont. Ces réflecteurs sont interprétés comme correspondant à des formations syn-rift Ligure (Sage et al., 2011). Sous celles-ci, les réflecteurs adoptent un comportement monoclinale suggérant leur correspondance à des formations ante-rift Ligure. L'étude du profil sismique souligne l'absence de déformation associable à la mise en place de l'arc de Nice.

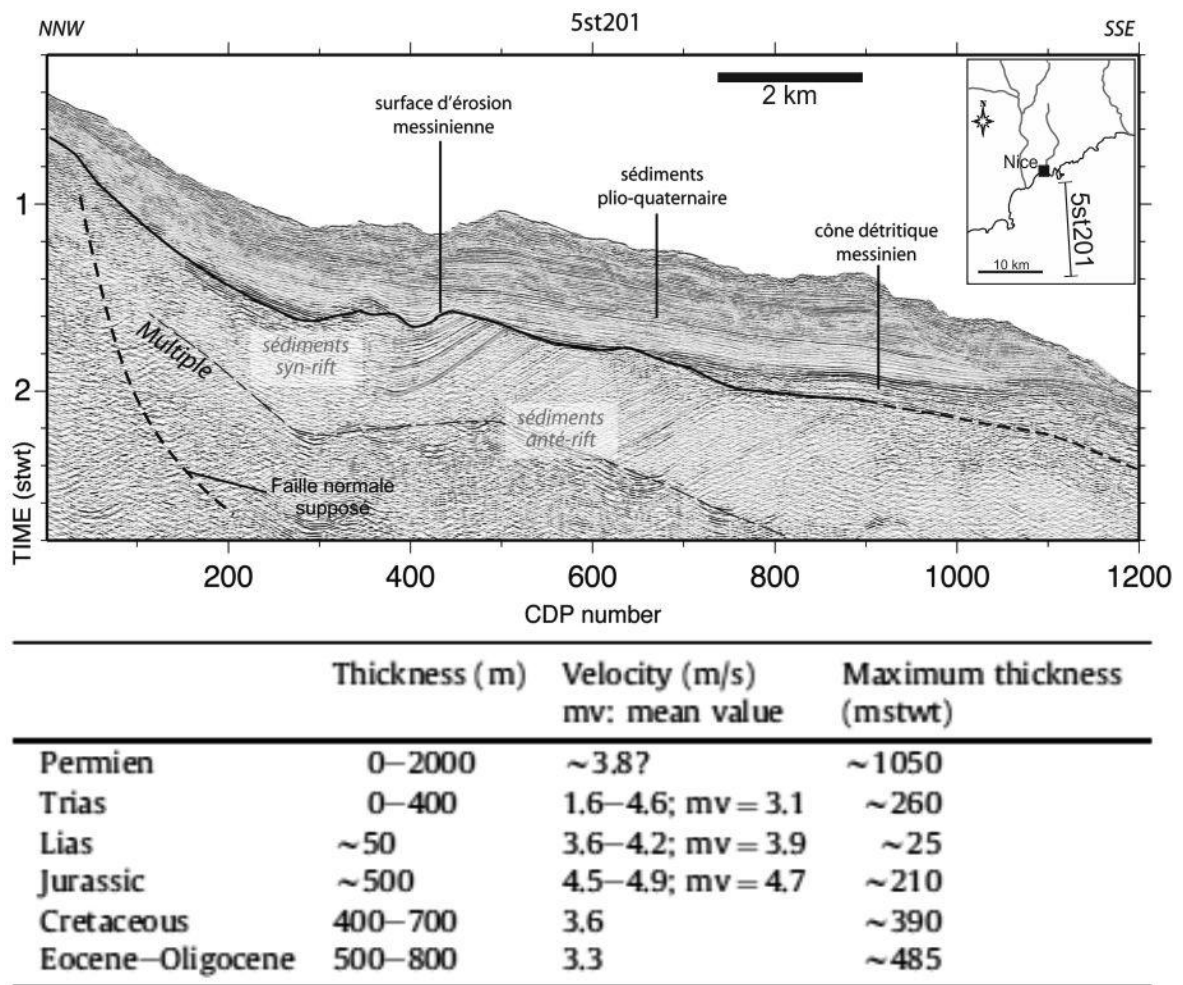


Figure III-49: Profil de sismique réflexion 5st201. Interprétation du profil d'après Sage (communication personnelle). Tableau des épaisseurs estimées des unités sédimentaires de la marge à partir de la carte géologique de Menton-Nice au 1/50 000ème et des mesures de vitesse de Horn et al. (1965) et d'Estève (1974). D'après Sage et al., 2010.

vii. Interprétation

L'ensemble des observations présentées précédemment nous permettent de réinterpréter la déformation de la région du Cap-Ferrat sous un angle nouveau. Des coupes ENE-OSO et N-S ont été réalisés pour définir le style et l'ampleur des déformations associables respectivement à la compression NE-SO oligocène et N-S miocène.

a. Chronologie relative et directions de contraintes

Les observations réalisées sur la presqu'île du Cap-Ferrat et ses alentours permettent de formuler les interprétations suivantes. Elles sont synthétisées dans la [Figure III-50](#).

La première déformation à être enregistrée est une phase d'extension E-O dont la faille Madame est la principale manifestation dans la région. Il est difficile d'affirmer l'âge de la faille Madame. Est-elle associée à l'ouverture de la Téthys ou du Bassin Ligure, ou les deux ? La géométrie à sa limite Nord des affleurements du Crétacé inférieur, suggère un jeu au Crétacé inférieur compatible avec une extension E-O à NE-SO, identifié par ailleurs dans l'arc de Castellane (Cotillon, 1971 ; Dardeau, 1988 ; Laurent, 1998) et dans l'arc de Nice (Montenat et al., 1997). Quant aux failles N-S de la pointe de St-Hospice, à moins d'envisager la perdurance de l'extension du Crétacé inférieur jusqu'au Paléogène, je ne peux proposer un âge à ces failles.

La deuxième déformation à être enregistrée est une phase de compression ENE-OSO responsable dans un premier temps du plissement d'axe NNO-SSE qui affecte la région entre la presqu'île de St-Jean-Cap-Ferrat et le Cap-Ferrat, puis de la formation de failles inverses à la pointe du Colombier. Le seul événement tectonique régional corrélable avec un tel épisode de compression est la compression NE-SO oligocène à laquelle est attribuée le plissement d'axe N-S à NNO-SSE des synclinaux de Contes et de Menton, de l'anticlinal de Cap-Martin et des monoclinaux des Cap de Nice et du Cap-Ferrat.

La troisième déformation à être enregistrée est une phase d'extension globalement N-S. Cette extension regroupe les failles E-O du Colombier et de la pointe St-Hospice et les failles NE-SO de la pointe St-Hospice. Les failles E-O que se soit celles du Colombier ou de St-Hospice, présentent les mêmes caractéristiques : elles sont E-O et antérieures à un basculement vers le Nord des couches.

La quatrième déformation à être enregistrée est une phase de compression N-S responsable du basculement vers le Nord d'une vingtaine de degrés des couches et de

l'occurrence des failles décrochantes sur l'ensemble de la presqu'île de St-Jean-Cap-Ferrat. Dans la mesure où les pendages vers le Nord dans la région sont généralement associés à la mise en place de l'arc de Nice dans un régime compressif N-S, il est tentant d'associer un tel basculement à la phase N-S miocène. Ce basculement est postérieur à la phase d'extension précédemment évoquée, celle-ci peut-être associée à l'ouverture de la mer Ligure, puisqu'elle s'intercale entre deux épisodes compressifs respectivement attribuables aux phases oligocène et miocène. Cette phase déformation globalement N-S, semble se terminer par un épisode compressif NNO-SSE comme l'indique l'orientation des linéations sur les plans de schistosité des marnes à glauconie du cap du Cabuel et les directions de stries observés par Charreau (2002) dans le tunnel de Monaco. L'effondrement des blocs du compartiment chevauchant coaxial à la direction de charriage suggère que le chevauchement s'est mis en place en surface.

Enfin, l'existence d'un jeu normal à la faille de St-Michel évoque un héritage structural antérieur à la mise en place de l'arc de Nice. Sa direction E-O est commune aux paléofailles normales jurassiques et crétacées dans l'arc de Castellane. Le Jurassique du Cap-Ferrat est à affinité antiboise alors que celui du domaine frontal de l'arc de Nice est à affinité provençale (Dardeau, 1983). Des structures faillées E-O à pendage Sud peuvent-être évoquées pour expliquer un tel changement de faciès sédimentaire. Pour la période Crétacé, Gèze (1968) constate une diminution importante, jusqu'à disparition, des formations du Crétacé inférieur. Les formations du Crétacé supérieur bien identifiées dans l'arc de Nice se réduisent, deviennent plus gréseuses et indifférenciables dans la région du Cap-Ferrat. Tout porte à envisager que le Cap-Ferrat correspondait à une position haute par rapport à la région niçoise durant le Crétacé. Il est fort probable que le jeu normal de la faille de St-Michel soit attribuable à l'ouverture de la mer Ligure. Elle affecte les formations du Crétacé supérieur. L'étroitesse de l'anticlinal de St-Michel par rapport à la faible amplitude de l'anticlinal qui forme la presqu'île de St-Jean-Cap-Ferrat indique qu'il s'agit d'une zone où s'est concentrée la propagation de la déformation engendrée par la mise en place de l'arc de Nice. La position du chevauchement de la pointe du Cabuel n'est guère plus méridionale que celle de la faille de St-Michel. Sans évoquer un héritage structural important, comme un paléo-horst, il me paraît difficile d'expliquer à la fois la non-propagation vers le Sud de l'arc de Nice et le resserrement de l'anticlinal de St-Michel. D'autant que l'existence de paléofailles normales E-O, en font de parfait candidat au développement de failles décrochantes durant les phases oligocène et miocène : réactivation de la faille de St-Michel et décrochement à la pointe de Cabuel.

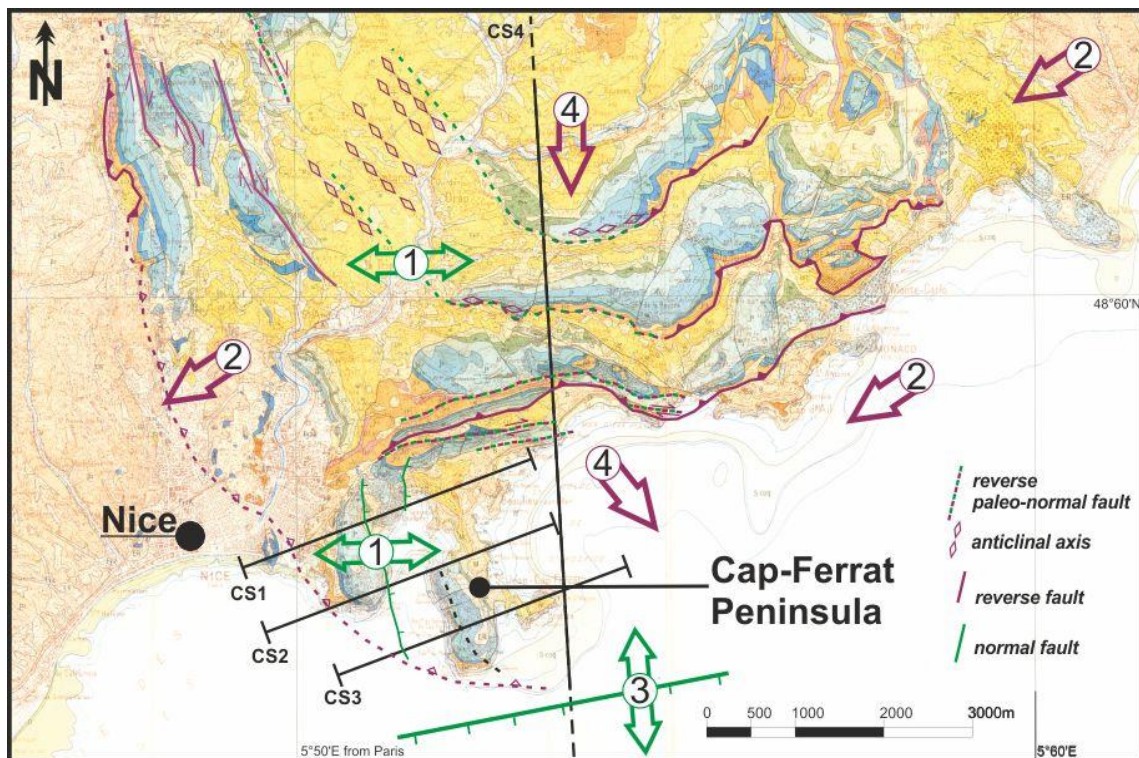


Figure III-50: Synthèse des observations réalisées dans la région du Cap-Ferrat et chronologie des principaux évènements tectoniques qui ont affectés la région.

b. Les coupes ENE-OSO

J'ai réalisé des coupes ENE-OSO, perpendiculaire aux structures du Cap de Nice et du Cap-Ferrat afin de comprendre l'agencement de ces deux caps et d'estimer l'importance de la déformation associée à la phase de compression NE-SO oligocène.

La réalisation de coupes séries ENE-OSO (Figure III-51-a-b) m'a amené à interpréter des structures chevauchantes à vergence Ouest. Un découplage entre le sommet du Jurassique et la base du Crétacé est supposé sur la base de l'observation de plis à courte longueur d'onde (<50m) entre la pointe du Colombier et la pointe des Fosses (coupe CS3, Figure III-51 et Figure III-45). La déformation sur ces différentes coupes (CS1-2 et 3) est compatible avec la phase de raccourcissement oligocène NE-SO. Le Var contournant l'unité du mont Vial délimité au Sud par la faille de Gourdan-Vial (Figure III-11), et n'ayant pas connu de changement significatif de son cours depuis le Messinien (Clauzon, 1990 ; Clauzon et al., 1996), l'unité du mont Vial est anté-Messinien. Il est possible de raccorder l'unité du mont Vial à l'unité en chevauchement aveugle (Figure III-36) et au chevauchement du cap de Nice (Figure III-51). Durant la phase de raccourcissement NE-SO Oligocène, se met en place un front de chevauchement, du cap de Nice au mont Vial, avec une rampe de chevauchement qui serait réactivée en décrochevauchement (structure en fleur) au cours de la phase de raccourcissement N-S Miocène.

On peut noter la similitude directionnelle de la faille Madame avec les décrochevements qui affectent le domaine occidental de l'arc de Nice (Figure III-50) pour lesquels un héritage en faille normale à pendage Est est évoquée (David, 1990 et Schroetter, 1997). Selon cette hypothèse, il s'avère que l'héritage vocontien expliquerait la formation d'une structure en fleur positive dans le domaine occidental ; et confirmerait la non-propagation de l'arc de Nice au-delà de l'anticlinal de St-Michel. L'héritage N-S est complètement réactivé durant la phase miocène au sein de l'arc de Nice alors qu'il est préservé dans le domaine autochtone (ex : faille Madame).

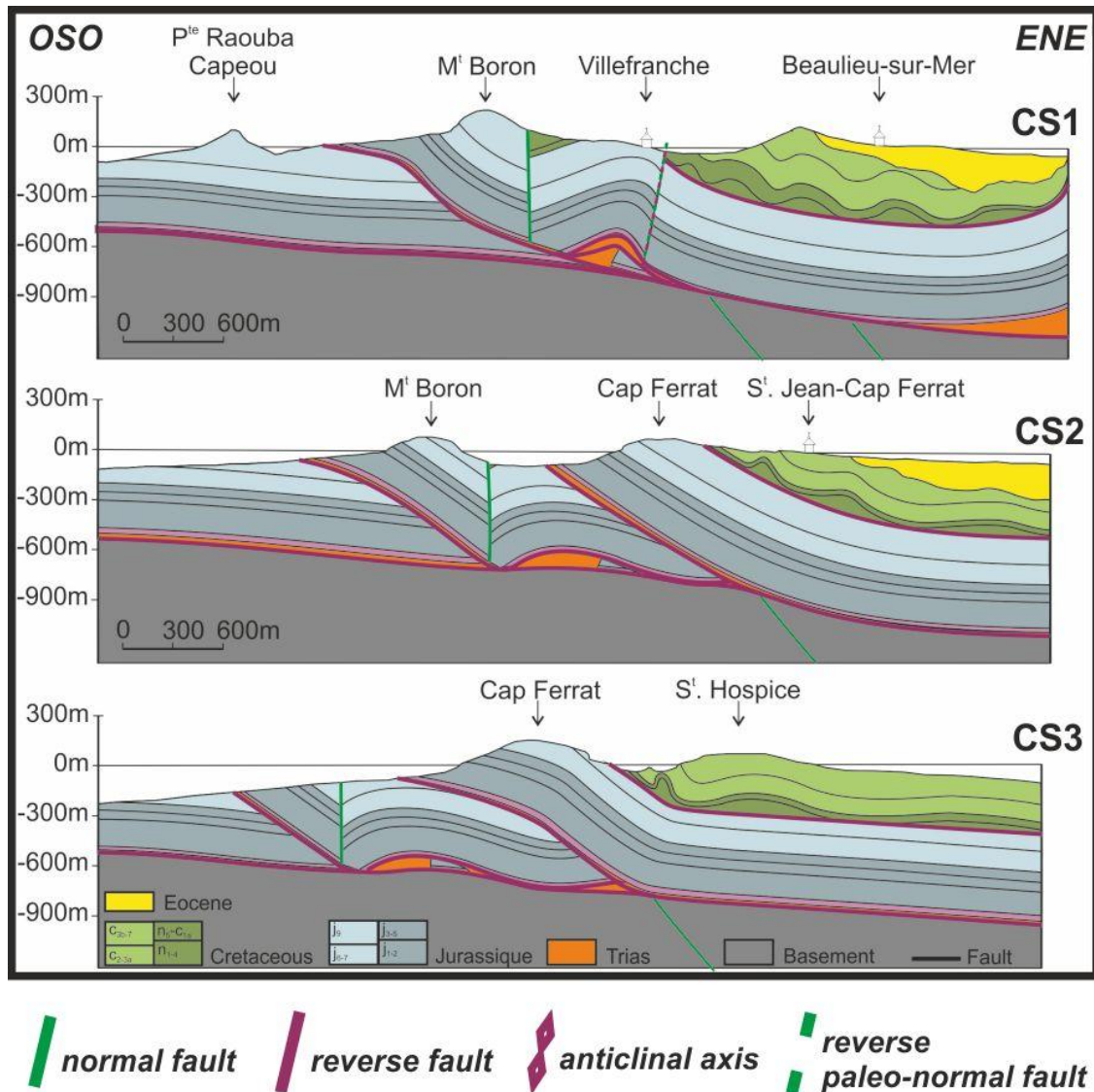


Figure III-51: Coupes géologiques ENE-OSO. Localisation Figure III-43 et Figure III-50.

c. La coupes N-S

La caractérisation de l'anticlinal de St-Michel et l'interprétation de la déformation au sein de la marge (Sage et al., 2011) implique de réinterpréter le style de la déformation associée à la phase de compression N-S miocène. Une coupe terre-mer, intégrant les données de la carte géologique de Menton-Nice et du profil 5st201, a été réalisé (Figure III-52).

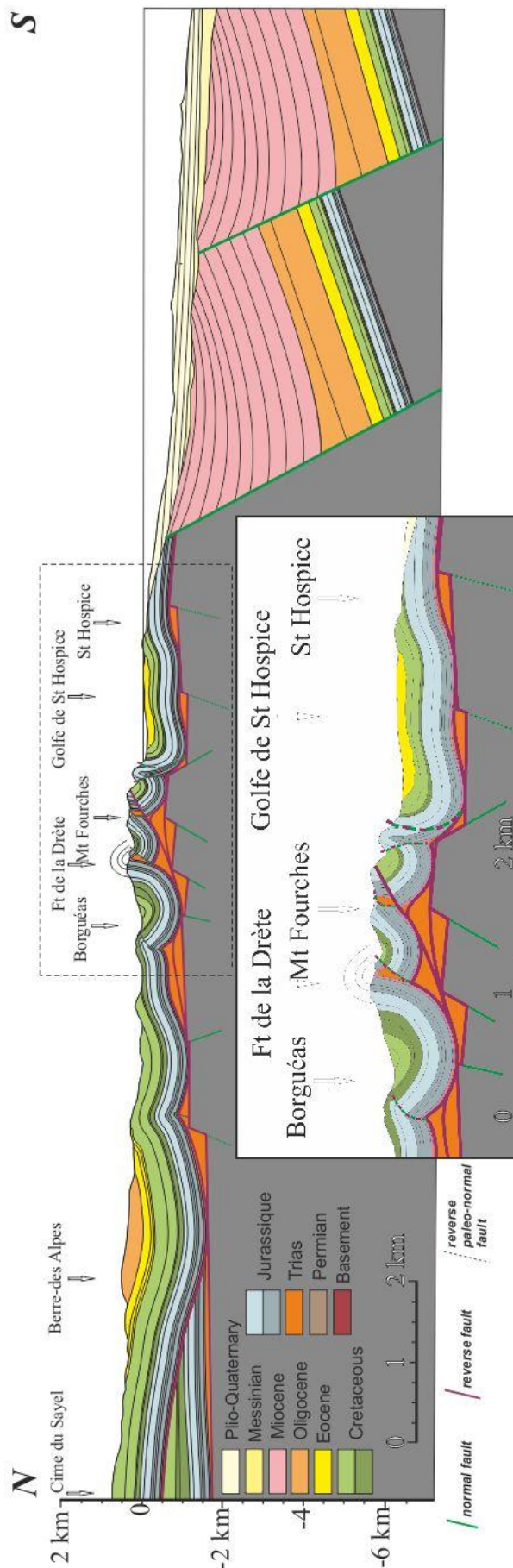


Figure III-52: Coupe géologique équilibrée N-S. Localisation [Figure III-43](#) et [Figure III-50](#).

La caractérisation de la faille de St-Michel ([Figure III-47](#)) comme d'une paléofaille normale réactivée en décrochement qui délimitent un anticlinal à cœur de Jurassique très serré m'a amené à envisager un système triangulaire. Les variations d'épaisseur du Crétacé inférieur de part et d'autre des différentes écailles (Gèze, 1968) ainsi que les relations géométriques des couches de part et d'autre des plans de chevauchements suggèrent l'existence de paléofailles normales E-O. A moins d'envisager un bourrage de Trias, comme Ritz (1991) et Charreau (2002), pour combler l'espace sous le synclinal directement au Nord de l'anticlinal de St-Michel, j'interprète ce système triangulaire comme l'inversion d'un paléo-horst. L'amortissement du charriage peut aussi trouver une explication par la proximité probable du socle vers le sud, avant ouverture du bassin Ligure, qui rend plausible la disparition progressive, ou du moins la diminution d'épaisseur vers le sud du Trias rendant le découplage couverture-socle moins efficace. Ces facteurs jouent le rôle de butoirs (Pérez, 1975).

L'interprétation du Profil 5st201, implique l'existence d'une faille majeure au pied du cap Ferrat si l'on ne veut pas faire affleurer le socle. L'ampleur des décalages sur ces failles normales s'accorde avec l'é étroitesse de la marge Ligure et contraste avec les jeux

des paléofailles normales que l'on peut attribuer à la formation des bassins dauphinois et vocontiens. Les déplacements que l'on peut estimer pour les formations du cap-Ferrat (< 1km) autorise l'appellation de parautochtone, pour ne pas dire autochtone déformé au regard de la phase de compression miocène. Par contre si l'on tient compte de la position du front de chevauchement oligocène suggéré par les coupes ENE-OSO ([Figure III-50](#) et [Figure III-51](#)), j'en déduis que la déformation oligocène a été plus étendue que la déformation miocène. La difficulté de réaliser une coupe ENE-OSO du cap de Nice à Menton, par manque d'affleurements préservés de la compression N-S miocène, ne permet d'estimer ni l'ampleur du raccourcissement oligocène, ni son style. Et soulève à nouveau l'éventualité d'un doublement de la couverture, non pas attribuable à la phase N-S miocène mais à la phase NE-SO oligocène. Un tel doublement est évoqué au Nord du synclinal de Menton ([Figure III-52](#), Charreau, 2002).

3. Etats et champs de contraintes

L'existence de deux phases de compression majeures, NE-SO à l'Oligocène et N-S au Miocène est bien connue (Ritz, 1991 ; Schreiber, 2010). L'objectif est de préciser les zones où le champ de contrainte est dévié et de déterminer si cette déviation peut être liée à des rotations d'axe vertical.

i. Paléotenseurs calculés

Les bordures orientales et occidentales de l'arc de Nice ont été étudiées par Pérez (1975), Billedo (1990), David (1990) et Ritz (1991). J'ai alors porté mon attention sur la bordure Sud de l'arc de Nice. Malgré sa position à la frontière d'un domaine compressif et d'un domaine extensif, où l'interaction de la mise en place de l'arc de Nice et l'ouverture de la mer Ligure pourrait être potentiellement caractérisée, peu de sites de microtectoniques ont été identifiés. Une centaine de failles réparties sur 7 sites ont été mesurées ([Figure III-53](#) et [Figure III-54](#)) : six dans le domaine frontal (St Michel, Lou Baou, Coupière, Cabuel, Castel et Menton) et un à la limite entre l'arc de Nice et de Castellane (site Couletta). La mesure des failles et le calcul des tenseurs correspondant ont été réalisés comme décrit dans le chapitre 2.

Les chronologies relatives entre les différentes familles de failles ont été obtenues soit à partir de l'observation des recouvrements des failles entre elles ; soit quand ces dernières faisaient défaut, à partir de la cohérence des différents tenseurs calculés, in situ et après correction du basculement du plan de stratification. Il en ressort la caractérisation de plusieurs régimes extensifs, normaux et inverses. Les régimes normaux N-S pour le site de St

Michel et NNE-SSO pour le site de Lou Baou, compatibles entre eux, indiquent l'existence d'une extension N-S, antérieure au basculement des couches ; basculement que l'on associe à la mise en place de l'arc de Nice dans ce secteur et antérieure à la phase de raccourcissement miocène. Cette extension, aussi déterminée au Cap-Ferrat (Figure III-50), est corrélée à l'ouverture de la mer Ligure, essentiellement sur l'argument temporel.

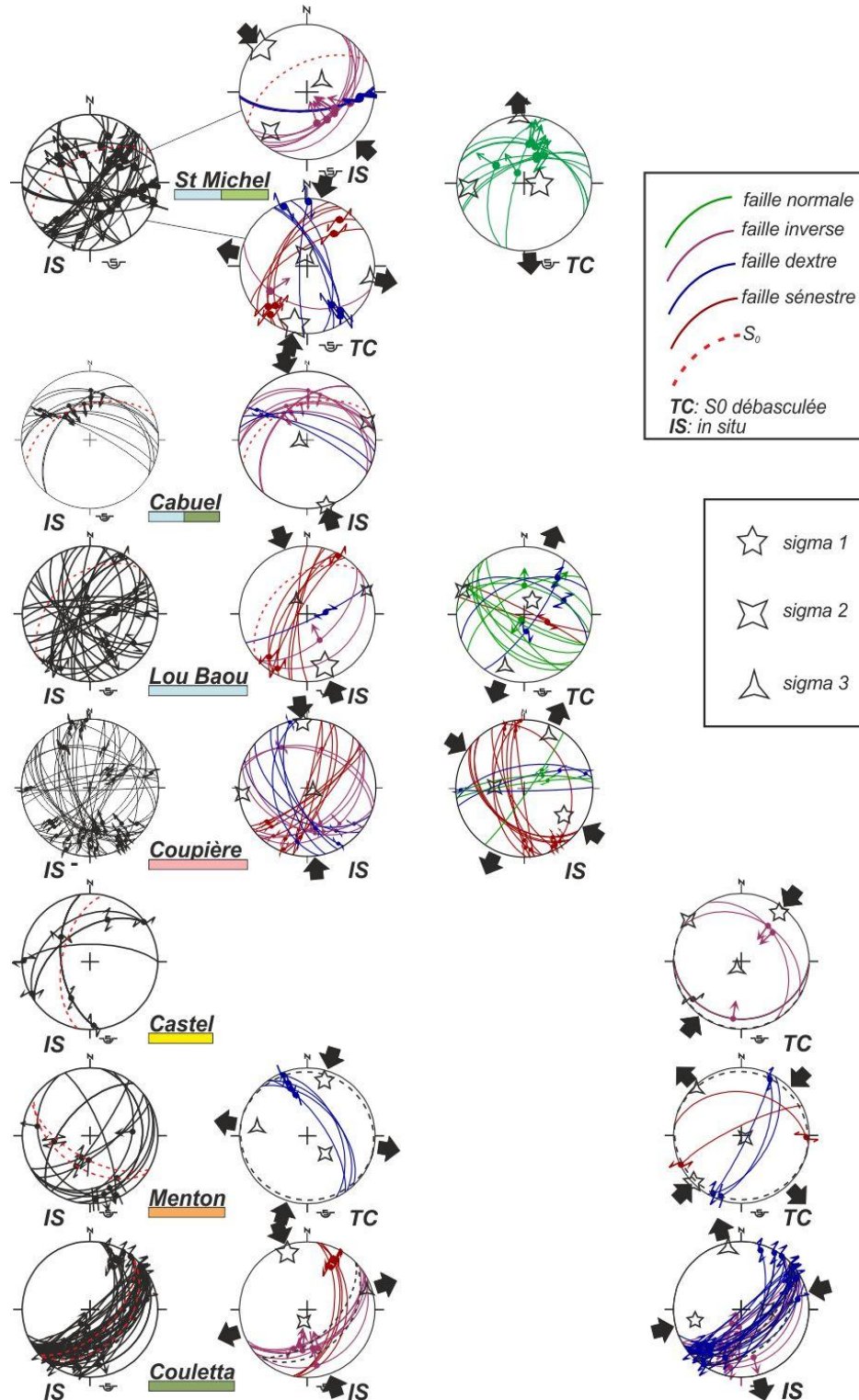


Figure III-53: Projections stéréographiques des mesures de failles et des différents tenseurs calculés pour chaque station microtectonique dans l'arc de Nice. Les rectangles de couleurs indiquent l'âge des formations en accord avec le code de couleur de la Figure III-33. Localisations des sites Figure III-54.

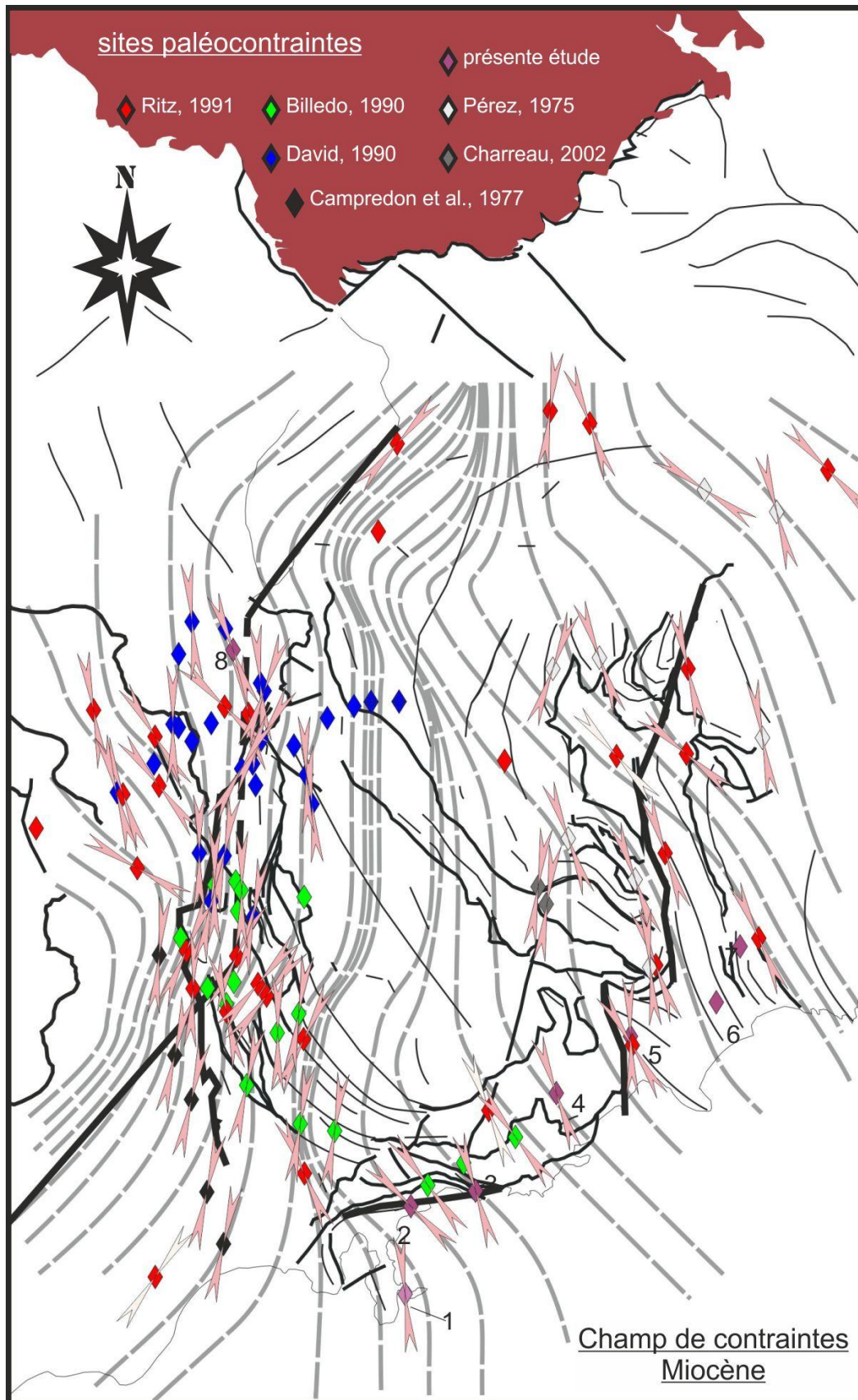
L'ensemble des sites, à l'exception des sites de Couletta et de Coupière, permettent de mettre en évidence des directions de compression N-S à NE-SO ante-basculément et NO-SE post-basculément dans les formations jurassiques (St Michel, Lou Baou et Cabuel) et éocènes-oligocènes (Castel et Menton).

Le site de Couletta, dans le Crétacé inférieur, fournit des directions de contraintes maximales, σ_1 , compatibles respectivement avec les directions de σ_1 connues pour les phases de compression N-S miocène et ENE-OSO Oligocène. Cependant aucune relation chronologique claire n'a pu être mise en évidence. Le basculément, au regard des données seules, semble attribuable à un raccourcissement NNO-SSE, mais étant dans le Crétacé inférieur et à proximité de l'accident de la Vesubie, parallèle à la faille d'Utelle-Maluna, le basculément pourrait aussi être associé au jeu décrochant Crétacé de ces failles ce qui expliquerait l'interprétation in situ des résultats.

Les failles du site de Coupière ont toutes été mesurées dans les conglomérats miocènes de Roquebrune. Un régime inverse et décrochant avec une direction de compression N-S et NO-SE attribuable à la mise en place de l'arc de Nice au Miocène peut être mis en évidence. On peut noter la présence de cette direction NO-SE avec celles obtenues pour les sites de St Michel, Lou Baou et Cabuel. Cet état de fait précise que l'arc de Nice s'est mis en place non pas à la faveur d'une compression uniquement N-S mais aussi NO-SE, du moins à son extrémité Sud.

ii. Champs de contraintes Oligocène et Mio-Plio-Quaternaire

J'ai compilé les résultats de Pérez (1975), Campredon et al. (1977), Billedo (1990), David (1990), Ritz (1991), Charreau (2002) et mes résultats (Sonnette 2005 pour le Cap-Ferrat et le présent travail). Une fois les résultats cartographiés, j'ai eu recours au logiciel Lissage (Lee et Angelier, 1994 ; voir chapitre 2) pour tracer les directions de la contrainte principale maximale (σ_1) pour les phases oligocène et miocène (Figure III-54). En l'absence d'informations sur l'incertitude de certaines directions de compression issues de la littérature, j'ai attribué une incertitude directionnelle de 25° à ces données. Mon objectif est d'analyser le comportement en carte de lignes de contraintes σ_1 pour l'arc de Nice pour une période donnée. La caractérisation de déviations des lignes de contraintes peut alors s'interpréter soit comme l'effet d'un héritage structural, soit comme l'occurrence d'une rotation d'axe vertical.



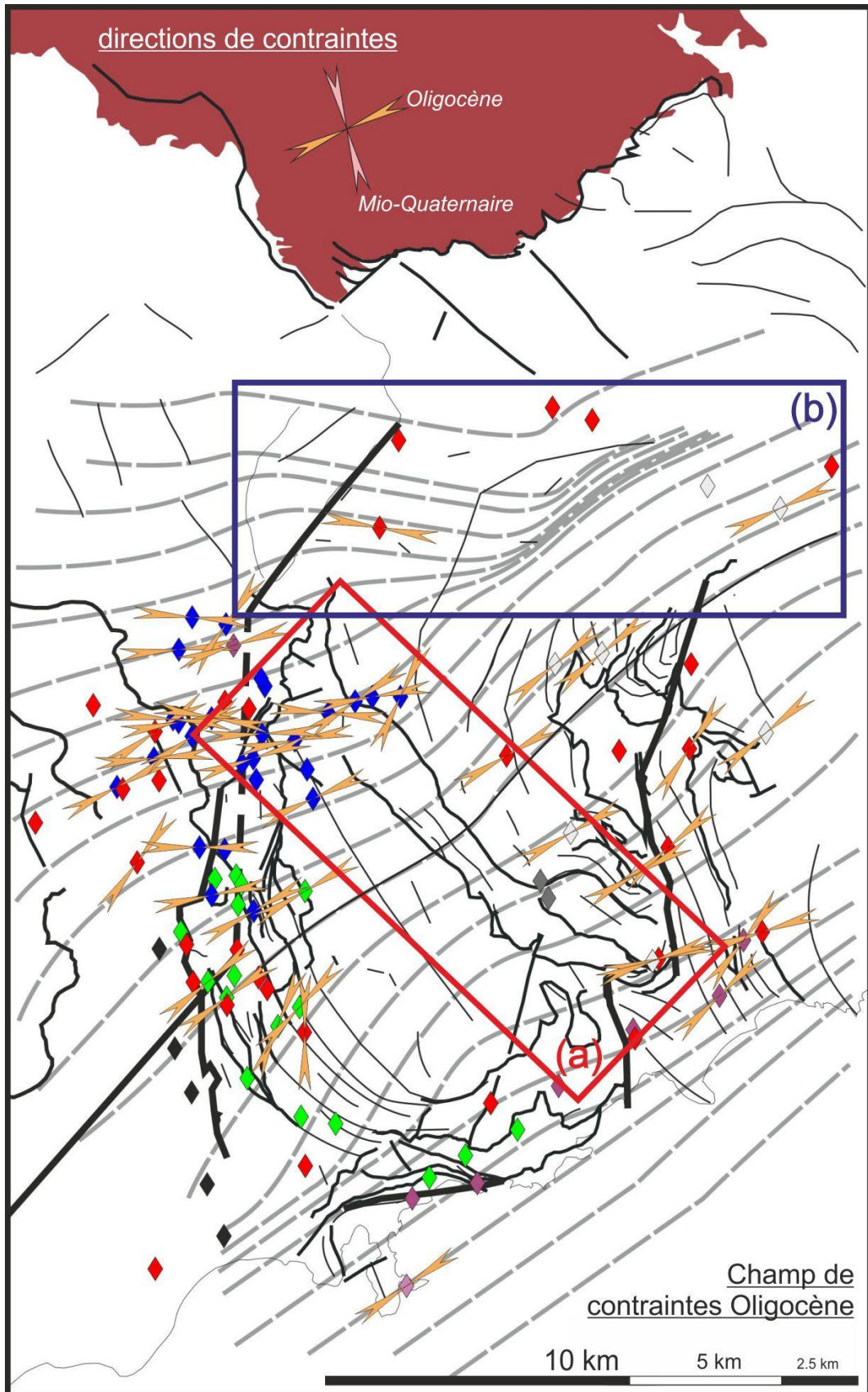


Figure III-54: Localisation des stations microtectoniques, directions et champ de contraintes pour la période Oligocène et Miocène-Quaternaire pour l'arc de Nice.
 Les numéros correspondent à la localisation des stations microtectoniques :
 1 : pte du Colombier ; 2 : St Michel ; 3 : pte du Cabuel ; 4 : Lou Baou ; 5 : Coupière ; 6 : Menton ; 7 : Castel ; 8 : Couletta.

La plupart des stations microtectoniques se trouvent sur les limites de l'arc de Nice par contre, la faible densité de stations au sein du domaine des plis et surtout en bordure du massif de l'Argentera, rend délicate et peu fiable l'interprétation du champ de contraintes dans ces deux derniers secteurs.

Le champ de contraintes déterminé pour la phase oligocène est particulièrement homogène, avec une direction de compression ENE-OSO ($N57 \pm 7$), d'autant qu'il n'est pas corrigé des phases de déformation Miocène-Plio-Quaternaire. Les déviations du champ de contraintes ne sont pas de grande ampleur (inférieure à 45°). On peut surtout y déceler une déviation entre (1) l'ensemble synclinal de Turini – synclinal du col de Braus et le synclinal de Contes ; et (2) d'Est en Ouest dans la partie Nord du synclinal de Turini :

La première zone de déviation peut-être attribuée au fonctionnement du décrochement du faisceau de l'Escarène, notamment à une réactivation durant la phase miocène en décrochement dextre (Figure III-55).

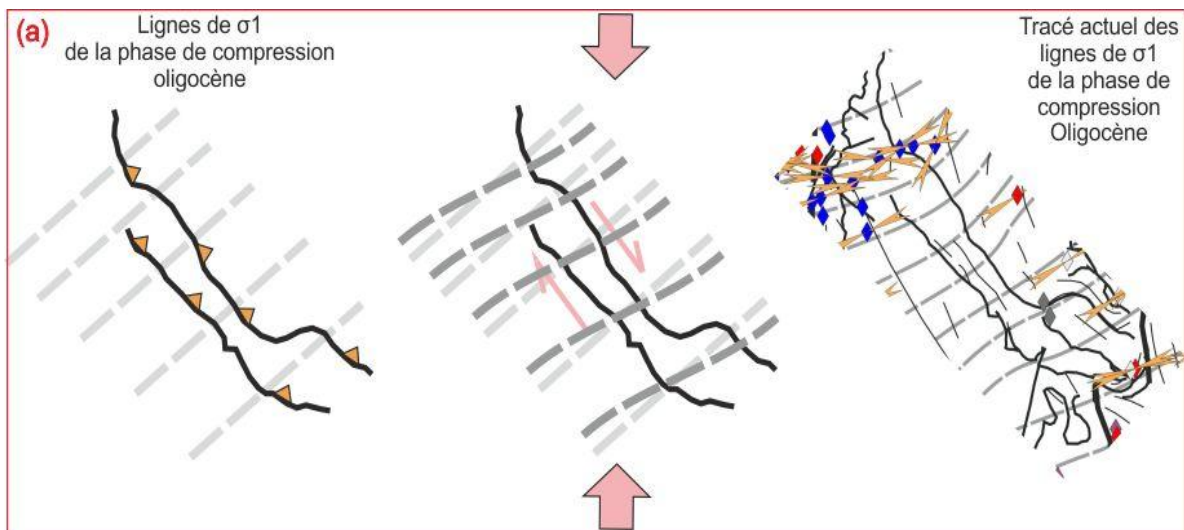


Figure III-55: Interprétation des déviations des lignes de σ_1 de la phase de compression oligocène entre les synclinaux de Turini – col de Braus et de Contes. Localisation [Figure III-54](#).

La deuxième zone de déviation, à l'instar de la zone précédente est mal contrainte (Figure III-56). Toutefois, le resserrement des lignes de champ à l'Est, par rapport à l'Ouest, peut s'expliquer par la formation du pli d'axe E-O du synclinal de Turini, lequel est interprété comme résultant de la compression engendrée par la surrection du massif de l'Argentera durant la phase miocène (Schreiber, 2010).

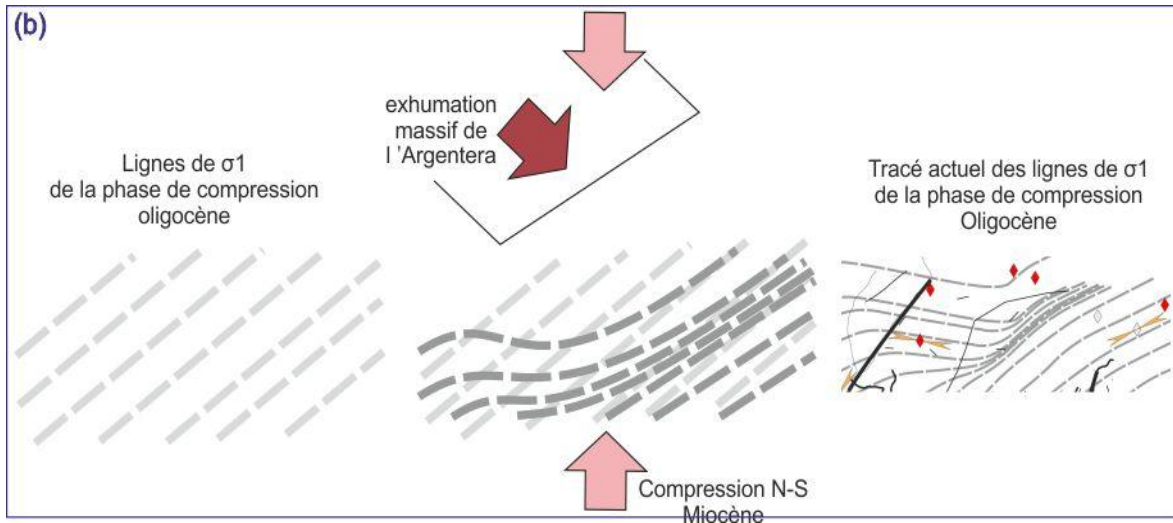


Figure III-56: Interprétation des déviations des lignes de σ_1 de la phase de compression oligocène dans la partie Nord du synclinal de Turini. Localisation [Figure III-54](#).

Le champ de contraintes miocène est moins homogène que le champ oligocène. La direction de contrainte N-S dévie vers l'Ouest, dans le domaine occidental, et dévie vers l'Est, dans le domaine frontal. Cette géométrie des lignes de champ peut s'interpréter comme traduisant une contrainte N-S provenant du nord, associée à la pression exercée par l'exhumation et le mouvement décrochant de l'Argentera (Sanchez, 2010), qui diverge aux contacts des limites de l'arc. Soit le domaine autochtone correspond à un bord libre et il est naturel pour les lignes de champ de diverger vers les bords. Soit ces divergences sont attribuables à des rotations horaires et antihoraires des domaines occidental et frontal.

4. Les états de déformation donnés par la fabrique magnétique

i. Localisation des sites

Aucune étude magnétique n'a été publiée dans l'arc de Nice. Le choix des sites d'échantillonnage a été déterminé afin d'optimiser l'étude paléomagnétique ; ainsi j'ai concentré mes efforts sur les formations de type argilites, marnes et marno-calcaires, susceptibles de présenter des concentrations de grains ferromagnétiques suffisantes. En raison de l'extension du bassin Dauphinois, la subsidence décroissant du Nord vers le Sud, l'équivalent des terres noires jurassiques dans la nappe de Digne sont des calcaires dans l'arc de Nice. Je me suis alors focalisé sur les terres noires à glauconies et les calcaires argileux du Crétacé inférieur, les marnes cénomaniennes et les marnes bleues priaboniennes ([Figure III-57](#)).

ii. Résultats

J'ai échantillonné un total de 28 sites pour 360 spécimens. Pour chaque site, les valeurs de susceptibilité moyennes et les directions des trois axes de susceptibilité (K_1 , K_2 et K_3) de chaque spécimen ont été mesurées et leurs moyennes ainsi que les paramètres Pj et T ont été calculés (Annexe III-s).

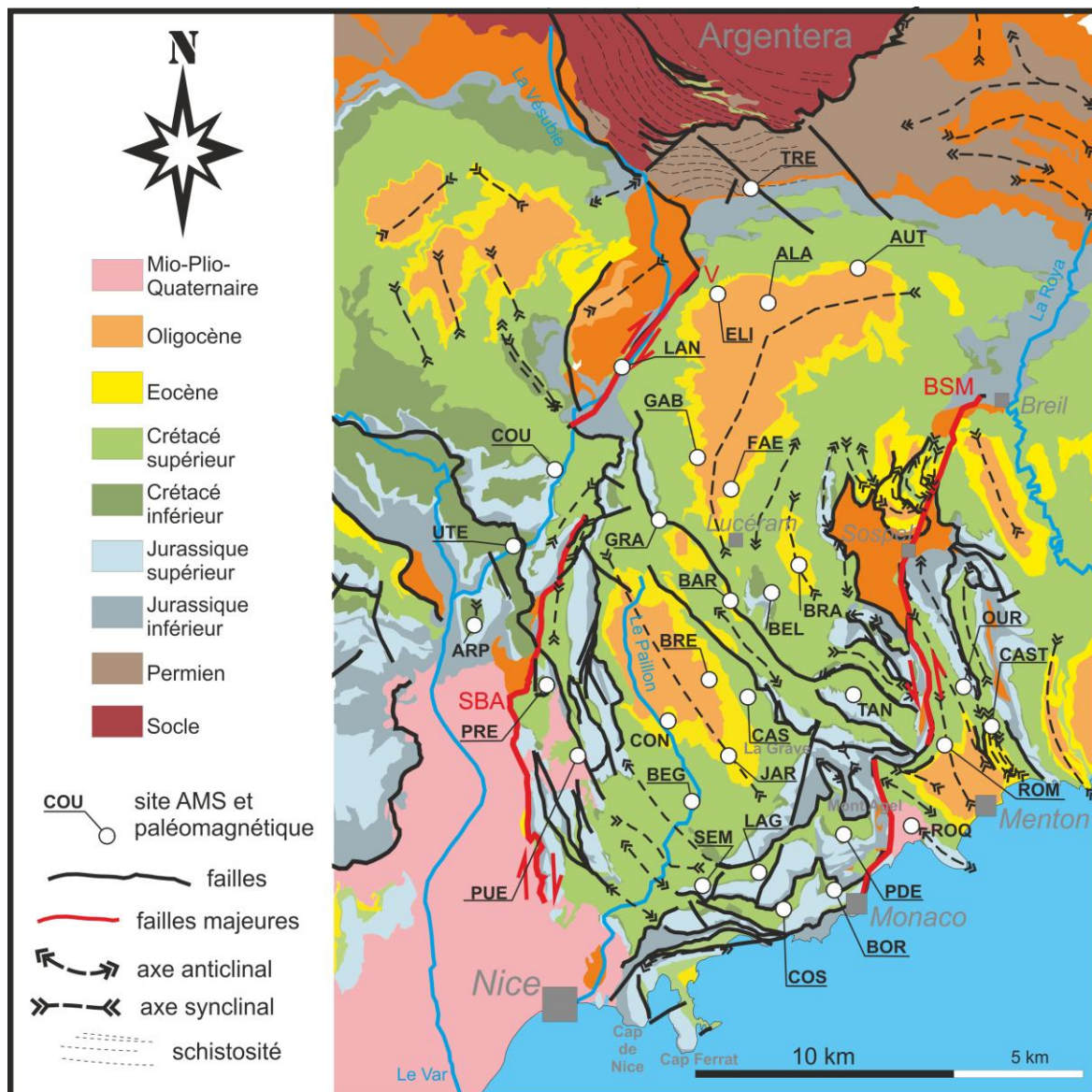


Figure III-57: Localisation des sites d'échantillonnage ASM et paléomagnétique pour l'arc de Nice.

a. Forme des grains et degré de déformation de la fabrique

Comme pour l'arc de Castellane j'ai regroupé mes résultats Pj, T et Km par faciès (Figure III-58). Du faciès le plus vieux au plus jeune, j'ai échantillonné dans les pélites rouges du Permien, les terres noires et les calcaires argileux à glauconies du Néocomien, les marno-calcaires du Sénonien, les marnes bleues du Priabonien, les grès d'Annot oligocènes et les sables miocènes du conglomérat de Roquebrune.

On constate que le signal magnétique des grès d'Annot et des sites TAN, PRE, LAN, PDE, BEL et COU du Crétacé inférieur, est clairement dominé par les grains ferromagnétiques ($K_m > 300 \mu\text{SI}$). Pour les pélites rouges du Permien, les sites ARP, GRA, OUR et UTE du Crétacé inférieur, les marno-calcaires du Crétacé supérieur et les marnes bleues priaboniennes, le signal magnétique est dominé par les grains paramagnétiques ($K_m < 300 \mu\text{SI}$).

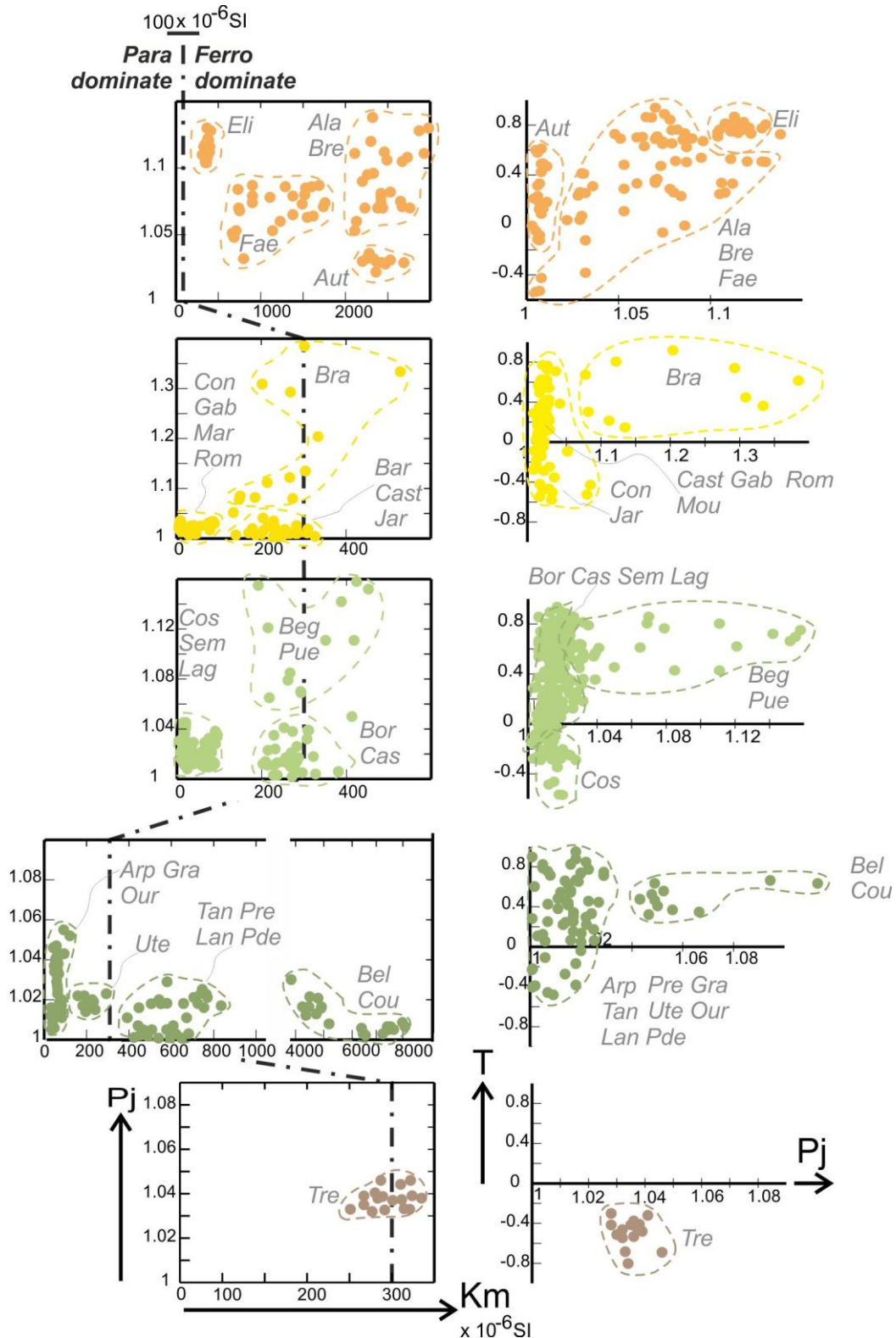


Figure III-58: Diagrammes Pj-Km et T-Pj pour l'arc de Nice en fonction des faciès échantillés.

Peu de sites présentent un fort degré d'anisotropie ($P_j > 1,04$) : en l'occurrence il s'agit des sites ELI, ALA, BRE, FAE, BEG, PUE, BEL et COU. Les sites ELI, ALA, BRE, FAE et BEL présentent des fabriques oblates ($T > 0,1$). Les sites TRE et COS sont les seuls sites à présenter des fabriques prolates ($T < -0,1$). Tous les autres sites montrent soit des fabriques clairement oblates (CAST, ROM, BOR, LAG, TAN, BEG, CAS, BRE, BEL, PUE, FAE, GRA, GAB, AUT, ALA et ELI) soit des fabriques non-triaxiales marqués par des spécimens tantôt oblate, tantôt prolata (OUR, ROQ, PDE, SEM, JAR, CON, BAR, BRA, PRE et LAN).

b. Directions de raccourcissement

L'étude des fabriques d'ASM permet de caractériser la direction de LPS (*layer parallel shortening*). Plusieurs types de fabrique et des fabriques dont je n'ai pu interpréter le message peuvent être mise en évidence pour l'arc de Nice.

1) Fabriques indéterminées

Les sites ROQ, PDE, BAR, CAST et BEG présentent les fabriques les plus difficiles à interpréter. Ils présentent tous des directions de susceptibilités magnétiques trop dispersées pour permettre une interprétation argumentée. BEG et CAST ne sont pas interprétables en raison de l'obliquité des axes moyens par rapport au plan de stratification. Le site PDE présente l'incohérence de montrer une fabrique sédimentaire in situ et une fabrique tectonique de type III avant le basculement. Le site BAR pourrait être considéré comme une fabrique de type III si des axes K1 n'étaient répartis selon le plan portant les axes moyens K2 et K3.

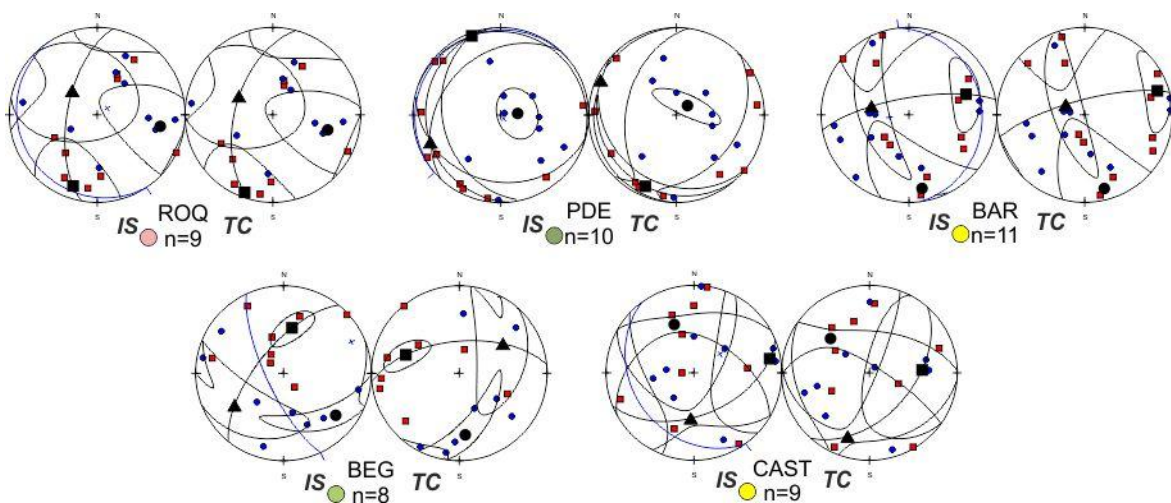


Figure III-59: Fabriques indéterminées pour l'arc de Nice. Même légende que **Figure III-14**.

2) Fabriques de type I

J'interprète les sites BOR, BRA, SEM et LAG comme des fabriques de type I (Figure III-60 et Annexe III-t). Les axes K3 sont groupés et perpendiculaires au plan de stratification alors que les axes K1 sont plus ou moins étalés le long de la S_0 . Toutefois, les axes K1 ne sont pas répartis tous azimuts sur la S_0 . Le site BRA peut être interprété après débasculé comme une fabrique sédimentaire caractéristique d'un flux vers le SO et marqué par le basculement vers le NE des axes K3. Toutefois, in situ, la fabrique est typiquement sédimentaire, ce qui est difficile à envisager puisque fabrique sédimentaire est caractéristique de la fabrique avant basculement tectonique du plan de stratification. La direction de raccourcissement est coaxiale avec la direction de flux sédimentaire.

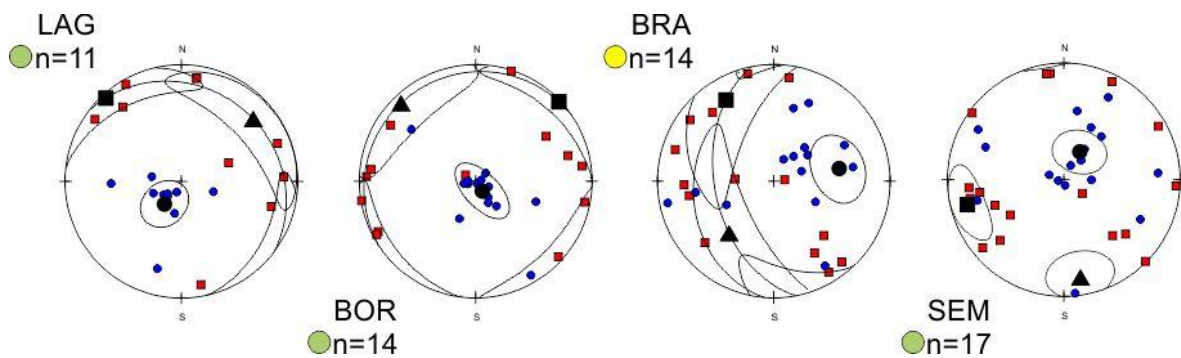


Figure III-60: Fabriques de type I reconnues dans l'arc de Nice après débasculé du plan de stratification. Même légende que la Figure III-14.

3) Fabriques intermédiaires de type II

Les fabriques de type II correspondent au type de fabriques le plus représenté dans l'arc de Nice (Figure III-57 et Annexe III-u). Les fabriques de type II, avec des axes K3 et K1 groupés et respectivement, perpendiculaires à la stratification et contenu dans le plan de stratification, correspondent aux sites ELI, ALA, BEL, GRA, BRE, COS, TAN, FAE, GAB, ROM, PRE et LAN. Toutes les fabriques de type II sont acquises antérieurement au basculement des couches. Seuls les sites ALA et ROM, en raison de la verticalisation du plan de stratification, peuvent aussi être interprétés comme des fabriques de type IV. Les directions ASM déduites sont les mêmes ; seule demeure une incertitude quant au timing d'acquisition de la fabrique : sont-elles anté- ou post-basculé ? Le site ALA se trouve à proximité d'un chevauchement à vergence Sud et des formations permienne porteuses d'une schistosité. On est alors tenté d'interpréter une acquisition post-basculé associée au chevauchement de l'Argentera sur la couverture (Sonnette, 2006 ; Sanchez, 2010). Au contraire, ROM correspond à un site dominé par une déformation plicative, où aucune schistosité n'a été mise en évidence. Dans ce cas il paraît plus réaliste d'envisager une acquisition de la fabrique anté-basculé.

Au total quatre directions sont identifiables : NO-SE, N-S, NE-SO et E-O.

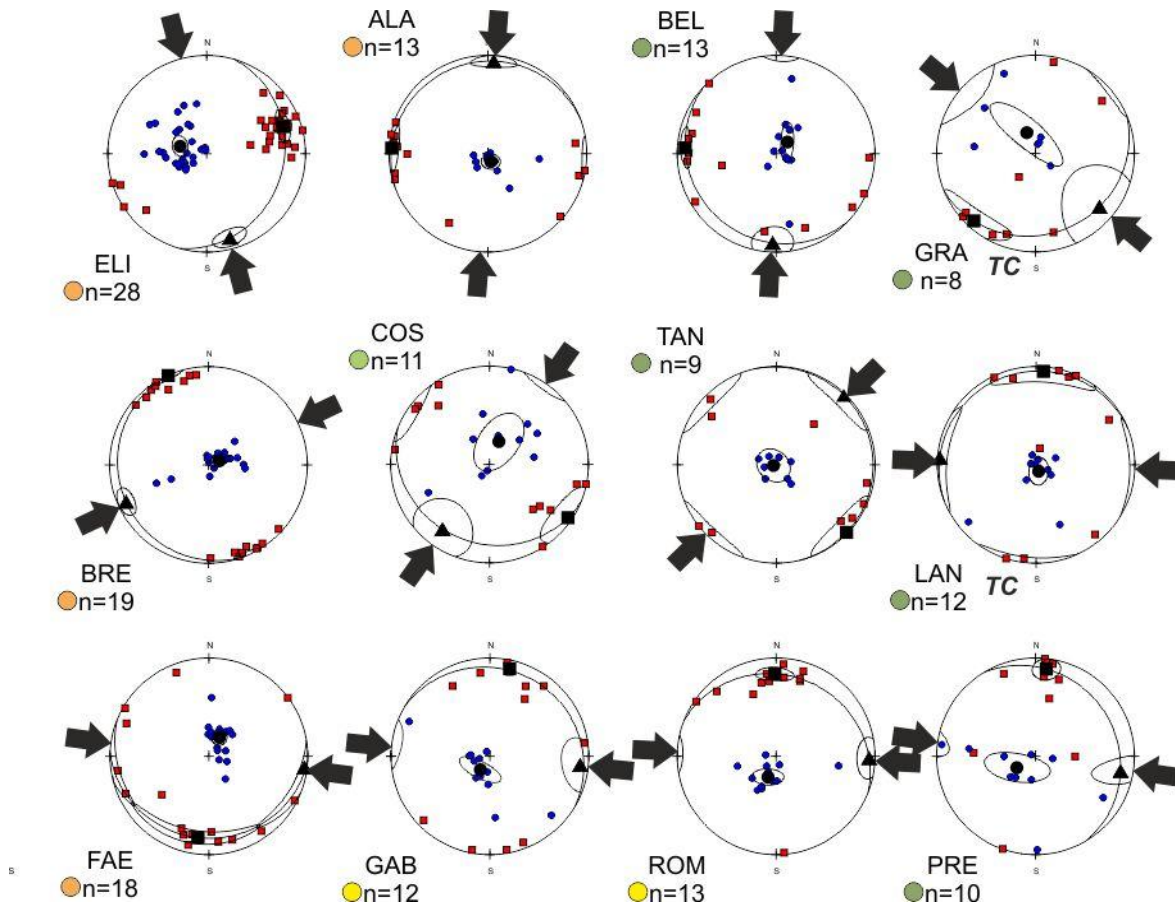


Figure III-61: Fabriques intermédiaires de type II dans l'arc de Nice après débasculement du plan de stratification. Même légende que la Figure III-14.

4) Fabriques tectoniques de type III

Les fabriques de type III, avec une dispersion des axes K3 perpendiculairement à la foliation magnétique, correspondent aux sites PUE, TRE et JAR (Figure III-62 et Annexe III-v). On retrouve deux des quatre directions déduites des fabriques de type II : N-S et NE-SO.

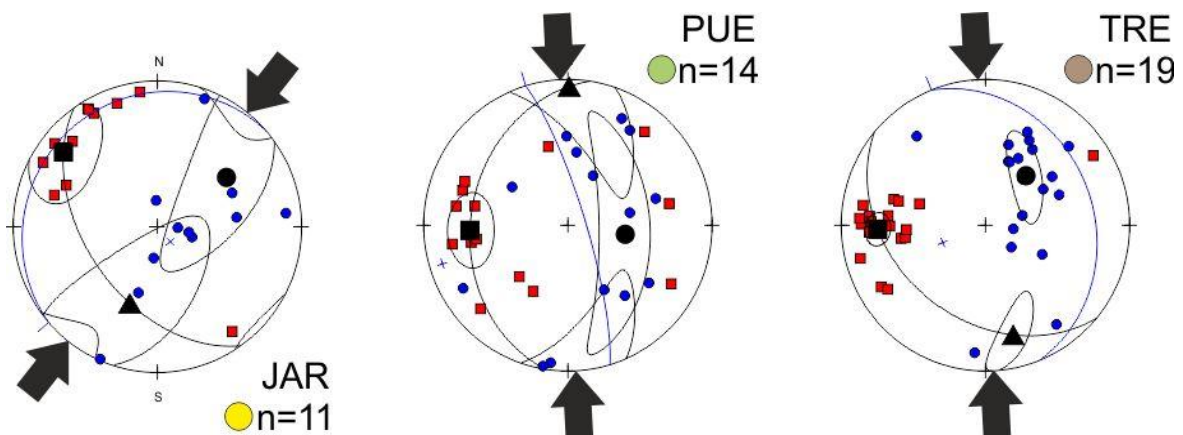


Figure III-62: Fabriques in situ de type III dans l'arc de Castellane. Même légende que la Figure III-14.

5) Fabriques tectoniques de type IV-V

L'arc de Nice présente quelques fabriques évoluées de type IV, CON, AUT, CAS et de type V, OUR (Figure III-63). Les axes K3 appartiennent au plan de stratification et les axes intermédiaires lui sont perpendiculaires. La direction de raccourcissement interprétée est toujours la direction perpendiculaire à la foliation magnétique. L'acquisition du raccourcissement est interprétée comme étant postérieure au basculement après retenue de la position qui verticalise le plus l'axe moyen K2 pour les types IV ou K1 pour le type V. On peut remarquer que pour les sites CON et AUT la direction de raccourcissement est coaxiale avec la direction de plongement du plan de stratification ce qui suggère que l'acquisition de la fabrique magnétique et le basculement sont engendrés par la même phase de déformation ; alors que les directions de raccourcissement ASM des sites CAS et OUR est différente, si ce n'est orthogonale (CAS), à la direction de plissement.

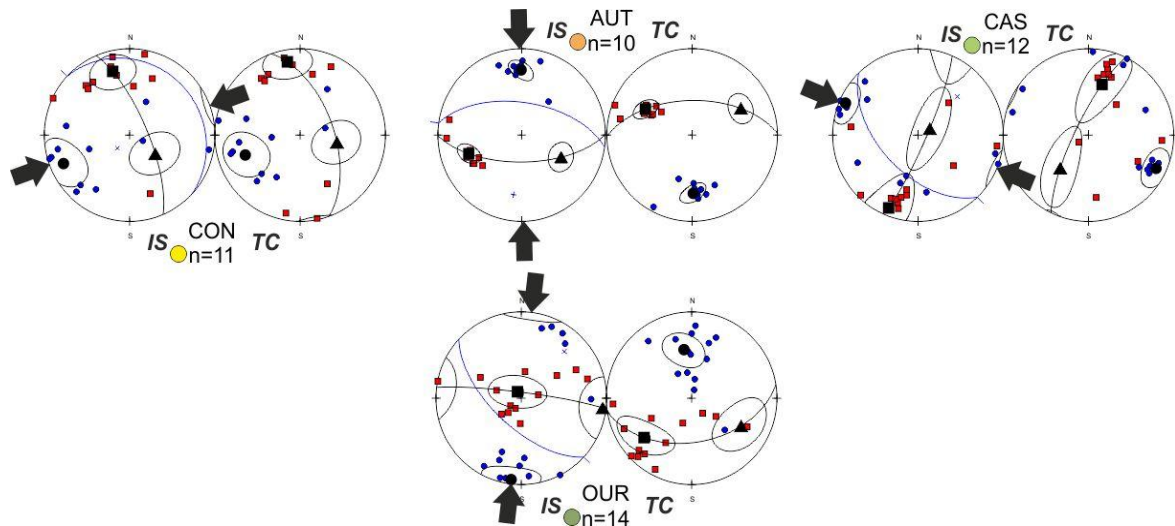


Figure III-63 : Fabriques tectoniques de type IV et V pour l'arc de Nice. Même légende que pour la Figure III-14.

iii.ASM et champ de déformation finie

J'ai dessiné le champ de déformation finie de l'arc de Nice à partir de l'étude des cartes géologiques au 50 000^{ème} de Menton-Nice et St-Martin Vésubie–Le Boléron, ainsi que des cartes structurales réalisées par Schreiber (2010). Une fois les axes de plis cartographiés, j'ai utilisé le logiciel LISSAGE (Lee et Angelier, 1994) pour tracer les lignes de champ de raccourcissement fini, qui sont, par définition perpendiculaire, aux axes des plis. On obtient la carte présentée dans la Figure III-64. On distingue bien l'influence des principales étapes de raccourcissement, de direction E-O à ENE-OSO, attribuable à la phase oligocène et qui caractérise l'autochtone du Cap Ferrat et de Menton ; et N-S, attribuable à la phase miocène, surtout présente au contact Argentera-couverture et au sein du domaine frontal.

La superposition des directions donné par l'ASM avec les lignes de champ permet de constater la conformité ou non des directions de raccourcissement. Les sites TRE, ELI, ALA, AUT, GAB, PRE, BRE, CON, JAR, TAN et ROM sont compatibles avec les lignes de champ. Parmi les autres sites, incompatibles avec le champ de déformation fini, on peut distinguer :

- les sites LAN et COS, qui sont compatibles avec la direction de raccourcissement oligocène.

Le site COS étant une fabrique de type II et la mise en place des écailles chevauchantes vers le Sud se faisant en surface ; on peut proposer l'interprétation suivante : La fabrique magnétique de ce site a enregistré un raccourcissement NE-SO à ENE-OSO, durant la phase de raccourcissement oligocène ; puis elle a été basculée durant la mise en place des écailles chevauchantes durant l'épisode miocène.

- les sites FAE, BEL, PUE et OUR sont compatibles avec la direction de raccourcissement N-S miocène. Les fabriques des sites OUR et PUE, interprétés respectivement comme des fabriques de type V et III, sont acquises postérieurement au basculement qui est ici associé à la phase oligocène puisque la stratification et les axes de plis les plus proches sont orientés N-S à NO-SE. Les sites BEL et FAE correspondent à des fabriques ante-basculément. Les interprétations que l'on peut proposer sont soit un enregistrement de la fabrique magnétique antérieur à la phase de raccourcissement oligocène, dans ce cas attribuable à la phase Pyrénéo-provençale N-S, plausible pour le site BEL mais pas pour le site FAE car correspondant à une formation d'âge Oligocène ; soit ces sites ont enregistrés une importante rotation antihoraire avant la formation des plis NNO-SSE. Pour le site FAE, la direction ASM peut correspondre à une direction de paléocourant.

- les sites GRA et CAS sont incompatibles avec les directions de raccourcissement connues. La similitude de directions des sites GRA et CAS est troublante ainsi que leur proximité de grandes failles décro-chevauchantes orientés NO-SE qui forment le faisceau de l'Escarène (Figure III-33). Témoigneraient-ils d'une rotation antihoraire significative associée à la réactivation en décrochement au Miocène de chevauchements oligocènes ?

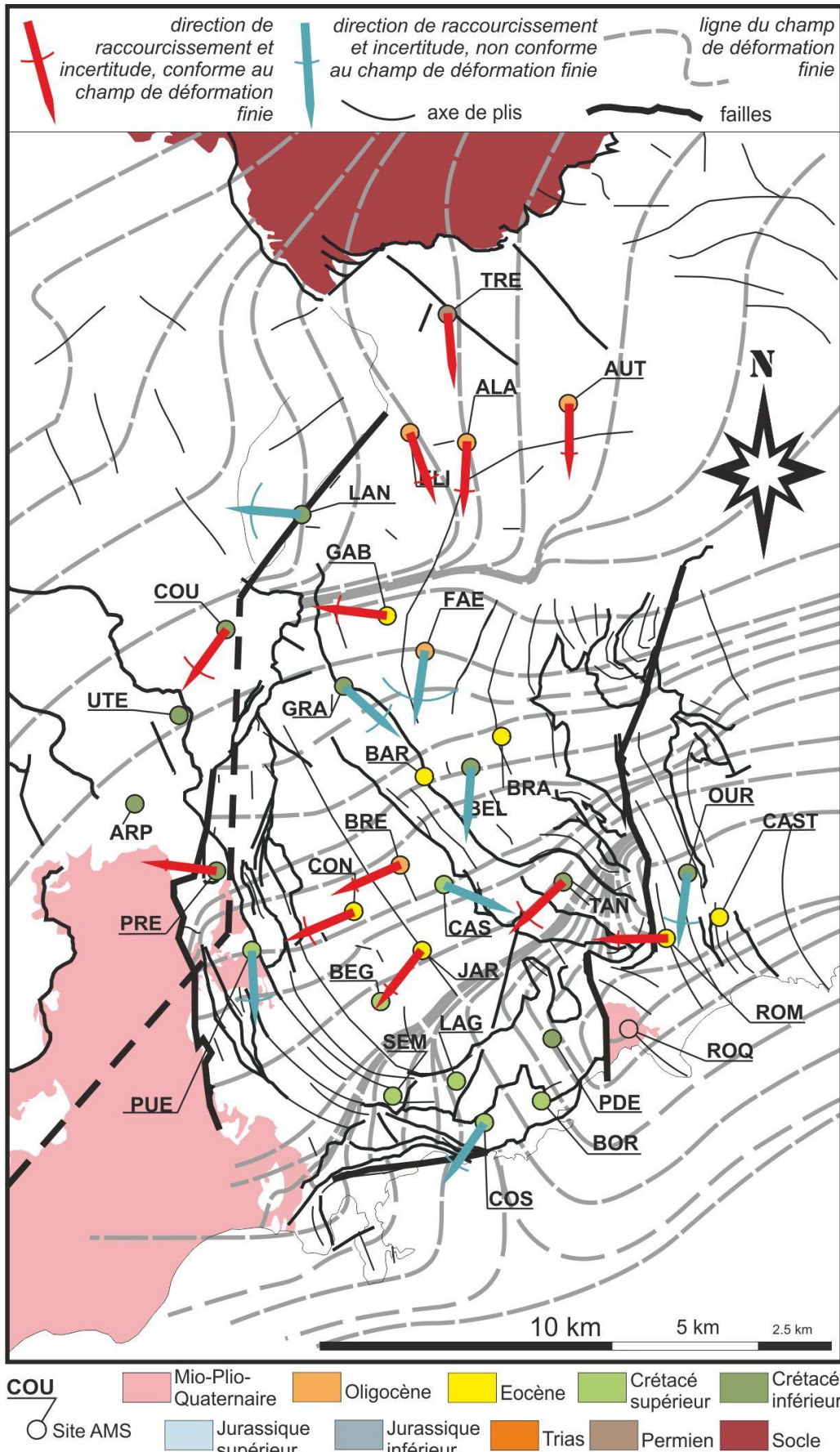


Figure III-64: Champ de déformation finie et directions de raccourcissement données par l'ASM pour l'arc de Nice.

5. Etude paléomagnétique et quantification des rotations d'axe vertical

Les marqueurs que sont les directions d'ASM, d'axe de plis et de contraintes maximales pour les phases tectoniques oligocène et miocène ne permettent pas à eux seuls d'envisager des rotations significatives des différentes branches qui constituent l'arc de Nice. L'obtention de données paléomagnétiques peut, dans le cas où des rotations d'axe vertical sont mises en évidence, modifier l'interprétation actuelle de la déformation dans l'arc de Nice.

i. Localisation des sites

Les formations permienes et triasiques du vallon des Graus et dans la haute vallée de la Roya ont été étudiées par Bogdanoff et Schott (1977). Ces auteurs ne proposent pas de rotation significative des formations permo-triasiques dans ces secteurs au Nord de l'arc. Au Sud, la forte courbure que présente le système de chevauchements frontaux pose la question de l'existence de rotations d'axe vertical durant la mise en place de l'arc. Pour répondre à cette question, j'ai mené une étude paléomagnétique dans les formations méso-cénozoïque de l'arc de Nice.

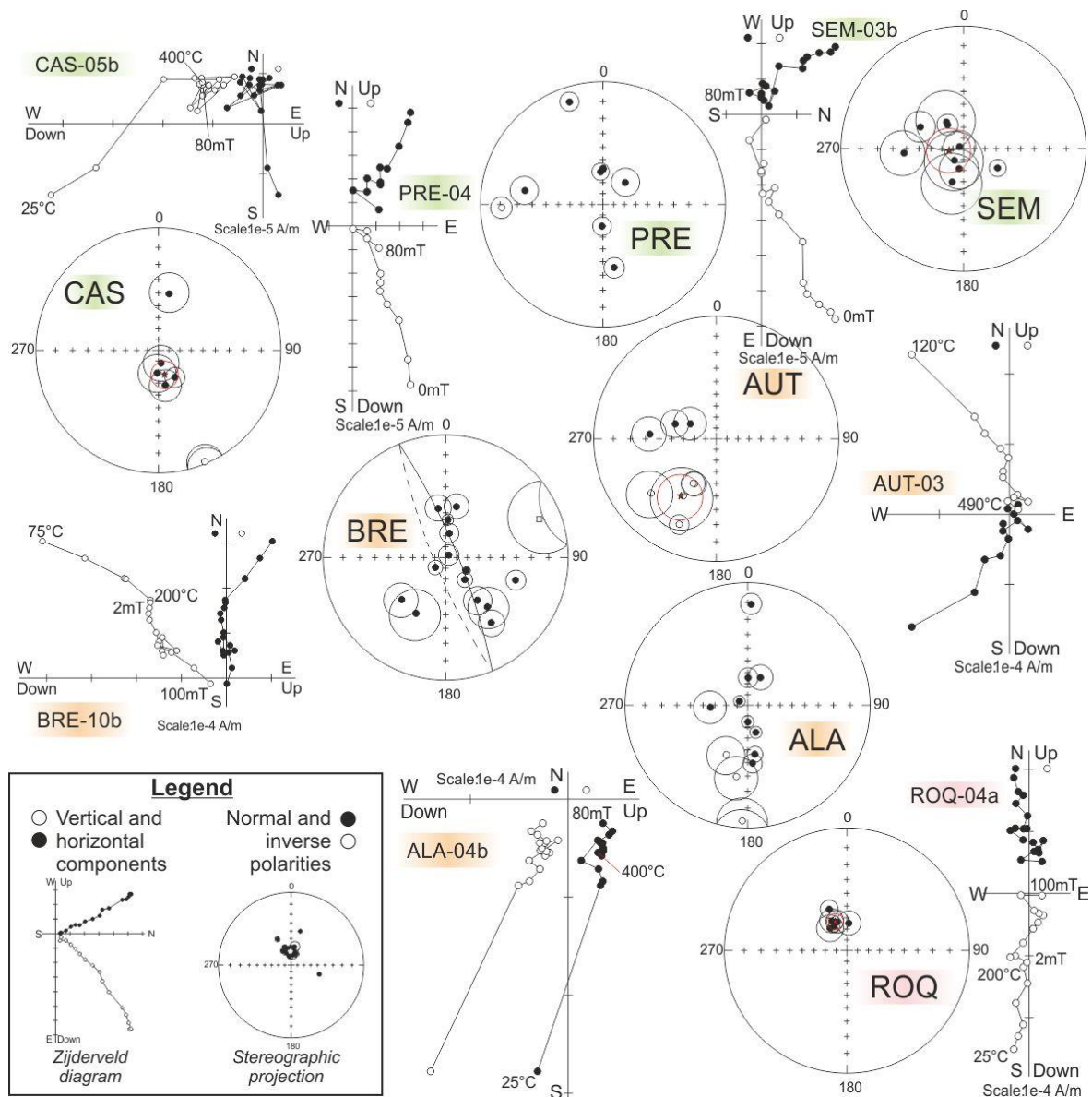
Ne disposant d'aucune étude paléomagnétique pour mon secteur d'étude, j'ai ciblé les formations à composante argileuse dominante comme les terres noires à glauconie et les calcaires argileux néocomiens, les marno-calcaires cénomaniens et les marnes bleues priaboniennes (Figure III-57). Je n'ai pas jugé nécessaire de mener l'étude paléomagnétique des formations permienes échantillonnées pour l'ASM, étant donné que Bogdanoff et Schott (1977) n'y ont déterminés aucune rotation significative et que ces résultats sont similaires à ceux obtenues pour les mêmes formations dans le dôme de Barrôt et la haute vallée de la Tinée.

ii. Résultats

J'ai collecté 319 spécimens répartis sur 26 sites. Les résultats des échantillons pilotes en AF et en thermique, ainsi que les quelques tests de détermination de la minéralogie magnétique que j'ai mené (voir section 3.iii.A et Annexe III-w ; les interprétations pour les faciès de l'arc de Nice sont similaires à celles pour ceux de l'arc de Castellane), m'ont incité à mener une désaimantation thermique suivie d'une désaimantation AF ou seulement une désaimantation AF pour désaimanter progressivement mes spécimens. Les principaux résultats pour chaque site sont énumérés dans l'Annexe III-x.

a. Directions d'aimantation

Les différents protocoles de désaimantation des spécimens collectés ont permis pour 33% d'entre eux la détermination de composantes principales de désaimantation en projection orthogonale qui présentent ; soit, un groupement suffisant pour calculer une direction moyennes par site (statistique de Fisher, Fisher, 1953), il s'agit des sites CAST, OUR, ROQ, SEM, CAS, CON, BEL, PUE, GRA, GAB, LAN, AUT ; soit, une dispersion ou un nombre insuffisant de résultats (sites BEG, PRE, BRE, ALA et BRA) empêchant l'interprétation d'une direction paléomagnétique moyenne à l'échelle du site. Enfin les sites ROM, PDE, BOR, COS, LAG, TAN, JAR, BAR et FAE n'ont donné aucun résultat satisfaisant. Les zijdervelds des spécimens de ces sites n'ont révélés aucune direction d'aimantation interprétable (Figure III-65).



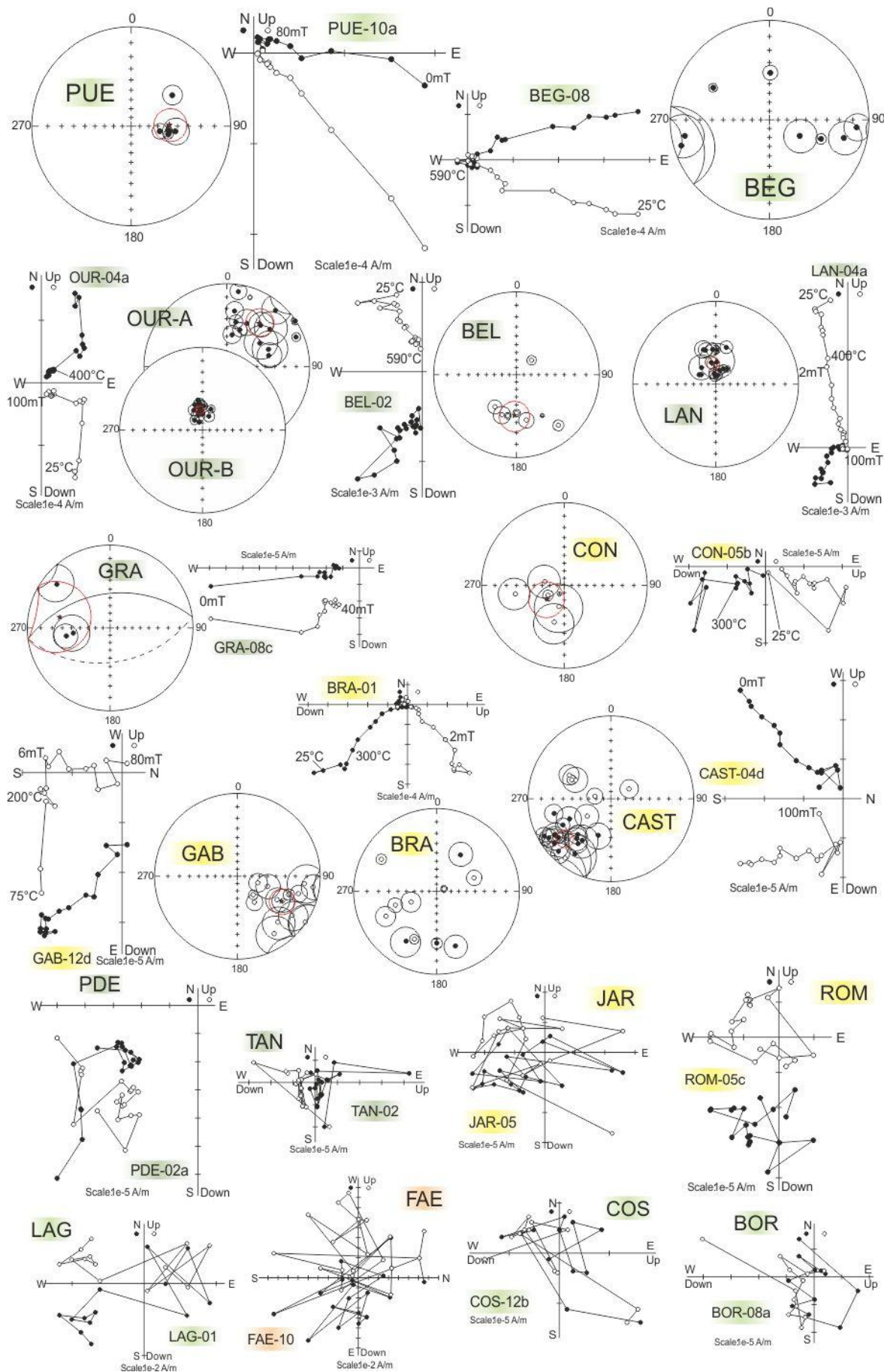


Figure III-65: Diagrammes de Zijderveld et projection stéréographique des directions d'aimantation des sites échantillonnés dans l'arc de Nice.

La plupart des spécimens interprétables présentent une seule composante d'aimantation. Certains en présentent deux. La première composante à être désaimantée, généralement pour des gammes de température entre 25 et 200°C ou des gammes de champ AF entre 0 et 12-20 mT, est très mal contrainte. Seul le site OUR a permis de clairement l'identifier. La deuxième composante pour certains sites ou l'unique composante pour les autres ; que nous appellerons composante A ; est désaimantée respectivement pour des gammes de température supérieures à 200°C ou des gammes de champ AF supérieures à 20 mT et convergent dans la plupart des cas vers l'origine. Cette composante est à polarité normale, sites PUE, SEM, CAS, ROQ, OUR, LAN, GRA et CAST ; et à polarité inverse, sites CON, GAB, BEL et AUT.

b. Test du pli, de l'inclinaison et rotations d'axe vertical

Les caractéristiques des directions d'aimantation in situ et après débasculement suggèrent comme premier tri, la distinction de trois comportements différents (Figure III-66) :

(1) les sites porteurs d'une aimantation de type composante B, il s'agit d'une réaimantation post-plissement, qui généralement ne permet pas de mettre en évidence de rotation. Il s'agit des directions d'aimantation OUR-B, LAN et ROQ. Les incertitudes sur les inclinaisons permettent d'attribuer un âge miocène à ces aimantations, bien qu'un âge plus jeune, quaternaire (d'inclinaison sensiblement plus forte) puisse aussi convenir.

(2) Les sites porteurs d'une aimantation contenue dans le cadran SO. Il s'agit des sites paléogènes AUT, CON et CAST. Les aimantations CAST et CON présentent un groupement maximum après débasculement avec une inclinaison compatible avec celle du pôle de référence pour l'Eocène. J'interprète ces aimantations, inverses, comme originelles, acquises après le dépôt des sédiments et avant la phase de déformation oligocène. L'aimantation AUT, malgré sa similarité directionnelle avec les deux sites précédents, est incompatible en termes de polarité. Le site est affecté par une déformation plus importante, avec une schistosité et une fabrique magnétique de type IV. Il pourrait s'agir d'une aimantation originelle ayant enregistré une rotation horaire de plus de 180° dont une partie pourrait être commune aux sites de CON et CAST traduisant l'occurrence d'une rotation régionale horaire d'une cinquantaine de degrés et d'une rotation locale de plus de 90° attribuable à la mise en place de l'Argentera (replissement d'un pli originellement d'axe NNO-SSE). Dans les deux cas l'intensité de la déformation peut expliquer l'aplatissement de l'inclinaison, inférieure à celles attendues pour le Cénozoïque.

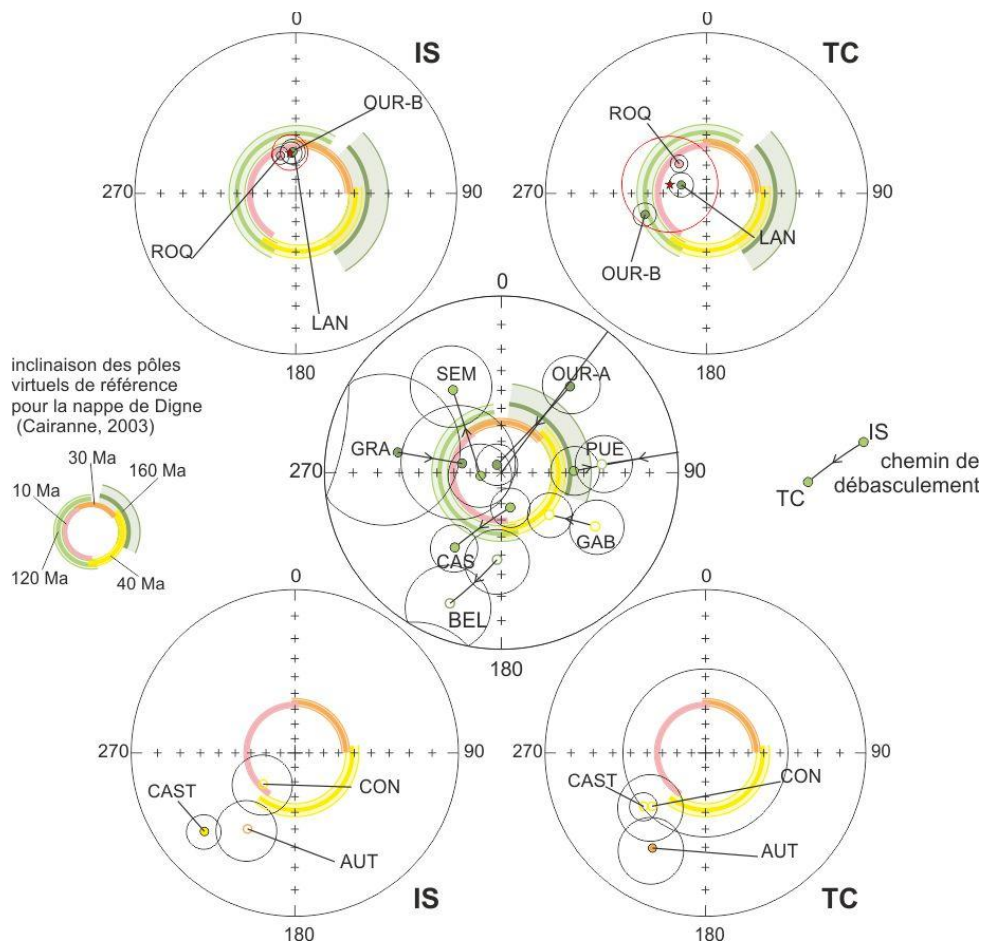


Figure III-66: Résultats et projection stéréographique in situ (IS) et après débasculement de la S_0 (TC) des directions d'aimantation des sites portant une aimantation moyenne à l'échelle du site.

(3) Les autres directions d'aimantation, BEL, OUR-A, SEM, CAS, PUE, GRA et GAB. Ces sites ne montrent pas de similarités évidentes in situ et après débasculement. J'ai donc réalisé un débasculement de leur stratification respective afin de pouvoir représenter les chemins de débasculement (équivalent de la méthode des petits cercles, Shipunov, 1997) et de discuter du timing d'acquisition de leur aimantations par rapport aux inclinaisons des pôles de référence du Crétacé inférieur au Miocène. Il apparaît que les directions SEM et CAS sont trop inclinées pour envisager une acquisition in situ. Les directions OUR-A, GAB et GRA sont trop peu inclinées pour envisager une acquisition in situ. Après débasculement, la direction OUR-A est trop inclinée pour envisager une acquisition anté-basculément. Les directions SEM, CAS et GAB présentent des inclinaisons similaires à celles de leurs pôles de référence virtuels respectifs. Les directions BEL, GRA et PUE, étant donné leurs ellipses d'incertitude, il n'est pas possible de donner un âge à leur acquisition. Au regard des trajectoires de débasculement et des paléo-inclinaisons attendus du Crétacé inférieur au Miocène, on pourrait interpréter les directions SEM, CAS, GAB et BEL comme acquise ante-basculément ; la direction OUR-A, comme acquise pendant le basculement ; et pour les directions PUE et GRA je ne saurais me prononcer.

i. Les rotations paléomagnétiques

Le signal paléomagnétique est particulièrement hétérogène, les rotations identifiées sont mal contraintes statistiquement. Toutefois, à défaut de pouvoir proposer une quantification rigoureuse de ces rotations, ces résultats permettent de souligner certaines tendances que nous interpréterons. Le problème de l'âge d'occurrence de ces rotations se pose aussi.

Une rotation horaire peut être proposée pour les synclinaux de Menton, Contes et Turini. Dans la partie Est du synclinal de Menton, une rotation horaire de 40-50° affecte les formations éocènes (CAST) et crétacés (OUR). Une rotation horaire de 45° affecterait synclinal de Contes, une rotation supérieure à 90° affecterait le flanc nord du synclinal de Turini. Cette rotation horaire affecterait aussi bien les formations de l'arc de Nice que l'avant-pays déformé ce qui suggère que cet événement rotatif aurait affecté l'ensemble de la région. L'excès de rotation (soit ce qui reste après soustraction de la rotation commune aux sites de CON, CAST et OUR) du site de l'Authion peut-être attribuée à l'exhumation du massif de l'Argentera pendant la phase miocène, responsable du replissement des plis d'axe NNO-SSE hérités de la phase oligocène (Schreiber, 2010). Quant à la rotation horaire commune à ces trois bassins elle ne pourrait être qu'antérieure à celle engendrée par l'exhumation de l'Argentera, c'est à dire Oligocène.

De manière plus anecdotique, le site SEM présente une rotation antihoraire. La continuité des structures plicatives du domaine des plis avec les chevauchements qui caractérisent le secteur en question permet d'envisager un rebroussement des terminaisons Sud de ces structures. Un tel rebroussement serait provoqué par leur rencontre avec le paléo-horst de St-Michel (Figure III-68).

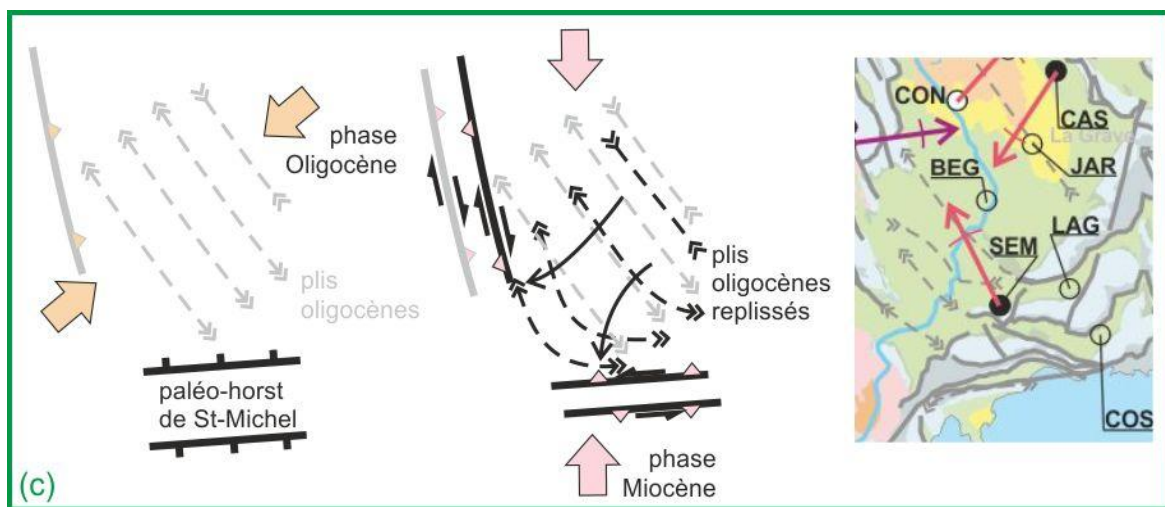


Figure III-68: Interprétation du rebroussement vers l'Est des plis NNO-SSE au SO du synclinal de Contes Localisation **Figure III-67.**

ii. Restauration de la courbure de l'arc Nice

a. Restauration de la déformation avant la phase de raccourcissement Miocène

Les seules rotations attribuables à la phase de raccourcissement N-S sont la rotation antihoraire du bassin de Roquebrune, associable au jeu de l'accident de Breil-Sospel-Monaco. Appréhender la courbure de l'arc de Nice pendant et avant la phase de raccourcissement oligocène nécessite de corriger l'ensemble des structures du raccourcissement attribué à la phase miocène. A partir des coupes géologiques réalisées dans les DEA de Charreau (2002), David (1990), Billedo (1990) et Schroetter (1997) ainsi que les miennes, j'ai, en première approximation, « déplissé » l'arc de Nice en prenant le Tithonique comme niveau repère et en calculant son raccourcissement pour chaque coupe. D'abord selon une direction de raccourcissement N-S (phase miocène) puis selon une direction N035° (phase oligocène). J'ai réalisé ces « déplissements », à la main, en traitant indépendamment les différents domaines qui constituent l'arc de Nice et en commençant par les domaines les plus méridionaux. Le résultat du déplissement du Tithonique est présenté dans la [Figure III-69](#). Les directions ASM ont été corrigées des rotations attribuées à la période miocène.

b. Restauration de la déformation avant la phase de raccourcissement oligocène.

Les rotations que l'on peut attribuer à la phase de déformation oligocène sont la rotation horaire de 45° des bassins éocènes et la rotation antihoraire de la terminaison Sud du synclinal de Contes. L'homogénéité du champ de contraintes oligocène suggère que cette rotation, affecte l'ensemble de l'arc de Nice (avant-pays mentonnais inclus). Suivant cette hypothèse, on constate que la direction de compression actuelle (N57, moyenne des directions attribuées à l'Oligocène [Figure III-54](#)) devient N12 après correction de la rotation horaire. Les directions de contraintes maximales oligocènes varient de N35 (Ritz, 1991) dans la haute vallée du Var à N20 (Delteil et al., 2003) dans la vallée de la Tinée et N12 dans l'arc de Nice. La restauration des synclinaux éocènes alignent ces derniers parallèlement au grain structural du massif de l'Argentera. Une rotation horaire de l'ensemble de la région apparaît sensée et permet de restaurer les principales structures dans un schéma simple ([Figure III-70-a](#)) compatible avec les modèles tourbillonnaire de Gidon (1974), d'anneaux cisailant de Mandl et al. (1977), circulaire de Vialon et al. (1989) et rotatif de Collombet (2001) ([Figure III-70-b](#)).

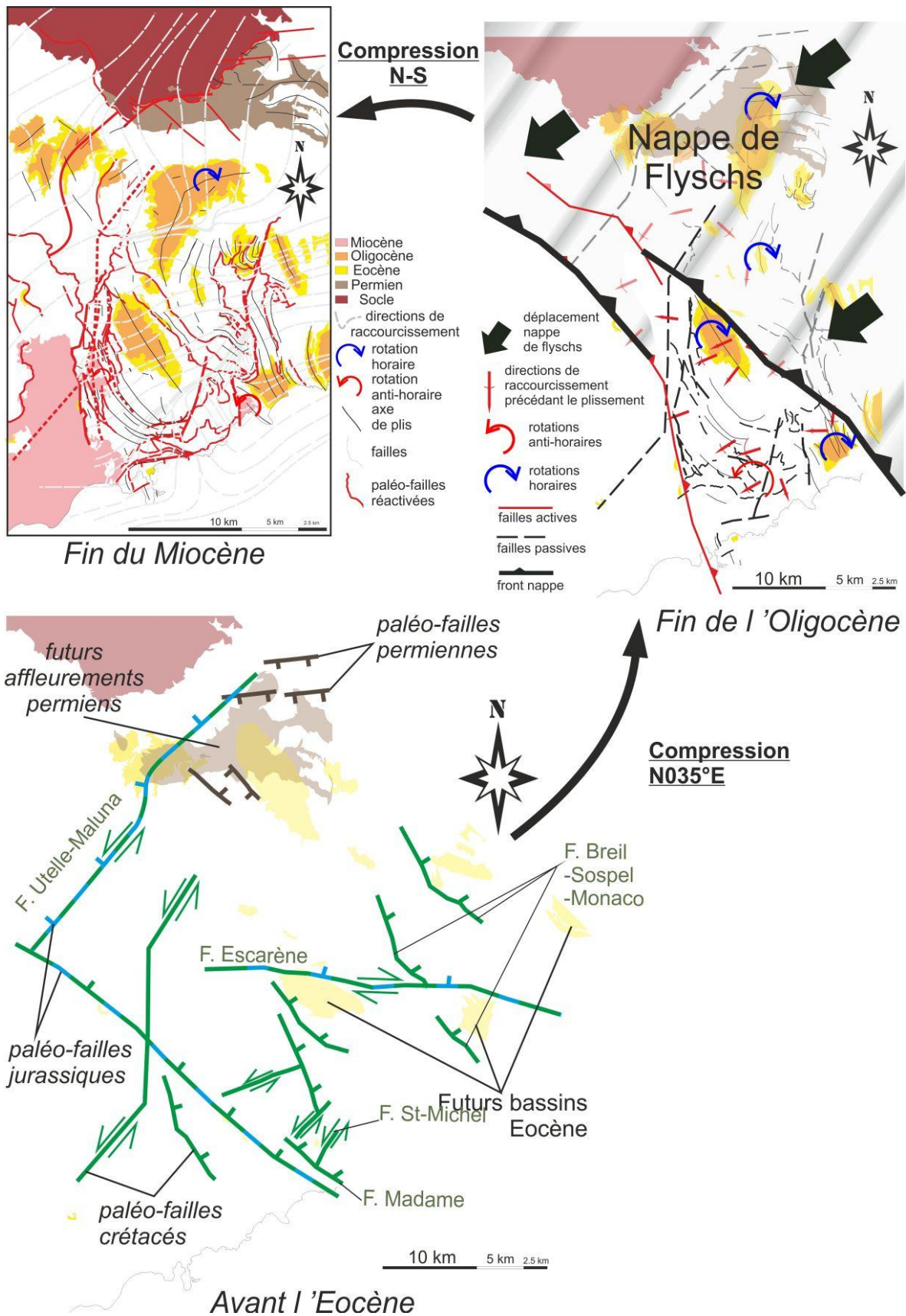


Figure III-69: Restauration de la courbure de l'arc de Nice de l'Eocène à l'actuel.

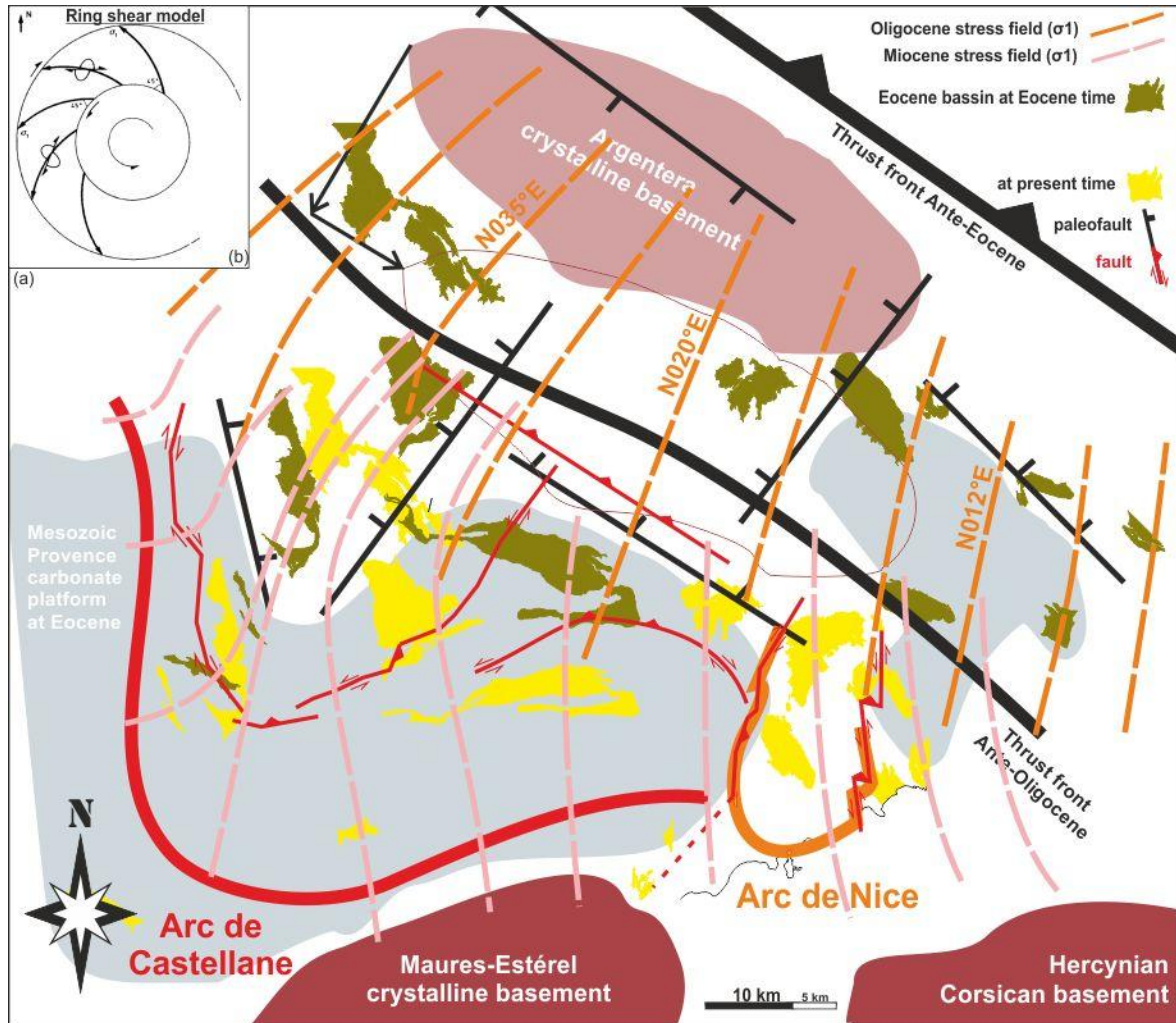


Figure III-70: Champs de contraintes oligocène et miocène après restauration des déformations miocène et oligocène et des rotations déterminés dans cette étude.

(a) Restauration des arcs de Nice et de Castellane à l'actuel, au début de l'Oligocène et au début de l'Eocène.

(b) Modèle de *Ring shear* (Mandl et al., 1977). *The radially deviating compression directions are observed in the dextral vertical circular simple shear band between a fixed outer limit and a coaxial inner anticlockwise-rotating cylinder. The finite strain ellipses are shown with the inferred dextral strike-slip faults, which are the main characteristic map features in the western Alpine arc.* Tiré de Vialon et al., 1989.

Toutefois, une rotation horaire de l'ensemble de la région niçoise (arc de Nice et avant-pays mentonnais) implique un déplacement d'une dizaine de kilomètres et un taux de raccourcissement de 0,4 ! Aucune valeur du raccourcissement attribuable à la phase oligocène n'a jamais été publiée. L'estimation du raccourcissement des quelques coupes que j'ai réalisé et de celles des coupes de David (1990), Schroetter (1997), et Charreau (2002) permettent, pour une coupe E-O traversant l'ensemble de l'arc de Nice, d'estimer au mieux des taux de raccourcissement de 0,6-0,8.

Un doublement de la couverture a déjà été évoqué pour l'arc de Nice pour expliquer les anomalies de vitesses sous la marge (Estève, 1974 ; Recq et al., 1976 ; Rollet, 1999). Un tel

doublement était attribué à la phase de raccourcissement miocène uniquement. A partir de l'analyse de nombreux profils sismiques entre Antibes et Menton, Sage et al. (2011) ont pu montrer que la série sédimentaire mésozoïque n'est pas redoublée sur la marge et que par conséquent le front de l'arc de Nice ne s'est pas propagé dans le domaine marin. Par contre un doublement de la série pendant la phase oligocène, antérieure à l'ouverture de la mer Ligure, est bien plus difficile à déceler, d'une part car les chevauchements se seraient formés parallèlement à la marge et d'autre part car elles auraient subi, en plus de l'érosion de l'épisode messinien, l'érosion provoquée par la formation de la marge. La déformation du Cap de Nice et du Cap-Ferrat suggère que des chevauchements oligocènes se sont étendus jusque là. Auparavant seule une déformation plicative était considérée, mais si l'on y associe une déformation impliquant des chevauchements il est alors possible d'atteindre des raccourcissements plus importants. Cela est-il suffisant pour accommoder une rotation horaire de 45° de l'ensemble de la région niçoise ?

Pour éclaircir cette question il est nécessaire d'une part de mieux contraindre le message paléomagnétique par un nouvel échantillonnage des formations ante-oligocènes pour mieux contraindre en amplitude et géographiquement cette rotation horaire qui n'est actuellement contrainte que par 4 sites. Et d'autre part, il est nécessaire de réaliser et équilibrer des coupes géologiques E-O à NE-SO dans l'arc de Nice et son avant-pays déformé afin de déterminer des taux de raccourcissement pour discuter de la faisabilité de cette rotation.

D. Synthèse régionale

1. Apport de cette étude

C'est la première fois qu'une telle étude est menée dans l'arc de Nice et la branche orientale de l'arc de Castellane (Figure III-71). C'est la première fois, là aussi à ma connaissance, que des formations autres que permienes, triassiques et jurassiques ont été échantillonnées de façon dense dans le sud des Alpes Occidentales. Il est toutefois regrettable que la minéralogie magnétique n'ait pas été mieux contrainte.

Dans l'ensemble le signal ASM est bien caractérisé. La non-interprétation de certains sites est due à la faible concentration de grains ferromagnétiques et paramagnétiques par rapport aux grains diamagnétiques. Les fabriques oblates de type II-III sont les plus fréquentes. Les quelques fabriques magnétiques qui font état d'un degré d'anisotropie particulièrement fort (>1.06) sont soit localisées dans des secteurs où de la schistosité a été identifiée et donc

témoignent d'une importante déformation ; soit elles correspondent à des sites où de telles déformations ne sont pas observables et demeurent inexplicées. Les directions de raccourcissement que l'on peut déduire de ces fabriques expriment généralement, une acquisition ante-basculement, et correspondent à l'une des trois directions principales suivantes N-S, NE-SO et NO-SE.

Le signal paléomagnétique est quant à lui beaucoup plus difficile à traiter, notamment pour l'arc de Nice. En raison de l'augmentation de l'intensité de l'aimantation rémanente entre 200 et 400°C selon les échantillons, j'ai principalement opté pour des désaimantations par champs alternatifs en couplant une première désaimantation thermique suivie d'une désaimantation par champs alternatifs. Le principal inconvénient de ces protocoles de désaimantation est leur difficulté à éliminer avec certitude les composantes visqueuses, qui peuvent subsister jusqu'à 300-400°C (Kent, 1985 ; Enkin et Dunlop, 1988). Je suspecte la présence de sulfure de fer d'être responsable de ces augmentations d'intensité. Toutefois, les travaux de Cairanne (2003) et de Chabert-Pelline (1996), indiquent que des désaimantations thermiques sont réalisables et fournissent des résultats compatibles avec ceux que j'ai obtenus. L'étude de l'arc de Nice, malgré la densité d'échantillonnage, a montré l'existence de rotations sans pouvoir rigoureusement les contraindre dans l'espace et le temps. A l'opposé, il a été possible de caractériser une rotation antihoraire importante de la branche orientale de l'arc de Castellane et de soulever l'existence d'une rotation horaire dans la branche occidentale de ce même arc. Ces rotations sont en grande partie attribuées à la phase de déformation oligocène. Tout d'abord parcequ'elles sont syn-plissement, et que pour certains sites, soit aucune rotation, soit une rotation antihoraire viennent se surimposer entre la fin du plissement et l'actuel ; rotations postérieures que l'on attribue à la phase miocène. Enfin parcequ'une fois les directions structurales, axes de plis, failles, et d'ASM corrigés de ces rotations on homogénéise le champ de déformation qui se confond avec celui donnée par la déformation dans les formations permiennees. La déformation des formations permiennees fait état d'une direction de raccourcissement N20-40 acquise durant l'enfouissement de ces formations à plus de 4km et que l'on attribue au charriage des nappes de Flyschs durant l'Oligocène. Des études paléomagnétiques ou structurales sont toutefois nécessaires pour affirmer avec certitudes l'existence de ces rotations notamment les rotations horaires de l'arc de Nice et de la branche occidentale de l'arc de Castellane. Les interprétations qui suivent dépendent fortement de ce choix, et comportent en l'état actuel une part de spéculations.

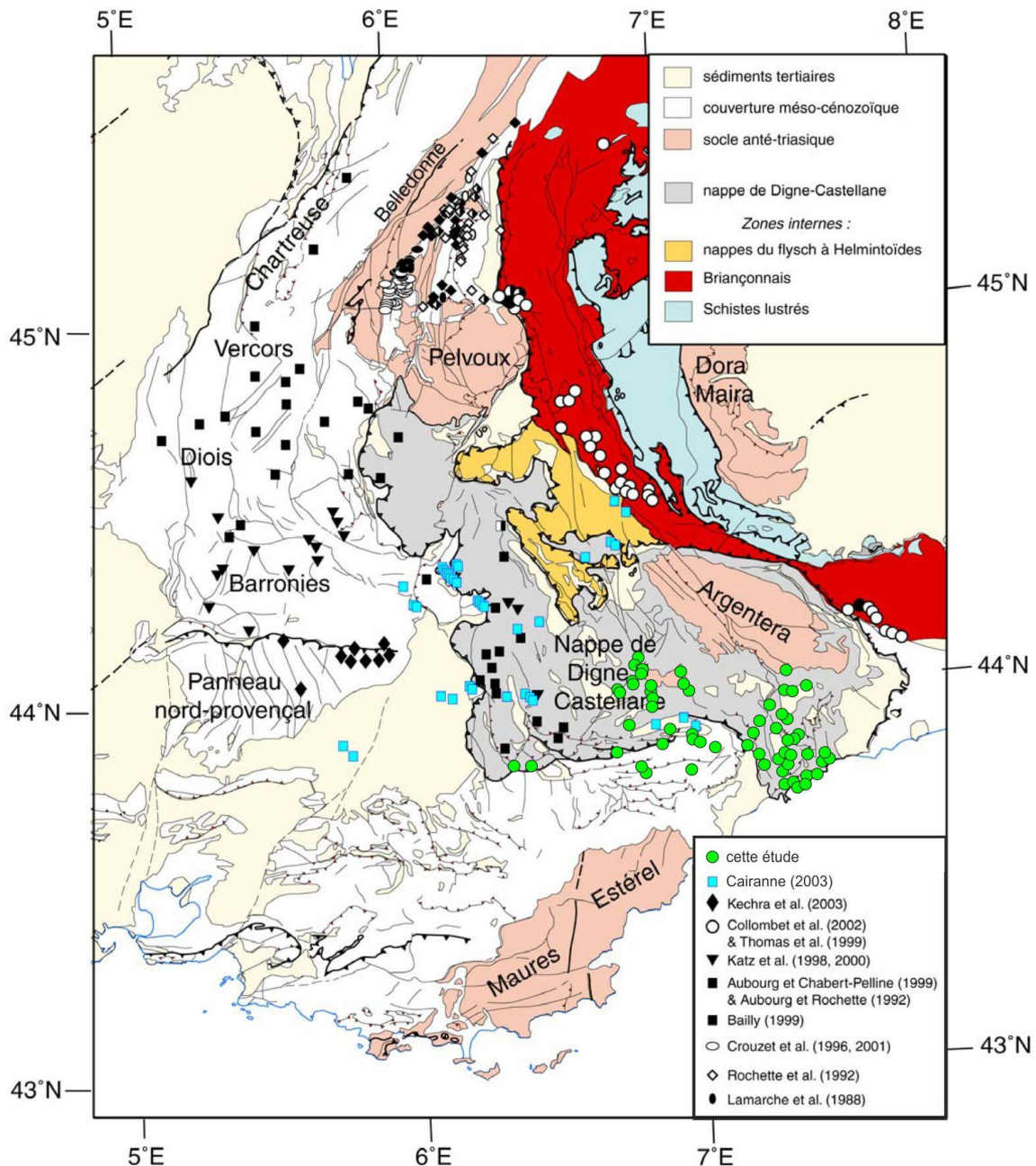


Figure III-71: Carte de localisation des sites d'échantillonnage et des sites des études antérieures, d'après la carte géologique de la France à 1/1000000^{ème} (Chantraine et al., 1996).

2. Formation des arcs de Nice et Castellane

La restauration des arcs de Nice et Castellane tient compte de la chronologie suivante :

- (1) dépôt de la triologie Priabonienne dans un (des) bassin(s) orienté(s) NO-SE ;
- (2) la propagation vers le SE du front de déformation Alpin dès le Priabonien ;
- (3) la rotation antihoraire de la branche orientale de l'arc de Castellane, et la rotation horaire de l'ensemble de l'arc de Nice, synchrone d'une phase de raccourcissement orientée N10 au SE à N35 au NO attribuée à la phase oligocène, mais très probablement continue du Priabonien au Burdigalien ;

(4) propagation de la déformation selon une compression purement N-S avec le développement de chevauchements orientés E-O, cette phase dite miocène se présente comme la continuité de la phase précédente. Les structures développées et/ou réorientées durant l'épisode de déformation précédent sont sollicités soit en chevauchement soit en décrochement et s'accompagne pour la plupart de rotations antihoraires.

La rotation antihoraire de la branche orientale de l'arc de Castellane apparaît synchrones de la rotation horaire de l'arc de Nice. Peut-on expliquer ces rotations dans le contexte géologique général ? Quelles causes peut-on évoquer pour expliquer ces rotations et l'évolution du front de déformation de l'Oligocène à l'actuel ? La forte rotation des structures de la branche orientale de l'arc de Castellane délimitée par la faille de Gourdan-Vial, elle aussi affectée par la rotation, se développe à l'une des limites majeures entre la plate-forme provençale et le bassin Dauphino-Vocontien. Macedo et Marshak (1999) ont soulevé l'importance de la géométrie des bassins sédimentaires et des hétérogénéités continentales (=butoirs) dans le développement des structures arquées. J'ai synthétisé mes restaurations des arcs de Nice et Castellane dans un cadre unique (Figure III-72). Par soucis de clarté j'ai conservé le tracé du front de déformation actuel, à la fin de l'Oligocène et avant l'Eocène ; j'ai conservé les tracés des paléofailles majeures et de la position actuelle de l'Argentera et avant l'Eocène ; et j'ai aussi représentée la position à l'Eocène des affleurements actuels de la trilogie Priabonienne, et le dôme de Barrôt. A cela j'ai ajouté la position du massif des Maures-Estérel et le bloc Corse avant l'ouverture de la mer Ligure (Gattacecca et al., 2007) ; j'ai repositionné, en tenant compte des « déglissements » réalisés pour les arcs de Nice et Castellane, les isoprofondeurs à 1400, 1000, 600 et 0m de l'épaisseur du Cénomaniens connu (Schreiber, 2010) ; et enfin à partir de l'état des lieux présenté sur l'extension de la plate-forme Provençale Jurassique, j'ai indiqué son extension géographique probable.

La géométrie de la plate-forme Provençale Jurassique et la forme du bassin Cénomaniens joue un rôle important dans la formation de la courbure des arcs de Nice et de Castellane (Figure III-72). Plus un bassin sédimentaire est profond et plus loin/vite se propagera la déformation. Cette relation de cause à effet permet d'expliquer la rotation antihoraire de la branche orientale de l'arc de Castellane. Le faisceau de Rouaine-Daluis accommode cette propagation différentielle du front de déformation provoquée par la géométrie du bassin Cénomaniens. La résistance qu'offre le recoin de la plate-forme provençale Jurassique doit aussi contribuer à l'occurrence de la rotation antihoraire de la branche orientale, de manière

significative (Figure III-72). Sa résistance expliquerait l'échappement de matière vers le SO, et la réorientation du champ de déformation qui s'opère alors avec le développement du chevauchement du Cheiron, puis ultérieurement par la structuration du domaine des Baous (Figure III-29 et Figure III-31). La propagation du front de déformation oligocène se fait par « moulage » de la géométrie du butoir, en l'occurrence la plate-forme provençale. Cette plate-forme, n'étant pas parfaitement rigide, résiste mais ploie (correspondance avec l'étendue actuelle et à l'Eocène de la plate-forme, Figure III-72), d'où la rotation des synclinaux d'Entrevaux-Puget-Thénières et de St-Antonin dans la branche orientale de l'arc de Castellane. La dimension de la plate-forme fait que sa résistance à la propagation de la déformation réoriente cette dernière selon une direction N-S et s'accompagne de la sollicitation de paléofailles normales E-O qui, réactivées en chevauchement (Laurent, 1996), propage la déformation sans nécessiter de rotations supplémentaires. L'ensemble domaine des Baous et domaine frontal forme un arc non-rotationnel alors que le domaine des plis et des rampes latérales forment un arc rotationnel.

Après restauration de la déformation à l'Eocène, il semblerait que la plate-forme carbonatée Jurassique de la région niçoise soit isolée de la plate-forme provençale de la région de Castellane par un bras de mer connectée au bassin d'Antibes. L'isolement de la plate-forme niçoise rend plausible une totale sollicitation des niveaux de décollement triassiques que permettrait « l'arrachement » total de cette plate-forme. La géométrie de l'espace vacant, de moindre résistance, auquel correspond le bassin d'Antibes et la géométrie de la plate-forme provençale peuvent expliquer une rotation horaire de l'ensemble de la région niçoise. Le recoin de la plate-forme provençale joue le rôle d'un butoir, et la région niçoise accommode la propagation de la déformation par une rotation horaire.

On peut évoquer le glissement gravitaire de la couverture en réponse à l'exhumation du massif de l'Argentera (Bordet, 1950 ; Graham, 1978a ; Larroque et al., 2009), ou la contrainte exercée par la propagation différentielle des nappes de Flyschs (Ford et al., 1999) pour expliquer la déformation des arcs de Nice et de Castellane. Il est difficile de valider l'une de ces deux hypothèses, l'existence des évaporites triassiques rend plausible le glissement gravitaire. Toutefois, l'enfouissement à plus de 2km de la couverture au Nord du synclinal de St-Antonin (Labaume et al., 2008) et à plus de 4km du dôme de Barrôt (Siddans, 1978), et la substitution de socle au niveau du massif de l'Argentera (Sanchez, 2010) s'accordent mieux avec l'hypothèse de la propagation des nappes internes comme moteur de la déformation des arcs de Nice et de Castellane.

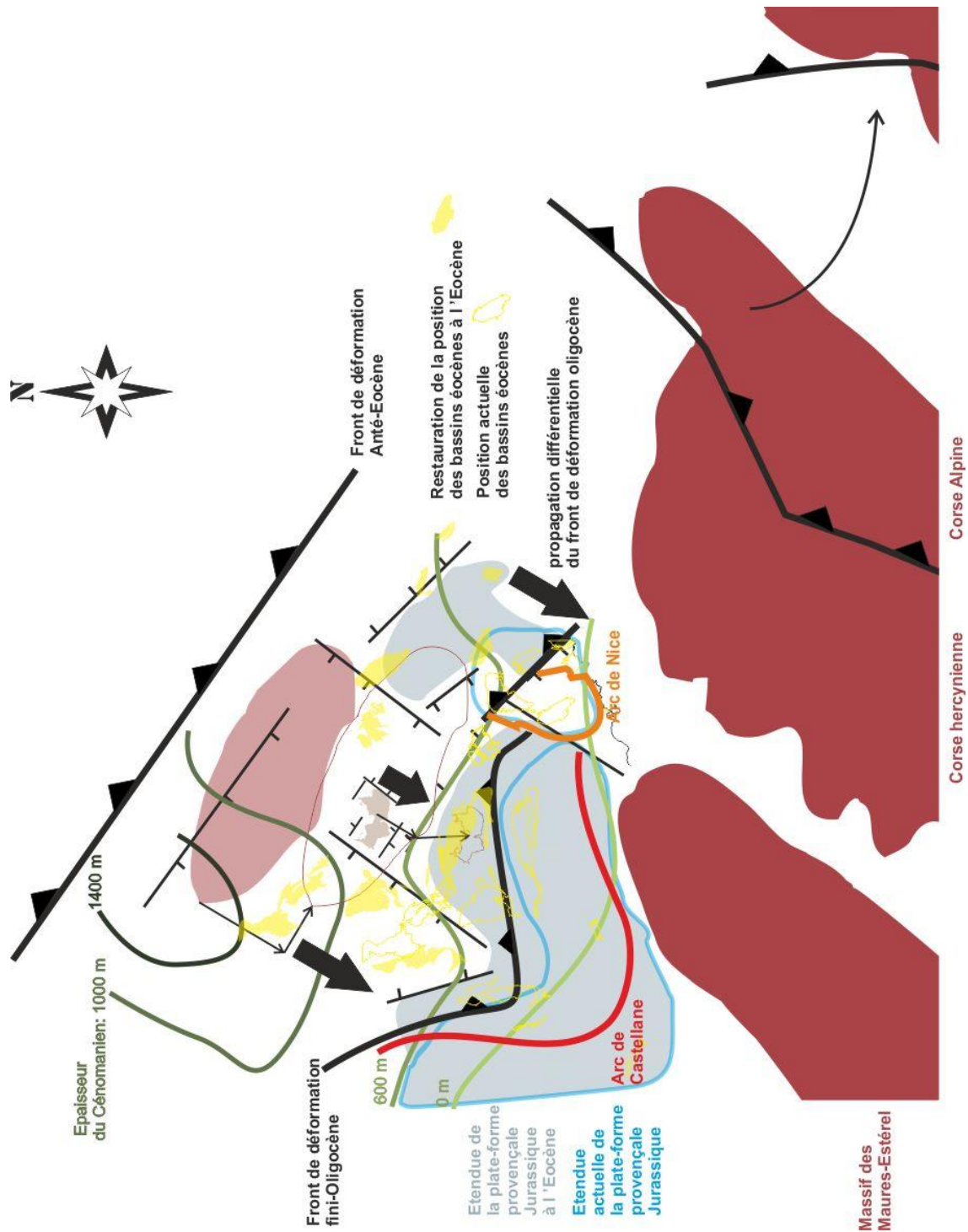


Figure III-72: Mise en place des arcs de Nice-Castellane et contexte géologique.

Enfin l'une des lacunes du modèle de déformation proposé est de ne pas avoir intégré la phase Pyrénéo-Provençale, pourtant bien identifiée dans la partie Nord des Alpes occidentales (Lemoine et al., 2000). Le Sud des Alpes étant plus proche de la source de propagation de cette déformation qui est dans le prolongement vers l'Est des Pyrénées, devrait être affectée de manière significative par cet épisode. Or cela ne semble pas être le cas. Cela signifierait-il que les déformations Pyrénéo-Provençale sont négligeables devant les déformations postérieures ?

IV. Etude de la courbure d'arc du Nord de Taiwan

A. Contexte géodynamique	187
1. L'orogène de Taiwan	187
2. La plaque des Philippines	190
3. La plaque Eurasie.....	191
4. Cinématique actuelle.....	192
B. L'arc de Taipei	195
1. Contexte géologique	196
2. Les états de déformation donnés par la fabrique magnétique	206
3. Etude paléomagnétique et quantification des rotations d'axe vertical	213
4. Interprétation et essai de restauration de l'arc de Taipei	227
C. La péninsule de Hengchun	234
1. Cadre géologique.....	234
2. Les états de déformation donnés par l'ASM	244
3. Etude paléomagnétique et quantification des rotations	249
4. Interprétation	258
D. Synthèse régionale	262
1. Apport général de cette étude	262
2. Le GPS et le paléomagnétisme : des méthodes complémentaires.....	265

Taiwan, à la frontière entre la plaque Eurasie et la plaque des Philippines ([Figure IV-1-a](#)) est l'une des jeunes chaînes de montagnes les plus actives du monde et présente une courbure remarquable dans sa partie Nord ([Figure IV-1-b](#)). Sa surrection se produit en réponse à la collision entre l'arc volcanique de Luzon, qui agit comme un indenteur, et la marge continentale chinoise (Veichow, 1975 ; Angelier et al., 1986 ; Lue et al., 1995). Le processus géodynamique est une collision arc-continent. L'obliquité de 70° entre la direction structurale de l'arc de Luzon, N350, et la direction de la marge continentale chinoise, N60, explique l'initiation de la collision arc-continent à l'endroit de Taiwan et sa propagation vers le SO (Suppe, 1984 ; Byrne, 1998). Cette configuration particulière en fait un lieu propice pour étudier du Sud au Nord la transition d'une subduction arc-océan vers une collision arc-continent puis vers une ouverture arrière-arc ([Figure IV-1-b](#)).

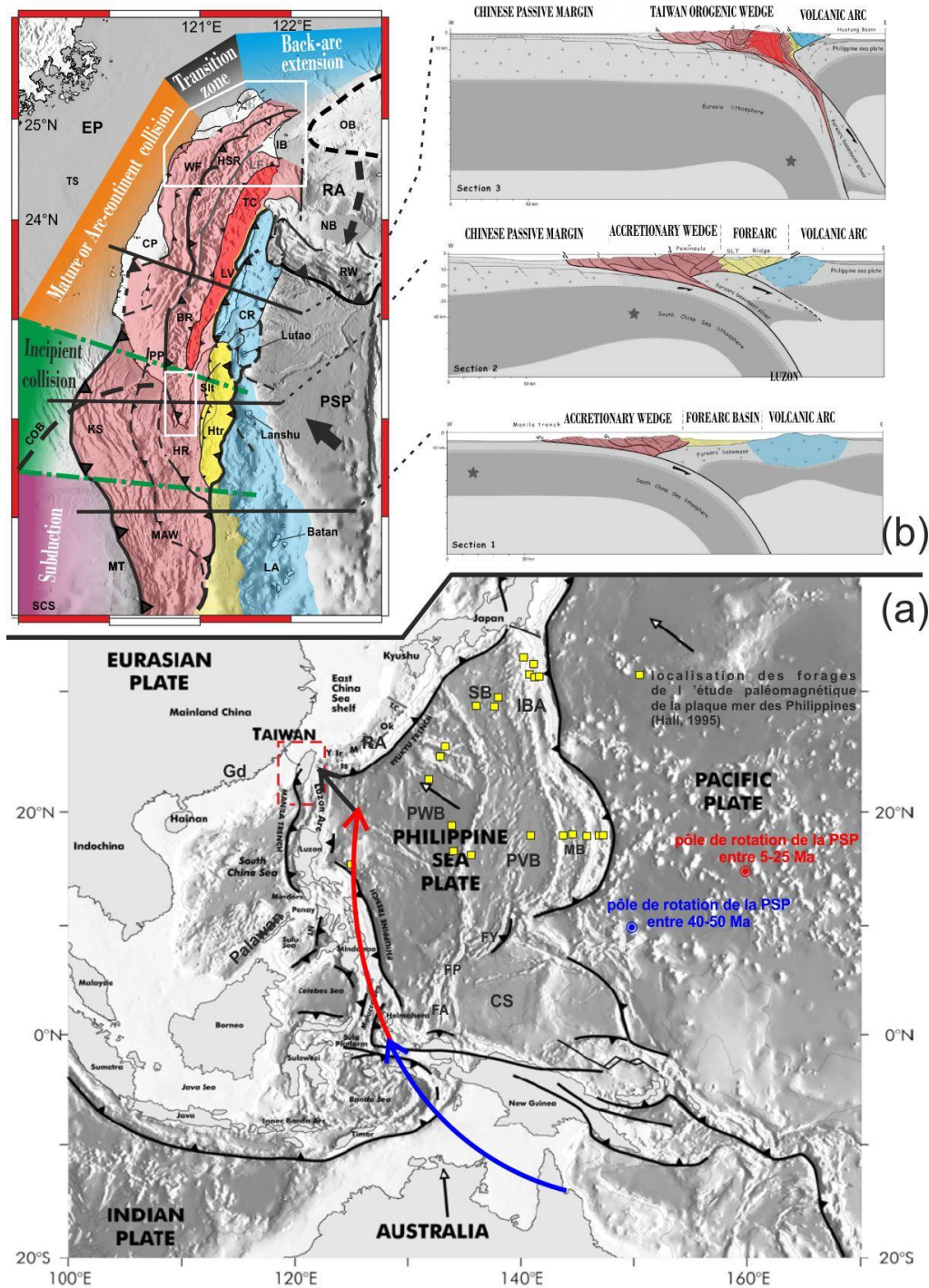


Figure IV-1: Contexte géodynamique de Taiwan. De Malavielle et Trullenque (2009) et Font (2002).
 (a) Configuration actuelle de Taiwan et tectonique des plaques. Lignes en gras : limites de plaques. Les coordonnées du pôle de rotation de la plaque mer des Philippines pour 0-5 Ma sont dans le texte.
 (b) Du Sud au Nord, la convergence évolue du stade subduction à celui de collision arc-continent. A l'extrémité Nord-Est, la chaîne de montagnes est affectée par l'ouverture du bassin d'Okinawa. Les polygones blancs correspondent à nos zones d'étude. COB: limite croûte continentale – croûte océanique. EP : plaque Eurasie. PSP : plaque mer des Philippines. CR : chaîne côtière. BR : chaîne de Backbone. HSR : chaîne de Hsueshan. WF : collines de piémont occidentales. CP : plaine côtière. LF : faille de Lishan. OB : bassin d'Okinawa. IB : bassin d'Ilan. TC : complexe de Tananao. RA : arc des Ryukyus. NB : bassin de Nanao. RW : fosse des Ryukyus. TS : détroit de Taiwan. SCS : mer de Chine du Sud. LA : arc de Luzon. MAW : prisme accréionnel de Manille. MT : fosse de Manille. HR : Ride de Hengchun. Htr : ride de Huatung. Slt : bassin longitudinal du Sud. KS : Pente de Kaoping. PP : plaine de Pingtung. PWB : bassin Ouest Philippin. SB : bassin de Shikoku. IBA : Arc d'Izu-Bonin. MB : bassin des Marianness. PVB : bassin de Parece-Vela. CS : mer des Carolines. FA : fosse d'Ayu. FP : fosse de Palau. FY : Fosse de Yarp.

Trois hypothèses peuvent-être proposées : (1) les courbures sont originelles, la chaîne de collision adopte dès sa naissance les orientations structurales de la marge chinoise ; ou (2) les courbures sont acquises progressivement au cours de l'orogénèse en raison de l'indentation de l'arc de Luzon ; ou (3) l'avancée vers le Sud de l'arc des Ryukyus et l'ouverture du bassin d'Okinawana sont les responsables de la flexion importante de la terminaison Nord de l'orogène de Taiwan (Figure IV-1-b).

Le Sud de Taiwan a aussi été étudié en raison de l'obliquité de la convergence qui fait de cette région un analogue du Nord de Taiwan avant la collision arc-continent (Chang et al., 2007). La détermination de rotations dans le Sud de Taiwan, permettrait d'apporter des éléments supplémentaires pour contraindre l'histoire du Nord de Taiwan. J'ai ainsi mené l'étude paléomagnétique et de la fabrique magnétique du Nord de Taiwan et de l'extrémité Sud de l'île afin de caractériser des rotations et de préciser l'orientation du champ de déformation finie.

Enfin, l'île de Taiwan étant toujours en cours d'érection, il est intéressant de comparer les taux de rotations déduits des données GPS aux rotations paléomagnétiques. Peut-on proposer un modèle de déformation continu sur les derniers millions d'années ?

A. Contexte géodynamique

Le contexte géodynamique est celui d'une double subduction de l'Eurasie et des Philippines (Yen, 1973). Au Sud de Taiwan, la mer de Chine du Sud entre subduction sous l'arc volcanique de Luzon qui forme la bordure Ouest de la plaque des Philippines. Au Nord de Taiwan, la plaque des Philippines entre en subduction sous l'arc des Ryukyus. La chaîne de Taiwan résulte de la convergence oblique de la plaque des Philippines contre la plaque Eurasie (Chai, 1972 ; Biq, 1973 ; Bowin et al., 1978 ; Ho, 1986 ; Huang et al., 1997 ; Angelier et al., 2009 ; Figure IV-1-a) durant les 5 ou 6,5 derniers millions d'années (Suppe, 1984 ; Barrier et Angelier, 1986 ; Teng, 1996 ; Huang et al., 1997). La vitesse de convergence actuelle donnée par le GPS est de $8,2\text{cm}\cdot\text{a}^{-1}$ selon la direction N306 (Yu et al., 1997 ; Hsu et al., 2009).

1. L'orogène de Taiwan

Taiwan est constituée par six unités morphostructurales (Figure IV-1-b ; Ho, 1986) : (1) la plaine côtière (CP) qui constitue l'avant pays ; (2) les collines de piémonts (WF) qui forment les premiers piémonts de la chaîne ; (3) la chaîne du Hsueshan (HSR) et (4) la chaîne de

Backbone (BR) qui forment le cœur métamorphique du prisme orogénique ; (5) le complexe de Tananao (TC) et enfin (6) la chaîne côtière (CR) apparentés en raison de l'origine des formations qui la constitue à l'arc volcanique de Luzon ; elle est séparée du complexe de Tananao par la vallée longitudinale (LV).

i. La chaîne côtière (CR) et le complexe de Tananao (TC)

La chaîne côtière est la partie accrétée des roches sédimentaires néogènes qui délimitaient la plaque des Philippines à l'Ouest de l'arc volcanique de Luzon (Biq., 1972 ; Bowin et al., 1978 ; Chi et al., 1981b). Son accretion contre la marge continentale chinoise est marquée par une rotation antihoraire de 25° du Nord vers le Sud du Pliocène à la fin du Pléistocène (Lee, 1989 ; Lee et al., 1991b).

Le complexe de Tananao correspond aux roches les plus métamorphiques et les plus anciennes de Taiwan. L'étude géochronologique précise des âges permien pour certains marbres (Yen et al., 1951 ; Jahn et al., 1984, 1992) et des âges crétacés (autour de 90Ma) pour les intrusions granitiques (Jahn et al., 1986, 1990). La similarité du signal géochimique (Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd, K-Ar) des intrusions granitiques du complexe de Tananao avec celles de la côte SE de la Chine (Jahn et al., 1990 ; Lan et al., 2008) suggèrent une mise en place des granites taiwanais à proximité de la région de Guangdong (Gd dans la [Figure IV-1-a](#)) avant d'être séparée du continent par la formation du détroit de Taiwan (Teng, 1992). Cette interprétation est corroborée par les travaux de Yokoyama et al. (2007) et Chen et al. (2010) sur les sédiments d'âge Eocène de la chaîne du Hsueshan et sur le signal géochimique des andésites des îles Penghu (SO de Taiwan).

Le métamorphisme qui affecte le complexe de Tananao indique des conditions d'enfouissement de l'ordre de 550°C pour 1-1,2GPa correspondant aux faciès schistes verts et éclogites (Beyssac et al., 2008). Les datations Ar-Ar sur phengites (Lo et Yui, 1996) et Rb-Sr sur amphibole (Jahn et al., 1981) permettent de préciser que le complexe de Tananao après avoir été enfouï à 35-40km de profondeur a été rapidement exhumé jusqu'à 11km entre 15 et 10Ma sous des conditions thermiques caractéristiques des débuts d'une subduction océanique. La collision arc-continent qui s'initierait par la suite à partir de 6,5Ma serait responsable de l'exhumation du complexe jusqu'à la surface (Beyssac et al., 2008). Ainsi le complexe Tananao serait un témoin de la transition de la subduction océanique à la collision arc-continent.

ii. Les chaînes de Backbone et du Hsueshan (BR et HR)

Le *Backbone Range* et le *Hsueshan Range* forment la chaîne centrale (*Central Range*) qui constitue la partie interne de l'orogène taiwanais. La chaîne de Backbone est essentiellement constituée de flysch miocènes (Ho, 1999). La chaîne du Hsueshan est constituée de quartzites et de schistes d'âge Eocène-Miocène supérieur, caractéristiques de milieux de dépôts peu profonds (Ho, 1999). L'identification de faciès transgressifs ainsi que de systèmes de failles normales majeures attestent d'un rifting au Miocène (Wang, 1987). Les flysch et les schistes sont métamorphosés dans le faciès prehnite-pumpellyite et schistes verts (Chen et al., 1983) suggérant un enfouissement de 10 à 20km durant le Miocène terminal et le Pliocène et qui s'est accompagné d'une exhumation importante calculée entre 3 et 6mm.a^{-1} pour le *Backbone Slates* et entre 1,5 et $2,5\text{mm.a}^{-1}$ pour la chaîne du Hsueshan (traces de fissions sur apatites ; Dadson et al., 2003 ; Fuller et al., 2006). De tels taux d'exhumation sont attribuables à l'ampleur de la collision mais aussi à l'érosion exceptionnelle qui touche les reliefs taiwanais et qui peut atteindre jusqu'à 15mm.a^{-1} (Hovius et al., 2000 ; Chen et al., 2005 ; Li et al., 2005 ; Siame et al., 2011).

iii. Les collines de Piémonts (WF) et la plaine côtière (CO)

Les collines de piémonts correspondent au front du prisme orogénique de Taiwan (Ho, 1976, 1999 ; Suppe, 1987). Il s'agit de formations sédimentaires détritiques d'âge Oligo-Miocène, caractéristique d'une marge continentale passive (Ho, 1971 ; Teng, 1987 ; Wang, 1987) alimentée par l'érosion des massifs granitiques du continent chinois (Chai, 1972 ; Chou, 1973, 1980) ; et de sédiments détritiques remaniés provenant de l'arc volcanique de Luzon (Huang, 1976 ; Chou, 1977 ; Chi et Huang, 1981a ; Teng, 1987 ; Yu et Teng, 1988) d'âge Pliocène à Quaternaire (Chou, 1973 ; Covey, 1986 ; Ho, 1986 ; Teng, 1987). Par leurs natures et la provenance des éléments qui les constituent, les formations Pliocène à Quaternaire témoignent de l'inversion de la plate-forme continentale chinoise au cours de l'orogénèse.

La plaine côtière forme l'avant-pays de l'orogène de Taiwan. Les formations affleurantes s'étendent du Pléistocène supérieur au Quaternaire. La présence de plis et la déformation des terrasses quaternaires indiquent que la déformation du front est active et se propage d'Est en Ouest (Chu, 1990).

2. La plaque des Philippines

La plaque des Philippines (Figure IV-1-a) est formée de plusieurs bassins dont les âges varient de l'Eocène à l'actuel : le bassin Ouest Philippin (Hilde et Lee, 1984), de Shikoku, de Parece-Vela (Okino et al., 1998), et celui des Mariannes et le rift d'Izu-Bonin (Hussong et Uyeda, 1981). A l'Est et au SE, la plaque Pacifique et la mer des Carolines entre en subduction respectivement au niveau de la fosse d'Izu-Bonin, des Mariannes et de la fosse de Yarp, de Palau et d'Ayu. Au NO, la mer des Philippines est subductée sous l'arc des Ryukyus. A l'Ouest, la mer de Chine du Sud subducte sous la plaque mer des Philippines le long de la fosse des Manilles (Ludwig et al., 1967) et définit un plan de Bénéioff plongeant vers l'Est jusqu'à une profondeur de 200km (Roecker et al. 1987 ; Pezzopane et Wesnouky, 1989). La fosse de Manille est âgée de 15Ma (Maleterre, 1989 ; Wolfe, 1981) et forme le front de déformation actif le plus occidental de la subduction (Hayes et Lewis, 1984 ; Lewis et Hayes, 1983 et 1989) à laquelle est associée l'arc volcanique de Luzon âgé de 16Ma (Lo et al., 1994 ; Yang, 1995).

i.L'arc de Luzon

L'arc de Luzon (Figure IV-1-b) est composé par les îles volcaniques de Lutaou, Lanshu et le volcan Batan (Bowin et al., 1978). Selon Sibuet et Hsu (2004), cet arc a acquis sa topographie d'un arc intra-océanique autour de 6-9Ma. En raison de la transition vers le Nord de la subduction à une collision (Chemenda et al., 2001 ; Hirtzel et al., 2009 ; Malavieille et Trullenque, 2009) ; son activité volcanique décline du Nord vers le Sud. La chaîne côtière et les îles de Lutaou et Lanshu sont respectivement inactive depuis le Miocène, 1,4Ma et 0,5Ma. L'île de Batan est toujours en activité (Bureau des mines des Philippines, 1982 ; Richard et al., 1986 ; Lan et al., 1986 ; Yang et al., 1988 ; Chen et al., 1990b). Huang et al. (1992 et 1995) proposent une segmentation de l'arc de Luzon par des failles orientées NE-SO à partir de l'interprétation de la bathymétrie, des données magnétiques et de gravité à l'air libre.

ii.Cinématique

Les données paléomagnétiques des forages réalisés dans la mer des Philippines (Hall et al., 1995 ; Figure IV-1-a) ont permis de contraindre la cinématique de la plaque des Philippines sur les derniers 50Ma. Le mouvement de la plaque Philippines se résume à une rotation horaire de 50° autour d'un pôle situé à 10°N de latitude et 150°E de longitude entre 40 et 50Ma ; puis de 34° horaire autour d'un pôle à 15°N de latitude et 160°E de longitude entre 5 et 25Ma ; et enfin de 6° autour d'un pôle à 48,2°N de latitude et 157°E de longitude entre l'actuel et 5 Ma (Hall et al., 2001).

3. La plaque Eurasie

La plaque Eurasie présente quatre grandes entités géologiques : la mer de Chine du Sud ; la croûte continentale de la partie émergée du continent chinois bordée au Sud et à l'Est par une marge continentale passive ; et l'arc des Ryukyus ([Figure IV-1-a](#)).

i. Mer de Chine du Sud

La mer de Chine du Sud (Taylor et Hayes, 1980, 1983) s'est ouverte entre 32 et 17Ma depuis un centre d'accrétion orienté NNO-SSE (Briais et Pautot, 1992 ; Pin et al., 2001) et est responsable de la séparation du bloc de Palawan ([Figure IV-1-a](#)) et du socle chinois (Pubellier et al., 2004). Elle est subduite sous l'arc de Luzon vers l'Est (Pautot et Rangin, 1989) depuis le Miocène inférieur comme le suggère l'âge du volcanisme de l'arc de Luzon (Juang et Bellon, 1984 ; Ho, 1986). Elle disparaît au niveau de la fosse de Manille.

ii. Le continent et la marge continentale chinoise

Le Sud de la Chine est un assemblage de fragments accrétés durant le Paléozoïque et le Mésozoïque inférieur (Klimetz, 1983, 1987 ; Hsü et al., 1987, 1988 ; Hsu et al., 1990). La région se caractérise par un volcanisme basaltique Cénozoïque associé au rifting précédant l'accrétion de la mer de Chine du Sud (Chung et al., 1994).

La marge continentale comprend : la marge Sud chinoise orientée N60 (Letouzey et al., 1988 ; Yu et Chow, 1997 ; Sibuet et Hsu, 1997), le détroit de Taiwan et la plateforme de la mer de Chine Orientale, orientées N40 (Liu, 1992 ; Huang et al., 1992). Ces trois régions présentent une histoire commune (Ren et al., 2002) avec : un épisode de rifting entre 58 et 37Ma (Huang et Chi, 1979 ; Hsiao et al., 1991 ; Kong et al., 2000 ; Lo et al., 2000 ; Lin et al., 2003 ; Yang et al., 2004 ; Li et al., 2009), une discordance datée à 30Ma contemporaine de l'océanisation de la mer de Chine du Sud, ainsi qu'un épisode de subsidence et d'extension marquée par une sédimentation continue entre 30 et 6,5Ma (Sun, 1982, 1985 ; Angelier et al., 1990b ; Teng et al., 1992 ; Lin et al., 2003 ; Yang et al., 2004 ; Li et al., 2009). Le détroit de Taiwan enregistre de la compression entre 6,5Ma (Juang, 1996) et l'actuel avec le développement de bassins d'avant-pays (Lin, 2001 ; Yu et Chou, 2001). La mer de Chine orientale (Zhou et al., 1989 ; Kong et al., 2000 ; Yin, 2010) est composée de la marge étendue de la mer de Chine orientale et de la CPC de Taiwan-Sinzi. La déformation compressive qui caractérise la zone de Taiwan-Sinzi s'est initiée à l'Oligocène moyen (Kong et al., 2000 ; Ren et al., 2002) pour se terminer avec l'ouverture du bassin d'Okinawa il y a 10Ma (Shinjo, 1999).

iii. L'arc volcanique des Ryukyus

L'arc des Ryukyus (Figure IV-1) *sensu lato* comprend la fosse des Ryukyus (RW), les bassins de Nanao, de l'Est de Nanao et de Hopping (NB ; Liu et al., 1998 ; Lallemand et al., 1999), l'archipel des Ryukyus (RA) et le bassin d'arrière-arc d'Okinawa (OB) où se concentre le volcanisme associé à la subduction de la plaque Philippines (Shinjo, 1999 ; Shinjo et al., 1999 ; Sibuet et al., 1998). L'arc des Ryukyus s'est désolidarisé de la croûte continentale de la mer de Chine orientale lors de l'ouverture du bassin d'Okinawa en réponse à un retrait du *slab* des Philippines vers 6-10 Ma (Shinjo, 1999). L'avancée vers le SE de l'arc, de 4cm.a^{-1} (interferométrie ; Heki, 1996), succède une rotation horaire de 20° de la jonction Taiwan-Ryukyus au cours des derniers 10Ma (paléomagnétisme ; Miki et al., 1990 ; Miki, 1995).

4. Cinématique actuelle

Les principaux témoins de l'activité tectonique contemporaine de Taiwan sont donnés par l'étude de la sismicité et la caractérisation du champ de vitesse GPS (Figure IV-2). Le champ de vitesse est calculé en prenant comme référence la plaque Eurasie, la station GPS la plus proche de Taiwan et appartenant à la plaque Eurasie est la station S01R localisée sur l'île Paisha dans les Penghu (Yu et al., 1997 ; Hsu et al., 2009 ; Lin et al., 2010). Le champ de vitesse fourni par le GPS n'est pas homogène à la fois du Nord vers le Sud, mais aussi d'Est en Ouest (Figure IV-2-a1). La sismicité dans la région (Figure IV-2-b) caractérise une activité profonde, associée aux deux zones de subduction, qui descend jusqu'à 300km de profondeur ; et une activité superficielle, localisée entre 0 et 20km. Plus d'un tiers de la convergence ($\sim 3\text{cm.a}^{-1}$) est accommodée, au niveau de la Vallée Longitudinale et au niveau des chevauchements situés dans les collines de piémonts.

Hu et Yu (2001) soulignent l'importance des failles majeures dans la distribution du champ de vitesse et le rôle mécanique des butoirs formés par les hauts de Peikang et de Kuanyin dans le détroit de Taïwan (Figure IV-2-a). Ce fait est conforté par l'importance de la sismicité le long de la Vallée Longitudinale (Lee et al., 2003 ; Kuochen et al., 2004 ; Cheng, 2009 ; Mozziconacci et al., 2009) et à l'Est du haut-fond de Peikang (ex : séisme de Chichi en 1999, Angelier et al., 2001 ; Lin et al., 2001 ; Cattin et al., 2004 ; Hirono et al., 2007) ; ainsi qu'une absence de sismicité dans la chaîne Centrale (Lin, 2000). Le NE de Taiwan se démarque par une sismicité faible (Wu et al., 2009) et des déplacements $< 7\text{mm.a}^{-1}$ (Yu et al., 1997) (Figure IV-2-a). Le bassin d'Okinawa est l'objet d'une sismicité superficielle importante (Hsu, 1961 ; Tsai, 1986 ; Kao et al., 1998 ; Chen et al., 2009 ; Figure IV-2-b).

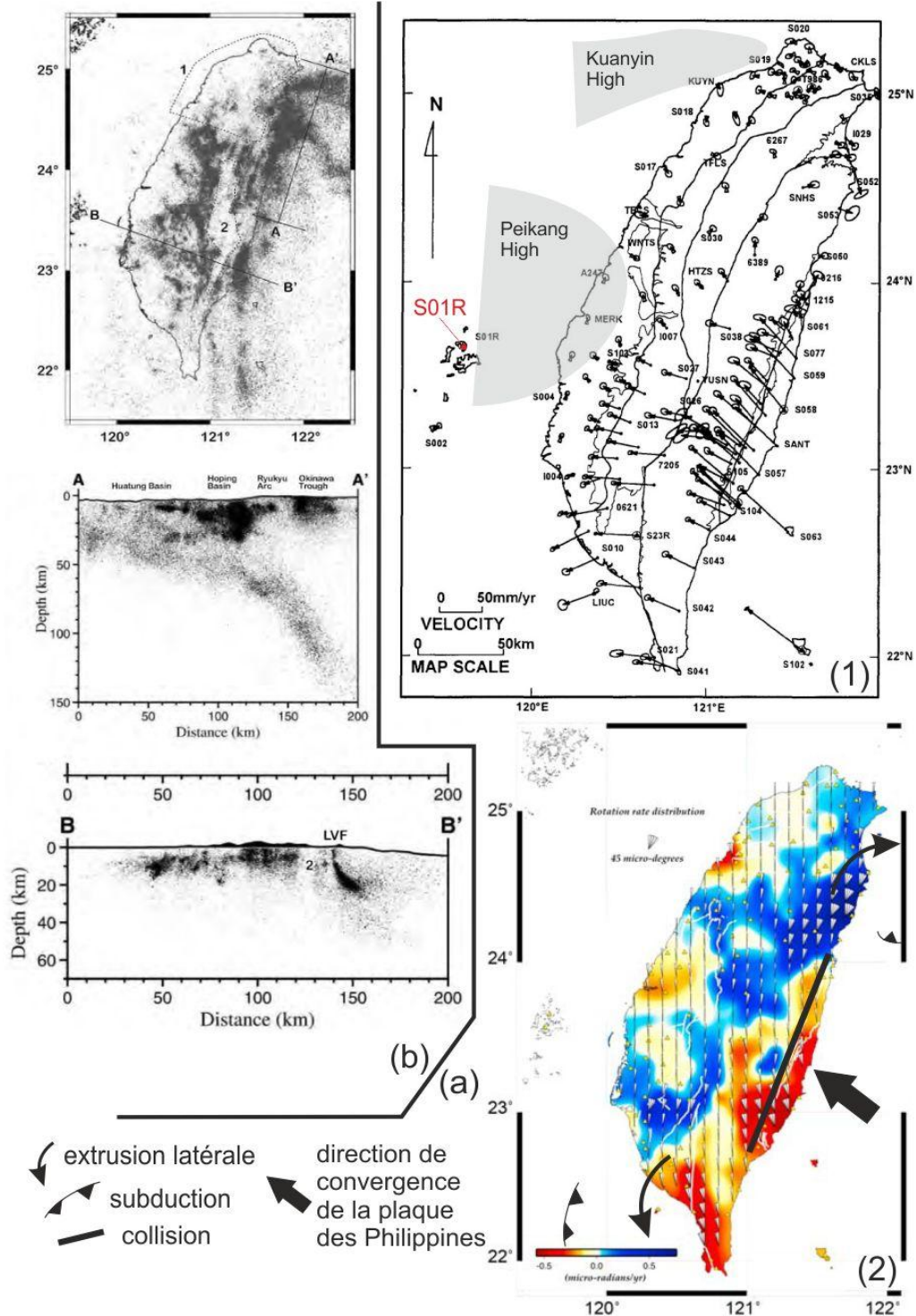


Figure IV-2: Résultats GPS et sismicité pour l'île de Taiwan.
 (a1) Champ de vitesse GPS entre 1990 et 1995 relativement à la station de Paisha (en rouge) sur l'île Penghu (S01R). Modifié d'après Yu et al., 1997.
 (a2) Taux de rotations obtenus à partir de données GPS pour la période cosismique du 1^{er} janvier 2003 au 10 décembre 2003 avant le séisme de Chengkung. D'après Lin et al., 2010. L'interprétation d'Angelier et al. (2009) sur les chemins d'extrusion aux transitions collision-subduction est indiqué sur la figure par les flèches noires en gras.
 (b) Localisation des séismes du catalogue CWB de magnitude >2Ml⁴ à Taiwan sur la période 1991-2005 (d'après Wu et al., 2009). 1 : faible sismicité dans le Nord de Taiwan ; 2 : Gap de sismicité dans la chaîne centrale ; LVF : faille de la vallée longitudinale.

⁴ Ml : magnitude locale.

La sismicité profonde définit les zones de Wadati-Benioff pour les subductions de Manille et des Ryukyus ([Figure IV-2-b](#)). La sismicité intraplaque disparaît respectivement vers 23.5°N de latitude et 121.5°E de longitude pour la subduction de Manille et des Ryukyus. Ces deux limites sont considérées par de nombreux auteurs comme les limites de *slab* de ces deux subductions (Lallemand et al., 1997, 2001 ; Kao et al., 1998 ; Sibuet et Hsu, 2004 ; Chou et al., 2006 ; Clift et al., 2008).

Le traitement des données GPS de stations permanentes de 2003 à 2005 permet d'estimer des taux de rotation (Lin et al., 2010) qui indiquent des rotations horaires significatives, de 20 à 50 $\mu^{\circ} \cdot a^{-1}$ soit 20 à 50 $^{\circ} \cdot Ma^{-1}$, après extrapolation, au Nord d'une limite s'étendant du Nord du bassin de Pingtung à la terminaison Nord de la vallée longitudinale ([Figure IV-2-a2](#)). Par soucis de commodité par rapport aux rotations paléomagnétiques, les taux de rotations GPS seront désormais exprimés en $^{\circ} \cdot Ma^{-1}$. Au Sud de cette limite, les rotations sont antihoraires et varient de 10 à 40 $^{\circ} \cdot Ma^{-1}$. Angelier et al. (2009) caractérisent des rotations horaires et antihoraires respectivement à partir des données du réseau GPS de 1995 à 1999 dans le bassin de Pingtung ([Figure IV-2-a2](#)) et à partir des données du réseau de 1992 à 1996 au Sud du bassin d'Ilan ([Figure IV-2-b](#)). Ils interprètent ces rotations comme la résultante d'extrusions aux limites de l'orogène de Taiwan qui se manifestent dans des régions de transitions entre subduction et collision.

B. L'arc de Taipei

La partie Nord de Taiwan présente une courbure importante (Figure IV-3). Deux arcs peuvent-être distingués, séparés par la faille de Lishan (LF) et que je propose d'appeler arc de Taipei et arc de Suao (Figure IV-3).

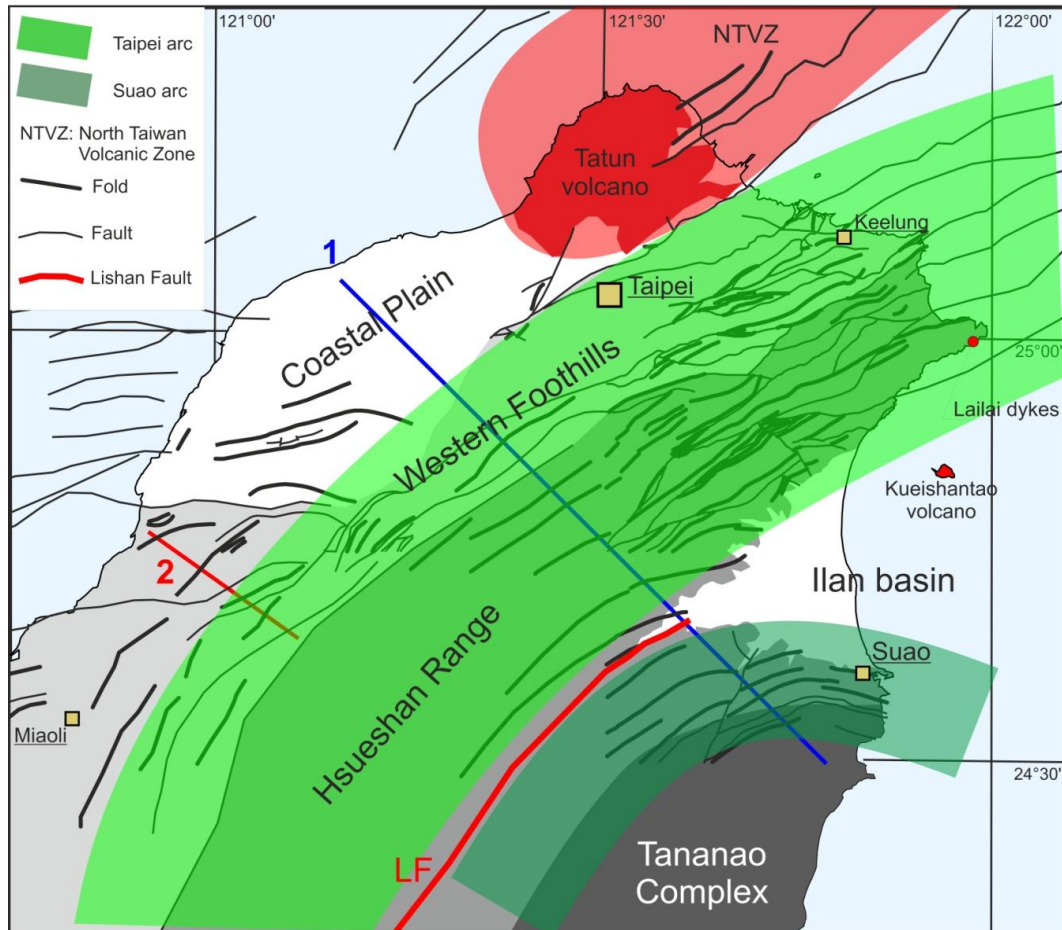


Figure IV-3: Description des courbures des arcs de Taipei et de Suao.

J'ai réalisé une étude paléomagnétique et de la fabrique magnétique dans l'arc de Taipei afin de déterminer les rotations d'axe vertical et de contraindre le champ de déformation associée à l'orogénèse. L'arc de Suao n'a pas été échantillonné en raison du degré de métamorphisme des formations qui le compose et qui rend difficile et incertain son étude paléomagnétique. La courbure de l'arc de Taipei a été originellement identifiée comme associée aux processus de subduction par Tan (1977). Suppe (1984) a interprété cette courbure vers l'Est comme le résultat du saut de subduction et l'ouverture du bassin d'Okinawa. Lee et al. (1991b) et Lue et al. (1995) ont montré grâce au paléomagnétisme une rotation horaire de l'ordre de 20° de la branche Est de l'arc de Taipei durant le Plio-

Quaternaire, confirmant la prédiction d'Angelier et al. (1986) qui la suggérait à partir de leurs analyses tectoniques.

Aucun auteur n'a mis en avant la notion d'héritage structural, or ce dernier peut jouer un rôle important dans l'acquisition de la courbure (cf. chapitre 1). Une description de l'histoire géologique cénozoïque est présentée afin de définir le contexte structural et tectonique dans lequel l'arc de Taipei s'est mis en place. Puis, les directions de raccourcissement déduites de l'ASM, les amplitudes, ainsi que les sens des rotations d'axe vertical sont présentés. Finalement, l'interprétation de la courbure de l'arc de Taipei sera proposée afin de répondre aux questions suivantes : est-ce que les rotations paléomagnétiques sont cohérentes vis-à-vis du champ de déformation fini et Comment cet arc s'est-il mis en place?

1. Contexte géologique

i. Les principales entités géologiques

La plaine côtière et le volcan de Tatun forme l'avant-pays de l'arc de Taipei. Le bassin d'Ilan s'imisce entre l'arc de Taipei et de Suao (Figure IV-3).

a. Le volcan de Tatun et la zone volcanique du Nord de Taiwan

La zone volcanique du Nord de Taiwan (NTVZ) comprend le groupe volcanique de Tatun et de Keelung, et plusieurs volcans au large de Taiwan (Figure IV-3 et Figure IV-8). Les premières manifestations de la NTVZ sont datées à 2,8-2,5Ma et ont perduré pendant tout le Quaternaire. Il s'agit essentiellement d'andésites calco-alkalines typiques des laves issues des marges actives (Gill, 1981). Wang et al. (1999) interprète le volcanisme de la NTVZ comme la manifestation de l'effondrement orogénique post-collisionnel du Nord de Taiwan (Huang et al., 1992 ; Teng, 1996 ; Hsiao, 1997 ; Hsiao et al., 1998 ; Sibuet et al., 1998). La côte NE de Taiwan recèle aussi les traces d'un épisode volcanique associé à l'ouverture du bassin d'Okinawa (Figure IV-3). Il s'agit de dykes de basalte alcalin comme ceux de Lilai datés à $9,1 \pm 1,1$ Ma (Chen et al., 1989) et du volcan quaternaire de Kueishantao (Wang et al., 1999).

b. Les collines de piémont et la chaîne du Hsueshan

Les collines de piémont et la chaîne du Hsueshan sont dans leur ensemble constituées par une épaisse série de sédiments détritiques cénozoïques plissée et faillée en un empilement d'écaillés à vergence Ouest, chevauchant la plaine côtière et en partie métamorphisée pour les éléments les plus internes.

1) Le message sédimentaire

Les séries turbiditiques des collines de piémonts sont d'âge Oligocène supérieur à Pléistocène moyen (Ho, 1979, 1982 ; Chou, 1980 ; Chang et Chi, 1983). Les caractéristiques stratigraphiques et sédimentaires varient considérablement du Nord au Sud et d'Est en Ouest. Trois principaux ensembles sédimentaires sont reconnus (Pelletier, 1985) : Oligocène supérieur à Pliocène inférieur ; Pliocène inférieur à Pléistocène basal et Pléistocène inférieur à moyen. Ils se distinguent par une évolution des apports sédimentaires uniquement alimentés depuis l'érosion du socle chinois pour le premier ensemble (Chou, 1973) puis par une source secondaire à l'Est pour le deuxième ensemble, et qui devient l'essentielle source détritique du troisième ensemble (Chou, 1973, 1980). Ce changement de l'origine des apports sédimentaires traduit l'évolution d'un domaine en subsidence dans un contexte extensif (Sun, 1982 ; Angelier et al., 1986 ; Suppe, 1986) vers un domaine dominé progressivement à partir du Pliocène inférieur par la surrection et l'arrivée des nappes de la chaîne Centrale de Taiwan (Chi et Huang, 1981a ; Chang et Chi, 1983).

La chaîne du Hsueshan est composée par d'épaisses séries de grès et de quartzites, par des schistes et des alternances de grès et de schistes avec de fines couches de charbon. L'âge de ces formations sédimentaires évolue de l'Eocène inférieur au Miocène supérieur avec une lacune de l'Eocène supérieur à l'Oligocène moyen (Huang, 1981). La provenance des apports sédimentaires est le continent chinois (Chen et al., 1990a).

2) Déformations et styles structuraux

Au premier ordre les collines de piémont et la chaîne du Hsueshan sont affectés par des failles parallèles aux axes de plis (Figure IV-4). Ces failles chevauchantes majeures présentent une composante décrochante dextre ou sénestre respectivement dans la branche Est et Ouest de l'arc de Taipei (Lu et al., 1995 ; Figure IV-4). Dans la partie Ouest, les plis sont déjetés vers l'Ouest et le flanc occidental des anticlinaux est toujours plus court et plus incliné que le flanc oriental (Figure IV-5). Dans la partie Est, les plis sont nettement plus dissymétriques (en genou ou déversés), avec leur plan axial incliné vers l'Est. La déformation augmente d'Ouest en l'Est, avec des plis de plus en plus serrés vers l'Est. Trois types de failles sont identifiés, des failles à fort pendage correspondant à des paléofailles normales réactivées, des chevauchements peu inclinés traversant les niveaux les plus superficiels, et une surface de décollement régionale à la base de la série sédimentaire (Yang, et al., 1994). Le pendage des chevauchements les plus frontaux est peu important, de l'ordre de 20-30°

(Huang et al., 1991) alors que celui des chevauchement plus internes, dans la chaîne du Hsueshan sont plus inclinés avec des pentages de l'ordre de 50-60° (Lin et Lin, 1995).

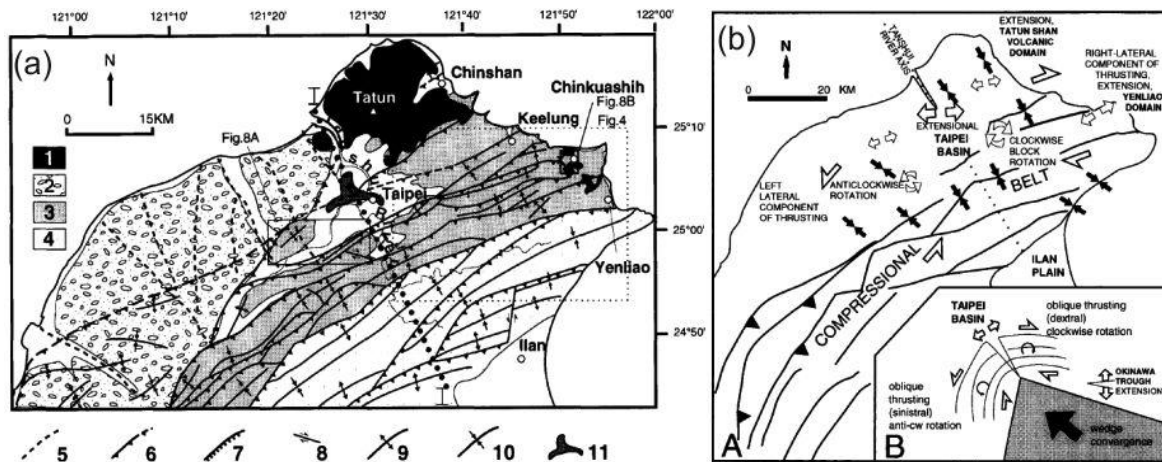


Figure IV-4: Carte géologique et modèle de la déformation tectonique Plio-Quaternaire du Nord de Taiwan. D'après Lu et al., 1995.

(a) Carte des structures principales interprétée à partir de cartes géologiques (Ho, 1986) et d'images SLAR (*Side Looking Airbone Radar* de Taiwan (Mars Inc., 1981). 1= roches volcaniques pléistocènes ; 2= conglomérats pléistocènes ; 3= piémonts occidentales ; 4= Hsueshan Range ; 5= fractures majeures ; 6= chevauchements ; 7= failles normales ; 8= failles décrochantes ; 9= axe anticlinaux ; 10= axes synclinaux ; 11= forme en T du bassin de Taipei (Wang Lee et al., 1978).

(b) Modèle de la déformation Plio-Quaternaire dans la chaîne d'avant-pays du Nord de Taiwan. Trois principaux domaines sont distinguables : (1) le domaine oriental est caractérisé par des chevauchements à déplacement oblique auquel s'ajoute un jeu dextre et des rotations horaires ; (2) le domaine central est marqué par l'indentation d'un corps rigide et de l'extension ; (3) le domaine occidental où des chevauchements majeurs à composante sénestre sont repris par des décrochements en *bookshelf* et des rotations antihoraires. (A) Carte interprétative. (B) Schéma explicatif.

L'absence d'affleurements de formations anté-Oligocène supérieur ainsi que les données de forage de la compagnie pétrolière chinoise suggèrent que les déformations plicatives et chevauchantes n'ont pas affectées les niveaux les plus profonds sous la surface de décollement (Figure IV-5). La principale surface de décollement est l'interface au-dessus d'une épaisse série de quartzites de l'Oligocène supérieur (la formation de Wuchishan ; Elishewitz, 1963 ; Biq, 1966 ; Ho, 1967 ; Suppe, 1976). Au sein des formations miocènes, les couches de charbon de la formation de Nanchung jouent le rôle de surfaces de décollement secondaires permettant la formation de systèmes imbriqués (Suppe, 1980a). L'étude de la géométrie particulière de ces systèmes imbriqués (Suppe, 1979, 1980b ; Suppe et Chang, 1983) a aboutie à la théorie du plissement par failles plates et inclinées ou *fault-bend fold* pour expliquer l'origine de ce style de déformation. Pour chaque chevauchement, le glissement du compartiment supérieur suit une alternance de plats (*flats*) et de rampes (*ramps*). En particulier, les anciennes failles normales ou les discontinuités stratigraphiques peuvent jouer comme des rampes et les interfaces stratigraphiques peuvent jouer comme des plats. La géométrie du compartiment supérieur est ainsi contrôlée par la forme du

compartiment inférieur. L'équilibrage de coupes géologiques à partir du modèle du plissement par failles courbes à travers Taiwan a permis de calculer un raccourcissement total de 150-200km (Suppe, 1980a), dont 65km sont attribués à la seule zone des collines de piémont (Suppe, 1986), pour l'ensemble de l'île dans sa partie septentrionale.

Les collines de piémonts sont pas ou très peu métamorphisées (et dans ce cas uniquement les faciès pélitiques) alors que les formations de la chaîne du Hsueshan sont métamorphisées vers le cœur de l'orogène dans les faciès prehnite-pumpellyite à schistes verts (Chen et al., 1983). Les données de réflexion de la vitrinite (*vitrinite reflectance*), de traces de fission sur apatites et de datation U-Th/He sur apatites précisent que les collines de piémonts ont connus un pic de température inférieure à 150 °C, et évoluant de 150 à plus de 300°C pour la chaîne du Hsueshan au cours des derniers 10Ma (Simoes et al., *sous presse* pour une revue).

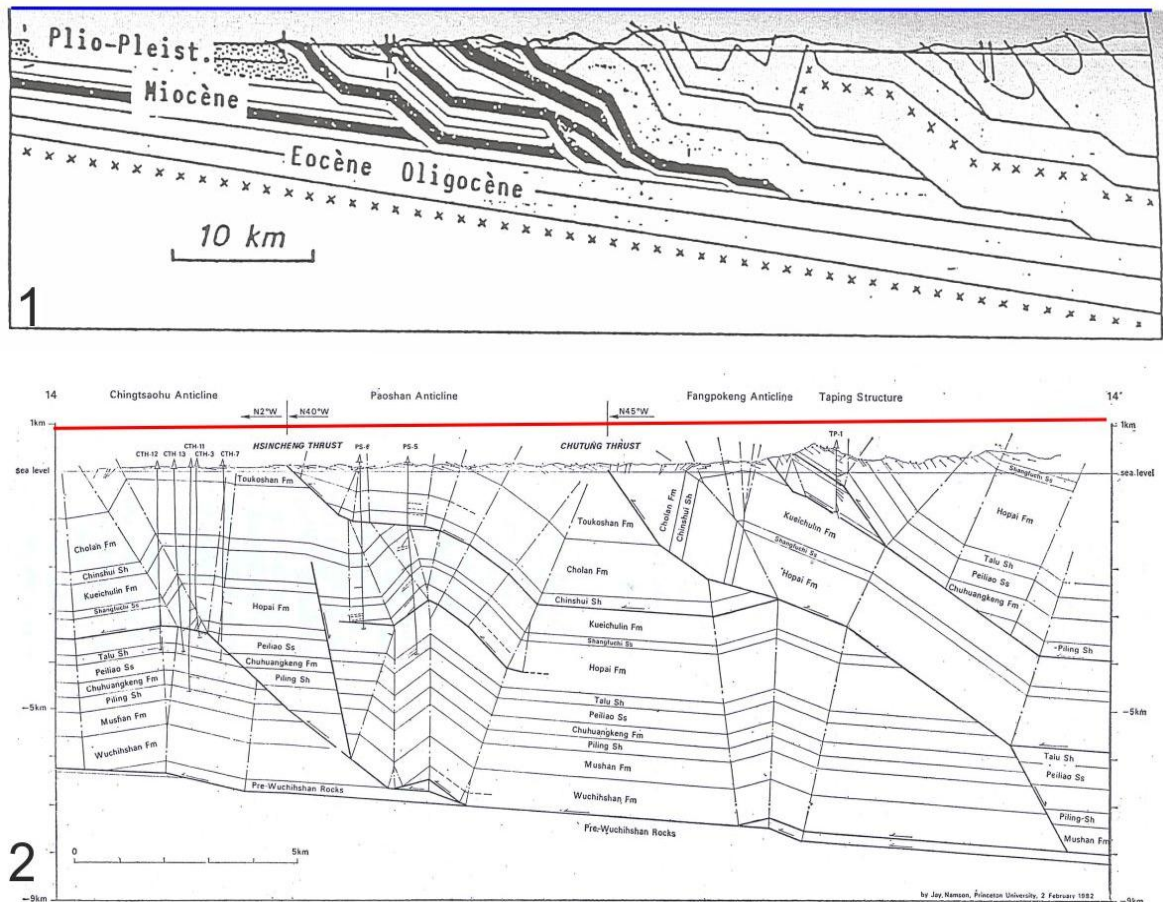


Figure IV-5: Style structural illustré par des coupes géologiques réalisées à partir de données de surface, de forages et de profils de sismique réflexions, en bleu d'après Suppe (1, 1980a) et en rouge d'après Namson (2, 1984). Localisation des coupes [Figure IV-3](#).

c. Le bassin d'Ilan

Le bassin Quaternaire d'Ilan (Lai et Hsieh, 2003 ; [Figure IV-3](#)) forme la limite Ouest du bassin d'Okinawa (Ho, 1986 ; Tsai, 1986). Il est alimenté par les sédiments de la rivière de

Lanyang (Liu et al., 2006). Sa forme triangulaire reflète sa propagation vers l'Ouest. Il est délimité par des failles normales au Nord et au Sud (Lee et al., 1998 ; Shyu et al., 2005). Ce bassin s'est développé au moins à partir du Pléistocène et est contrôlé par le jeu normal des failles délimitant sa bordure Nord dans le prolongement de la faille de Lishan (Lee et al., 1997 ; Clift et al., 2008). L'importance du jeu de ces failles est attesté (1) par un différentiel de subsidence entre le Nord et le Sud du bassin, respectivement de $6-7\text{mm.a}^{-1}$ et de $3-5\text{mm.a}^{-1}$ (Lai et Hsieh, 2003) ; ainsi que (2) par l'exhumation différentielle des reliefs au Nord et au Sud du bassin respectivement de $1,6 \pm 0,3\text{mm.a}^{-1}$ et de $0,7 \pm 0,1\text{mm.a}^{-1}$ (traces de fission, Clift et al., 2008). Au Sud, l'ouverture du bassin est accommodée par le jeu des failles bordières et par la rotation horaire du bassin et de son substratum. La rotation horaire du bassin a été établie à partir des données GPS (Chang et al., 2003b ; Hsu, 1998 ; Hou et al., 2009). La rotation du substratum est déduite de la différence azimutale, de $30-40^\circ$, entre les structures de l'arc de Taipei et celles de l'arc de Suao.

ii.Histoire tectonique et champ de contraintes

Trois évènements tectoniques sont reconnus dans l'arc de Taipei et sur l'ensemble de l'île : une extension d'âge Miocène, une compression du Pliocène à l'actuel et une extension du Pléistocène à l'actuel.

Le premier évènement extensif est orienté selon une direction d'extension NNO-SSE et ONO-ESE (Angelier et al., 1986). Il est déterminé par l'analyse des stries sur les failles. La période de déformation est limitée au Mio-Pliocène. Cet évènement tectonique extensif est attribué à la formation d'un bassin Mio-Pliocène prolongeant la marge chinoise Paléogène vers le SE.

Le deuxième évènement est compressif, son histoire est reconstituée grâce à l'étude des failles inverses et décrochantes (Figure IV-6-a, b, d, Chang et al., 2003b). La compatibilité de la direction de compression déduite de l'analyse des failles avec celle déduite de l'étude des elongations dans les puits de forages (Figure IV-6-c, Suppe et al., 1985), des mécanismes au foyer (Figure IV-6-e, Chang et al., 2003b ; Hsu et al., 2009) et des données GPS (Figure IV-6-f, Chang et al., 2003b ; Hsu et al., 2009) suggère la permanence d'un même état compressif du Pliocène à l'actuel. Cet événement peut-être décomposé jusqu'en 5 sous-événements tectoniques (Angelier et al., 1990a ; Chu, 1990). Il aurait pu être intéressant d'expliquer ces différents sous-événements par des rotations au sein de la chaîne mais l'homogénéité des directions de paléocontraintes (Figure IV-6-a) rend cette tâche fortuite, à moins d'envisager une rotation de l'ensemble de l'île. Ces différents sous-événements ont été interprétés

comme la manifestation du changement de la direction de convergence de la plaque des Philippines (Angelier et al., 1990a ; Chu, 1990). Or sa cinématique au cours des dix derniers millions d'années (Figure IV-1-a) suggère uniquement l'existence d'une compression N170 entre 10 et 5Ma puis N140 entre 5Ma et l'actuel. Sur la Figure IV-6 on observe que les directions de σ_1 quaternaires et actuelles sont parallèles à la direction de convergence des plaques à plus ou moins une quarantaine de degrés. Cela signifie que les différents sous-événements, en tout cas pour les trois derniers (Figure IV-6-a) qui présentent une dispersion autour de la direction N126 d'une trentaine de degrés, sont représentatifs d'un seul état de contrainte régional du Pliocène à l'actuel et qui se propage du Nord vers le SO.

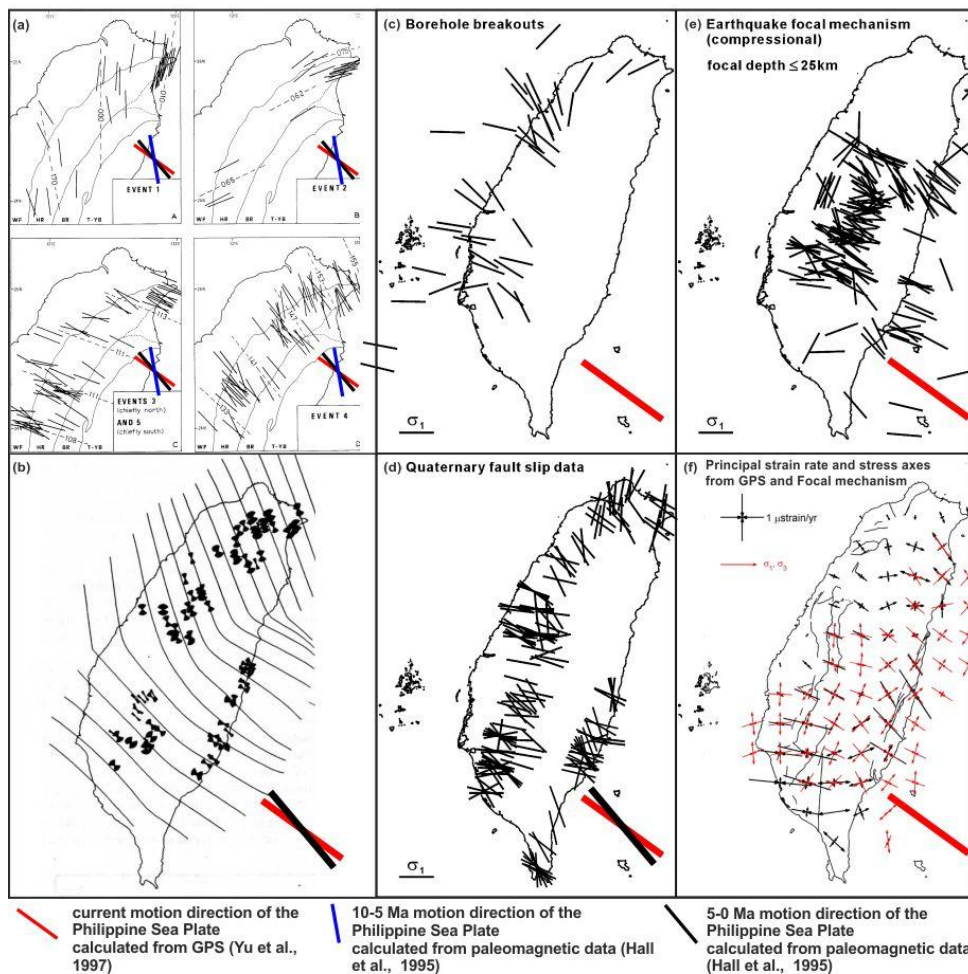


Figure IV-6: directions de contraintes du Pliocène à l'actuel pour Taiwan. De Chang et al. (2003b).
 (a) les évènements compressifs du Plio-Pléistocène d'après Chu (1990) et Angelier et al. (1990a).
 (b) lignes de contraintes maximales, σ_1 , établis pour les évènements compressifs Plio-Pléistocènes à partir des données de Barrier et Angelier (1986), Angelier et al. (1986 et 1990a) et Chu (1990). D'après Lee et Angelier, 1994.
 (c) directions de σ_1 déduites des elongations dans les puits de forage de Suppe et al. (1985).
 (d) directions de contraintes mesurées dans les formations quaternaires (Angelier et al., 1986 ; Barrier et Angelier, 1986 ; Lee, 1986 ; Angelier et al., 1990a)
 (e) directions de contraintes calculé à partir de l'inversion des mécanismes au foyer (Yeh et al., 1991 ; Kao et Angelier, 2001)
 (f) directions de déformation et de contraintes calculés à partir des données GPS et des mécanismes au foyer (Hsu et al., 2009).

Le troisième événement est extensif et n'affecte que le NE de Taiwan. Il est synchrone de la compression active au SE et est associé à l'ouverture des bassins d'Okinawa et d'Ilan : il disparaît progressivement vers le SE au profit de l'extension d'ouverture arrière-arc (Teng, 1996). Cet événement correspond à la reprise en faille normale des chevauchements qui affectent les collines de piémonts et la chaîne du Hsueshan à l'Est de Taipei (Rou-fei Chen et Yu-Chang Chan communications personnelles).

iii. Héritage structural

Les formations oligo-miocènes se sont accumulées dans des bassins sédimentaires de la marge continentale (Suppe, 1981 ; Yu et Chi, 1992 ; Teng, 1996). Huang et al. (1993) interprète ces bassins comme une succession de bassins d'arrière-arc associés à l'avancée vers l'Est de l'arc des Ryukyus (Figure IV-7). La chaîne de Taiwan se développe sur un coin de la marge chinoise reliant les marges de la mer de Chine du Sud et de Chine de l'Est (Figure IV-8). Lesdits bassins sont délimités à l'Est par la faille de Lishan (Figure IV-8 ; Biq, 1981 ; Ho, 1986). qui illustre l'inversion des structures associées à la formation de la marge chinoise lors de l'orogénèse (Lee et al., 1997). A partir de l'analyse des paléocontraintes sur cette faille, Lee et al. (1997) ont pu attester de l'existence d'un régime extensif puis compressif avec une forte composante décrochante suivi à nouveau d'une extension. Cette succession d'événements est interprétée comme la réactivation en inverse d'une paléofaille normale durant l'orogénèse. Le dernier régime extensif, syn-orogénique, accommode l'exhumation de la chaîne du Hsueshan (Crespi et al., 1996 ; Angelier et al., 1995).

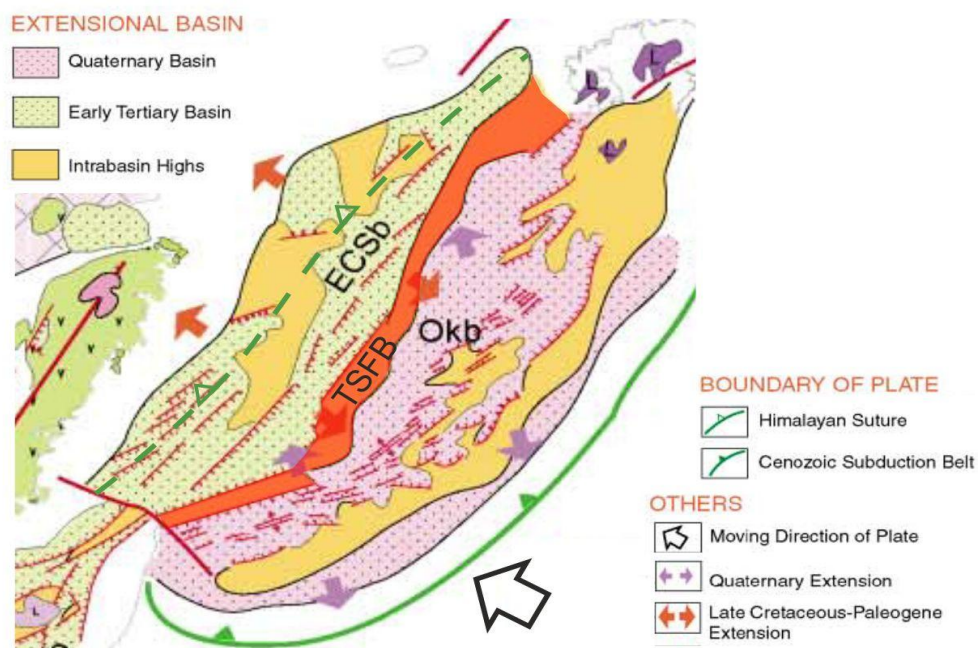


Figure IV-7: Ouverture de la mer de Chine orientale et du bassin d'Okinawa. De Ren et al., 2002). ECSb : bassin de la mer de Chine de l'Est. TSFB : chaîne de Taiwan-Sinzi. Okb : bassin d'Okinawa.

La marge Nord et la partie côtière de Taiwan ont été étudiée par la compagnie pétrolière chinoise dans les années 80-90. Les études ont ainsi porté sur la détermination de la structure du sous-sol pour localiser les potentielles sources de pétrole (Suppe, 1984 ; Wang et Lu, 1985 ; Yang et al., 1994 ; Shen et al., 1996 ; Yang et al., 1997). Le développement de méthodes d'équilibrage des coupes sismiques (Suppe, 1980a ; Suppe et Chang, 1983) a été primordiale, notamment pour leur capacité à proposer une géométrie des failles en profondeur. Les failles normales réactivées ou déformées sont de potentielles cibles pour le forage, car elles fournissent d'excellents pièges à hydrocarbures. Les études géochimiques précisent que les couches réservoirs potentielles sont celles du Miocène inférieur (Yang et al., 1994).

Ces travaux ont permis de déterminer la géométrie des structures du sous-sol au large de Taiwan (Figure IV-8), dans la région de Taiwan-Sinzi (Hsiao et al., 1998), du bassin de Taiwan (Huang et al, 1992 ; Yu et Chi, 1992), du bassin de Pengchiahsu (Chen et Watkins, 1994) et du bassin de Taihsi (Namson, 1984 ; Huang et al., 1993 ; Lee et al., 1993 ; Shen et al., 1996 ; Yang et al. 1997). Tous ces bassins sont structurés par un important réseau de failles normales, orientées N40 à N60, hérités d'une phase extensive qui s'est étalée du Crétacé terminal au Pléistocène (Figure IV-8-3), et qui, à mesure que l'on se rapproche de l'île de Taiwan, sont progressivement réactivées à partir du Miocène moyen, soit en rampe de chevauchement soit en décrochement (Figure IV-8-1-3 ; Namson, 1984 ; Suppe, 1984, 1986 ; Lee, 1986 ; Huang et al., 1993 ; Lee et al., 1993 ; Shen et al., 1996 ; Yang et al. 1997). L'analyse semi-quantitative menée par Lee (1986) sur les conditions mécaniques nécessaires à la réactivation de failles normales à fort pendage indique qu'il est possible pour les failles orientées NE-SO et pentées vers le Sud à 60-70° d'être réactivée en inverse en présence de fluides en surpression ou à proximité de la surface (pression lithostatique faible).

La région de Taiwan-Sinzi se distingue par la réactivation de paléofailles inverses orientées N70 en failles normales (Figure IV-8-4). Ces paléofailles inverses sont dans la continuation en mer des chevauchements du NE de Taiwan. Le fort pendage de ces paléofailles inverses ainsi que le fait que les chevauchements du NE de Taiwan utilisent des paléofailles normales suggèrent une histoire similaire à celle de la faille de Lishan avec une activation en jeu normal au Paléo-Néogène puis en inverse du Miocène terminal au Pliocène pour être enfin réactivée en normal durant le Quaternaire.

Sur la Figure IV-8 on peut constater, (1) que la paléo-orientation de la marge devait être proche de celles des failles courbes au NO de Taiwan ; (2) que l'orientation des failles du bassin de Taihsi dévie de manière antihoraire de 15-20° par rapport à l'orientation moyenne de la marge de la mer de Chine du Sud ; et (3) que l'orientation des failles de la région de Taiwan-Sinzi dévie de manière horaire d'une trentaine de degrés par rapport à l'orientation moyenne des structures de la mer de Chine de l'Est.

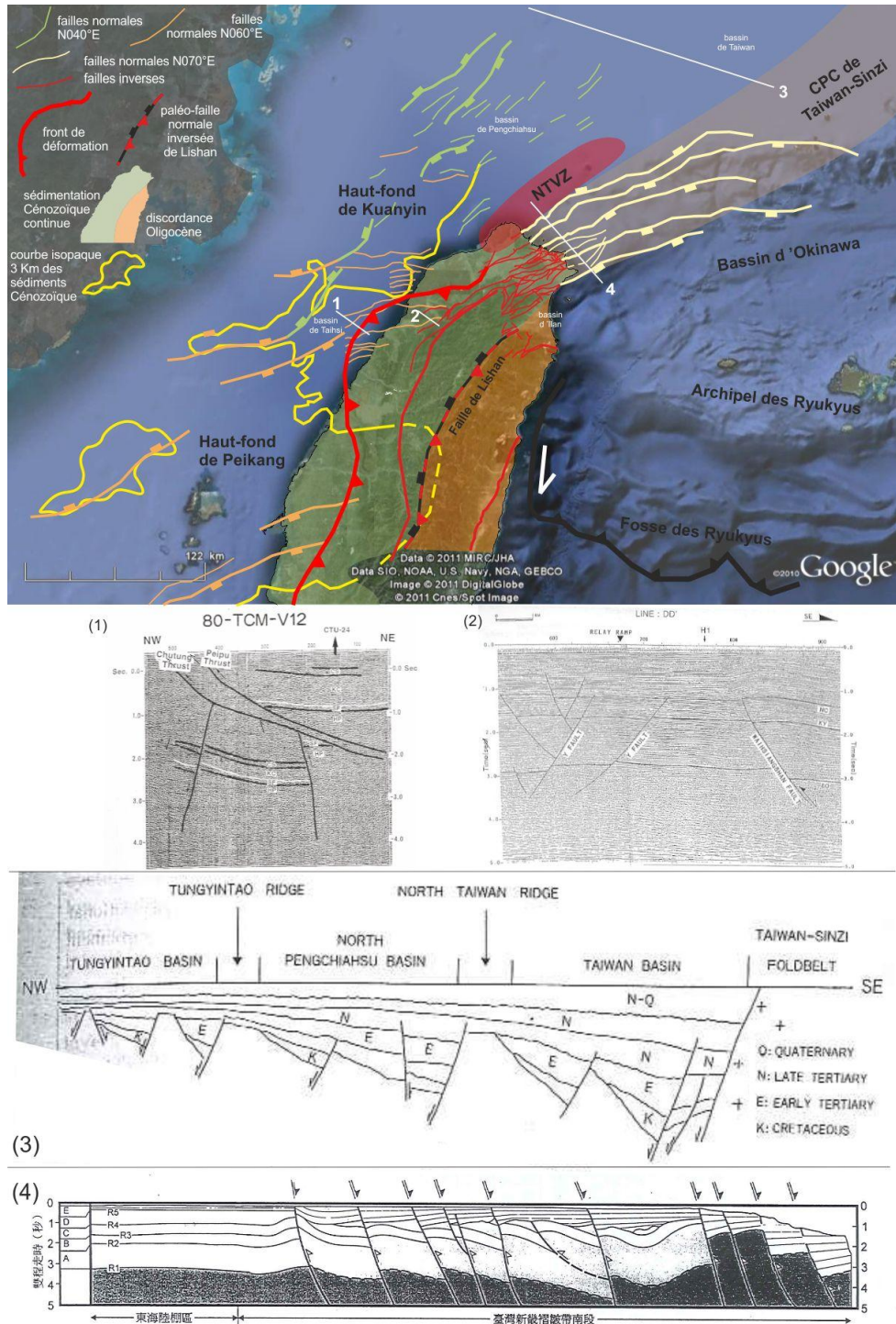


Figure IV-8: Principales structures faillées du Nord de Taiwan et de la marge chinoise. Compilation d'après Huang et al. (1992) ; Yu et Chi (1992) ; Huang et al. (1993) ; Chen et Watkins (1994) ; Yang et al. (1994) ; Shen et al. (1996) ; Yang et al. (1997) ; Hsiao et al. (1998). Courbe isopaque de Lin et al. (2003). NTVZ : North Taiwan Volcanic Zone.

iv. Cinématique actuelle

L'arc de Taipei présente une faible sismicité (Figure IV-2-b). La sismicité profonde se concentre à l'Est de Taipei (Figure IV-10). Il s'agit de la sismicité interplaque lié à la subduction de la plaque des Philippines sous l'arc des Ryukyus. Le champ de vitesse GPS, permet la caractérisation de 3 principaux domaines (Figure IV-9) : à l'Ouest un domaine de réduction des vitesses GPS vers l'extérieur de la chaîne qui traduisent une déformation compressive ; un domaine peu actif au Nord avec des vitesses GPS de normes inférieures à leurs incertitudes ; et un domaine au SE marqué par une importante déviation vers le SE des directions des vitesses GPS qui traduisent une forte rotation horaire. Alors que le domaine occidental est le reflet de la collision arc-continent, les domaines septentrional et oriental sont dominés par l'influence de la subduction sous l'arc des Ryukyus avec l'ouverture du bassin d'arrière-arc d'Okinawa. L'ouverture asymétrique du bassin d'Okinawa est accommodée par de l'extension et un faible taux de rotation ($5^{\circ} \cdot \text{Ma}^{-1}$, Rau et al., 2008) de la branche orientale de l'arc de Taipei (Figure IV-9-b) ; et par un fort taux de rotation de la branche Nord de l'arc de Suao, de 47 à $60^{\circ} \cdot \text{Ma}^{-1}$ (Rau et al., 2008 ; Hou et al., 2009). L'activité tectonique de la région est le résultat de la propagation de la déformation du NE vers le SO (Figure IV-1-b), de la zone d'extension arrière-arc vers la zone de collision arc-continent.

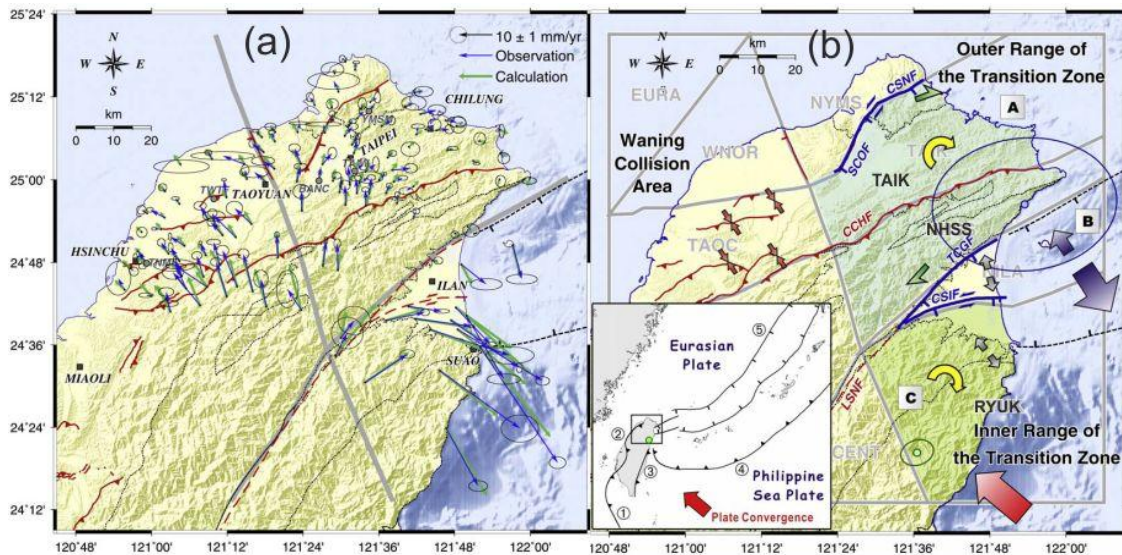


Figure IV-9: Champ de vitesse GPS du Nord de Taiwan et son interprétation. De Rau et al., 2008. (a) Champ de vitesse GPS par rapport aux îles Penghu. Les flèches bleues = vitesses horizontales. Les ellipses de confiance à 95% sont indiquées à la pointe de chaque vecteur vitesse. Les flèches vertes = les vitesses calculées à partir d'un modèle calculé par les auteurs, pour plus de détails sur la méthode le lecteur est invité à se référer à Rau et al., 2008. Les lignes rouges = failles majeures. Les lignes grises délimitent les principaux blocs identifiés par Rau et al., 2008. (b) Modèle tectonique. Région A : zone de décrochement dextre entre le système de failles de Chinshan-Shanchiao (CCHF) et la plaine d'Ilan. Région B : extension arrière-arc dans le bassin d'Okinawa. Région C : la rotation de l'arc de Suao est le résultat de la collision et du retrait vers le Sud de la fosse des Ryukyus. Les lignes grises = limites de blocs. Les flèches rouges = directions de compression. Les flèches grises = directions d'extension. Les cercles bleus et verts = zones de localisation des pôles d'Euler des blocs TAIK, NHSS et RYUK.

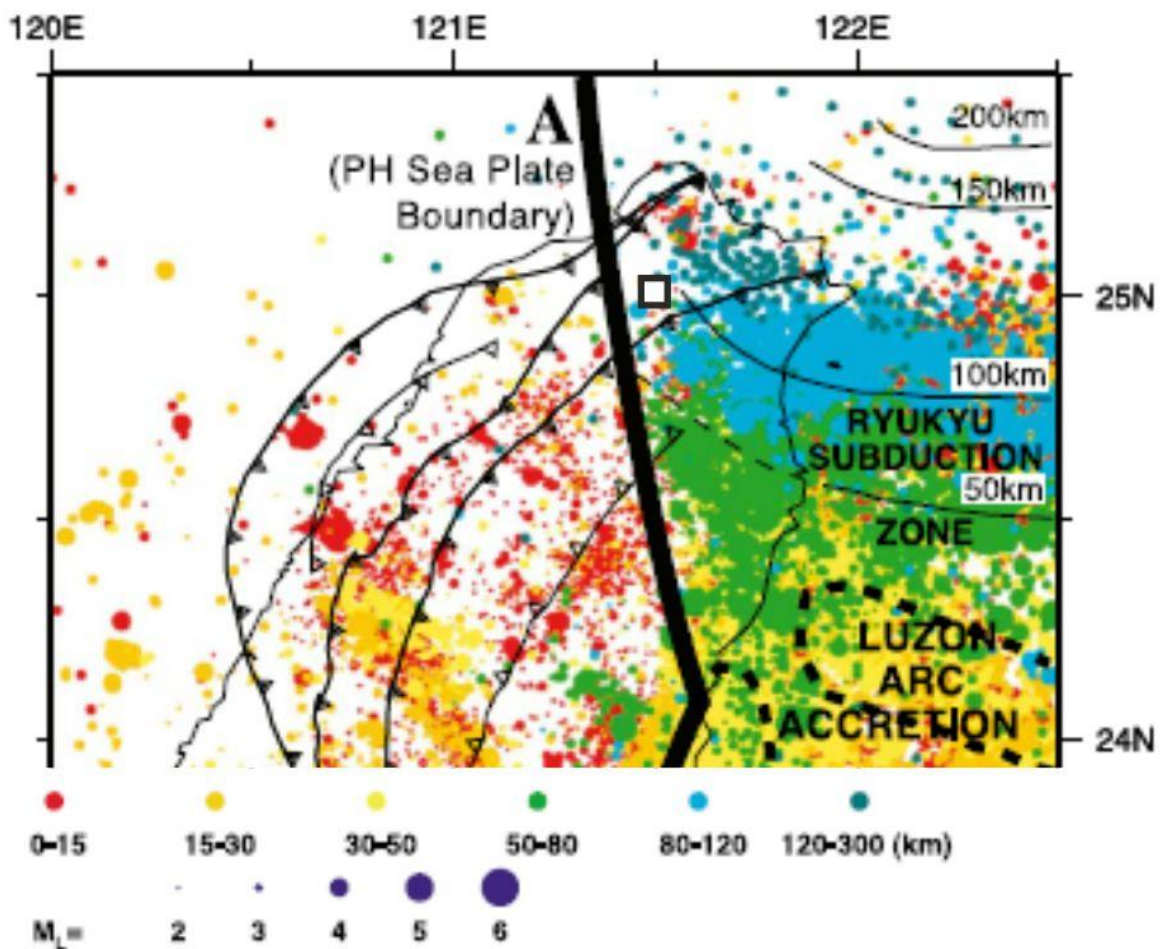


Figure IV-10: Extrait d'une carte de la sismicité de Taiwan entre 1991-1997. D'après Sibuet et al., 2004.

Les séismes profonds ont été positionnés par-dessus les séismes superficiels afin de souligner les limites du *slab* des Ryukyus. A est la limite occidentale de la plaque des Philippines. La ville de Taipei est localisée par le carré blanc à bords noir.

2. Les états de déformation donnés par la fabrique magnétique

i. Localisation des sites d'échantillonnages

J'ai échantillonné 26 sites dans l'arc de Taipei (Figure IV-11). L'échantillonnage, la coupe des spécimens, les mesures d'ASM, de l'aimantation rémanente et des propriétés magnétiques ont été réalisées à l'institut des Sciences de la Terre de l'Academia Sinica (Taipei, Taiwan) et selon les protocoles décrits dans le chapitre 2. J'ai échantillonné au sein de formations monoclinales pélitiques oligocènes, miocènes et plio-pléistocène (Figure II-6). Quelques formations sableuses plio-pléistocène ont aussi été échantillonnées.

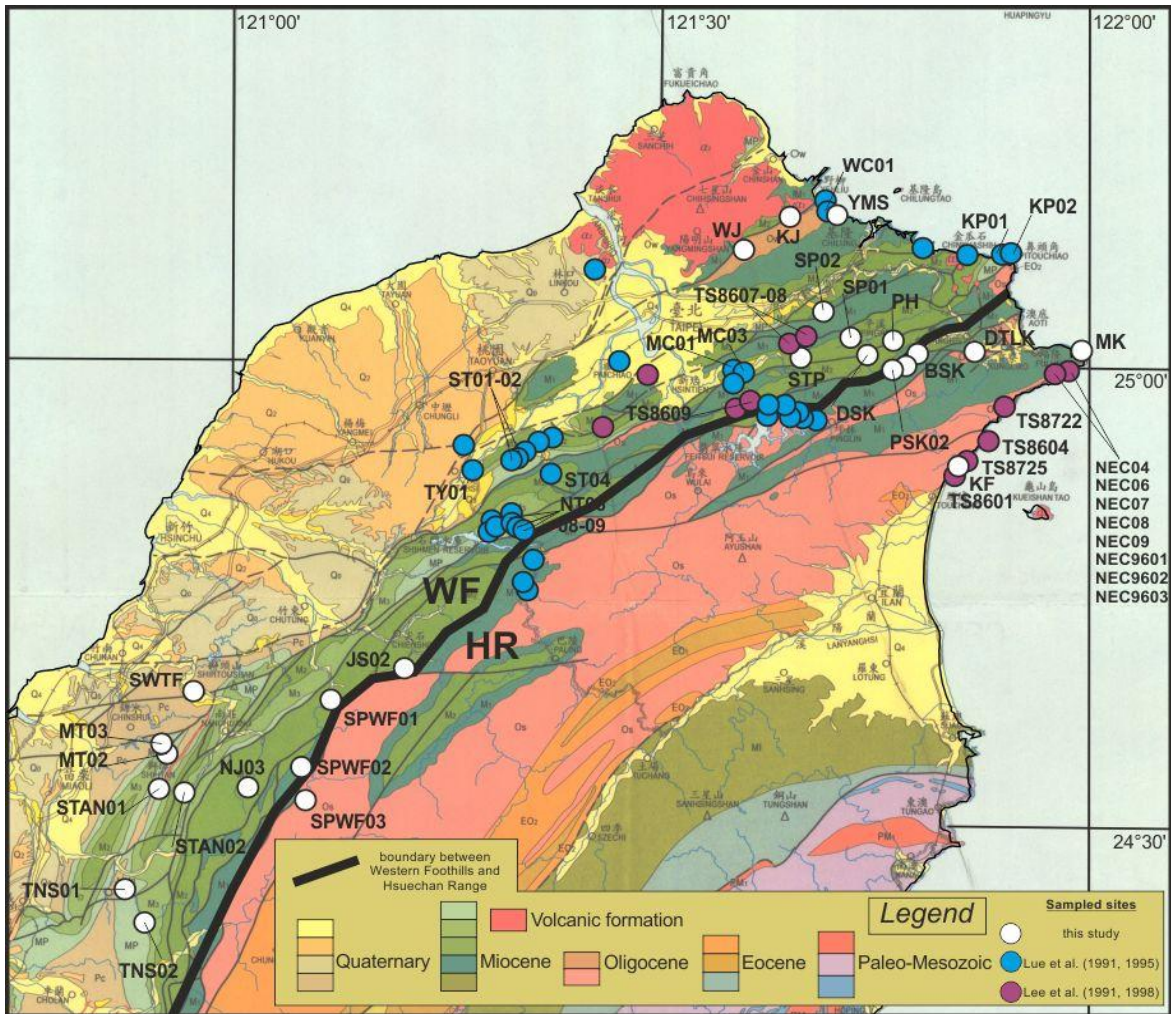


Figure IV-11: Localisation des sites d'échantillonnage ASM et paléomagnétique dans l'arc de Taipei.

ii. Les études antérieures

L'arc de Taipei, a déjà fait l'objet d'une étude de l'ASM des collines de Piémont (Lee et al., 1991a et Lue et al., 1991). Leurs sites d'échantillonnage sont indiqués sur la [Figure IV-11](#). Les valeurs de susceptibilité moyenne sont comprises entre 50 et 500 μ SI et les degrés d'anisotropie (P_i) varient entre 1.00 et 1.12 (Lee et al., 1991a). Trois types de fabriques sont identifiés : de type I, II et III (Lee et al, 1991a ; Lue et al., 1991). Les fabriques de type II, oblates, sont les plus représentées et leurs linéations magnétiques sont presque exclusivement perpendiculaires à la direction de compression associée à la formation de l'orogène de Taiwan. Elles sont interprétées comme des fabriques tectoniques avec une direction de raccourcissement N120 en moyenne. Les fabriques sédimentaires se trouvent dans les formations du Pléistocène (Lue et al., 1991). Les fabriques de type III, prolates, présentent des directions de raccourcissement parallèles à celles des fabriques de type II.

iii.Résultats

L'ASM a été mesurée sur 369 spécimens à partir d'un kappabridge KLY-3 (Agico Ltd.) qui a une sensibilité de 0.5×10^{-8} SI et une précision de 0,1%. Les trois directions principales du tenseur de l'anisotropie de susceptibilité de chaque échantillon ainsi que les directions moyennes de chaque site ont été calculés à partir de la méthode développée par Jelinek (Jelinek, 1978). L'ensemble des données scalaires et vectorielles de l'ASM sont récapitulés dans l'Annexe IV-a.

a.Forme des grains et degré de déformation de la fabrique

La comparaison des valeurs de susceptibilité moyenne, de degré d'anisotropie et de forme de l'anisotropie de susceptibilité (définition dans le chapitre 2) pour plusieurs sites n'a de sens uniquement si la nature des roches comparées est similaire. Ainsi plutôt que de présenter mes résultats de manière exhaustive site par site, j'ai regroupé mes résultats par âge, Oligocène (orange), Miocène (vert) et Plio-Pléistocène (bleu) car les lithologies sont homogènes pour chacun de ces âges. Les formations oligocènes et miocènes sont des pélites et les formations plio-pléistocènes sont des sables fins à grains millimétriques à submillimétriques (SWTF) et des pélites (STAN01, MT03 et TNS01).

La susceptibilité moyenne varie entre 42 et 1162 μ SI (Figure IV-12 et Annexe IV-a). A l'exception des sites pléistocènes MT03, STAN01 et TNS01, du site Miocène SP01 et du site Oligocène WJ, la Km de tous les autres sites est très homogène et comprise entre 200 et 400 μ SI révélant une contribution paramagnétique probablement dominante pour les pélites (Rochette, 1987). Les principaux minéraux paramagnétiques rencontrés sont les phyllosilicates, en particulier dans les argilites et les marnes (Tarling et Hrouda, 1993). Les Km mesurés sont similaires à ceux obtenues par Lee et al. (1991a). Les sites d'âge Pléistocène (MT03, STAN01 et TNS01) présentent une susceptibilité moyenne deux à trois fois plus importante que les sites d'âge Oligo-Miocène. En termes de faciès sédimentaires, ce sont des pélites, ils ne diffèrent pas macroscopiquement des sites plus anciens. L'importance de leur susceptibilité moyenne pourrait être le fait d'une plus forte concentration de minéraux ferromagnétiques. Une étude de la composition minéralogique et de la granulométrie est nécessaire pour interpréter ces écarts de susceptibilités.

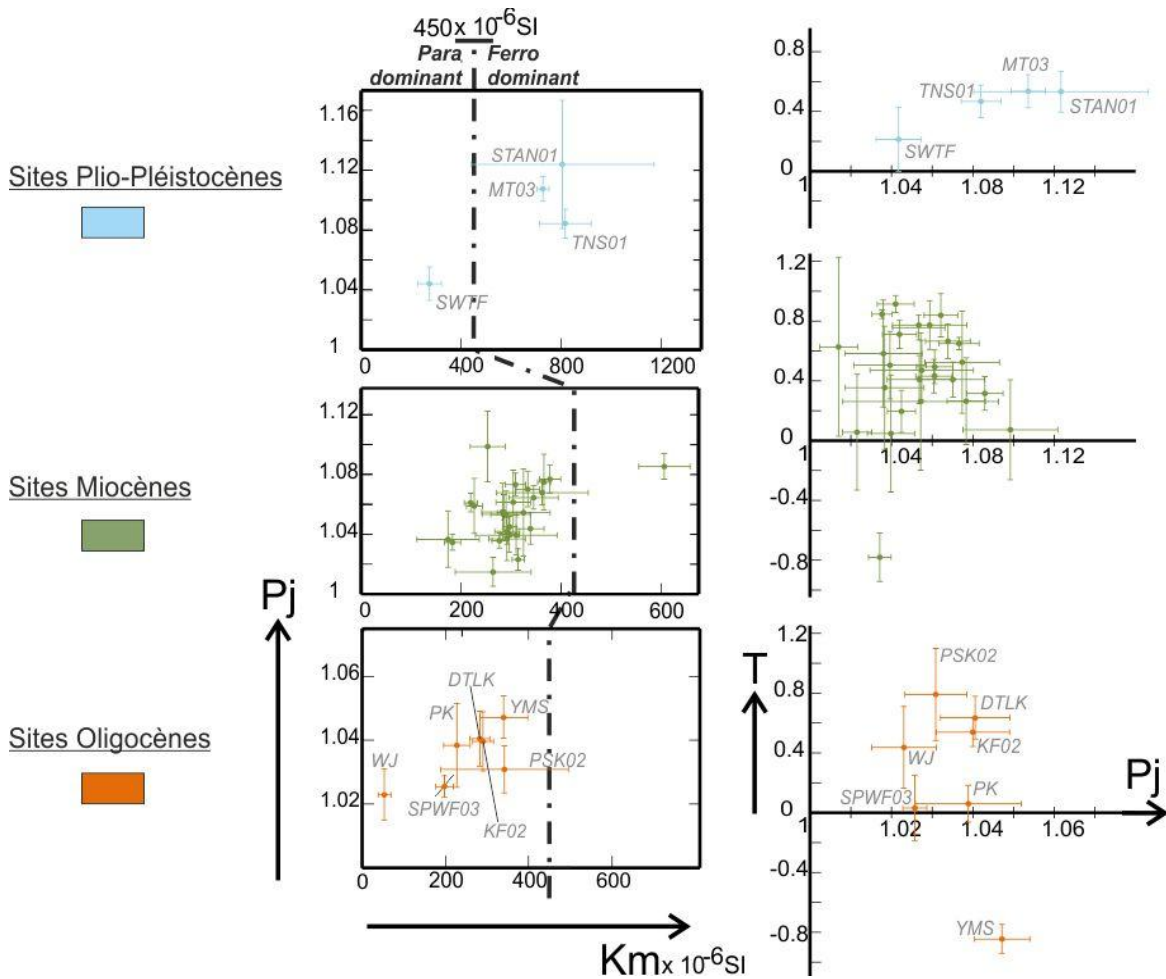


Figure IV-12: Diagrammes de degré d'anisotropie (P_j) sur la susceptibilité magnétique moyenne (K_m) et de paramètre de forme (T) sur le degré d'anisotropie pour les sites échantillonnés dans l'arc de Taipei. Limite de domination d'influence entre les contributions paramagnétiques et ferromagnétiques (Rochette et al., 1992a ; Borradaile et Jackson, 2004).

b. Directions d'ASM

1) Fabriques de type I

Un seul site a été identifié comme témoignant d'une fabrique de type I, le site KJ (Figure IV-13). La foliation est parallèle au plan de stratification et il n'y a pas de linéation magnétique, au sens statistique du terme.

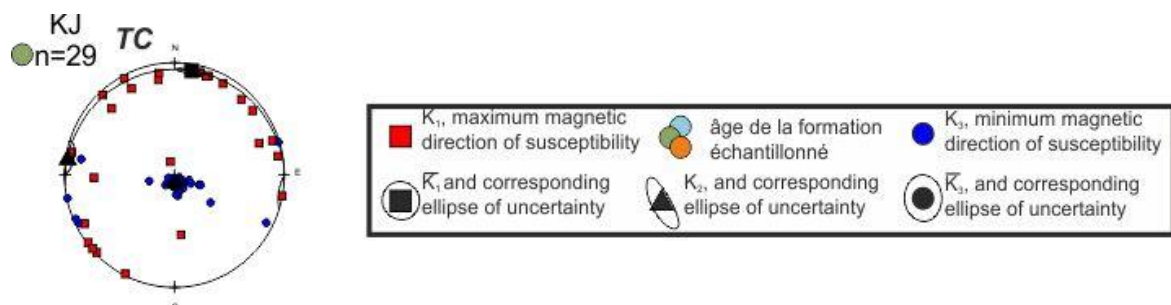


Figure IV-13: Fabrique sédimentaire après débasculement de la S0 (localisation Figure IV-11). Schéma de couleur = âge des formations échantillonnées ; orange=Oligocène ; vert=Miocène ; bleu=PlioPléistocène.

2) Fabriques intermédiaires, type II-III

La plupart des sites échantillonnés présentent les caractéristiques d'une fabrique de type II (Figure IV-14 et Annexe IV-b). Les axes K3 sont en pôle de stratification et les axes K1 sont regroupés autour d'une direction contenue dans le plan de stratification. 19 sites présentent une fabrique de type II et 1 site, TNS02, correspond à une fabrique de type III. Pour ces sites, la direction interprétable est la direction perpendiculaire à la linéation magnétique, soit celle perpendiculaire à l'axe K1 et contenue dans le plan de stratification. On peut distinguer les sites présentant une direction ONO-ESE à N-S (SPWF02 et 03, NJ03, MT02 et 03, STAN01 et 02, PSK01, TNS01 et 02, STP, SP01 et 02, DTLK, KF02, SWTF, BSK et PH) et le site WJ avec une direction de K1 NE-SO.

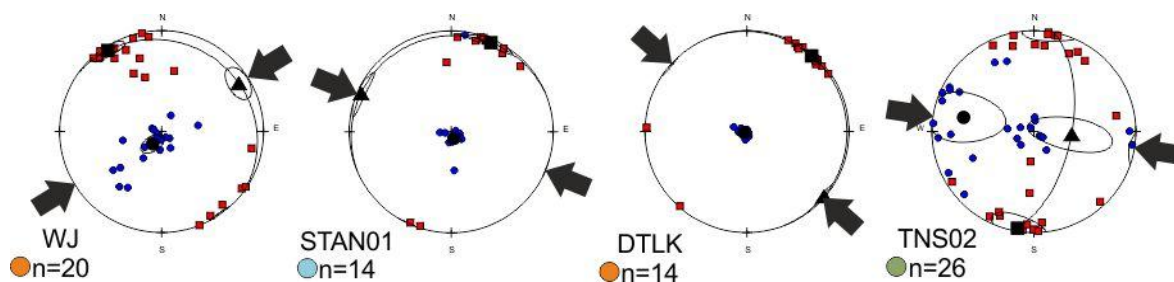


Figure IV-14: Fabrique magnétique représentative de type II et III dans l'arc de Taipei, après débasculement du plan de stratification. Même légende que Figure IV-13, les autres sites sont présentés dans l'Annexe IV-b.

3) Fabriques tectoniques, type IV-V et VI

Quelques sites présentent les caractéristiques de fabriques de type IV-V et VI (Figure IV-15). La direction de raccourcissement est généralement acquise après le débasculement de la S0. Or les axes K2 et K1 sont inclus dans la S0 et indique une acquisition ante-basculément. Pour de telles fabriques les axes K2 et K1 sont inclus dans le plan de schistosité (schistosité qui n'a pas été mise en évidence sur le terrain). De surcroît il s'agit des seules fabriques prolates reconnues dans l'arc de Taipei. Des analyses supplémentaires comme la mesure de l'anisotropie de l'aimantation rémanente anhystérétique sont nécessaires pour interpréter ces fabriques.

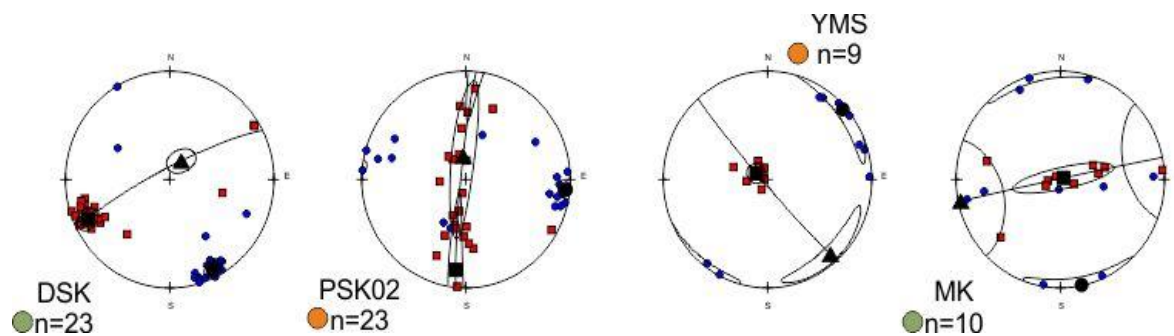


Figure IV-15: Fabriques magnétiques présentant les caractéristiques de fabriques tectoniques pour les sites échantillonnés dans l'arc de Taipei, après débasculement du plan de stratification. Même légende que Figure IV-13.

iv. ASM et champ de déformation finie

L'analyse de l'ASM révèle un signal d'une très bonne qualité, la quasi-totalité des sites ont une fabrique interprétable. Les directions ASM des fabriques de type II peuvent correspondre soit à une direction de paléocourant, soit à une direction de raccourcissement, soit à l'orientation des grains ferromagnétiques au moment de leur dépôt (Rochette et al., 1992a), soit encore à l'expression d'une schistosité à l'échelle microscopique. L'enfouissement maximal des roches des collines de piémonts est estimable à 3km (estimation faite à partir des données de réflexion de la vitrine, températures atteintes de 150°C [Simoes et al., sous presse] et le gradient géothermique qui est compris entre 20 et 40°C.km⁻¹ [Chi et Reed, 2008]). Excepté le site WJ, toutes les directions ASM sont orientées NE-SO et sont semblables à la direction de convergence des plaques Eurasie et des Philippines. Cette observation suggère que les directions ASM résultent de la déformation liée à l'orogénèse : ces fabriques intermédiaires sont des fabriques tectoniques qui sont par ailleurs acquises avant le basculement de la stratification et relateraient de fait la déformation subie lors de leur incorporation au sein du prisme orogénique.

Les directions de raccourcissement peuvent être regroupées selon quatre groupes : les groupes Ouest, Nord, Est et non-retenu (Figure IV-16). Les directions de raccourcissement divergeant de plus de 40° avec les directions moyennes de chaque groupe n'ont pas été retenues pour le calcul des directions moyennes. Les différents groupes correspondent respectivement à la branche Ouest, à la zone axiale et à la branche Est de l'arc de Taipei. Pour la branche Est de l'arc de Taipei j'ai distingué mes données de celles de Lee et al. (1991a) et de Lue et al. (1991). Une direction moyenne a été calculée par la méthode des moyennes tensorielles pour mes propres données. Concernant les données de Lee et al. (1991a) et de Lue et al. (1991), dans la zone axiale et la branche orientale, les directions moyennes ont été calculées par un simple calcul des moyennes des directions obtenues pour chaque site.

Les directions moyennes de raccourcissement divergent dans le sens horaire respectivement de 10° et de 19° pour la zone axiale et la branche orientale par rapport à la branche occidentale. Les directions de raccourcissement des sites de la branche Ouest se confondent avec les trajectoires de raccourcissement finies déduites de l'analyse des axes de plis, alors que dans le reste de l'arc de Taipei les directions d'ASM sont sensiblement différentes et toujours déviées dans le sens antihoraire de 10 à 29° par rapport à celles-ci (Figure IV-16). En d'autres termes, les directions de raccourcissement ASM présentent un éventail moindre (~20°) que les structures plicatives (~60°).

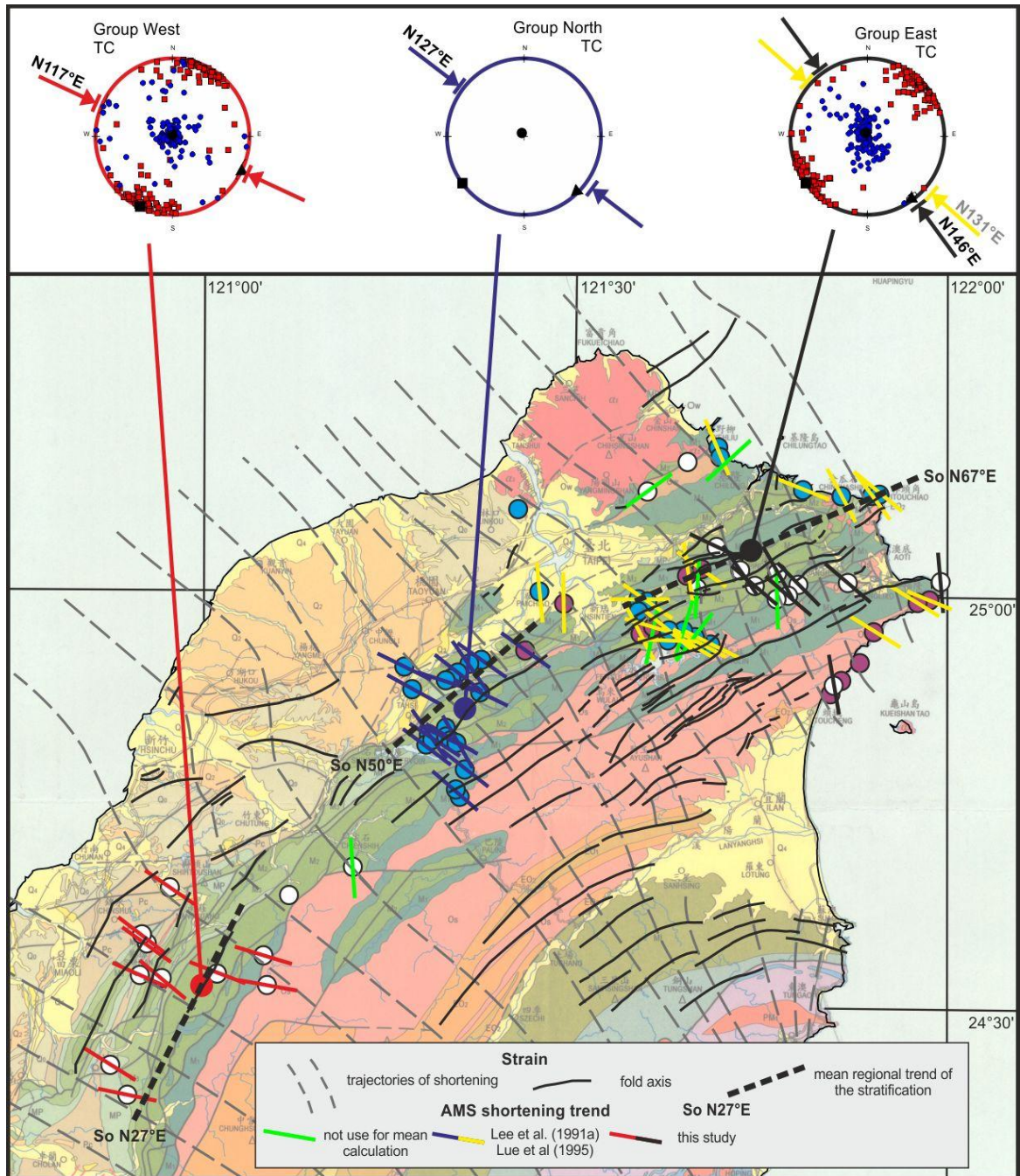


Figure IV-16: Directions de raccourcissement ASM et trajectoires de raccourcissement déduites de l'analyse des axes de plis. L'incertitude des directions moyennes est de 5° pour les branches orientales et occidentales et de 10° pour la zone axiale.

3. Etude paléomagnétique et quantification des rotations d'axe vertical

La localisation des sites étant la même que pour l'analyse de l'ASM, j'invite le lecteur à se référer la section IV.B.2.i. Localisation des sites d'échantillonnages ([Figure IV-11](#)).

i. Les études antérieures

L'analyse des formations oligo-miocènes des collines de Piémont et de la chaîne du Hsueshan a révélé l'existence de rotations d'axe vertical (Lee et al., 1991a, Annexe IV-c ; Lue et al., 1995, Annexe IV-d). Les protocoles de désaimantation ont été soit une désaimantation thermique (Lee et al., 1991a), soit une désaimantation thermique jusqu'à 350-400°C suivie d'une désaimantation par champ alternatif (AF, Lue et al., 1995). Lue et al. justifient leur protocole par l'apparition de changement minéralogique durant la chauffe au-delà de 350-400°C révélée par l'évolution de la susceptibilité magnétique après chaque étape de chauffe. Lue et al. (1995) ont caractérisé deux composantes d'aimantation dont une composante qu'il considère visqueuse, qui est totalement désaimantée entre 200 et 300°C, et une composante d'aimantation caractéristique (ChRM). La compilation de leurs résultats révèle l'existence de rotations différentes de part et d'autres du bassin de Taipei. A l'Est, les aimantations sont acquises durant une période inverse et témoignent d'une rotation horaire d'une vingtaine de degrés. A l'Ouest, les aimantations sont acquises durant des périodes inverses et normales. La plupart des sites témoignent d'une rotation antihoraire d'une quinzaine de degrés. On peut noter qu'aucun test du pli ou de l'inclinaison n'a été réalisé.

Enfin Lee et al. (1991a, 1998) ont échantillonné des formations éocènes à oligocènes de la chaîne du Hsueshan, métamorphisées dans les faciès prehnite-pumpellyite à schiste vert. Dans ce type de métamorphisme, il n'existe plus d'aimantation primaire, contemporaines de la formation du sédiment. Il s'agit donc très probablement d'une réaimantation acquise pendant la phase d'enfouissement du métamorphisme (Crouzet et al., 2003 ; Aubourg et al., sous presse). Les formations échantillonnées sont affectés par des plis d'axe vertical. Les échantillons ont été désaimantés thermiquement jusqu'à 510°C. Les aimantations ont toutes été acquises durant une période inverse. Les deux études interprètent l'aimantation comme acquise avant le plissement bien qu'aucun test du pli ne soit présenté. Lee et al. (1991a) déduit des rotations horaires d'une vingtaine de degrés des résultats obtenus. Alors que Lee et al. (1998, Annexe VI-e) après correction des plissements d'axe verticaux obtiennent des directions d'aimantations parallèles à la direction de compression.

ii.Résultats

Ma campagne d'échantillonnage pour l'étude paléomagnétique dans l'arc de Taipei a abouti à la collecte de 368 spécimens répartis sur 26 sites (Figure IV-11). Les résultats des échantillons pilotes en AF et en thermique, ainsi que les quelques tests de détermination de la minéralogie magnétique que j'ai menés, m'ont incité à faire une désaimantation thermique suivie d'une désaimantation AF ou seulement une désaimantation AF pour désaimanter progressivement mes échantillons. Les principaux résultats pour chaque site sont énumérés dans l'Annexe IV-f et l'Annexe IV-g.

a.Minéralogie magnétique et protocole de désaimantation

1) Etudes antérieures

Dans les études paléomagnétiques précédentes, les auteurs ont réalisé l'acquisition d'une aimantation rémanente isotherme (ARI) sous un champ de 0,1 à 1 Tesla ainsi qu'une désaimantation thermique (Lue et al., 1991, 1995) et par champ alternatif (AF) (Lee et al., 1991a) d'échantillons porteurs d'une ARI à saturation. Les échantillons, dans les trois études, voient leur ARI saturer vers 0,3T indiquant la dominance de minéraux de faible coercivité comme la magnétite. Les courbes de désaimantation thermiques indiquent une chute significative de l'aimantation rémanente autour de 580°C, qui est la température de Curie de la magnétite. Des changements sont aussi observés entre 480 et 520°C. Les courbes de désaimantation AF présentent des comportements similaires à ceux établis pour la magnétite (Ozdemir et Banerjee, 1982 ; Kissel et al., 1985, 1986 ; Lee et al., 1986, 1988, 1990).

On peut se référer à Humbert (2010) pour une étude des propriétés magnétiques. Son étude a été réalisée sur des forages au sein des collines de Piémont au Sud de notre zone d'étude. L'observation au microscope électronique à balayage couplée à une mesure de la diffraction par rayon X, ont permis l'identification de pyrites framboïdes et monocristallines à arrêtes tronquées. Enfin la magnétite est observée en faible quantité dans toutes les formations échantillonnées. Elle est présente sous forme de grains xénomorphes n'excédant pas les 40µm. Les courbes d'hystérésis indiquent la dominance de la magnétite. Elle est présente sous forme de polydomaines et de pseudo-mono domaines. Les concentrations estimées varient entre 19 et 78ppm dans les grès et les argiles respectivement. Ces concentrations inférieures à 100ppm confirment que la susceptibilité magnétique est dominée par les grains paramagnétiques. La désaimantation trois axes d'échantillons dont l'ARI est saturée a permis l'identification de magnétite, de sulfures de fer et de goethite.

2) Cette étude

Deux échantillons pilotes ont été sélectionnés par site, un pour une désaimantation AF et l'autre pour une désaimantation thermique afin de déterminer le meilleur protocole de désaimantation à adopter pour l'ensemble du site (Figure IV-17). L'idéal étant d'obtenir une diminution progressive de l'aimantation rémanente à mesure que l'on désaimante l'échantillon. La désaimantation thermique a été couplée à une mesure de la susceptibilité magnétique grâce à un magnétomètre à axe unique, Mag-01h (Bartington Instruments), pour détecter d'éventuelles transformations minéralogiques (oxydation) lors des augmentations de température. De telles transformations correspondent à une hausse importante de la susceptibilité (Figure IV-17-a). Les courbes de susceptibilité normalisées (Figure IV-17-a) montrent une augmentation significative autour de 320 et 420°C. La création de magnétite à partir de la pyrite peut être évoquée pour expliquer de telles augmentations de l'ARN (Tarling, 1983 ; Brothers et al., 1996). La corrélation avec le comportement de l'aimantation pendant la désaimantation thermique est positive. La plupart des spécimens-tests (Figure IV-17-b) montrent une augmentation importante, correspondant à l'enregistrement de nouvelles aimantations rémanentes entre 360-420°C. Même les courbes sans variations importantes (Figure IV-17-c) présentent des signaux difficiles à interpréter à partir de 270-380°C. En raison de ces variations de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) pendant la chauffe, j'ai exécuté pour chaque site, soit une désaimantation AF seule, de 0 à 100mT en 20 étapes en moyenne, et/ou une désaimantation thermique jusqu'à 200 ou 350°C en environ 5 étapes, suivi par une désaimantation AF jusqu'à 100mT en 10-16 étapes.

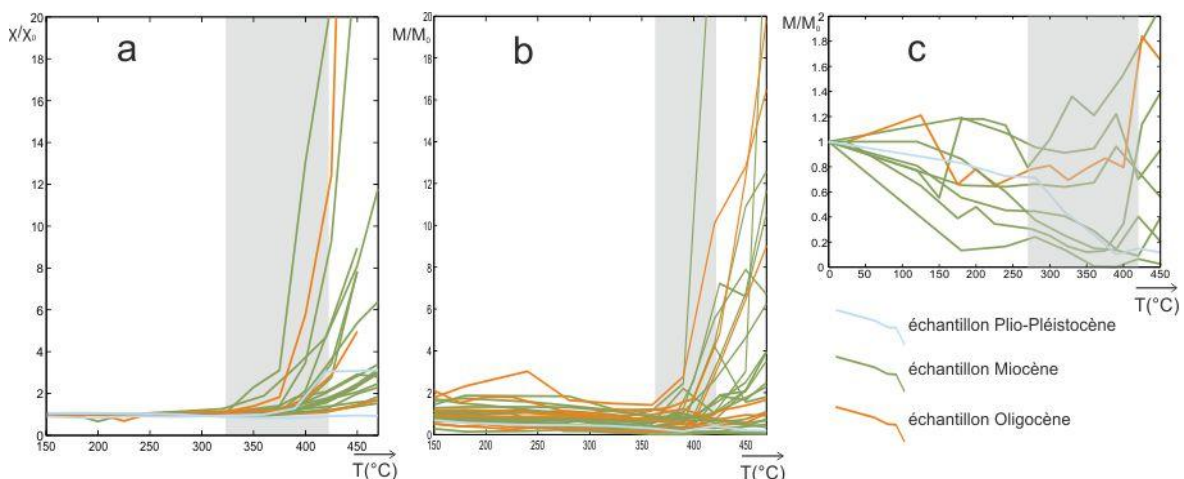


Figure IV-17: Courbes de susceptibilité et courbes de désaimantation thermique pour l'arc de Taipei. (a) courbes de susceptibilité normalisée, X : susceptibilité mesurée, X_0 : susceptibilité initiale.

(b et c) courbes de désaimantations thermique, M : aimantation rémanente mesurée, M_0 : aimantation rémanente mesurée avant désaimantation

Les zones grises indiquent l'intervalle thermique où les courbes augmentent de manière significative. L'augmentation de la susceptibilité et de l'aimantation est généralement interprétée comme étant associée à des transformations minéralogiques ou de l'oxydation pendant le chauffage.

Les courbes d'ARI obtenues pour la plupart des sites échantillonnés (Figure IV-18) révèlent une saturation de l'ARI autour de 300 mT suggérant que le minéral magnétique dominant est peu coercitif comme la magnétite (Lowrie et Heller, 1982 ; Kissel et al., 1985, 1986 ; Lee et al., 1986, 1988, 1990). Cependant cette méthode ne permet pas de discriminer les sulfures de fer ferrimagnétiques (c.a.d la greigite et la pyrrhotite, Aubourg et Chabert-Pelline, 1999) et la maghémite (Lee et al., 1991a) de la magnétite, lesquels pourraient être responsable de l'augmentation de la susceptibilité (Figure IV-17-b) à partir de 350°C. Aucune distinction n'ayant pu être faite entre les sites de la chaîne du Hsuechan et des collines de Piémont, j'ai regroupé mes résultats par âge (Figure IV-18).

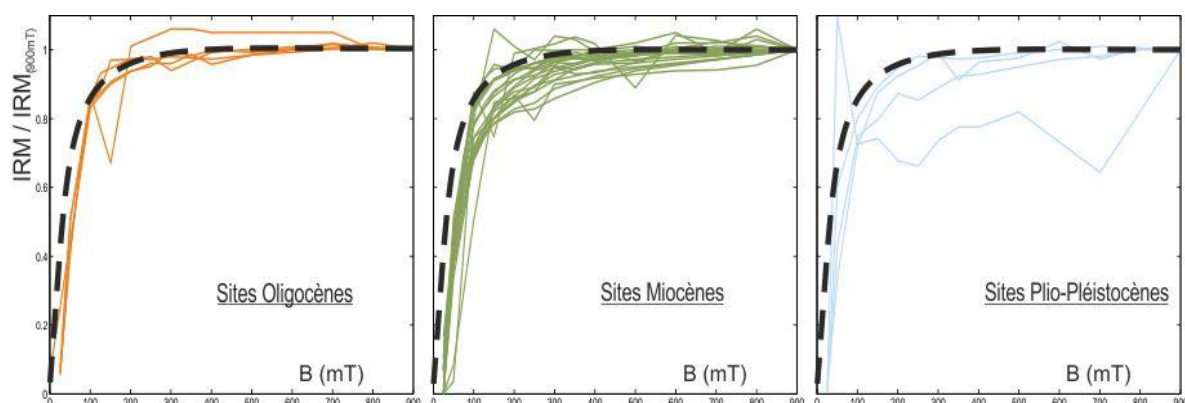


Figure IV-18: Courbes d'ARI pour l'arc de Taipei. **IRM/IRM(900mT) :** aimantation rémanente isotherme appliquée normalisée par l'aimantation rémanente isotherme à 0.9 Tesla ; **B(mT) :** aimantation mesurée en milli Tesla après chaque étape d'acquisition d'une aimantation rémanente isotherme. La courbe pointillée noire représente le comportement type d'un échantillon porteur de magnétites.

b. Directions d'aimantation

La séquences de désaimantation telles qu'indiquées ci-avant ont permis pour 67% des spécimens la détermination de composantes principales d'aimantation (Figure IV-19 et Annexe IV-h). Pour 21 sites, on observe un groupement des composantes ($\kappa > 6$) ; il s'agit des sites STP, WJ, YMS, SPO2, STAN01-2, SPWF01-2, JS02, SWTF, MT03, TNS01-2, NJ03, BSK, MK, PH et KF02. Pour 4 sites, la dispersion (sites SP01, PSK01-A, PSK02-A et SPWF03-A) ou le nombre insuffisant de résultats (sites PK, MT02 et DSK), ne m'ont pas permis de dégager une direction paléomagnétique fiable. L'existence de deux composantes d'aimantation est révélée dans 65% des sites. La première composante, la composante B, est caractérisable jusqu'à 100-300°C par désaimantation thermique et jusqu'à 14-20mT par désaimantation AF. La gamme de température de la composante B présente des affinités avec la composante caractérisée comme visqueuse par Lee et al. (1991a). La seconde composante, la composante A, est présente jusqu'à 390-590°C ou jusqu'à 80-100mT.

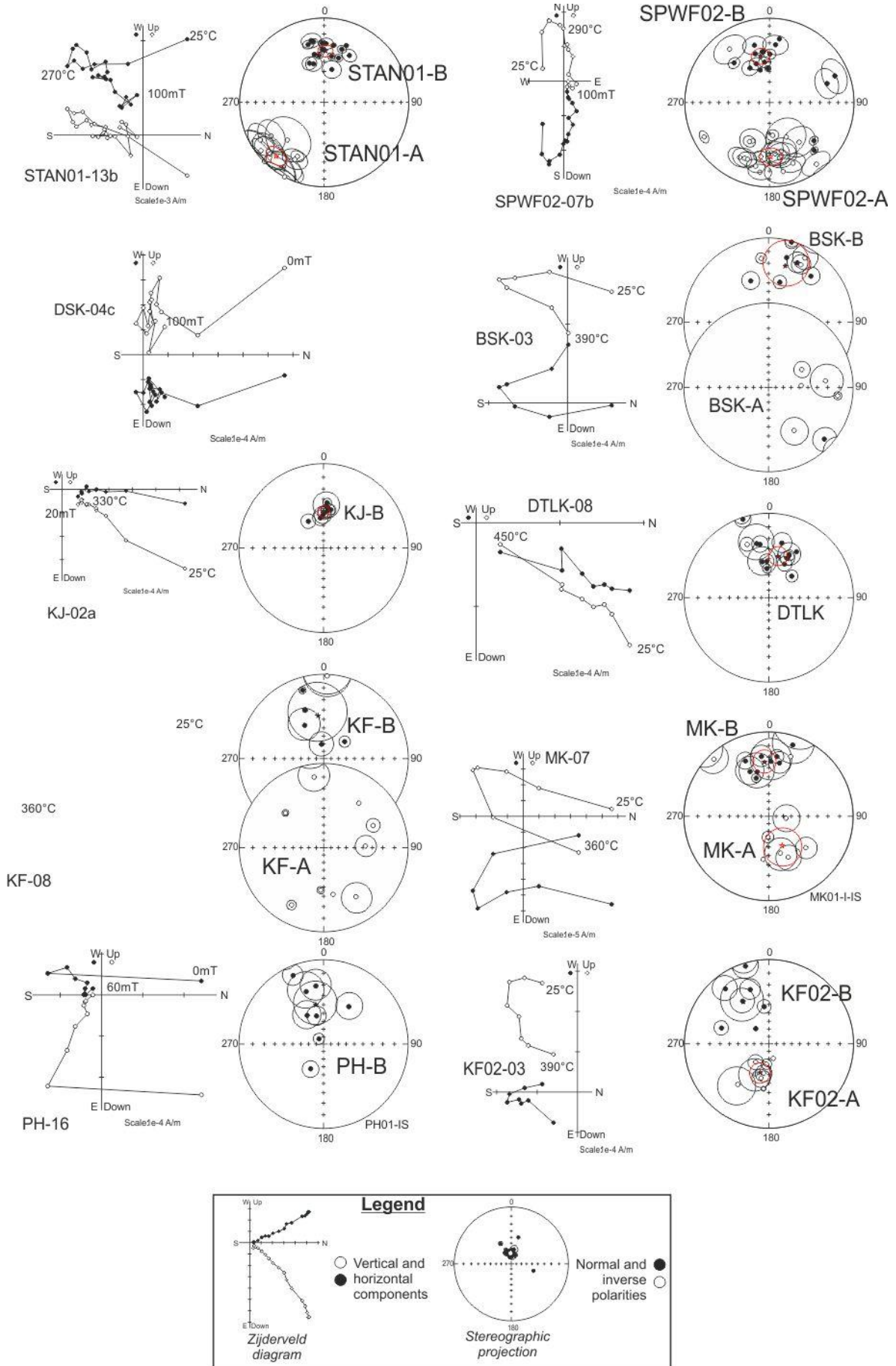


Figure IV-19: Exemples de diagrammes de Zijderveld et projection stéréographique des directions d'aimantation de quelques sites échantillonnés dans l'arc de Taipei (figure complète en Annexe III-h).

c. Test du pli, de l'inclinaison et rotations d'axe vertical

Les tests du pli et de l'inclinaison vont nous permettre de préciser le timing d'acquisition des composantes A et B en fonction de l'âge et de la localisation des sites échantillonnés.

1) Composante B

La composante B a pu être identifiée et permettre le calcul d'une direction moyenne pour les sites PSK01-2, WJ, YMS, SP02, STAN01-2, SPWF01-2-3, JS02, SWTF, MT03, TNS01-2, NJ03, BSK, MK, PH et KF02. La projection stéréographique des composantes B de ces sites, sauf WJ et NJ03, montre l'enregistrement d'une aimantation durant une période normale ainsi qu'un très bon groupement in situ et une forte dispersion après débasculement (Figure IV-20 et Annexe IV-i). Ces composantes correspondent à une réaimantation post-plissement. La phase de plissement étant d'âge Plio-Pléistocène, j'ai comparé ces directions d'aimantation au pôle virtuel magnétique de l'Eurasie à 0 Ma (lat 86,3°, lon 172,0°, α_{95} 2.6°) afin de calculer l'ampleur des rotations et l'erreur d'inclinaison possible (*shallowing*) (Figure IV-20 et Annexe IV-i). La composante B (déclinaison : 357,9°E ; inclinaison : 34°N ; κ : 30,5 ; α_{95} : 6,8°) révèle une bonne concordance en termes d'inclinaison avec celle attendue à l'actuel, ainsi qu'aucune rotation significative, $-5^\circ \pm 7^\circ$, sauf pour les sites WJ et NJ03 qui indiquent une rotation horaire de plus de 80°. Le cas des sites WJ et NJ03 est assez délicat, en l'absence de données supplémentaires, je n'ai pas d'interprétation à fournir pour leurs composantes d'aimantations B.

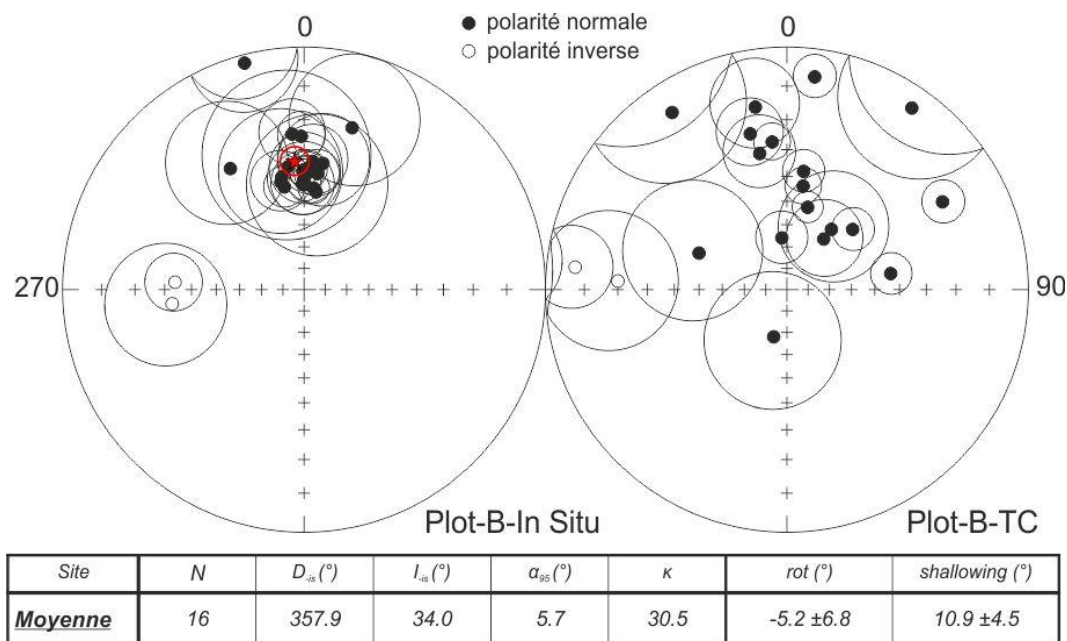


Figure IV-20: Résultats et projection stéréographique in situ (IS) et après débasculement de la S0 (TC) des composantes B. La table précise les valeurs d'aimantation par rapport au pôle virtuel pour l'Eurasie à 0 Ma (86.3° lat, 172° lon, 2.6° α_{95}). Figure complète en Annexe IV-i.

2) Composante A

J'ai regroupé les différentes composantes A par secteur, la branche Est et la branche Ouest de l'arc de Taipei puis par âge des formations affectées, Oligocène, Miocène, Plio-Pléistocène ; et enfin en fonction du sens de rotation suggéré in situ, horaire et antihoraire.

Branche Est de l'arc de Taipei

J'ai réalisé le test du pli et de l'inclinaison pour mes échantillons ainsi que ceux de Lee et al. (1991a) et Lue et al. (1995) dont je dispose d'informations sur l'orientation du plan de stratification et qui m'ont été fournies par Lee Teh-Quei en personne. Malheureusement en raison d'un Typhon qui a dévasté le laboratoire dans les années 2000, le professeur Lee n'a pas été en mesure de me restituer les orientations de la SO pour la totalité des sites. L'orientation et l'âge potentiel d'acquisition des directions d'aimantation proposent les regroupements suivants (Figure IV-21 et Annexe IV-j) :

- (1) rotation horaire suspectée dans les formations miocènes (*Foothills*) et dans les formations oligocènes (*Hsueshan Range*).
- (2) Rotation antihoraire suspectée dans les formations miocènes (Figure IV-23).
- (3) Autres (*Foothills* extrémités Nord, Figure IV-24).

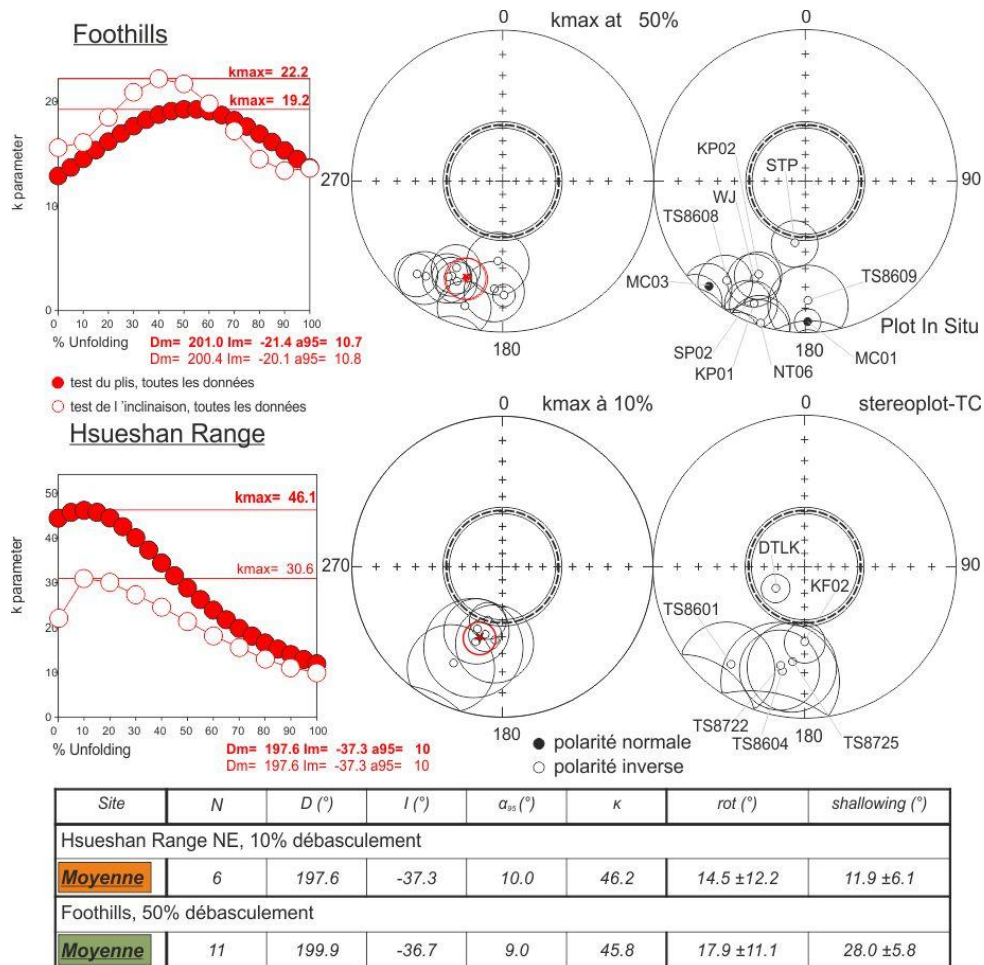


Figure IV-21: Test du pli, test de l'inclinaison, projections stéréographiques composante d'aimantation A des sites de la branche Est de l'arc de Taipei révélant une rotation horaire.

(1) Les tests du pli et de l'inclinaison pour les formations où une rotation horaire est suspectée (Figure IV-21) présentent les mêmes tendances : les valeurs maximales du paramètre de dispersion (κ) sont atteintes à 40 (test de l'inclinaison) et 50% (test du pli) du débasculement ; et à 10% (inclinaison et pli) respectivement pour les sites des collines de piémont et de la chaîne du Hsueshan. Ces tests indiquent une acquisition de l'aimantation syn- et post-plissement et précisent une rotation horaire d'une quinzaine de degrés dans les deux cas. Cette rotation horaire s'est produite soit durant la fin du plissement soit après. Les tests pour les sites de la chaîne du Hsueshan sont concluants. Par contre, dans les collines de piémont bien que le groupement des aimantations soit meilleur durant le plissement leurs faibles inclinaisons, de 20° plus faibles que celles attendues sur les 10 derniers millions d'années, impliquent un trajet du débasculement non-intuitif entre la configuration in situ et après débasculement de la stratification (TC pour *tectonic corrected*). Pour les sites à pendage Sud, une incrémentation supplémentaire du basculement vers le Sud est suggérée (site SP02, Figure IV-22). Pour les sites à pendage Nord, un débasculement non-proportionnel est à envisager (site STP, Figure IV-22).

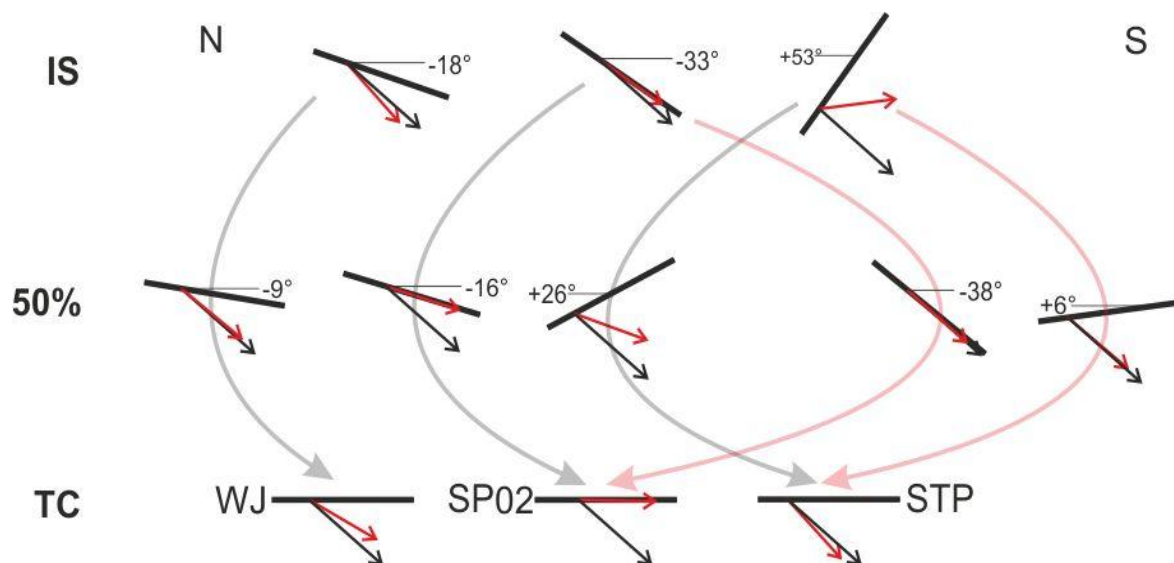


Figure IV-22: Signification du test du pli pour les sites miocènes de la branche Est de l'arc de Taipei. Schémas représentant la relation angulaire selon une coupe N-S entre les plans de stratification (trait épais), les composantes d'aimantations A (flèche rouge) et l'aimantation attendue à 10 Ma (flèche noire) pour les sites WJ, SP02 et STP. Les trajets, flèches incurvées grises, correspondent au test du pli. Les trajets, flèches incurvées rouges, correspondent au trajet minimisant l'erreur d'inclinaison entre la composante A et l'aimantation attendue. Les valeurs angulaires correspondent au pendage des plans de stratification.

Le plissement se propageant de l'intérieur de la chaîne du Hsueshan vers l'extérieur des collines de piémont, la période d'acquisition d'une nouvelle aimantation rémanente pour les sites Miocène et Oligocène est très probablement la même et durant une période inverse à la suite d'un évènement d'effacement de l'aimantation rémanente.

(2) Le test du pli et de l'inclinaison pour les formations miocènes où une rotation antihoraire est suspectée (Figure IV-23 et Annexe IV-k) révèlent un meilleur groupement des données après correction de la stratification, ce qui signifie que l'aimantation est acquise avant la phase de plissement comme le suggère Lue et al. (1995) sur l'ensemble des sites. L'existence d'aimantations à polarité inverse et normale (Figure IV-23, Figure IV-26 et Annexe IV-d) suggère qu'il pourrait s'agir d'une aimantation primaire. Les formations étant Miocène, j'ai comparé leurs directions d'aimantation au pôle virtuel de l'Eurasie pour la même latitude à 20Ma. On obtient une rotation antihoraire moyenne de $24^\circ \pm 7$ et une erreur d'inclinaison inférieure à 10° soulignant la bonne corrélation avec la paléo-inclinaison attendue à 20Ma. L'étude de Lue et al. (1995) soulève l'existence de 4 sites portant une rotation horaire, aussi interprété comme anté-plissement. Ces sites se concentrent au Sud de leur zone d'échantillonnage à proximité des formations de la chaîne du Hsueshan.

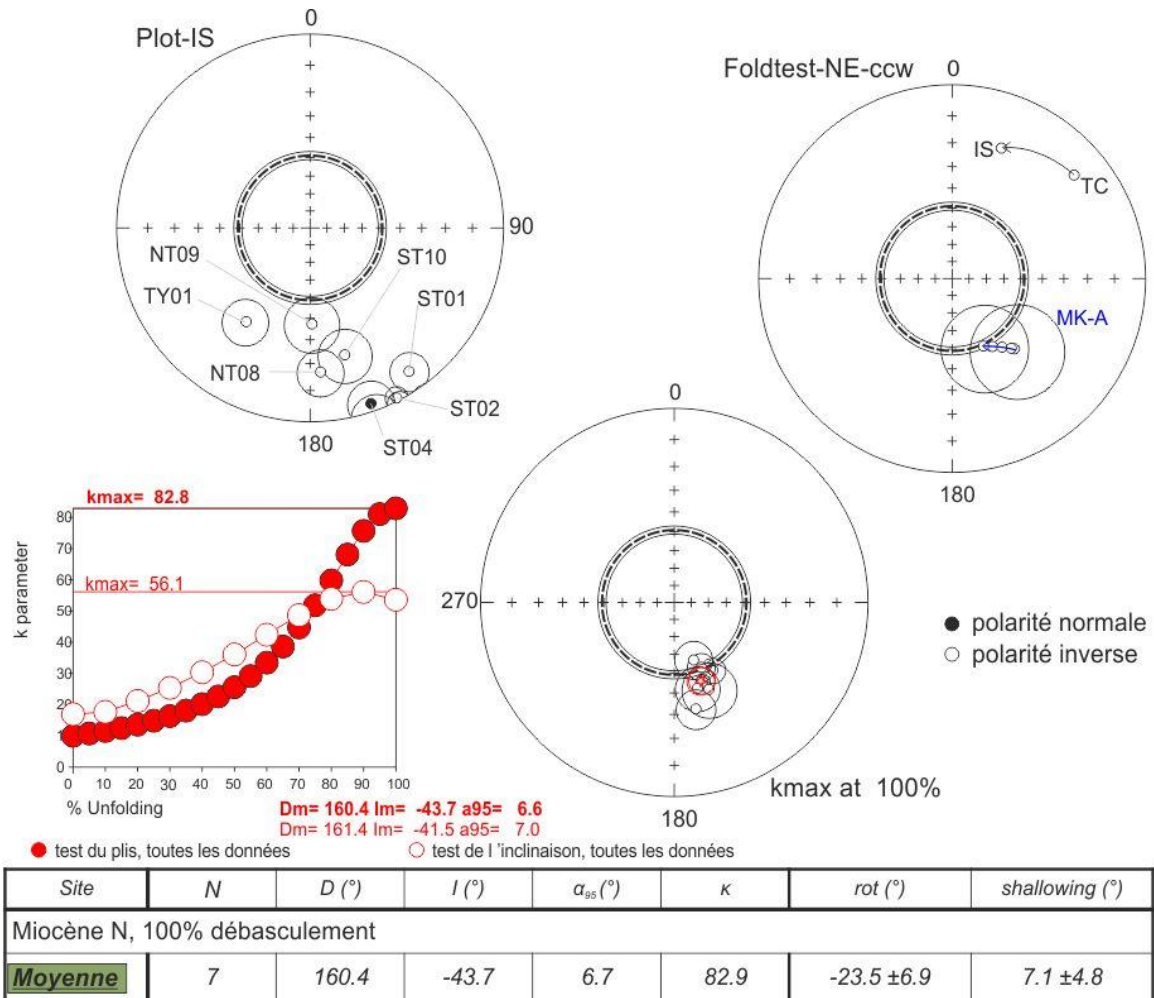


Figure IV-23: Test du pli, test de l'inclinaison, projections stéréographiques et résultats des composantes d'aimantation A des sites de la branche Est de l'arc de Taipei révélant une rotation antihoraire. Les valeurs de rotations et de shallowing ont été calculées par rapport au pôle virtuel de l'Eurasie (Besse et Courtilot, 1991) à 20 Ma ($82,3^\circ$ lat, $147,6^\circ$ lon et $3,3^\circ \alpha_{95}$). Les composantes des sites ST01 et ST02 ont été inversés afin de pouvoir calculer une direction moyenne. Détails Annexe IV-k.

La composante MK01-A a été traitée à part, car le site MK01 est localisé loin des sites « antihoraires » concentrés dans la zone axiale de l'arc de Taipei, et parmi les sites horaires cités précédemment. Son chemin de débasculement suggère une acquisition de l'aimantation après le basculement de la stratification.

(3) Les autres composantes d'aimantation ne présentent pas de résultats concluant après réalisation du test du pli et de l'inclinaison. J'ai uniquement projeté les directions d'aimantation in situ et après débasculement ainsi que l'inclinaison attendue entre l'actuel et 20Ma (Figure IV-24). Ce diagramme permet de comparer leurs intervalles d'inclinaisons respectives avec celles attendues pour une acquisition entre l'actuel et 20Ma. Le pendage des couches étant faible, la différence entre in situ et après débasculement n'est pas significative. Leurs inclinaisons suggèrent une acquisition soit antérieure soit synchrone du plissement correspondant soit à une rotation horaire très modeste ($<10^\circ$), KJ01 ; soit à une rotation antihoraire modeste ($<20^\circ$), WC01.

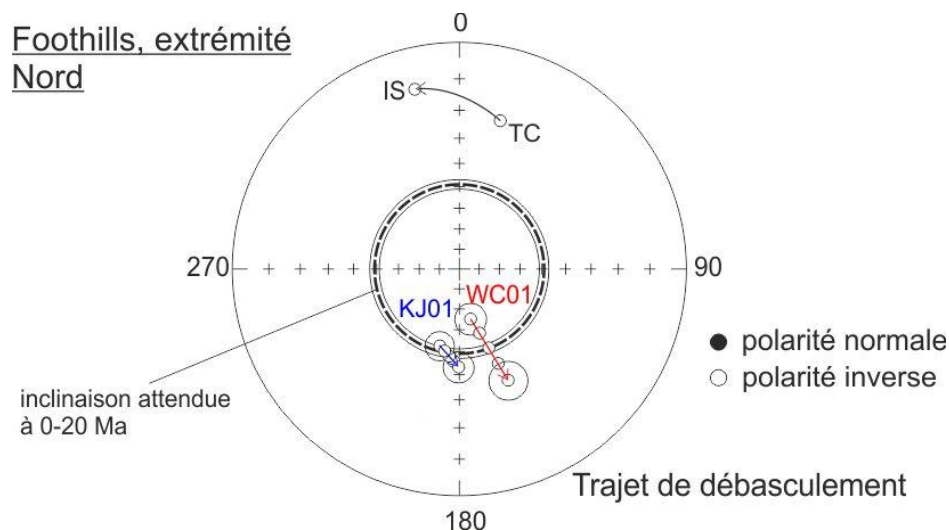


Figure IV-24: Trajet de basculement et projections stéréographiques des composantes d'aimantation A des sites KJ01 et WC01 de la branche Est de l'arc de Taipei.

Branche Ouest de l'arc de Taipei

J'ai distingué d'une part les sites plio-pléistocènes (STAN01, TNS01, MT03 et SWTF) syn-orogéniques et les sites miocènes (JS02, STAN02, TNS02, NJ03, SPWF02) ante-orogéniques. Le site SPWF03 est l'unique site Oligocène échantillonné dans la chaîne du Hsueshan, malheureusement il ne présente pas d'aimantation interprétable en terme de rotation ; il n'a donc pas été utilisé pour le calcul des rotations d'axe vertical.

La composante A est de polarité inverse. Le test de l'inclinaison pour les sites Plio-Pléistocènes (Figure IV-25 et Annexe IV-I) indique une minimisation de l'écart entre leur inclinaison à 30% du débasculement, ce qui suggère une acquisition syn-plissement. Le test du pli suggère en revanche une acquisition de l'aimantation ante-plissement. L'âge des

formations échantillonnées est jeune et synchrone de la déformation. L'absence de métamorphisme et le positionnement des sites à proximité du front de déformation rendent plus probable une acquisition de l'aimantation au moment du dépôt des sédiments avant leur plissement, à moins qu'un événement de réaimantation puisse être démontrée par d'autres moyens que le paléomagnétisme. Quoiqu'il en soit les directions d'aimantation considérées présentent une rotation horaire. Pour une acquisition avant le plissement, la rotation horaire obtenue est de l'ordre de $18^\circ \pm 24$ basée sur 3 sites. STAN01-A a été traité de manière distincte car il paraît peu concevable qu'elle ait été acquise avant le plissement car sa polarité alors normale implique une rotation horaire ou antihoraire démesurée supérieure à 90° . Une acquisition postérieure au plissement a été retenue car elle minimise l'erreur d'inclinaison.

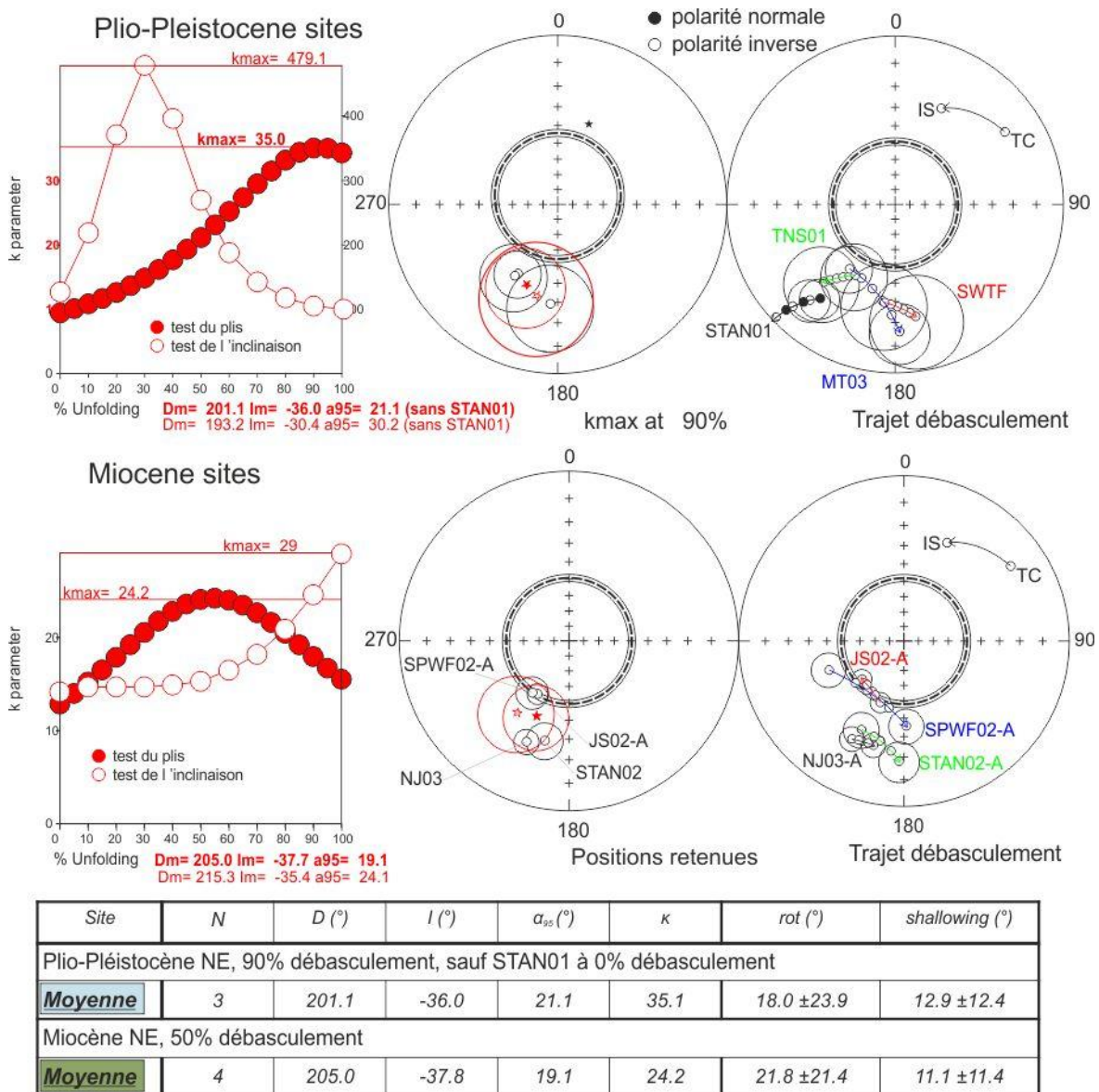


Figure IV-25: Test du pli, test de l'inclinaison, projections stéréographiques et résultats des composantes d'aimantation A des sites de la branche Ouest de l'arc de Taipei. Les valeurs de rotations et d'aplatissement (*shallowing*) ont été calculées par rapport au pôle virtuel de l'Eurasie (Besse et Courtillot, 1991) à 10 Ma ($84,1^\circ$ lat, $149,1^\circ$ lon et $2,2^\circ \alpha_{95}$). Détails Annexe IV-1

Les sites miocènes présentent un problème similaire à celui des sites plio-pléistocènes (sans STAN01) : le test du pli indique une acquisition syn-plissement alors que le test de l'inclinaison favorise une acquisition antérieure au plissement. Favoriser le test de l'inclinaison implique de considérer des sites ayant enregistrés une rotation horaire significative importante (SPWF02), moindre (JS02 et NJ03) et nulle (STAN02). Le test du pli, au contraire, apporte une interprétation plus homogène et permet de moyenner raisonnablement ces quatre sites. La rotation horaire calculée est de $22^{\circ} \pm 21^{\circ}$.

On peut proposer pour la branche occidentale, l'interprétation selon laquelle les sites les plus internes –sites miocènes– sont réaimantés durant la formation des plis et des chevauchements alors que les sites les plus externes – sites plio-pléistocènes – présenteraient une aimantation primaire. L'ampleur des rotations étant similaire pour l'ensemble des sites mio-plio-pléistocènes, on peut en déduire que la rotation s'est produite au moins durant le plissement des formations plio-pléistocènes soit entre 1 et 5 Ma. L'occurrence d'une rotation horaire avant le dépôt des formations plio-pléistocènes n'est pas à exclure en raison de la réaimantation des sites miocènes.

iii. Timing, réaimantation et ampleur des rotations

Les études paléomagnétiques antérieures menées dans la région ont identifié des rotations horaires et antihoraires de part et d'autres du bassin de Taipei, sans toutefois pouvoir préciser leur chronologie par rapport au plissement. Ces études ont abouti à l'interprétation de l'indentation de l'arc de Luzon contre la marge chinoise comme responsable de la courbure de l'arc de Taipei (Lue et al., 1995 ; Lu et al., 1995). La mise en évidence de rotations horaires dans la branche Ouest de l'arc de Taipei contredit une telle interprétation. Mon étude, intégrant les données de Lee et al. (1991a, 1998) et Lue et al. (1995), apporte les éléments suivants (Figure IV-26):

L'existence d'une rotation antihoraire de $24^{\circ} \pm 7$ dans la zone axiale, enregistrée avant, pendant ou après la formation de l'arc ;

L'existence d'une rotation horaire de $18^{\circ} \pm 11$ et $18^{\circ} \pm 24$ dans la branche Est et Ouest respectivement, enregistrée après un évènement de réaimantation qui s'est produit durant le plissement des séries sédimentaires ;

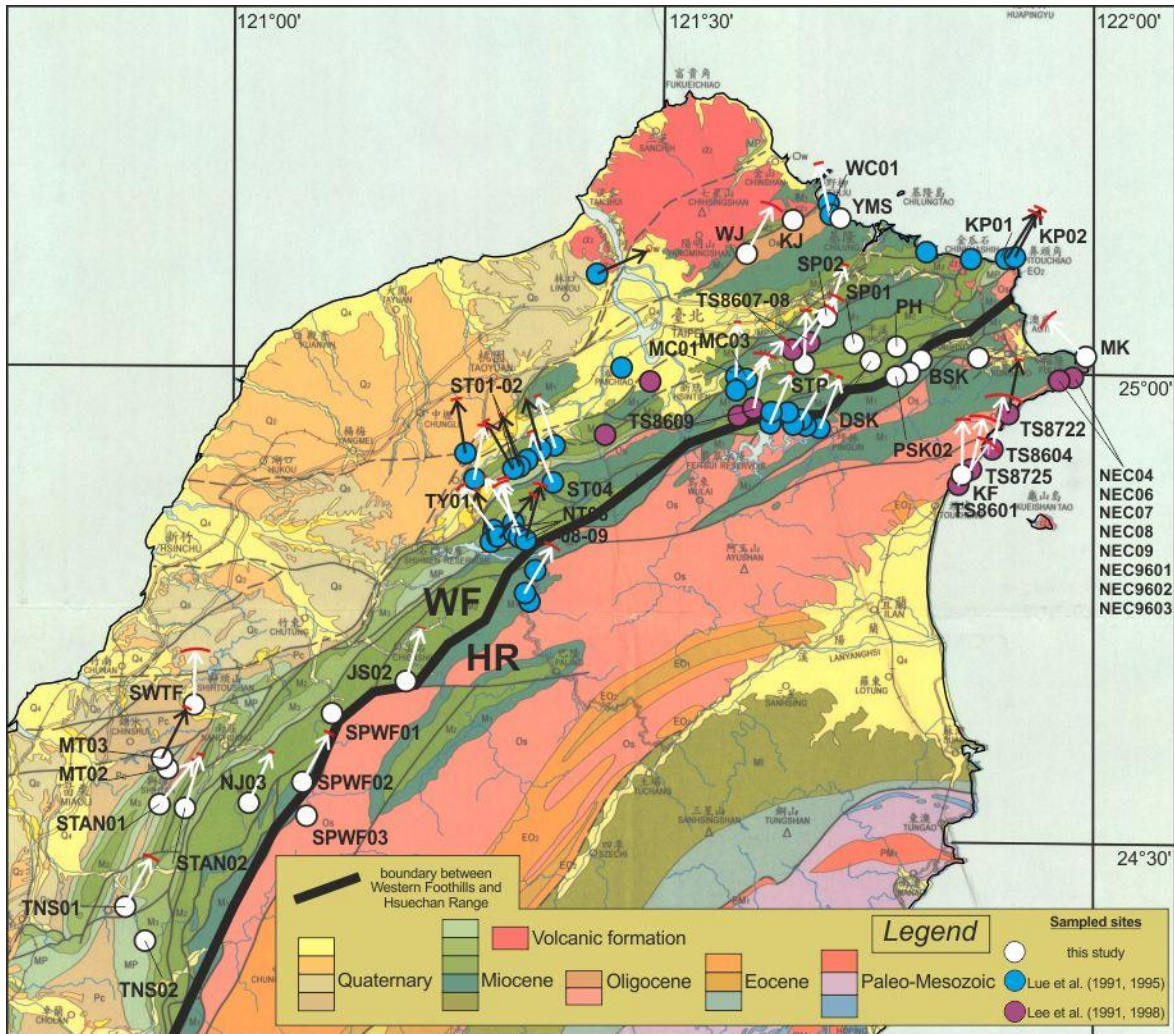


Figure IV-26: Rotations paléomagnétiques dans l'arc de Taipei.

La composante A identifiée présente une particularité remarquable avec une polarité inverse dans l'ensemble de l'arc. Seules la région axiale et la branche Ouest présentent des polarités normales (Figure IV-26). Son caractère syn à post plissement évoque l'occurrence d'un phénomène de réaimantation (Figure IV-27). On peut d'ailleurs noter la corrélation entre les limites des températures d'enfouissement à 95-150 et 250°C (extrapolée d'après Simoes et al., sous presse) à proximité et au-delà desquelles les sites présentent une acquisition de l'aimantation syn à post-plissement. Ces seuils de température correspondent à la fenêtre de formation de la magnétite dans des formations marneuses où une aimantation rémanente chimique secondaire est acquise (Cairanne et al., 2004 ; Moreau et al., 2005, Aubourg et al., 2008). De telles réaimantations sont fréquentes (Cairanne, 2003 pour une revue) dans les chaînes de montagnes. Deux hypothèses sont généralement évoquées :

- 1) un événement ubiquiste, inscrit dans un chrone unique. Cela implique un événement très bref puisque au Cénozoïque, les chrones sont inférieur à 300ka (Cande et Kent, 1992, 1995 ; Horng, 2000). C'est une hypothèse avancée par Katz et al. (1998) dans les alpes

pyrénéo-provençales. Dans l'arc de Taipei, les horizons échantillonnés sont d'un âge différent, syn ou post plissement et d'un degré de métamorphisme variable. Cela implique l'existence de plusieurs événements qui seraient survenus durant un chrone inverse. Compte tenu de la fréquence des inversions au cours du Cénozoïque (3 à 6 par Ma) ; cette hypothèse reste peu probable.

2) Un événement ubiquiste inscrit dans un ensemble de chronos à polarité inverse. Dans ce contexte, l'enfouissement reste le mécanisme le plus général dans un prisme orogénique. Récemment, Aubourg et al. (2012) ont proposé un modèle d'enfouissement ou apparaissent des minéraux magnétiques de manière continue pour des températures d'enfouissement de 95 à 250°C. Dans des roches où sont présentes la pyrite et la matière organique, il est proposé qu'un simple enfouissement de 2-3km conduise à la formation de magnétite. Si l'hypothèse d'enfouissement est retenue, cela implique que les pics d'enfouissement interviennent dans une même fenêtre temporelle. Cette hypothèse reste à démontrer, mais reste plus probable que l'événement court.

Enfin le volcanisme de la zone volcanique Nord (NTVZ) pourrait expliquer l'étendue du phénomène de réaimantation à l'ensemble de la branche orientale par leur contribution à un flux géothermique plus important et une importante circulation de fluides.

Les taux de rotations GPS indiquent que l'arc de Taipei est actuellement 'passif' et que la branche Nord de l'arc de Suao subit une rotation horaire importante de 20 à 60°.Ma⁻¹ sur une période de 10 ans. Concernant les rotations proposées par le paléomagnétisme, la rotation horaire de 20° des formations plio-pléistocènes de la branche occidentale de l'arc de Taipei contraignent la rotation horaire à s'effectuer entre 0 et 3 Ma. Si l'on considère les taux de rotation GPS comme la continuité du signal paléomagnétique dans l'arc de Taipei ; l'absence de rotation actuelle signifie que le régime sous lequel s'est développé les rotations horaires n'est plus. A partir d'évidences stratigraphiques, Teng et al. (2000) démontrent que la transition d'un domaine collisionnel à un domaine extensif dans l'arc de Taipei s'est produite au cours du dernier million d'année. Il paraît raisonnable d'extrapoler l'état rotationnel fourni par le GPS sur le dernier million d'années et de limiter la fenêtre d'occurrence de la rotation horaire pour les formations plio-pléistocènes de la branche occidentale entre 1 et 3 Ma. Le taux de rotation pour la branche occidentale peut ainsi être estimé entre 10 et 20°.Ma⁻¹.

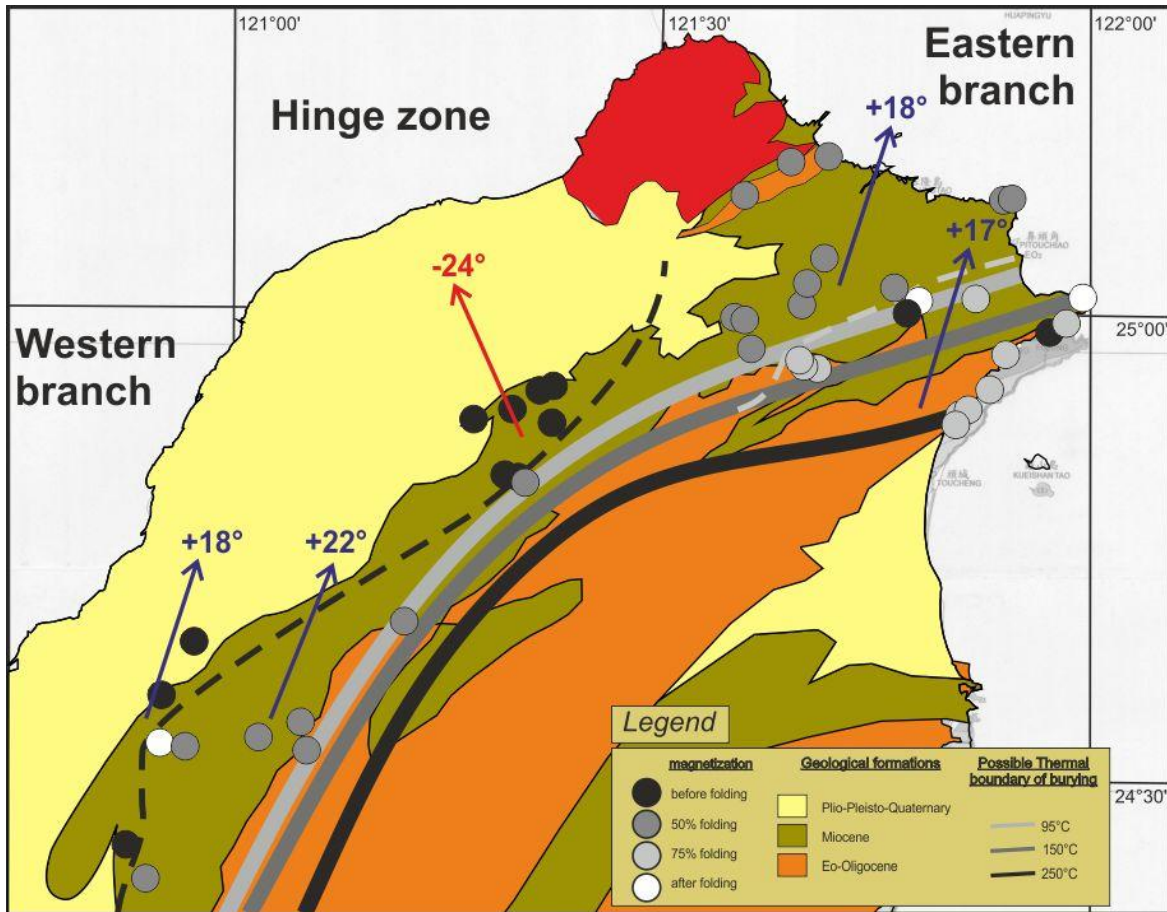


Figure IV-27: Timing d'acquisition de l'aimantation par rapport au plissement dans l'arc de Taipei. Les limites thermiques d'enfouissement à 95, 150 et 250°C sont indiquées (extrapolation d'après Simoes et al., in press) et précisent les régions où une réaimantation partielle à totale est attendue.. Les rotations moyennes de chaque ensemble de sites sont indiquées par les flèches.

La rotation d'une aimantation acquise avant le plissement correspond à la somme des rotations ayant affecté la roche porteuse de l'aimantation entre le moment où elle acquiert son aimantation et son échantillonnage. Le principe est le même pour les rotations données par des aimantations acquises pendant ou après le plissement. Ces dernières présentent l'avantage de pouvoir restreindre la fenêtre temporelle d'occurrence des rotations, pendant la fin du plissement ou après. Pour l'arc de Taipei, deux hypothèses sont formulables : soit les rotations horaires et antihoraires sont synchrones soit elles ne le sont pas. Ces hypothèses sont discutées dans la section suivante.

4. Interprétation et essai de restauration de l'arc de Taipei

L'orientation des structures de l'arc évoluent de N27 à N67 du SO au NE. Les directions de raccourcissement par l'ASM sont acquises avant le plissement et sont compatibles avec le champ de déformation déduit de l'analyse des axes de plis (Figure IV-16), sauf dans la branche orientale et dans la zone axiale de l'arc où les directions d'ASM divergent jusqu'à une vingtaine de degrés vers l'Est par rapport aux directions perpendiculaires aux axes de plis.

Au regard de la cohérence des directions d'ASM, du champ de déformation fini (Figure IV-16 et Figure IV-28) et des directions de compression des différents événements tectoniques (Figure IV-6), font que l'hypothèse polyblocs ne peut-être retenue. La correction azimutale des différents marqueurs structuraux à partir des rotations paléomagnétiques complexifie le schéma structural originel (Figure IV-29-a). Cette hypothèse implique une segmentation de l'arc de Taipei et l'existence de domaines en compression et en extension (Figure IV-29-b) qui ne peuvent être corrélées ni à l'actuelle interprétation du schéma structural de l'arc de Taipei (Figure IV-11) ni aux données GPS (Figure IV-9).

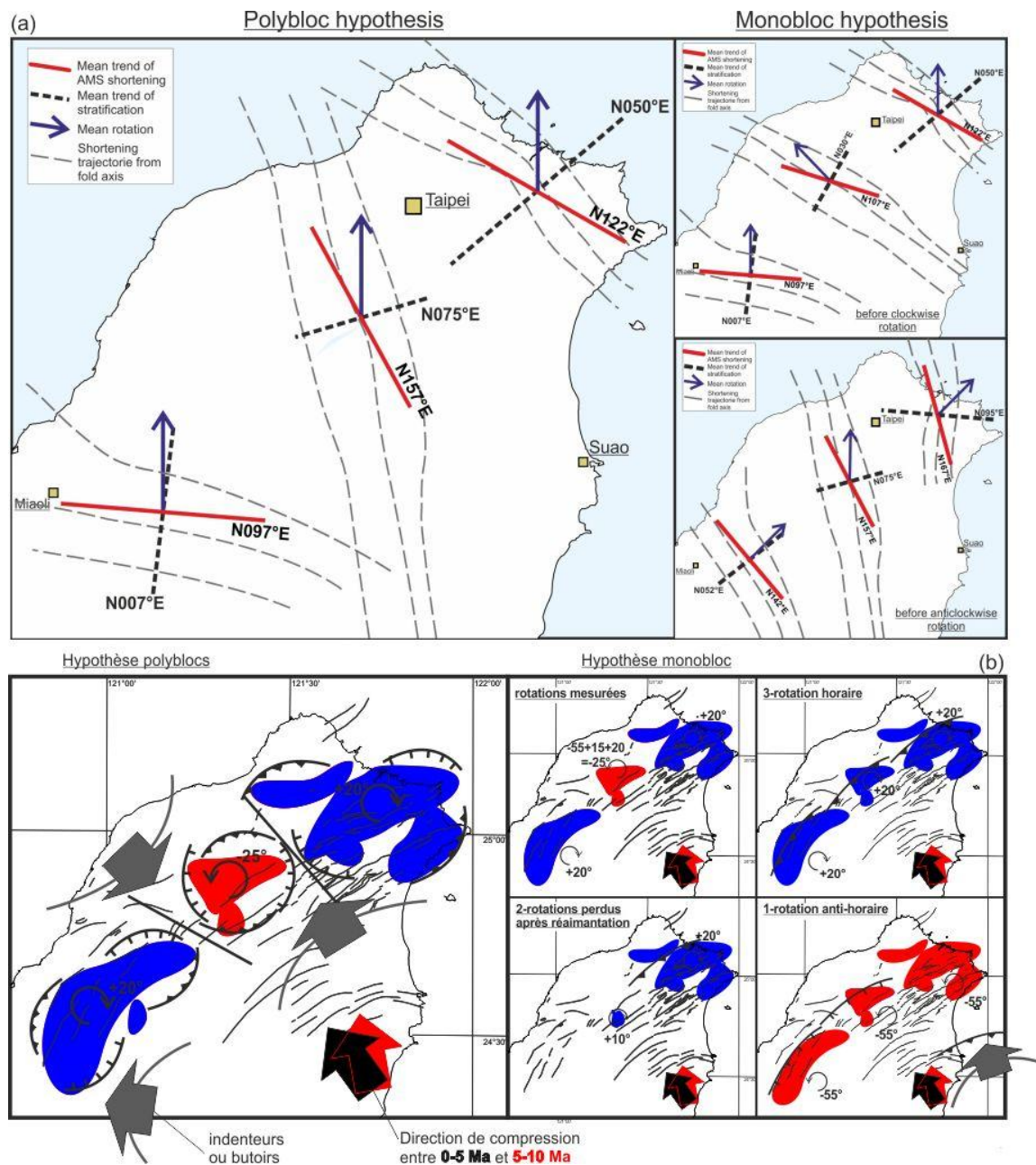


Figure IV-29: Implications structurales et chronologiques, des hypothèses polyblocs et monobloc. (a) Corrections des rotations paléomagnétiques des directions des différents marqueurs structuraux pour chaque hypothèse. (b) Implications structurales et rotations pour chaque hypothèse. Les zones rouge et bleu indiquent respectivement les zones affectées d'une rotation antihoraire et horaire.

A l'opposé, l'hypothèse monobloc conserve la cohérence des marqueurs structuraux (Figure IV-29-a). L'orientation, seule, des différents marqueurs structuraux ne permet pas de distinguer différents blocs. La seule difficulté est d'intégrer la rotation antihoraire présente dans la zone axiale. Le constat est que les rotations horaires peuvent être interprétées comme postérieure à un évènement de réaimantation alors que les rotations antihoraires dans la zone axiale correspondent à des aimantations acquises avant le plissement (Figure IV-23).

La divergence des directions de raccourcissement issues de l'ASM et des axes de pli indique soit un changement du champ de déformation entre l'acquisition de l'ASM et la fin du plissement soit l'occurrence de rotations antihoraires d'au moins 10 et 20° respectivement pour la zone axiale et la branche orientale. Il apparaît (Figure IV-30), quelque soit l'hypothèse formulée, orocline ou arc primaire, qu'une partie de la courbure de l'arc de Taipei est héritée et que l'ensemble de l'arc est ensuite tournée d'une vingtaine de degrés dans le sens horaire.

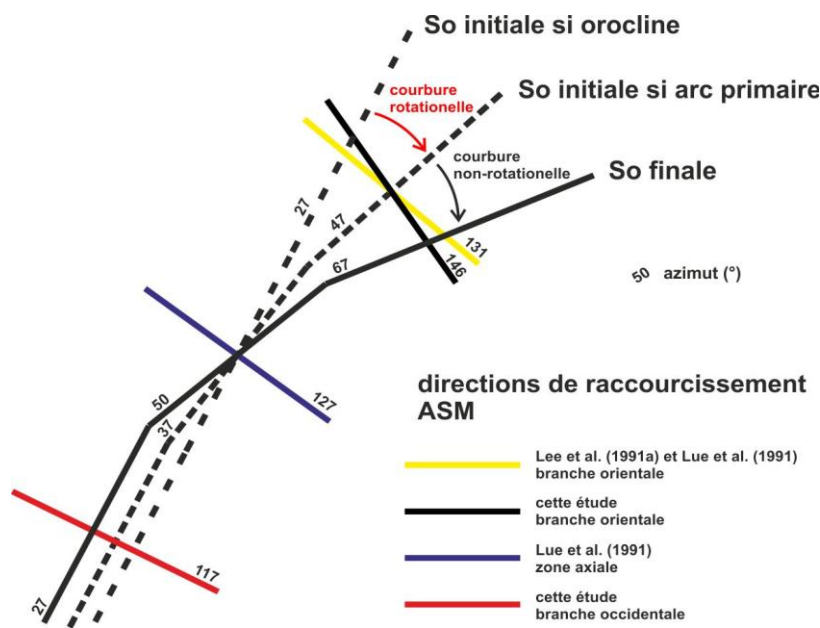


Figure IV-30: Interprétation des directions ASM et des axes de pli de l'arc de Taipei.

Le message paléomagnétique des sites réaimantés est partiel alors que le message des sites non-réaimantés est total et correspond à la somme des diverses rotations subies au cours de leur histoire (Figure IV-29). Le message paléomagnétique des sites non-réaimantés peut alors être interprété comme suit : (1) l'ensemble de l'arc de Taipei subit une rotation antihoraire ; (2) un évènement de réaimantation se produit en l'occurrence associée à l'enfouissement tectonique des séries sédimentaires ; puis (3) l'ensemble de la région subit une rotation horaire. La rotation horaire est au minimum d'une vingtaine de degrés dans la branche occidentale et peut-être extrapolée à une trentaine et une quarantaine de degrés

respectivement dans la zone axiale et la branche orientale, si l'on tient compte de la divergence des directions ASM le long de l'arc ([Figure IV-29](#) et [Figure IV-30](#)). La rotation antihoraire préalable serait au moins égale à la valeur de la rotation horaire plus la valeur résultante de la rotation antihoraire mesurée. Elle est alors au minimum de 45°, et égale à 55° si l'on tient compte de la divergence des directions d'ASM.

ii. Essai de restauration de l'arc de Taipei

L'histoire paléomagnétique qu'implique l'hypothèse monobloc suggère que la paléomarge chinoise en lieu et place de l'île de Taiwan était orientée N50. Etant donné l'évolution du contexte géodynamique sur les derniers millions d'années, les rotations horaires, pour l'arc de Taipei (paléomagnétisme) et pour l'arc de Suao (GPS) peuvent s'expliquer par l'avancée vers le Sud de l'arc des Ryukyus. La formation de ces arcs serait analogue à la flexion par translation de deux tiges flexibles ([Figure IV-31-a](#)). Ce modèle implique un accroissement des rotations des tiges, du bord fixe vers le bord translaté. Les rotations paléomagnétiques n'indiquent pas aux premiers abords un tel schéma rotationnel, par contre le caractère syn-plissement de l'acquisition de l'aimantation ne réfute pas l'existence d'une rotation horaire supplémentaire. Ainsi il est probable que la rotation horaire de la branche orientale soit supérieure à celle de la branche occidentale. L'écart azimutal des directions moyennes de raccourcissement ASM d'une branche à l'autre, de 22°, suggérerait que la rotation horaire de la branche orientale puisse être de 42° ([Figure IV-30](#)). En assumant le même taux de rotation dans les deux branches de l'arc de Taipei, on peut estimer la rotation horaire de la branche orientale entre 1 et 5Ma. L'accentuation de la courbure de l'arc de Suao par rapport à celle de l'arc de Taipei s'expliquerait par l'ouverture du bassin d'Ilan, génétiquement lié à celle du bassin d'Okinawa ce qui se traduirait dans mon modèle par l'arrêt de la translation du bord de la tige extérieure et la continuation de la translation du bord de la tige intérieure entre l'étape t1 et t2 ([Figure IV-31-a](#)). La flexion de l'arc de Suao serait constante et se poursuivrait encore de nos jours comme l'indique les champs de vitesse GPS. L'extrapolation des taux de rotations GPS aux millions d'années (20 à 60°.Ma⁻¹) suggère que la courbure d'au moins 100° de l'arc de Suao, si on l'associe à une rotation horaire se serait initiée au plus tôt il y a 2-5Ma. Si l'on se base sur les taux de rotation paléomagnétiques, entre 10 et 20°.Ma⁻¹, on obtient un âge d'initiation de la rotation entre 5 et 10Ma. La prise en compte de l'ouverture du bassin d'Okinawa pourrait expliquer une accélération de l'avancée vers le Sud de l'arc des Ryukyus et donc une augmentation du taux de rotation. Une telle augmentation du taux de rotation expliquerait la différence entre les

taux maximum déduit du paléomagnétisme, $20^{\circ} \cdot \text{Ma}^{-1}$, et du GPS, $60^{\circ} \cdot \text{Ma}^{-1}$. L'âge d'initiation de la rotation de la branche orientale de l'arc de Suao en serait réduit et serait ainsi parfaitement compatible avec l'âge d'initiation de la rotation estimée pour l'arc de Taipei.

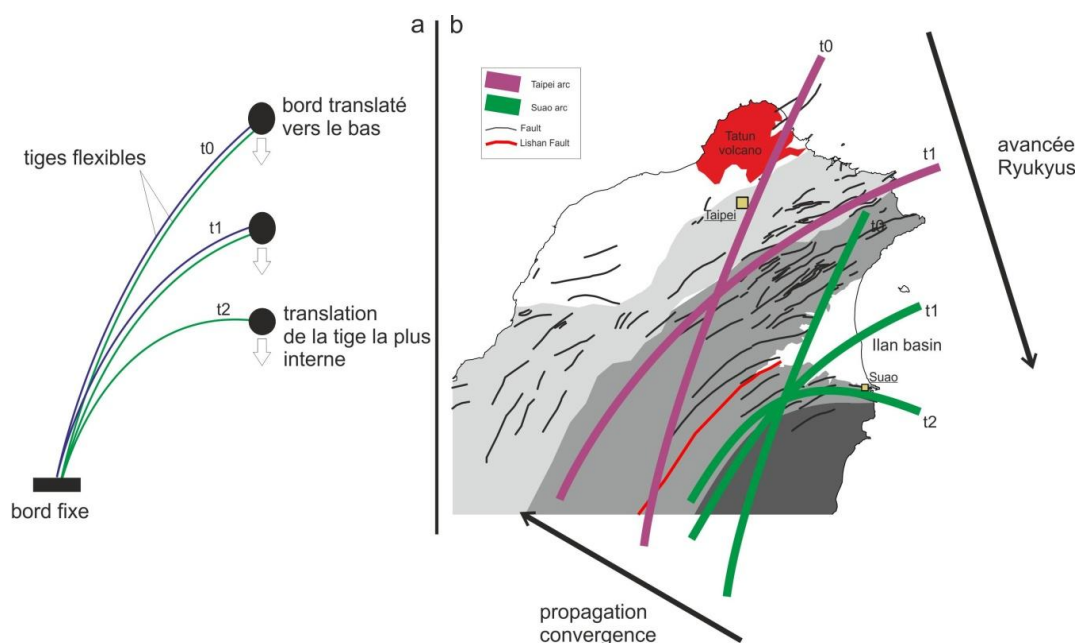


Figure IV-31: Modèle de flexion de tiges par translation d'un de ses bords (a) et analogie avec les courbures des arcs de Taipei et de Suao (b).

A partir de ce modèle (Figure IV-31) j'ai restauré par une méthode manuelle le contexte géodynamique pour le Nord de Taiwan il y a 5, 10 et 25Ma (Figure IV-32). L'orientation N-S de l'arc de Luzon et du prisme d'accrétion est extrapolée par rapport à leur orientation actuelle au Sud de Taiwan. L'avancée vers le Sud de l'arc des Ryukyus est contrôlée par l'ouverture du bassin d'Okinawa qui s'étend vers l'Ouest. Le déplissement en carte des formations déformées de Taiwan est extrapolé à partir des raccourcissements calculés par Suppe (1986) et des directions de convergence de la plaque des Philippines (Hall et al., 1995). La faille de Lishan étant une paléo-faille normale et les structures s'étendant du complexe de Tananao aux collines de piémont étant parallèles, j'ai appliqué les rotations déterminées dans l'arc de Taipei à l'arc de Suao et à la faille de Lishan. Les rotations horaires sont attribuables au cisaillement généré par le mouvement différentiel du prisme collisionnel et du système bassin d'Okinawa-arc des Ryukyus. Les rotations antihoraires sont attribuables soit à l'obliquité des structures de la marge par rapport à la direction de convergence soit à l'extension différentielle entre l'ouverture des mers de Chine de l'Est et du Sud ou encore à la somme de ces deux phénomènes (Figure IV-32). Quelque soit la cause évoquée, les structures sont alors réorientées selon une direction N-S dont la courbure serait acquise par le déplacement vers le Sud du système Okinawa-Ryukyus qui engendrerait une rotation horaire croissante du SO vers le NE.

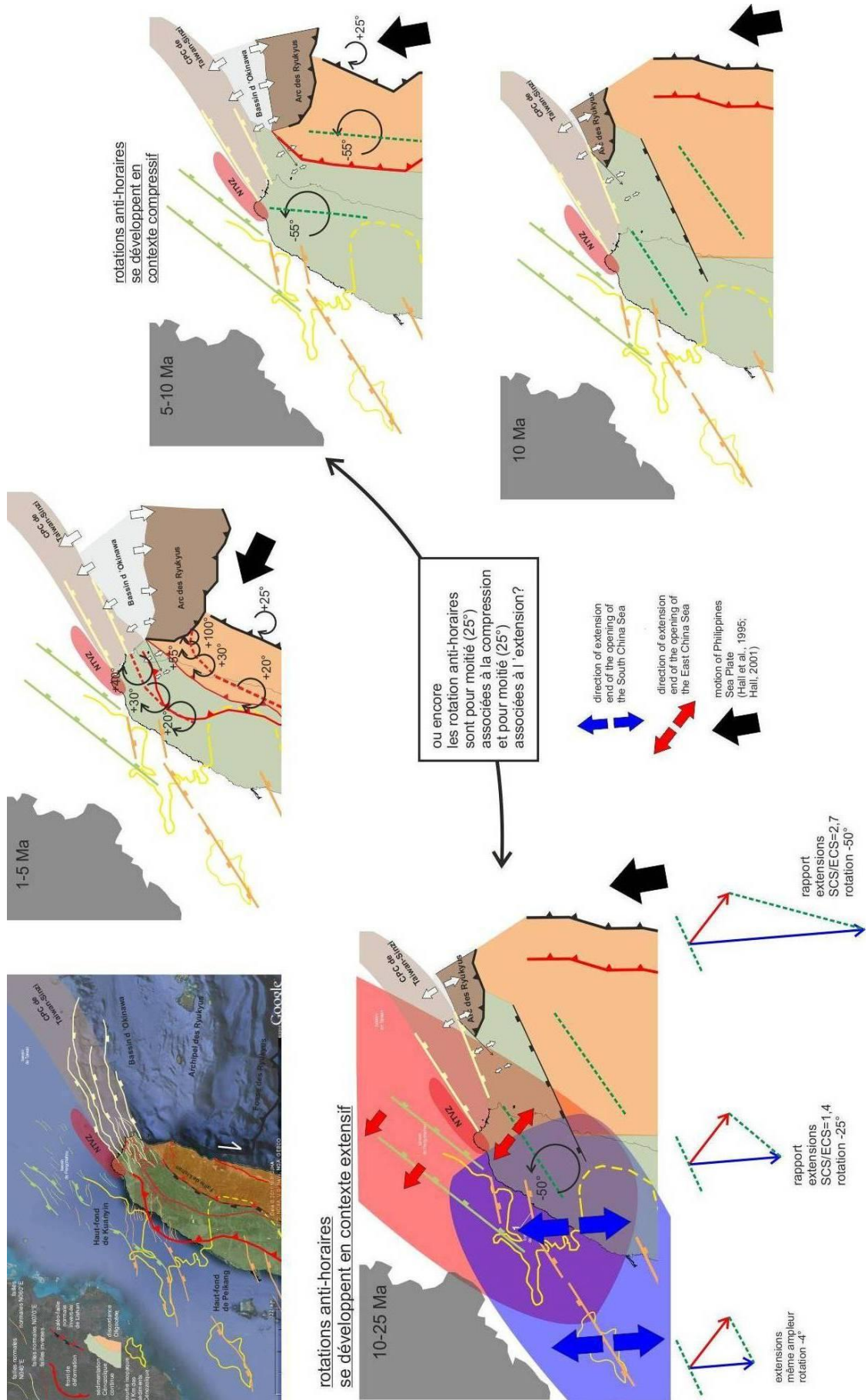


Figure IV-32: Essai de reconstitution de la géométrie des arcs de Taipei et de Suao depuis 10Ma selon l'hypothèse monobloc.

C. La péninsule de Hengchun

Le Sud de Taiwan est interprété comme un homologue au Nord de Taiwan dans ces premiers stades de déformation avant d'être affecté par la dynamique de l'arc des Ryukyus. La position de la péninsule de Hengchun, à l'aplomb de la croûte océanique de la plaque Eurasie, fait de cette région une zone transitionnelle entre la collision arc-continent, au Nord, et la subduction de l'Eurasie sous l'arc volcanique des Luzon, au Sud. La compréhension du développement de la déformation dans cette région devrait nous éclaircir sur la part de déformation attribuable à la collision arc-continent de la part attribuable à la dynamique de l'arc des Ryukyus. L'existence de rotations d'axe vertical qui seraient ante-collision et donc attribuables soit à la subduction, soit à un événement antérieur, pourrait nous permettre de mieux appréhender l'occurrence de rotations antihoraires de l'hypothèse monobloc.

1. Cadre géologique

i. Les différents domaines géologiques et unités structurales

La péninsule de Hengchun forme l'extrémité Sud de l'île de Taiwan (Figure IV-1 et Figure IV-36). Il s'agit de la partie émergée de la ride de Hengchun (HR, Figure IV-1 ; Chen et Juang, 1986 ; Chen et al., 1988 ; Huang et al., 1992). Elle forme le cœur du prisme d'accrétion de la subduction de la plaque Eurasie sous l'arc de Luzon (Lundberg et Dorsey, 1990 ; Reed et al., 1992 ; Malavieille et Trullenque, 2009, Figure IV-33). Elle est limitée à l'Ouest et à l'Est par des bassins : la plaine de Pingtung et le bassin longitudinal du Sud (SIT, Figure IV-1, Figure IV-33 et Figure IV-36). Plus à l'Ouest, la Pente de Kaoping (KS), constituée par un important système de plis et de chevauchements, forme la partie frontale du prisme d'accrétion. A l'Est, le bassin longitudinal du Sud est séparé de l'arc de Luzon par le chevauchement à vergence Est de la ride de Huatung (Htr).

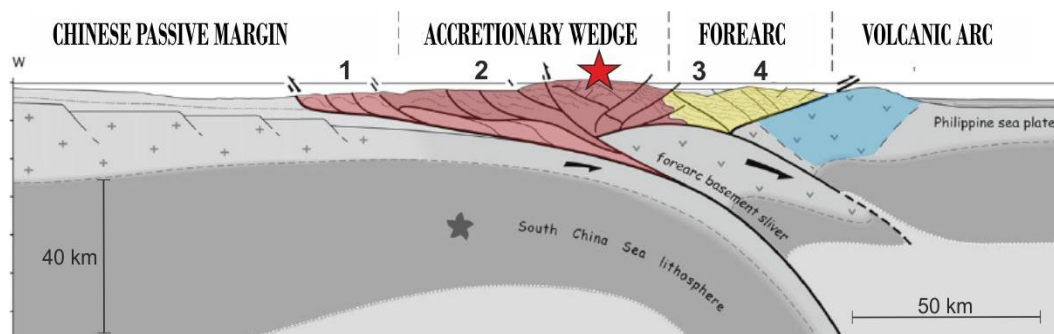


Figure IV-33: Coupe du prisme d'accrétion au niveau de la péninsule de Hengchun (étoile rouge). D'après Malavieille et Trullenque, 2009.

On peut observer la subduction de la marge continentale chinoise et d'une portion de l'avant-arc. 1 : Pente de Kaoping ; 2 : plaine de Pingtung ; 3 : bassin Longitudinal du Sud ; 4 : ride de Huatung. La coupe est localisée sur la Figure IV-1-b.

a. Péninsule et ride de Hengchun

Deux unités morphotectoniques peuvent être identifiées : la plaine côtière, exclusivement constituée de formations pléistocènes et holocènes (Sung et Lin, 1993) ; et la chaîne de Backbone, composée essentiellement de grès et d'argilites métamorphiques au Nord dans le faciès prehnite-pumpellyite (Liou, 1981 ; Chen et al., 1983 ; Ho, 1999) et non-métamorphique au Sud (Sung et Lin, 1993 ; Lin et al., 1993). Le segment Nord de notre zone d'étude est parallèle à l'île de Taiwan, alors que le segment Sud est parallèle à l'arc de Luzon.

La péninsule de Hengchun est le prolongement vers le Sud de la chaîne Centrale mais elle s'en démarque par des âges bien plus jeunes et l'absence de métamorphisme (Chen et Wang, 1995). Les failles et les plis à vergence Ouest sont nombreux (Chang, 1966 ; Huang, 1984 ; Pelletier et Stephan, 1986 ; Sung et Wang, 1986 ; Chang et al, 2003a) et affectent des formations miocènes à holocènes (Sung, 1991 ; Sung et Lin, 1993 ; Lin et al., 1993). Elle s'étend vers le Sud, en mer, par la ride de Hengchun, laquelle forme la crête sous-marine du prisme d'accrétion d'âge Pliocène (Huang et al., 1997). Elles présentent des anomalies à l'air libre (Yen et al., 1995) et des comportements en sismique réflexion (Huang et al., 1992) similaires, suggérant une rhéologie commune. Elles sont séparées par des linéaments orientés NE-SO caractérisés par d'importantes discontinuités dans la bathymétrie (Liu et al. 1998). Elles sont séparées à l'Ouest du bassin longitudinal du Sud par une faille N-S (Huang et al., 1992).

La péninsule de Hengchun est composée de formations détritiques. Trois principales formations sédimentaires se distinguent: les formations du Miocène moyen de Pilushan et de Chaochou (Hu et al., 1981 ; Sung et Lin, 1993 ; Lin et al, 1993 ; Ho, 1999), les formations turbiditiques du Miocène moyen à terminal de Mutan (Chang, 1964) et les formations mio-pléistocènes dont le mélange de Kenting. Les deux premières sont séparées par la faille supposée de Fongkang ([Figure IV-36](#)). J'utilise le terme de supposée car son existence n'est pas avérée, elle est soit interprétée comme une faille normale décalant la formation de Chaochou au Nord de la formation de Mutan au Sud (Sung, 1991) ; soit elle n'apparaît plus sur les cartes (Ho, 1999 ; Chang et al., 2007). L'analyse sédimentaire des galets et des fragments lithiques de la formation de Mutan a révélé que les roches sources de ce détritisme étaient des roches volcaniques mafiques et des roches métamorphiques provenant à la fois du rifting de la marge continentale chinoise au Nord-Ouest (Page et Lan, 1983) et du prisme d'accrétion au Sud-Est (Yen, 2003). Aucune preuve de sédiments provenant de la chaîne de Taiwan n'a été trouvée, ce qui laisse penser que la formation de Mutan est une formation ante-tectonique.

b. La Pente de Kaoping et la plaine de Pingtung

La Pente de Kaoping forme la partie frontale du prisme d'accrétion et est orientée NO-SE et est à vergence Ouest (Ho, 1999, Reed et al. 1992) qui fait partie intégrante du prisme d'accrétion (Huang et al. 1997 ; [Figure IV-33](#) et [Figure IV-36](#)). Il s'agit de l'équivalent et de la prolongation immergée des collines de Piémont. La Pente de Kaoping s'étend vers le Sud du canyon de Penghu à la ride de Hengchun. Elle est constituée par une épaisse formation sédimentaire déformée silicoclastique d'âge Néogène à actuel et par des diapirs de boue (Sun et Liu, 1993 ; Liu et al., 1997 ; Chi et al., 1998). La limite Ouest de la Pente de Kaoping est connectée au Sud à la fosse de Manille (Liu et al., 1997). La formation de la Pente de Kaoping s'est faite durant le pléistocène (Huang et al., 1997).

La plaine de Pingtung est un domaine d'avant-arc séparant la Pente de Kaoping et la fosse de Manille à l'Ouest de la ride de Hengchun à l'Est. Cette plaine, large de plus de 100km, a subi un important raccourcissement mis en évidence au Sud par l'existence de rides anticlinales et de chevauchements mineurs visibles sur le fond marin (Liu et al., 1997 ; Lundberg et al., 1997 ; Lacombe et al. 1999). Actuellement, cette région présente une importante et rapide subsidence tectonique (Hu et al., 2007). La plaine de Pingtung est remplie de sédiments non-consolidés du pléistocène terminal et de l'holocène caractéristiques de dépôts côtiers et d'estuaire avec d'abondant coquillages et foraminifères marins et lagunaires (Shyu, 1999 ; Chiang et al. 2004). A l'Est, la faille décro-chevauchante de Chaochou ([Figure IV-36](#)) sépare la plaine de Pingtung des formations tertiaires métamorphisées de la chaîne Centrale.

c. Le bassin longitudinal du Sud et la ride de Huatung

Le bassin longitudinal du Sud est un bassin fermé de 90km de long et de 4,5 à 16km de large avec une profondeur moyenne de 1,3km ([Figure IV-1](#) et [Figure IV-36](#)). Il est essentiellement composé de sables, de galets de schistes, de marbres, et de métaquartzites originaires de la chaîne Centrale et déposés par la rivière de Pnanta (Lundberg, 1988 ; Huang et Yin, 1990). C'est un bassin synchrone de la collision défini le long de la limite arc-prisme d'accrétion ; il est la continuité du mélange de Lichi (Huang et al. 1997 ; Chang et al. 2001) au sein de la vallée Longitudinale qui définit un bassin post-collisionnel (Lin et Tsai, 1981 ; Huang et al. 1997).

La ride de Huatung, située entre le bassin longitudinal du Sud et l'arc de Luzon, présente des anomalies à l'air libre négatives (Lewis et Hayes, 1983 ; Hayes et Lewis, 1984 ; Kuo et al.

1991) suggérant une formation sédimentaire déformée, composée principalement par des conglomérats rétrochevauchant sur l'arc de Luzon (Malavieille et al., 2002). Des forages ont révélé la présence de grès et d'argilites similaires au mélange de Lichi (Huang et al., 1993).

ii.L'histoire tectonique

L'analyse de la tectonique cassante et des plis a permis la distinction de quatre phases majeures (Figure IV-34, Chang et al., 2003a, 2007). (1) une extension orientée E-O syn-sédimentaire durant le Miocène inférieur et moyen (Lin et Watts, 2002), contemporaine du rifting de la marge chinoise. (2) une compression E-O datée du Miocène terminal au Pliocène, correspondant à l'accrétion des sédiments miocènes dans le prisme et à la mise en place de chevauchements. (3) toujours dans un contexte de convergence, une rotation antihoraire et un ensemble de rétrochevauchements à vergence Est se mettent en place durant le Pliocène. La rotation antihoraire est suggérée par la différence azimutale des directions de contraintes associées au deuxième et au troisième événement tectonique, lesquels correspondent alors à une compression N120. (4) durant le Plio-Pleistocène, un régime décrochant est dominant avec une direction de σ_1 NNO-SSE et une direction de σ_3 ENE-OSO, transpressif à l'Est et transtensif à l'Ouest. Selon Chang et al. (2007) cet épisode tectonique correspondrait à une rotation horaire de la région Nord qui serait contemporaine d'une rotation antihoraire de la péninsule de Hengchun (Chang et al., 2003a).

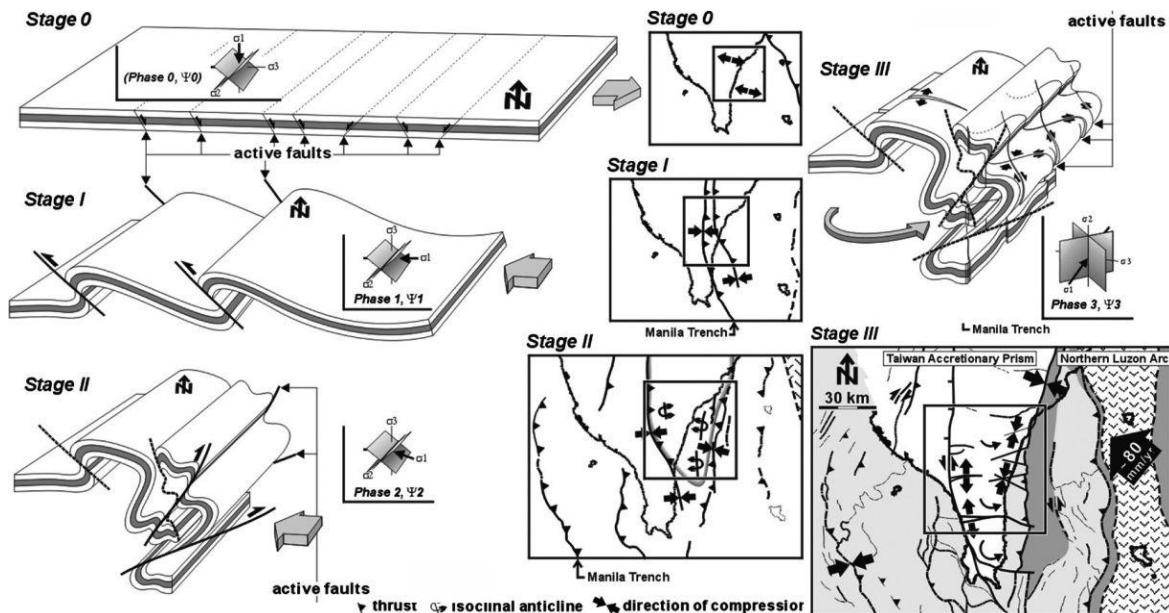


Figure IV-34: Synthèse de l'évolution tectonique du Sud de la chaîne Centrale. De Chang et al., 2007. On peut remarquer le changement apparent dans la direction de compression Durant l'étape III, comme une conséquence de la rotation de la péninsule.

Dans la péninsule de Hengchun, les différentes directions des quatre épisodes tectoniques ont été corrigées d'une rotation antihoraire de 90° supportée par l'enregistrement paléomagnétique (Figure IV-35-1 et Annexe IV-m), les directions de paléocourants et de la modélisation analogique (Figure IV-35-2, Chang et al., 2003a).

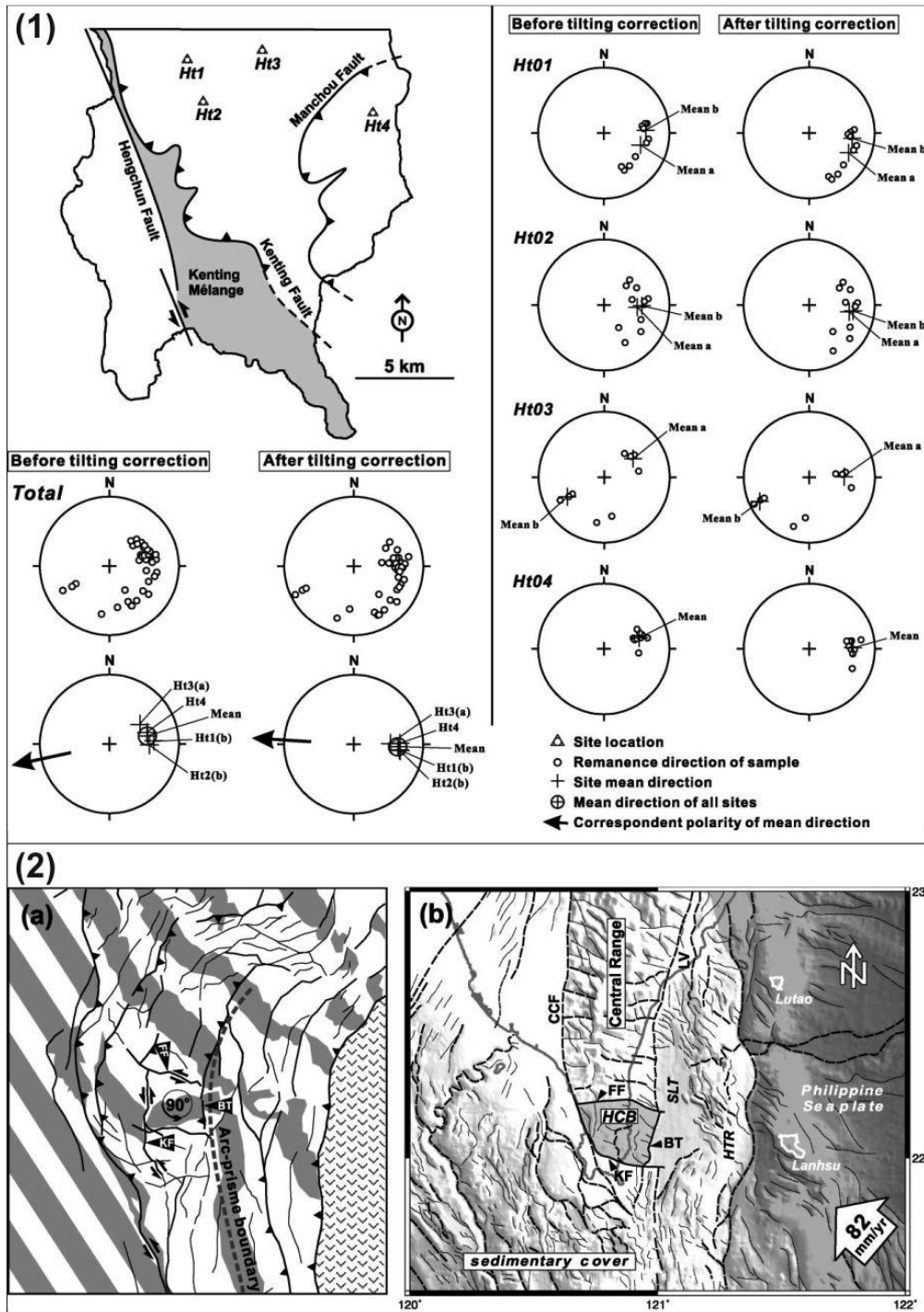


Figure IV-35: Analyses des résultats paléomagnétiques et comparaison entre un modèle expérimental et le canevas structural actuel, dans la péninsule de Hengchun. D'après Chang et al. (2003a)

(1) Analyse paléomagnétique. Les localisations et les projections stéréographiques des composantes stables des directions paléomagnétiques sont indiquées.

(2-a) Dessin de détail de l'étape finale d'une modélisation analogique.

(2-b) Carte physiographique du Sud de Taiwan. HCB= bloc tourné de Hengchun ; FF : faille de Fongkang ; KF= Kenting Mélange zone ; BT : rétrochevauchement sous-marin ; CCF= faille de Chaochou ; SLT= bassin longitudinal du Sud ; HTR= ride de Huatung.

iii.L'héritage structural

Les formations Miocène reposent sur la croûte océanique issue de l'ouverture de la mer de Chine du Sud entre 32 et 17Ma (Figure IV-36 ; Briais et Pautot, 1992 ; Pin et al., 2001). L'extension a été accommodée par un réseau de failles normales orientées N60 en moyenne. A terre, la présence de paléofailles normales (Chang et al., 2003a, 2007) indique l'existence d'un épisode extensif concomitant de l'ouverture de la mer de Chine du Sud.

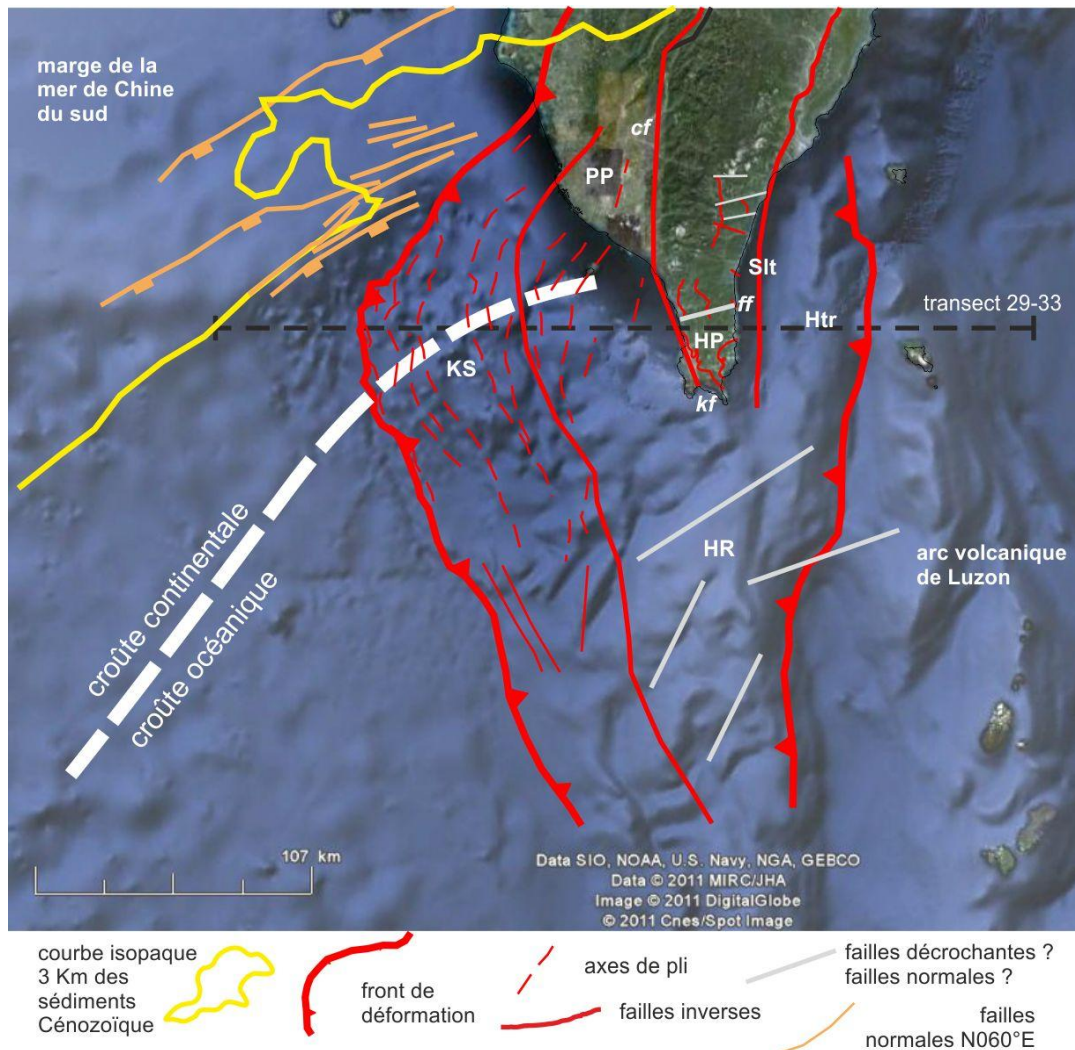


Figure IV-36: Structures principales faillées du Sud de Taiwan et alentours.

KS : Pente de Kaoping ; **PP :** plaine de Pingtung ; **HP :** péninsule de Hengchun ; **HR :** ride de Hengchun ; **Slt :** bassin longitudinal du Sud ; **Htr :** ride de Huatung ; **cf :** faille de Chaochou ; **ff :** faille de Fongkang ; **kf :** faille de Kenting.

Les études de profils sismiques à travers la Pente de Kaoping n'ont encore jamais fait mention de la présence de paléofailles normales (Yu et Huang, 2009). Par contre des structures décrochantes NE-SO ont été identifiées dans la ride de Hengchun (Fuh et al., 1994). On peut remarquer leur similitude azimuthale avec certaines failles à terre dont notamment la faille supposée de Fongkang. Si son existence est avérée, ses homologues en mer pourraient de fait être interprétés comme des paléofailles normales.

iv. La cinématique actuelle

La tomographie sismique réalisée dans le Sud de Taiwan confirme la prédominance de la subduction de la plaque Eurasie sous l'arc de Luzon comme phénomène géologique majeur (Figure IV-37) Kao et Huang, 2000 ; McIntosh et al., 2005). La péninsule de Hengchun forme la partie centrale d'un prisme d'accrétion relativement symétrique (Figure IV-33). Plus précisément, elle est constituée de formations exhumées par un processus de sous-charriage (Malavieille et Trullenque, 2009). Le bassin longitudinal du Sud et la ride de Huatung forme la partie arrière du prisme ; alors que la Pente de Kaoping forme la partie avant où domine de l'accrétion frontale.

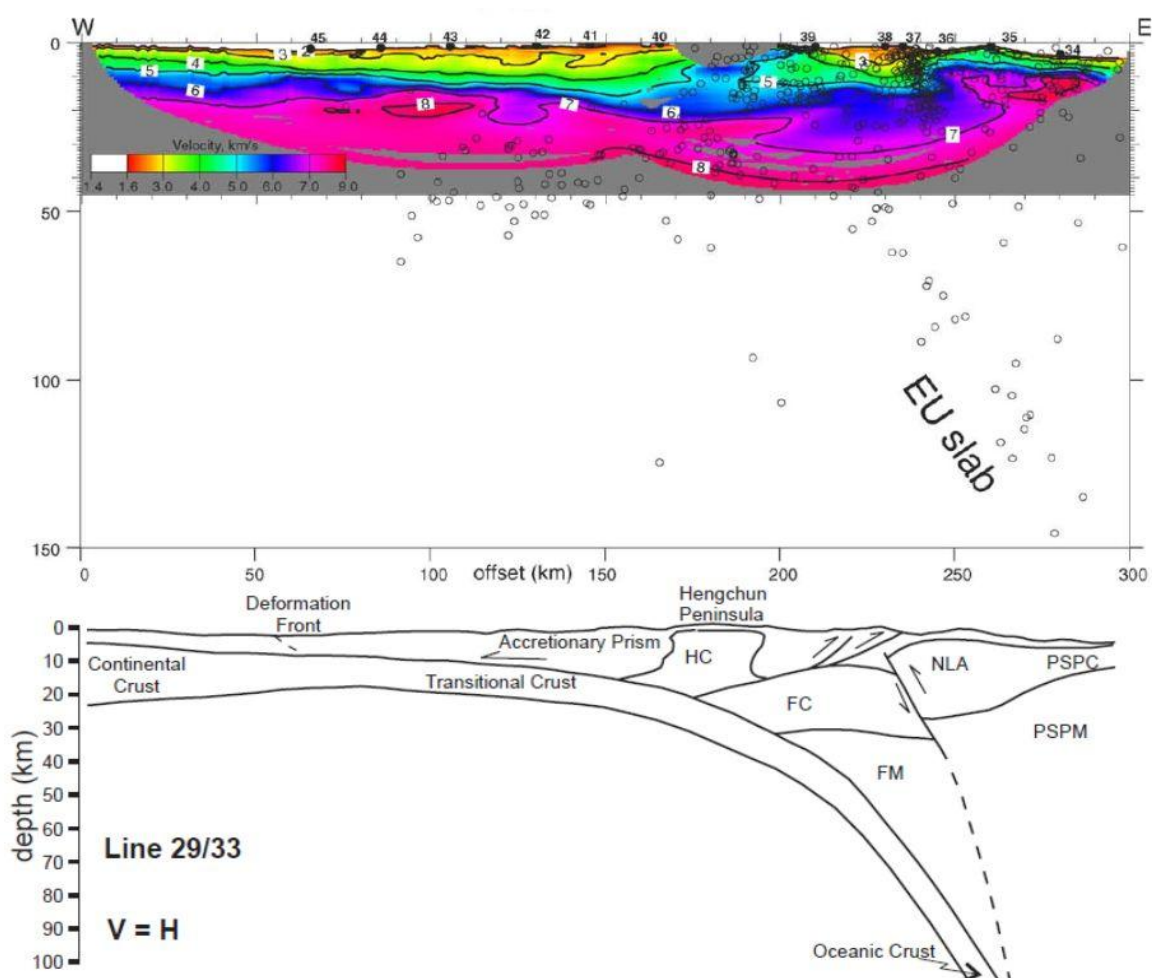


Figure IV-37: Modèle de vitesse tomographique le long du transect 29-33 (Figure IV-36) et son interprétation. D'après McIntosh et al., 2005.

La coupe supérieure montre un modèle de vitesse incluant la morphologie de surface et les séismes enregistrés par le réseau CWB de Taiwan entre 1994 et 2002.

La coupe inférieure correspond à un schéma interprétatif du modèle de vitesse. FC (FM) : croûte (manteau) de l'avant-arc ; HC : massif de Hengchun ; TC : croûte transitionnelle ; NLA : arc de Luzon ; PSPC (PSPM) : croûte (manteau) de la plaque des Philippines.

Le champ de vitesse GPS dans le Sud de Taiwan présente des vitesses 5 à 4cm.an⁻¹ et dévient dans le sens antihoraire d'Est en Ouest (Figure IV-2-a1). Une partie de la convergence est accommodée par le système de faille de Kenting et s'accorde avec un jeu décrochant sénestre le long de cet accident NNO-SSE (Chang et al., 2003a). Les taux de rotation à partir des données de stations permanentes GPS entre 1990 et 2005 sont présentés dans la Figure IV-38 et ont été calculé par Lin K.-C. selon le même protocole que Lin et al. (2010). La plaine de Pingtung (région 1) présente des rotations antihoraires avec des taux de rotation de 20°.Ma⁻¹. Hou et al. (2005), Ching et al. (2007) et Angelier et al. (2009) interprètent aussi une rotation antihoraire significative au sein de la plaine de Pingtung qui est interprétée comme la manifestation d'une extrusion de matière vers le SO. La péninsule de Hengchun (région 2) est aussi affectée par des rotations antihoraires mais de moindre ampleur, de 10°.Ma⁻¹ en moyenne. La région 3 est caractérisée par des rotations très faibles, <5°.Ma⁻¹ et où affleurent les formations métamorphiques. Enfin la région 4 présente une rotation horaire importante d'au moins 40°.Ma⁻¹.

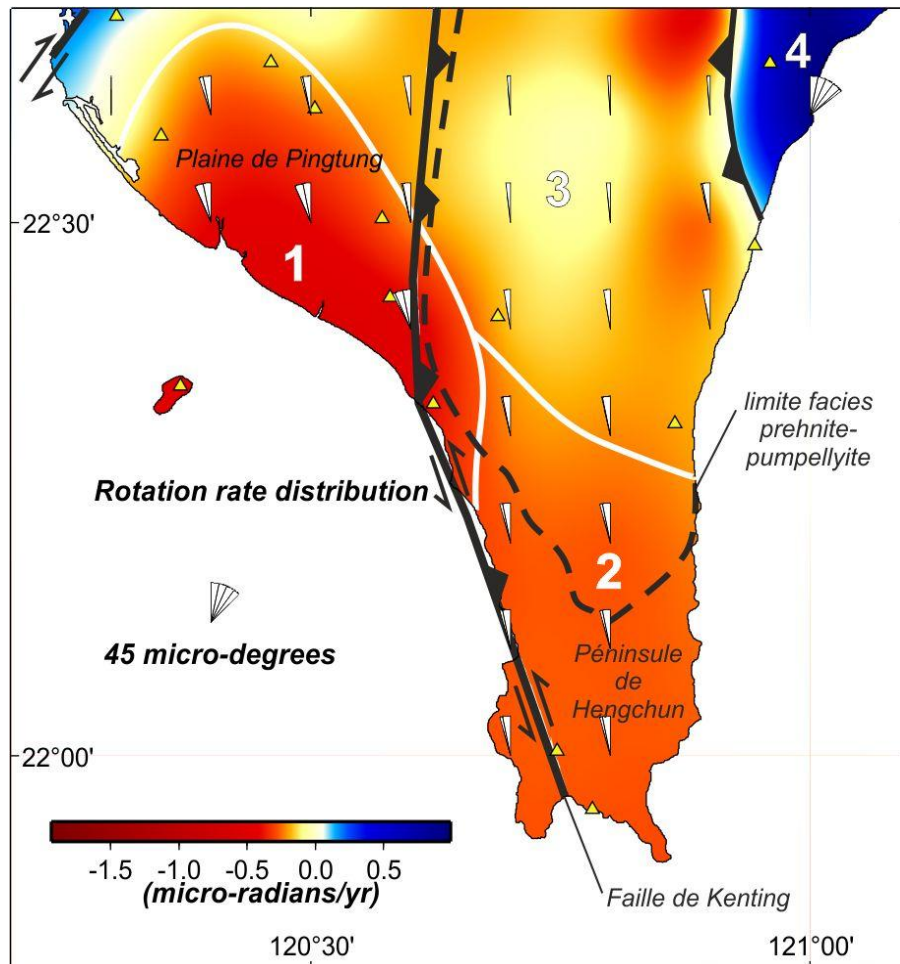


Figure IV-38: Taux de rotation dérivé du champ de vitesse GPS entre 1990 et 2005. De Lin K.-C. Les triangles jaunes correspondent à la localisation des stations GPS. Les failles principales sont représentées par les traits noirs. Les lignes blanches délimitent les régions, numérotées de 1 à 4, caractérisées par des sens de rotation et des taux de rotation différents.

v. Les modèles préexistants évoquant des rotations d'axe vertical

Deux modèles expliquent l'évolution de la déformation à la transition subduction-collision arc-continent. Il s'agit des modèles de *bookshelf* de Fuh et al. (1994, 1997) et de *spine-like-bending* de Chang et al. (2007). Des rotations ont été suspectées à l'issue de l'étude des directions des paléocourants (Cheng et al., 1984 ; Chen et al., 1985 ; Sung et Wang, 1985 ; Sung et Wang, 1986 ; Sung, 1990 ; Chang et al., 2003a). Deux principales directions, opposées, sont caractérisées (Figure IV-39). Une direction SSE au sein de la formation de Mutan et une direction NNO pour la formation de Loshui. Afin d'expliquer cette configuration, les différents auteurs ont proposé soit une rotation importante de 180° de la formation de Loshui ou simplement deux sources d'alimentation sédimentaire distinctes. Yen (2003) et Yen et Lundberg (2006) ont déterminé que la principale source sédimentaire pour la formation de Loshui est le bassin à l'avant de l'arc volcanique de Luzon. Cette origine détritique est cohérente avec une direction NNO des paléocourants. Si l'on considère que les courants océaniques n'ont guère varié sur les derniers 10Ma car fortement contrôlés par l'orientation de l'arc de Luzon, le courant de Kuroshio (flux vers le Nord) est capable de transporter sur de grandes distances du matériel érodé de l'arc de Luzon (Bentahila et al., 2008). Mais dans ce cas, aucune rotation n'est nécessaire pour expliquer la configuration des paléocourants.

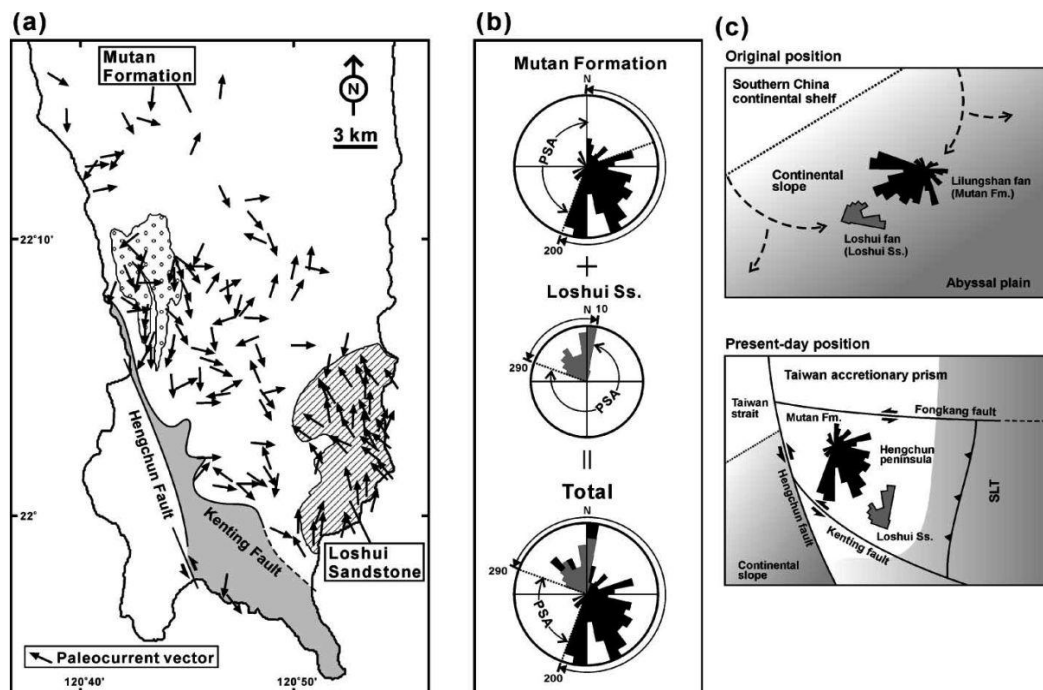


Figure IV-39: Paléocourants dans la péninsule de Hengchun. D'après Chang et al., 2003a. (a) directions de paléocourant (flèches noires) mesurées dans les turbidites miocènes de la péninsule de Hengchun (données compilées d'après Cheng et al., 1984 et Sung, 1991). (b) Roses diagrammes présentant la distribution azimutale des directions de paléocourants dans la formation de Mutan et les grès de Loshui. PSA = aire probable d'origine. (c) Reconstruction de la distribution de paléocourants enregistrée dans la péninsule de Hengchun, avant et après correction de la rotation tectonique antihoraire. SLT : bassin longitudinal du Sud.

Le modèle de *bookshelf* s'appuie sur l'identification de grands décrochements qui limitent un système en blocs (Figure IV-40-a). Le système en *bookshelf* est défini par un ensemble de failles dextres N70 dont la sollicitation en réponse à la convergence des plaques entraînerait des rotations anti-horaires des blocs qu'elles définissent. La démonstration de l'existence de la faille de Fongkang ou la découverte de failles N70 à terre, permettrait d'extrapoler ce modèle vers le Nord à la péninsule de Hengchun, applicable en l'état à la seule ride de Hengchun.

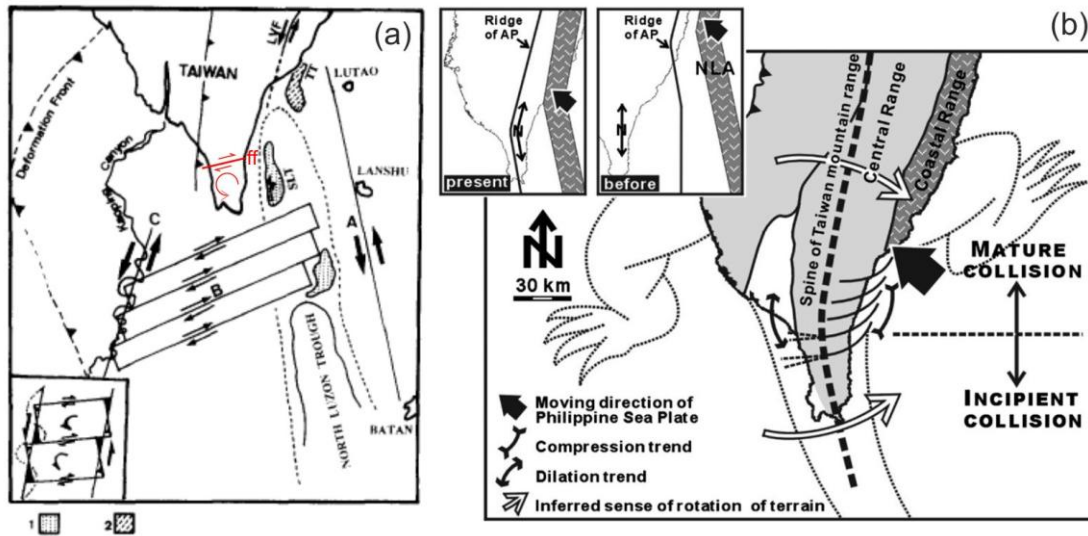


Figure IV-40: Modèle expliquant les rotations d'axe vertical dans le Sud de Taiwan. (a)Modèle de rotation en *bookshelf* (modifié d'après Fuh et al., (1997) ; réactivation des failles décrochantes observées (notées A, B et C). LVT= faille de la vallée longitudinale ; SLT= bassin longitudinal du Sud ; TT= bassin de Taitung ; ff= faille de Fongkang. Les figurés 1 et 2 correspondent à l'emplacement de bassins anté- et syn-collision respectivement. (b)Modèle de *spine-like-bending* d'après Chang et al., (2007). L'axe de la chaîne de Taiwan est assimilé à l'épine dorsale d'un reptile. Cette analogie explique pourquoi, durant le dernier épisode tectonique, des plis d'axe E-O (i.e., contraction N-S) se forment dans le flanc Est du Sud de la chaîne Centrale, alors que dans le flanc Ouest se développe des structures extensives. Dans les cadrans supérieur droit: géométrie de l'arc de Luzon (NLA) et de l'axe du prisme d'accrétion de Taiwan (AP), avant et après la collision arc-continent.

Le modèle de *spine-like-bending* (Figure IV-40-b) s'appuie sur des rotations paléomagnétiques (Chang et al., 2003a), sur la distribution des paléocourants (Chang et al., 2003a), sur des observations géomorphologiques et sur la corrélation des régimes tectoniques entre le Sud et le Nord (Chang et al., 2007). Ce modèle explique la surrection de la chaîne de Taiwan par l'évolution progressive dans le temps et l'espace d'une collision jeune (*incipient collision stage*) à une collision mature (*mature collision stage*). Une telle transition entraînerait la segmentation de la chaîne. Chacun des deux segments se caractérise par des rotations d'ampleur et de sens différents. Alors que le segment le plus au Nord entre en collision contre la marge chinoise, il enregistre une rotation horaire (similaire à celle de la Chaîne Côtière ; Lee et al., 1991a) qui implique, par continuité, une rotation antihoraire du

segment au Sud. Puis lorsque le segment Sud entre en collision avec la marge chinoise, le processus se répète et se propage ainsi au segment méridional suivant. Les différents segments enregistrent successivement une rotation horaire et antihoraire. Une recherche approfondie, permet de constater qu'une rotation horaire de 20° et une rotation antihoraire de 15° sont attribuées respectivement aux îles de Lutao et de Lanshu (Figure IV-40, Annexe IV-n ; Huang et al., 1992) à partir de résultats d'une étude paléomagnétique qui n'est malheureusement ni présentée ni référencée dans Huang et al. (1992). Ces résultats valident le modèle *spine-like-bending*, mais l'impossibilité de vérifier les sources ni d'avoir accès aux résultats paléomagnétiques ne permet pas d'être affirmatif.

2. Les états de déformation donnés par l'ASM

i. Localisation des sites

J'ai échantillonné 6 sites au Nord de la supposée faille de Fongkang et 5 sites au Sud (Figure IV-41) pour un total de 195 spécimens. Les échantillons ont été prélevés dans les formations argileuses de Chaouchou, de Mutan, de Loshui et de Shitzutou dont la stratification monoclinale varie de l'horizontale à la verticale, avec une préférence pour les sites dont la SO est inclinée à plus de 20° afin que les tests de débasculement puissent être significatifs.

Il s'avère que les sites FN01-02-03, LI01-02 et MDN ont été échantillonné dans des formations métamorphisées dans le faciès prehnite-pumpellyite (Figure IV-36). Ce métamorphisme et la schistosité associé à ce métamorphisme n'a pas été particulièrement bien identifié. Les plans associable à de la schistosité sont frustres et parallèles aux plans de stratification et d'autres part les interbanco gréseux ne sont pas affectés par une telle déformation et aucune linéations n'a été décelées sur ces plans.

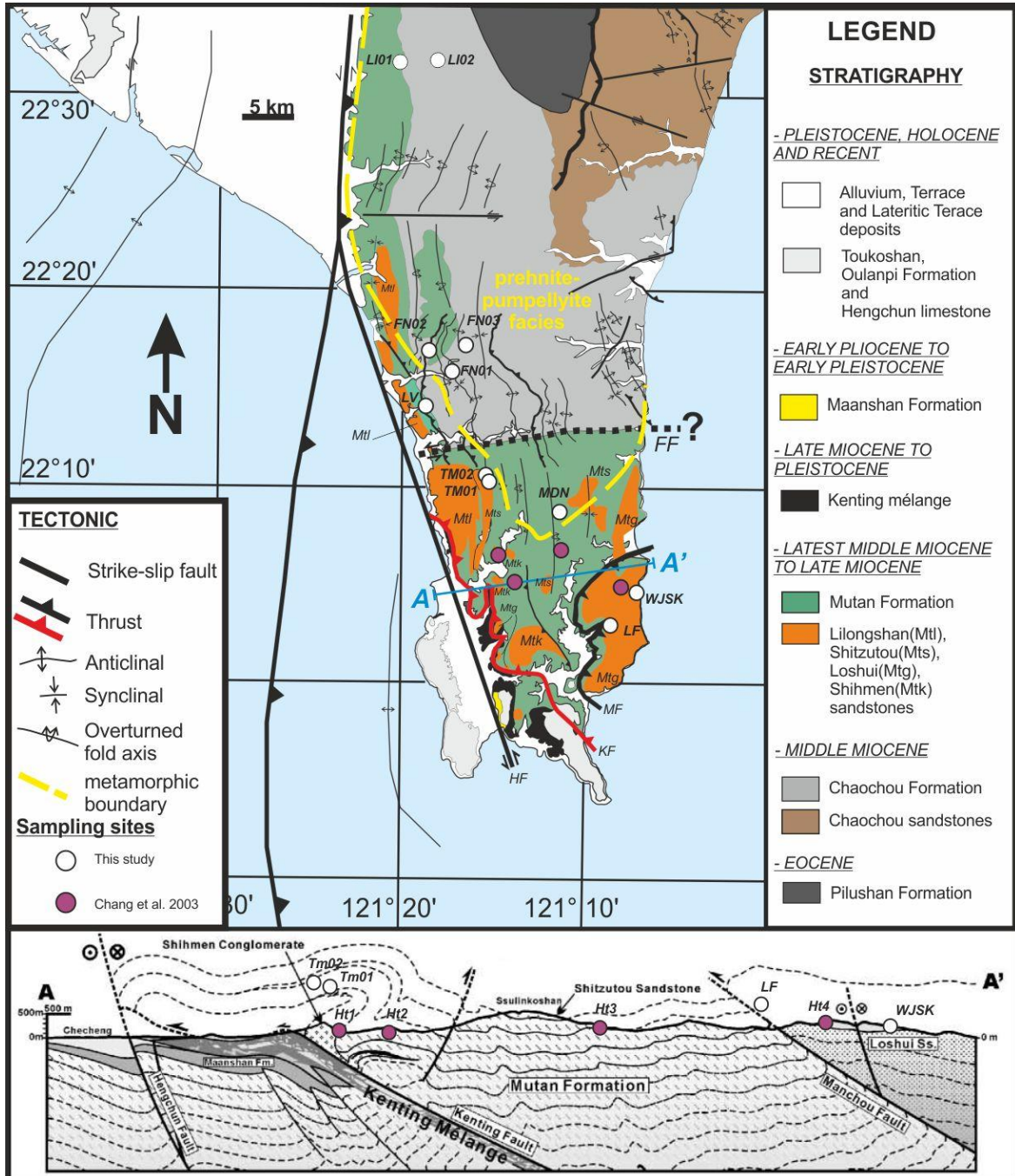
ii. Résultats

L'ensemble des données de l'ASM sont récapitulés dans l'Annexe IV-o.

a. Forme des grains et degré de déformation de la fabrique

La susceptibilité moyenne (Km) des différents sites varie entre 200 et 400 μ SI (Figure IV-42 et Annexe III-o) suggérant, étant donné qu'il s'agit de formations à dominance argileuse, que la matrice paramagnétique est dominante. Elle est particulièrement homogène sur l'ensemble des sites. Le degré d'anisotropie corrigé (Pj) évolue entre 1,01 et 1,14 (Figure

IV-42 Annexe III-o). Le paramètre de forme (T) varie de -0,8 (prolate) à 1 (oblate) avec une plus grande concentration de valeur dans le cadran positif. Quelques sites sont homogènes avec des valeurs très concentrées de Pj et T : WJSK01, TM02, LV01 et FN03. Les autres sites présentent des valeurs étalées du paramètre T de part et d'autre de l'origine : LF01, FN01, FN02, LI01 et LI02.



La seule distinction entre les sites métamorphiques et non-métamorphiques est que les sites métamorphiques évoluent dans des gammes de Pj plus grandes et de Km plus étendues (Figure IV-42). On peut ainsi remarquer que le site LI02, le plus proche de la formation de Pilushan qui est métamorphisée sous le facies schiste vert, présente les valeurs de Pj les plus fortes.

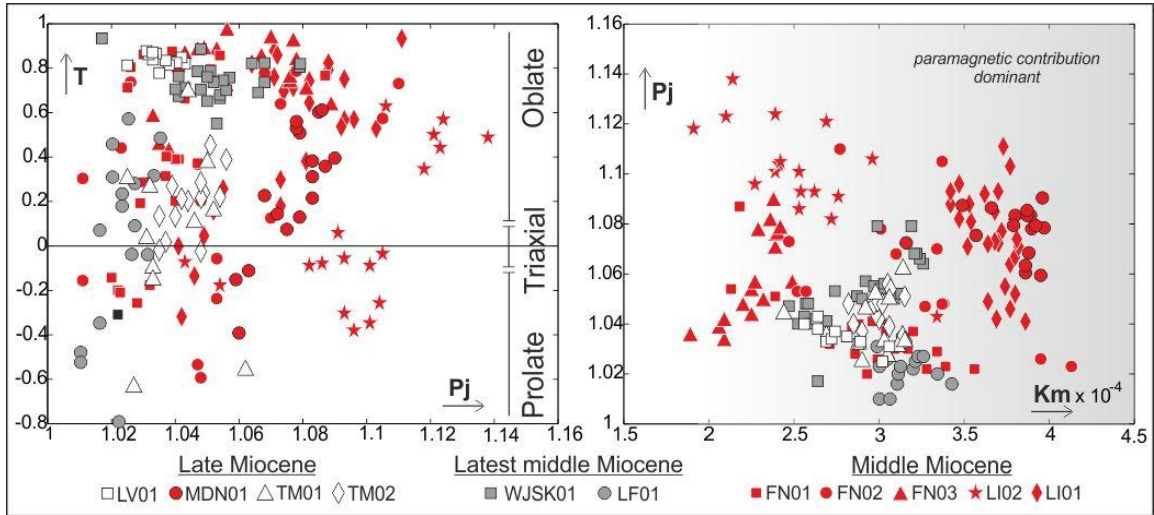


Figure IV-42: Diagrammes T/Pj et Pj/Km dans la péninsule de Hengchun. Les sites métamorphiques sont en rouge.

b. Directions de raccourcissement

L'étude des fabriques d'ASM permet de caractériser des fabriques tectoniques de fabriques sédimentaires et de préciser quand il y a lieu une direction de raccourcissement. Des fabriques de type I à III peuvent être mise en évidence pour les différents sites échantillonnés.

1) Fabriques de type I

Un seul site est clairement identifiable comme témoignant d'une fabrique de type I : le site FN03 (Figure IV-43). Les axes de susceptibilité minimale (K3) sont verticaux et les axes de susceptibilité maximale (K1) sont dispersés dans le plan de stratification.

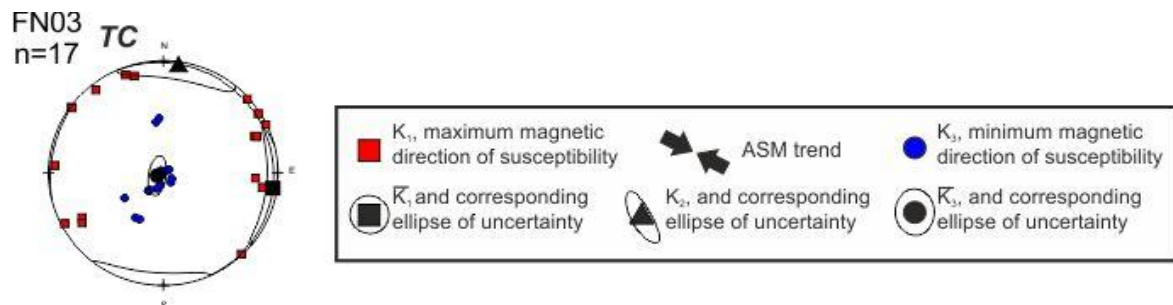


Figure IV-43: Fabrique de type I reconnue dans le Sud de Taiwan, après débasculement du plan de stratification.

2) Fabriques intermédiaire de type II

63% des sites (LV, MDN, FN02, LF, LI02, TM02 et WJSK) présentent les caractéristiques de fabriques de type II avec une foliation et une linéation magnétique bien définies (Figure IV-44). La foliation magnétique étant confondue avec le plan de stratification, les fabriques sont interprétées après débasculement. Trois directions ASM peuvent-être distinguées : N-S (LF, LI2 et TM02) ; NE-SO (LV et WJSK) ; et ONO-ESE (FN01, FN02 et MDN).

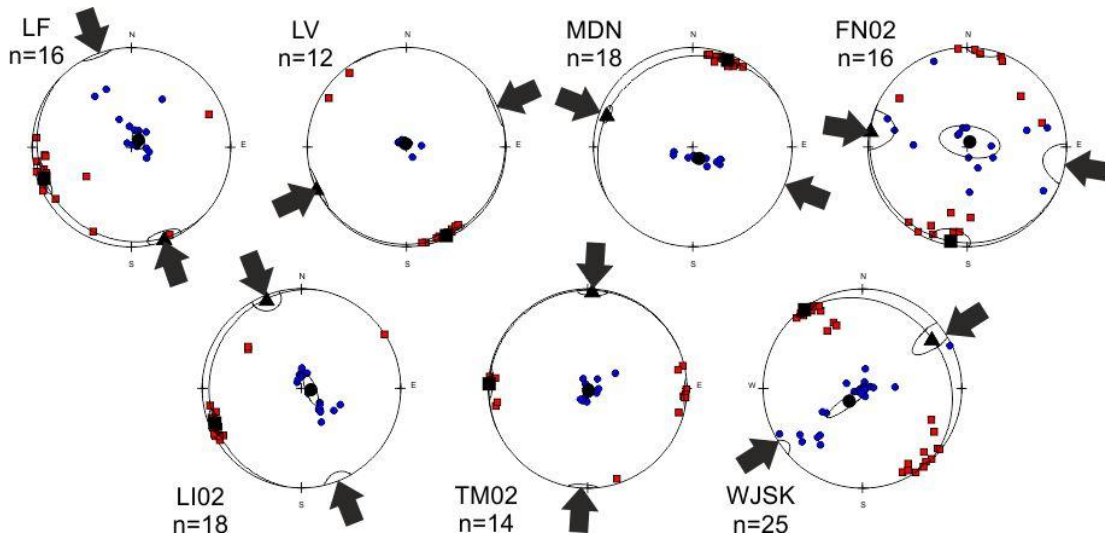


Figure IV-44: Fabriques de type II, identifiées dans le Sud de Taiwan, après débasculement du plan de stratification. Même légende que Figure IV-43.

3) Fabrique de type III

Le site TM01, est interprété comme une fabrique de type III, les axes K3 et K2 sont dispersés selon un plan vertical perpendiculaire à la stratification (Figure IV-45). La direction structurale que l'on peut en déduire est perpendiculaire à l'axe de basculement du plan de stratification. Il s'agit d'une fabrique tectonique clairement associée à la phase de plissement (voir coupe Figure IV-41). La direction de raccourcissement correspondante est NE-SO.

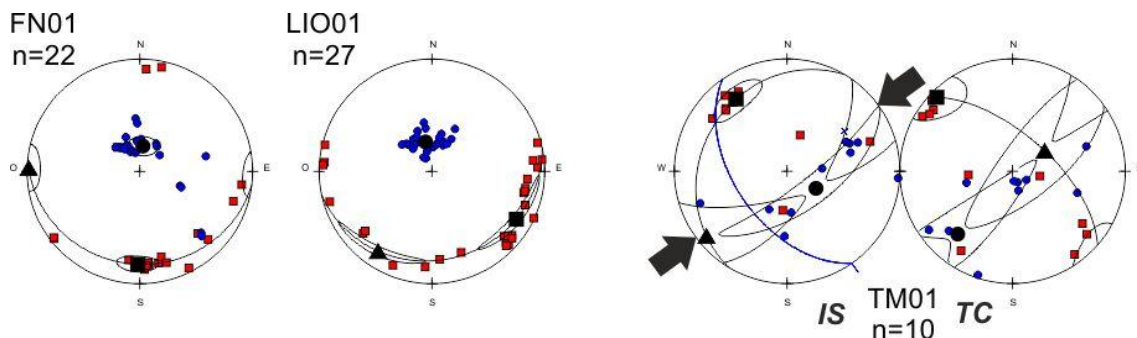


Figure IV-45: Fabrique de type III (TM01) et autres (FN01 et LI01) reconnue dans le Sud de Taiwan. Même légende que Figure IV-43. Les fabriques FN01 et LI01 sont présentées après débasculement de la stratification.

4) Autres fabriques

Enfin les sites LI01 et FN01 (Figure IV-45) se démarquent des fabriques de type I et de type II par l'obliquité, supérieure à 10°, de leur foliation magnétique par rapport à la S_0 .

c. Interprétation des directions d'ASM

Les fabriques magnétiques correspondent à des stades de déformations faibles comme le suggère la dominance du type II. Les différentes directions d'ASM (direction perpendiculaire à la linéation magnétique), NE-SO, ONO-ESE et N-S peuvent avoir des significations différentes : direction de paléocourant, direction de raccourcissement (Tarling et Hrouda, 1993) ou encore la direction d'aimantation des grains ferromagnétiques (Rochette et al., 1992a).

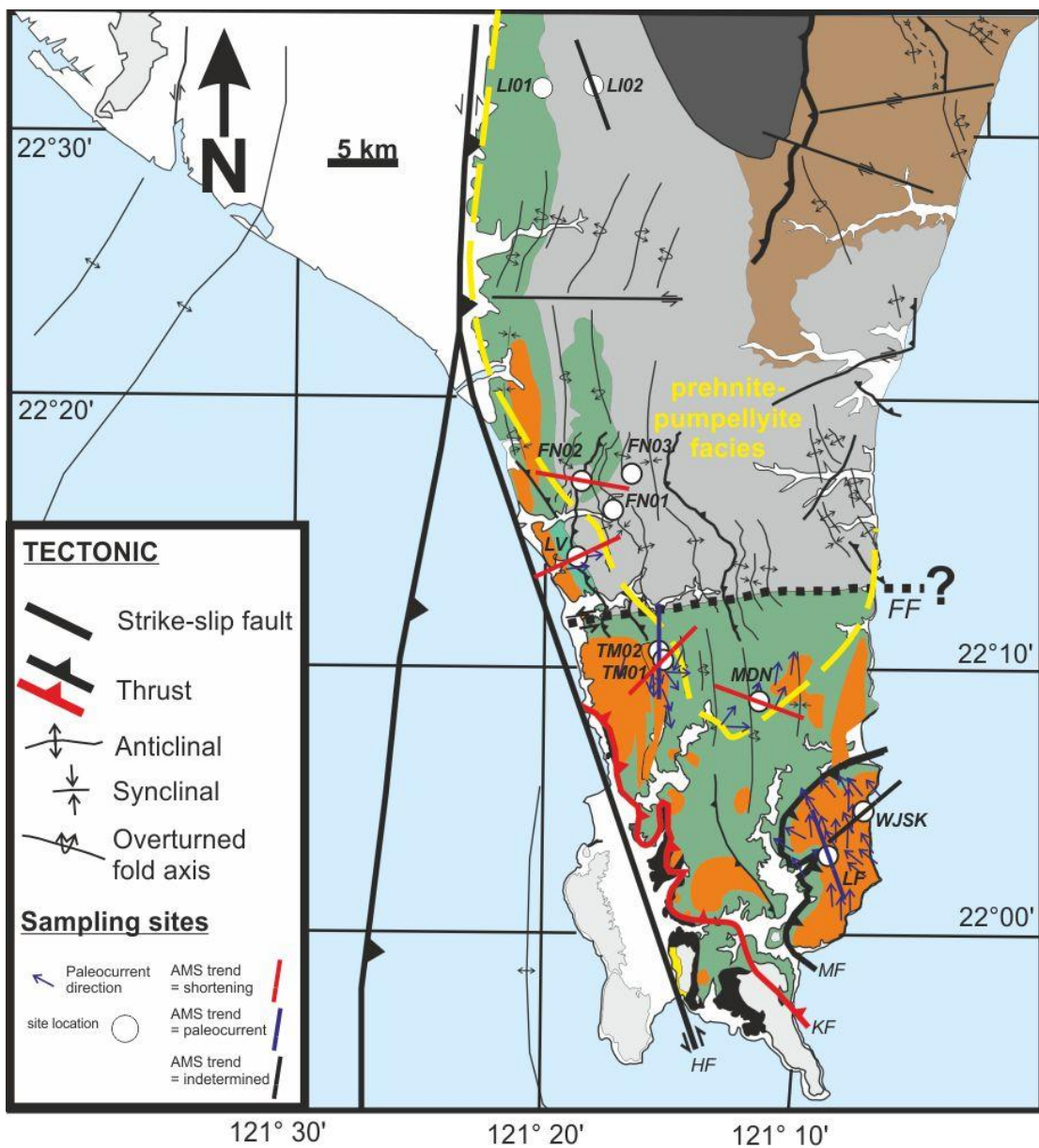


Figure IV-46: Directions d'ASM, axes de plis et directions de paléocourants pour le Sud de Taiwan. Modifiée d'après Chang et al., 2003a.

La détermination des directions de paléocourants de Chang et al. (2003a pour une compilation) nous permettent une comparaison directe avec les directions d'ASM (Figure IV-46). On constate alors que les directions ASM des sites LF et TM02 sont compatibles avec les directions de paléocourant alentours.

Les directions ASM des sites FN02, MDN et LV sont cohérentes avec les directions de basculement (direction ASM parallèle à la direction de plongement de la stratification) et avec les épisodes compressifs caractérisés par Chang et al. (2003a et 2007), ce qui m'amène à les interpréter comme des directions de raccourcissement.

La fabrique du site TM01, de type III, est une fabrique tectonique, impliquant par définition que la direction ASM correspondante est une direction de raccourcissement. Ce fait est confirmé par le parallélisme de la direction ASM et la direction de plongement de la S_0 .

Les directions des sites WJSK, TM02 et LI02, bien qu'apparentées à des fabriques de type II, ne semblent correspondre à aucun des cas précités. La comparaison avec les directions d'aimantation rémanente des sites respectifs indique que la corrélation est nulle. Des analyses complémentaires, dont notamment la détermination de l'anisotropie de l'aimantation rémanente anhystérétique devrait permettre d'interpréter ces directions d'ASM.

Enfin les fabriques LI01 et FN01, présentent les caractéristiques de fabriques imbriquées (Hrouda et Jezek, 1999 ; Aubourg et al., 2004) pour lesquelles la direction d'obliquité de l'axe K_3 avec la normale à la S_0 correspondrait à une direction de paléocourant. Cependant aucune direction de paléocourant n'a été renseignée à proximité de ces sites. D'autant que la localisation de ces sites au sein d'un domaine métamorphique, certes de bas degrés, rend peu crédible cette interprétation. Pour la même raison, il paraît peu vraisemblable que la fabrique de type I du site FN03 soit une fabrique sédimentaire. En l'absence de données supplémentaires je n'ai pas d'interprétation satisfaisante à proposer pour ces sites.

3. Etude paléomagnétique et quantification des rotations

Les études antérieures interprètent des rotations à partir de la distribution dans l'espace de marqueurs géologiques (paléocourants, directions de contraintes etc...). En termes d'investigation paléomagnétiques seul Chang et al. (2003a) présente une étude basée sur quatre sites (Figure IV-35). Ils interprètent une rotation antihoraire de 90° qu'ils confortent par une modélisation analogique. De nouveaux résultats devraient permettre de mieux

contraindre l'histoire des rotations de la péninsule de Hengchun et de valider le modèle en *bookshelf* ou en *spine-like-bending*. Ma campagne d'échantillonnage pour l'étude paléomagnétique du Sud de Taiwan a abouti à la collecte de 210 spécimens répartis sur 11 sites. Les principaux résultats pour chaque site sont énumérés dans l'Annexe IV-p.

i. Minéralogie magnétique et protocole de désaimantation

J'ai uniquement réalisés l'acquisition d'une ARI et le contrôle de la susceptibilité magnétique durant la chauffe des échantillons pilotes. La saturation des courbes d'ARI à 0,3T souligne la dominance de minéraux peu coercitifs (Figure IV-47-a) sauf pour les sites FN03 et LI02 (Figure IV-47-b) qui saturent à plus de 1T. Il pourrait s'agir de pyrrhotite dont la formation résulterait du métamorphisme sous le faciès prehnite-pumpellyite.

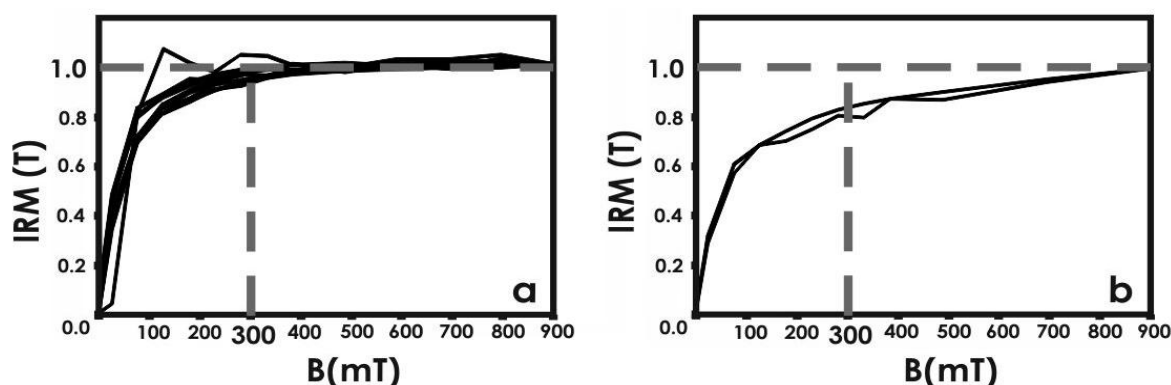


Figure IV-47: Courbes d'ARI pour le Sud de Taiwan. (a) courbes à saturation à 300mT. (b) courbes non saturées. IRM(T) : ARI normalisée par ARI à 900 milli Tesla ; B(mT) : aimantation mesurée après chaque étape d'acquisition d'une ARI.

Les courbes de désaimantation thermique des échantillons pilotes indiquent une augmentation brutale de l'intensité de l'aimantation rémanente à partir de 270-420°C (Figure IV-48). Ces augmentations de l'intensité correspondent à des transformations minéralogiques durant les étapes de chauffe. La création de magnétite à partir de la pyrite peut être évoquée pour expliquer de telles augmentations de l'ARN (Tarling, 1983). Les courbes de désaimantation AF, par contre révèlent une désaimantation plus ou moins efficace selon les sites (Figure IV-48 et Annexe III-q). J'ai ainsi opté selon les sites soit à des désaimantations par champ alternatif uniquement de 0 à 100 mT (WJSK, FN01 et FN02), soit à des désaimantations thermiques de 25 à 270-420°C suivies de désaimantations AF de 5 à 100 mT (LV, LF, TM01, TM02, FN03, LI01, LI02 et MDN).

De manière générale on peut constater la faible concentration de minéraux ferromagnétiques pour les argilites échantillonnées : les susceptibilités moyennes sont comprises entre 200 et 400 μ SI et les aimantations mesurées à température ambiante varient de 40 à 400 μ A.m⁻¹.

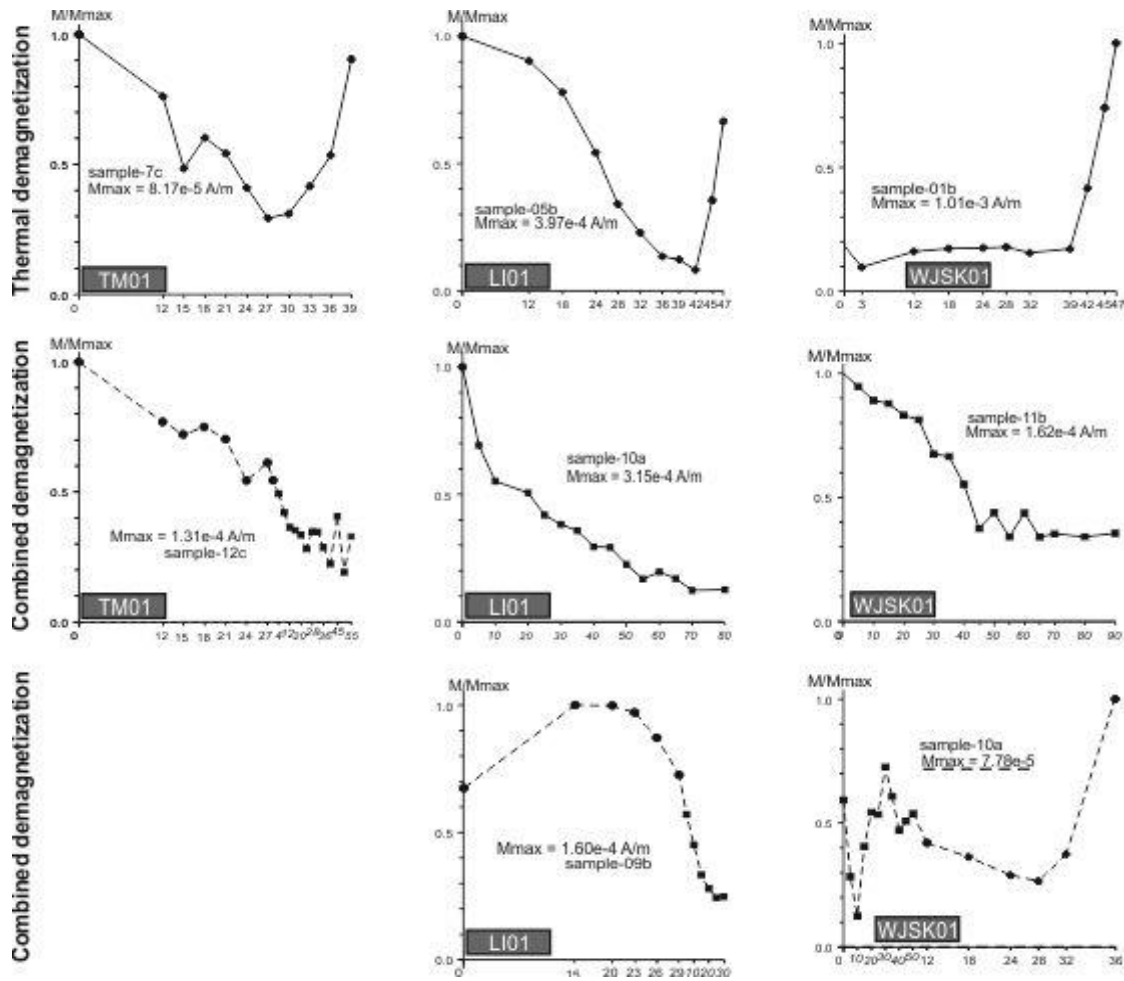


Figure IV-48: Courbes de désaimantation caractéristiques pour quelques sites échantillonnés dans le Sud de Taiwan.

L'axe des abscisses correspond, à des températures en dizaine de °C pour les désaimantations thermiques ; à des mT pour les désaimantations AF. Pour les désaimantations combinées thermique puis AF, l'axe des abscisses indiquent en gras les températures en dizaine de °C et en italique les mT. Les courbes de désaimantation pour l'ensemble des sites échantillonnés sont dans l'Annexe IV-q.

ii. Analyse des composantes d'aimantation

L'application des différents protocoles de désaimantation ont permis l'interprétation de composantes d'aimantation rémanente pour la plupart des sites échantillonnés (colonne N/N₀ Annexe IV-p) et la détermination de directions moyennes d'aimantation (Figure IV-49, Annexe IV-r). 75% des sites présentent deux composantes d'aimantation, WJSK, FN01-02-03, LF, LI01-02, MDN, et 25% une seule composante d'aimantation qui converge mal vers l'origine, TM01-02 et LV. Pour les sites à deux composantes d'aimantation, la première composante à être désaimantée est appelée composante B et la deuxième à l'être est appelée composante A. On peut constater que les composantes B sont exclusivement des composantes normales dont l'orientation in situ est proche du Nord géographique. Les composantes A, convergentes vers l'origine, sont exclusivement des composantes inverses. J'ai regroupé les directions d'aimantation des sites TM01 et TM02 avec les composantes A. Le

site LV est le seul site pour lequel j'ai eu recours à une analyse par grand cercle. La direction d'aimantation moyenne normale calculée pour le site se distingue nettement du Nord géographique et coïncide in situ après inversion de la polarité aux directions des sites WJSK et LF. J'ai ainsi regroupé la composante LV-A avec les composantes A.

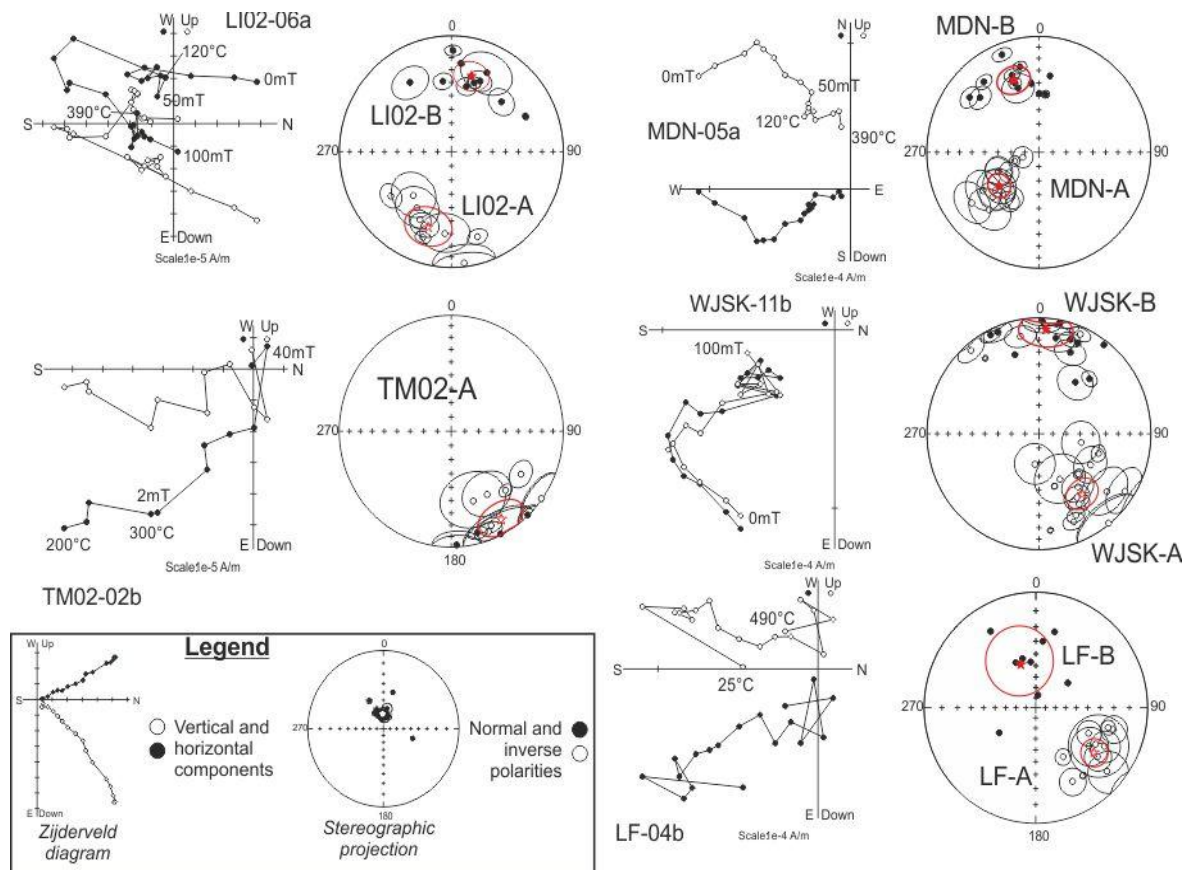


Figure IV-49: Diagrammes de Zijderveld et projections stéréographiques des directions d'aimantation de certains sites échantillonnés dans le Sud de Taiwan. (Figure complète en Annexe IV-r).

iii. Test du pli, de l'inclinaison et rotations d'axe vertical

Les composantes d'aimantation ayant été identifiées et regroupées, j'ai réalisé un test du débasculement et de l'inclinaison. Ces tests vont nous permettre d'estimer le timing d'acquisition des différentes composantes par rapport à la phase de déformation et de calculer les rotations correspondantes.

a. Composante B

La composante B est une composante exclusivement à polarité normale. Le test du débasculement indique qu'elle est post-plissement car la dispersion des directions d'aimantations est minimisée in situ, $\alpha_{95} = 9^\circ$ (Figure IV-50). En outre ces directions révèlent une bonne concordance en termes d'inclinaison avec celle attendue au cours du dernier million d'années, erreur d'inclinaison de $3^\circ \pm 6$ seulement. Aucune rotation significative n'est enregistrée ($rot = 7^\circ \pm 9$).

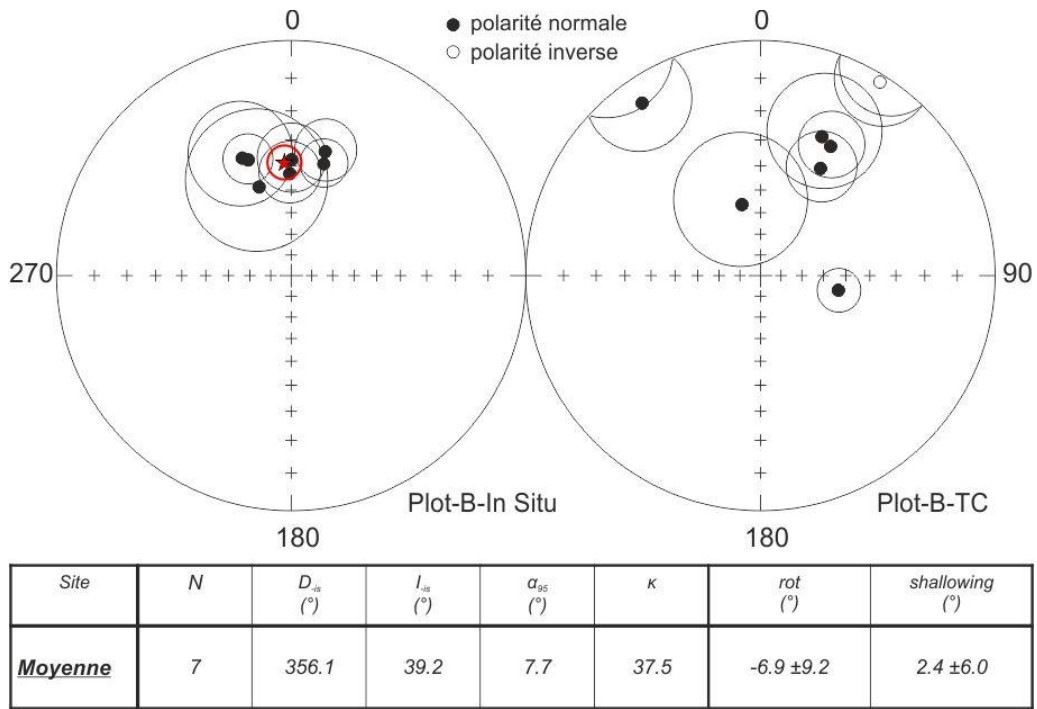


Figure IV-50: Résultats et projection stéréographique in situ (IS) et après débasculement de la S_0 (TC) des directions d'aimantation des sites portant une composante B. La table précise les valeurs d'aimantation in situ et les rotations et *shallowing* par rapport au pôle virtuel pour l'Eurasie à 0 Ma (86.3° lat, 172° lon, 2.6° α_{95}). Détails en Annexe IV-s.

b. Composante A

La composante A converge vers l'origine, quelques sites se distinguent toutefois par une non-convergence d'une des deux composantes d'aimantation (sites MDN, FN02, LI01 et TM01, [Figure IV-49](#) et Annexe IV-r) et peut être qualifiée de caractéristique. Cette composante d'aimantation est à polarité inverse, à l'exception du site LV à polarité normale. J'ai réalisé séparément les tests du pli et de l'inclinaison sur les sites métamorphiques (LI01-02, FN02 et MDN) et les sites non-métamorphiques (LF, LV, TM01-02 et WJSK).

1) Sites non-métamorphiques

Les composantes des sites non-métamorphiques présentent comme caractéristique commune d'avoir une déclinaison in situ dans le cadran SE. Les tests du pli et de l'inclinaison fournissent des interprétations du timing d'acquisition de l'aimantation contradictoire. Selon le test du pli, l'acquisition de l'aimantation est ante-plissement alors que pour le test de l'inclinaison elle est syn-plissement ([Figure IV-52](#)). Le test du pli n'étant pas rigoureux dans notre contexte d'échantillonnage, le test de l'inclinaison est favorisé d'autant qu'il présente des variations du paramètre de dispersion plus grande. Les formations échantillonnées appartiennent à la même formation géologique mais rien ne me permet d'affirmer qu'ils appartiennent à une même structure plissée. La composante A de ces sites est interprétée comme une aimantation syn-plissement.

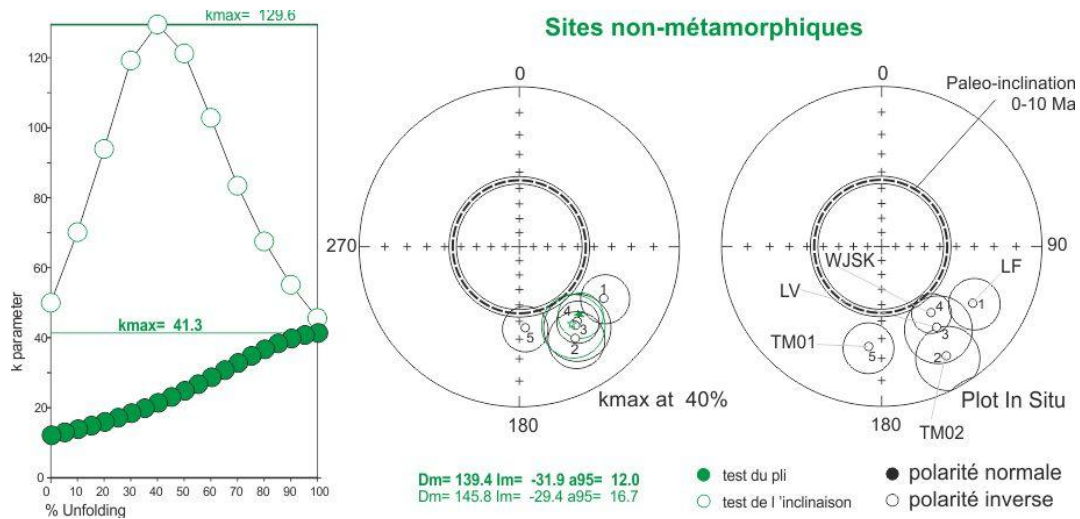


Figure IV-51: Test du pli, test de l'inclinaison, projections stéréographiques de la composante d'aimantation A des sites du Sud de Taiwan.

Les sites échantillonnés par Chang et al.(2003a) appartiennent aux groupes des sites non-métamorphiques (Figure IV-41) et une acquisition ante-plissement sur la base d'un test du débasculement est interprétée par ces auteurs. Je propose de réitérer les tests du pli et de l'inclinaison de mes sites en intégrant leurs résultats pour les sites Ht1, Ht2 et Ht4 (Figure IV-41). Le site Ht3 est exclu car son interprétation ne repose que sur 4 spécimens. Il apparaît alors que le test du pli n'est pas suffisamment significatif pour être interprétable, le paramètre de dispersion varie trop peu (de 7 à 16, Figure IV-52). Le test de l'inclinaison quant à lui présente une courbe avec un pic de la dispersion à 70% du débasculement arguant le caractère syn-plissement de l'acquisition de la composante A pour ces sites. La rotation antihoraire correspondante est de $52^\circ \pm 18$ et l'erreur d'inclinaison, de $12^\circ \pm 7$, est à peine inférieure à l'inclinaison attendue sur les 10 derniers millions d'années.

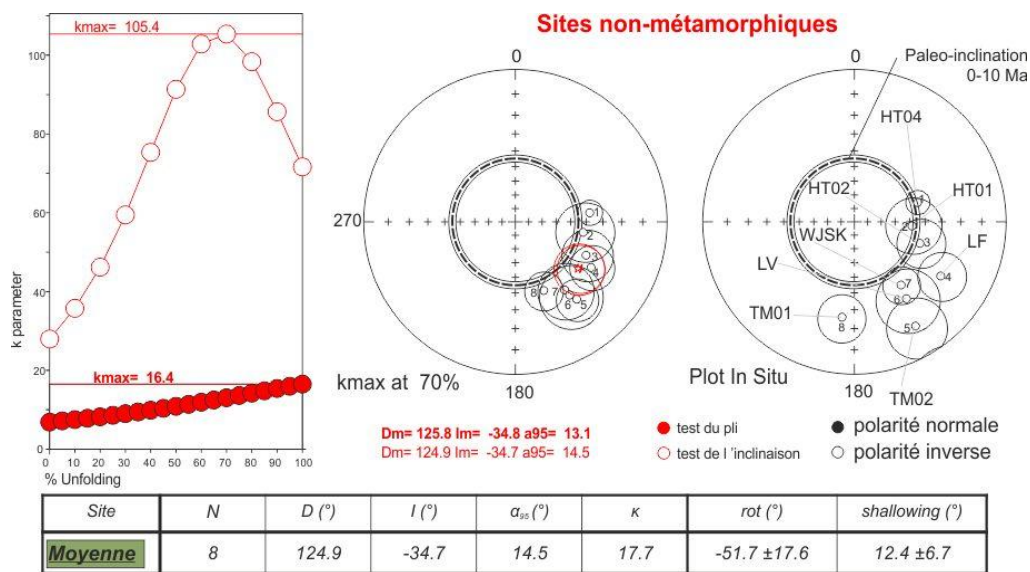


Figure IV-52: Test du pli, test de l'inclinaison et projections stéréographiques de la composante d'aimantation A des sites non-métamorphiques du Sud de Taiwan, incluant les sites de Chang et al. (2003a). Pour les résultats de chaque composante, voir Annexe IV-t.

2) Sites métamorphiques

Le test du pli indique une acquisition post-plissement alors que le test de l'inclinaison indique une acquisition syn-plissement (Figure IV-53) mais dernier est biaisé par le changement de polarité de FN02-A durant le débasculement. Considérer la solution du test de l'inclinaison implique une rotation horaire supérieure à 180°, ce qui paraît peu vraisemblable. La configuration in situ me paraît la plus vraisemblable car (1) elle minimise la dispersion des déclinaisons des composantes et (2) elle minimise l'erreur d'inclinaison par rapport à l'inclinaison attendue sur les 10 derniers millions d'années. La configuration retenue implique l'existence d'un évènement de réaimantation et une rotation horaire de 31° ±24.

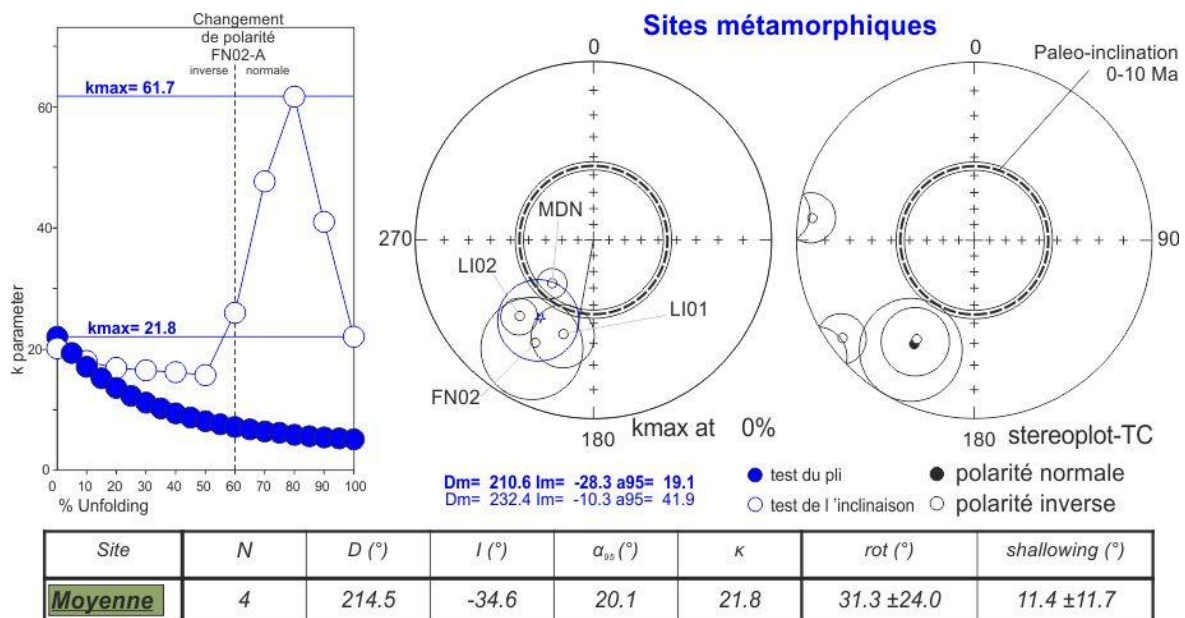


Figure IV-53: Test du pli, test de l'inclinaison et projections stéréographiques de la composante d'aimantation A des sites métamorphiques du Sud de Taiwan. Pour les résultats de chaque composante, voir Annexe IV-t.

iv. Timing, réaimantation et ampleur des rotations

L'étude paléomagnétique que j'ai menée et intégrant les résultats de Chang et al. (2003a), a permis d'identifier une rotation horaire post-plissement de 31° ±24 et une rotation syn à postplissement antihoraires de 52°±18, respectivement dans les formations métamorphiques et non-métamorphiques de la péninsule de Hengchun (Figure IV-41). Le caractère syn à post-plissement des aimantations ainsi que la quasi-exclusivité de la polarité inverse implique l'occurrence d'un évènement de réaimantation. Pour expliquer ces réaimantations, on peut évoquer l'enfouissement des formations à une profondeur supérieure à 2-3km lors de leur incorporation au prisme d'accrétion pour l'ensemble des sites, ainsi que le métamorphisme du faciès prehnite-pumpellyite pour les formations métamorphiques.

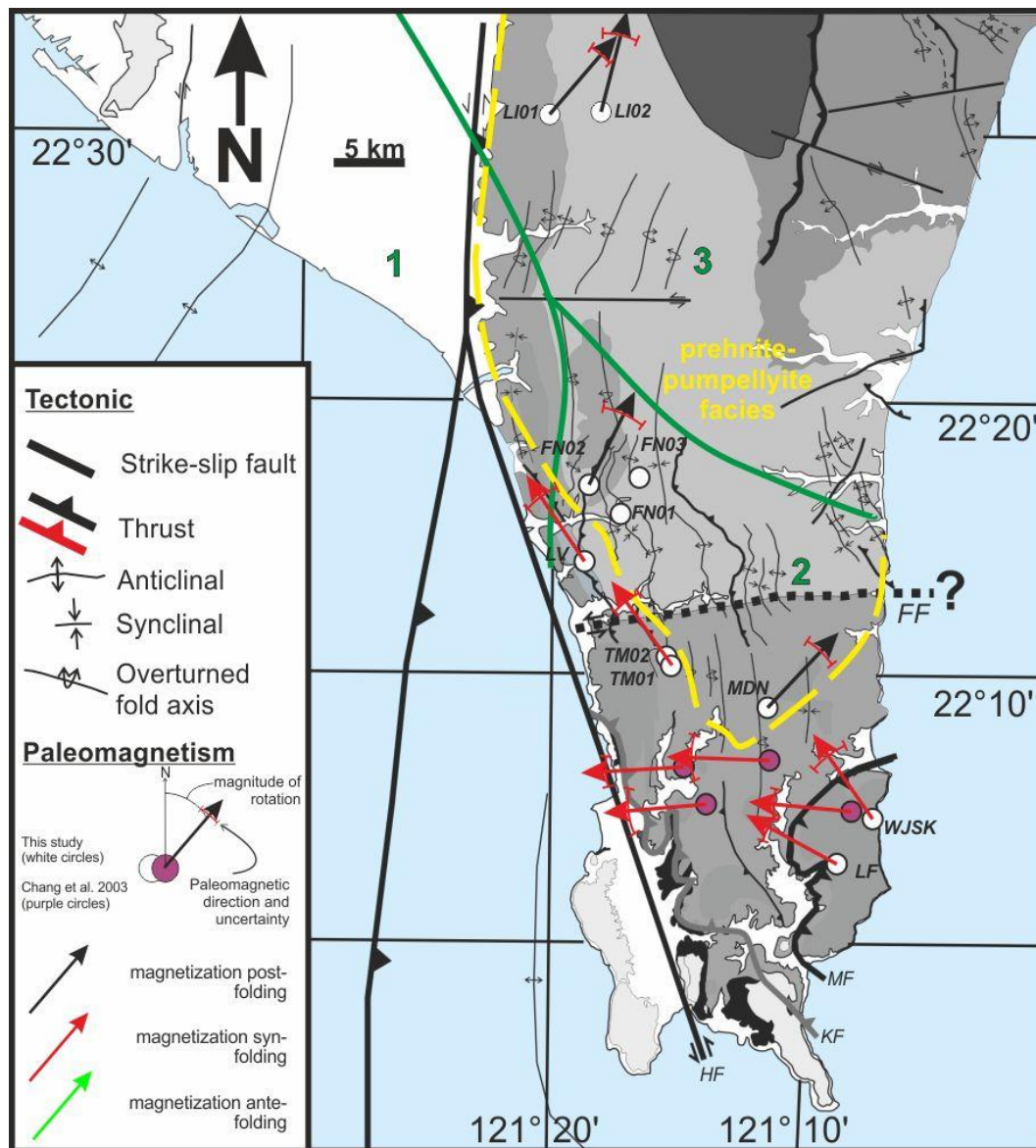


Figure IV-54: Rotations paléomagnétiques dans le Sud de Taiwan. Les sites au Sud de la limite du faciès prehnite-pumpellyite ont enregistré une rotation antihoraire alors que les sites au Nord de cette limite ont enregistré une rotation horaire. Les tracés et numéros verts correspondent aux régions identifiées à partir des taux de rotation GPS, [Figure IV-38](#).

Sur la [Figure IV-54](#) sont représentées les différentes rotations, déduites des directions d'aimantations, pour lesquelles est précisé l'âge relatif d'acquisition de l'aimantation par rapport au plissement d'âge Miocène terminal au début du Pléistocène (Chang et al., 2003a et 2007). Toutes les rotations, qu'elles soient horaires ou antihoraires, sont postérieures à l'acquisition des directions ASM, lesquels, quelque soient leurs origines, sédimentaire ou tectonique, sont toutes ante-plissement. Bien que le nombre de directions ASM obtenue soit faible, seulement 7, les directions associées à un raccourcissement horizontal sont mieux groupées après correction des rotations paléomagnétiques qu'avant. La dispersion azimutale des directions ASM évolue ainsi de 65 à 33° ([Figure IV-55](#)). Il apparaît que la direction du site WJSK est compatible avec les directions ASM de raccourcissement des autres sites. Je

propose de la considérer comme une direction de raccourcissement. Les directions ASM associées à des paléocourants sont aussi mieux groupées après correction des rotations paléomagnétiques. La direction ASM du site LI02 se distingue des autres groupes de direction ce qui ne permet pas de la rattacher soit à une direction sédimentaire ou tectonique.

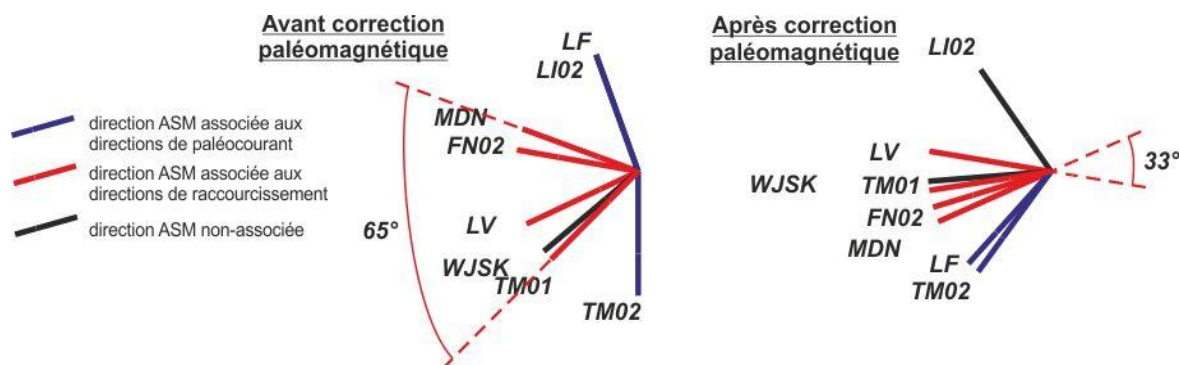


Figure IV-55: Directions ASM non-corrigée et corrigée des rotations paléomagnétiques des sites correspondants.

Les messages en termes de rotations fournies par le signal GPS et le paléomagnétisme apparaissent proche (Figure IV-54). Dans les deux cas, l'extrémité Sud de la péninsule subit une rotation antihoraire. La région Nord est caractérisée soit par une rotation horaire (paléomagnétisme) soit par une rotation nulle ou antihoraire très faible (GPS). Si l'on considère que le signal GPS est représentatif à l'échelle du million d'années, l'évolution de l'état rotationnel fournie par le paléomagnétisme à celui proposé par le GPS, peut se résumer à la propagation d'une rotation antihoraire du SE vers le NO remplaçant progressivement la rotation horaire qui a affecté les formations métamorphiques et qui ne serait plus actuellement. Le plissement est d'âge Miocène terminal à Pliocène dans le Nord (Chang et al., 2007) et d'âge Pliocène à Pléistocène au Sud (Chang et al., 2003a), la fenêtre d'occurrence des rotations horaires et antihoraires sont respectivement et approximativement comprises entre 2,5-7Ma et 0,7-5,3Ma. Le taux de rotation antihoraire est compris entre 10 et 74°.Ma⁻¹. La pérennité de la rotation antihoraire au sein de la péninsule de Hengchun et le caractère post-plissement de la rotation horaire des formations métamorphiques suggèrent qu'elles eurent une période d'occurrence commune, que l'on peut estimer être de 0,7 à 2,5Ma. Le taux de rotation horaire serait alors de 17°.Ma⁻¹ et le taux de rotation antihoraire serait réduit entre 10 et 20°.Ma⁻¹. On constate que les taux de rotation paléomagnétique, malgré l'incertitude sur les âges d'occurrence, sont similaires aux taux de rotation GPS. Les taux de rotation GPS dans la plaine de Pingtung et dans la péninsule de Hengchun appliquées au 52° de rotation antihoraire décelée par le paléomagnétisme, suggèrent un âge d'initiation de la rotation antihoraire entre 2,6 et 5,2Ma.

Il est nécessaire d'échantillonner de nouveaux sites, aussi bien dans le domaine métamorphique que non-métamorphique, afin d'une part de mieux contraindre les régions respectivement à rotation horaire et antihoraire ; et d'autre part de préciser avec plus de robustesse leur timing d'occurrence. Il est difficile avec mes quelques données de discuter en détails des mécanismes pouvant expliquer de telles rotations. Il semblerait toutefois qu'il y ait un lien entre l'exhumation des unités profondes sous un régime de rotation horaire et la rotation antihoraire des unités superficielles. Les rotations seraient-elles associées non pas uniquement à des mouvements en plan mais aussi (et surtout ?) à des mouvements verticaux ?

4. Interprétation

L'étude de la fabrique magnétique et paléomagnétique que j'ai menée dans le Sud de Taiwan apporte des éléments nouveaux pour interpréter la déformation au sein d'un prisme d'accrétion. Malgré le faible nombre de sites échantillonnés, mes résultats mettent en évidence une direction de raccourcissement ENE-OSO, une rotation horaire de 31° dans les formations métamorphiques, une rotation antihoraire de 52° dans les formations non-métamorphiques, ainsi que l'existence d'au moins un événement de réaimantation.

i. Modèle en *bookshelf* versus *spine-like-bending*

Les modèles de Chang et al. (2007) et de Fuh et al. (1997) prédisent tout deux l'existence de rotations antihoraires dans la péninsule de Hengchun.

La principale caractéristique du modèle en *bookshelf* de Fuh et al. (1997 ; [Figure IV-40-a](#)) est la segmentation en blocs du prisme d'accrétion par des failles NE-SO identifiées en mer. A terre, la seule faille compatible avec ce modèle est la faille de Fongkang. L'extension géographique des sites à rotations antihoraires et horaires ([Figure IV-54](#)) ainsi que des directions ASM ([Figure IV-46](#)) de part et d'autre de cette faille ne sont pas prédites par le modèle en *bookshelf*. En outre si la faille de Fongkang était une faille décrochante majeure, elle devrait être associée à une sismicité non-négligeable et à de nombreuses évidences de son activité sur le terrain ou par des méthodes géophysiques (Hayes et Lewis, 1984 ; Fuh et al., 1994, 1997 ; Cheng et al., 1998). Pour expliquer le contact sédimentaire entre les formations de Chaochou et de Mutan, je propose plutôt une surrection différentielle de part et d'autre de la vallée où se localiserait la supposée faille de Fongkang. La supposée faille de Fongkang se situe exactement dans une vallée à la transition entre deux secteurs caractérisés par des taux de surrection différent. Elle peut alors être interprétée, non pas comme une

faille, mais un simple contact sédimentaire mis en évidence par l'érosion (Figure IV-56). Enfin, si une faille existe, l'érosion est telle que son identification est très difficile. Les taux d'exhumation calculés à partir de traces de fission par Dadson et al. (2003) permettent d'estimer sur 3 millions d'années une surrection de quelques kilomètres à 12km de part et d'autre de la supposée faille de Fongkang. Les reliefs actuels n'excèdent pas 600m et permettent de déduire, en première approximation, des taux d'érosion de 0 à 4mm.an⁻¹.

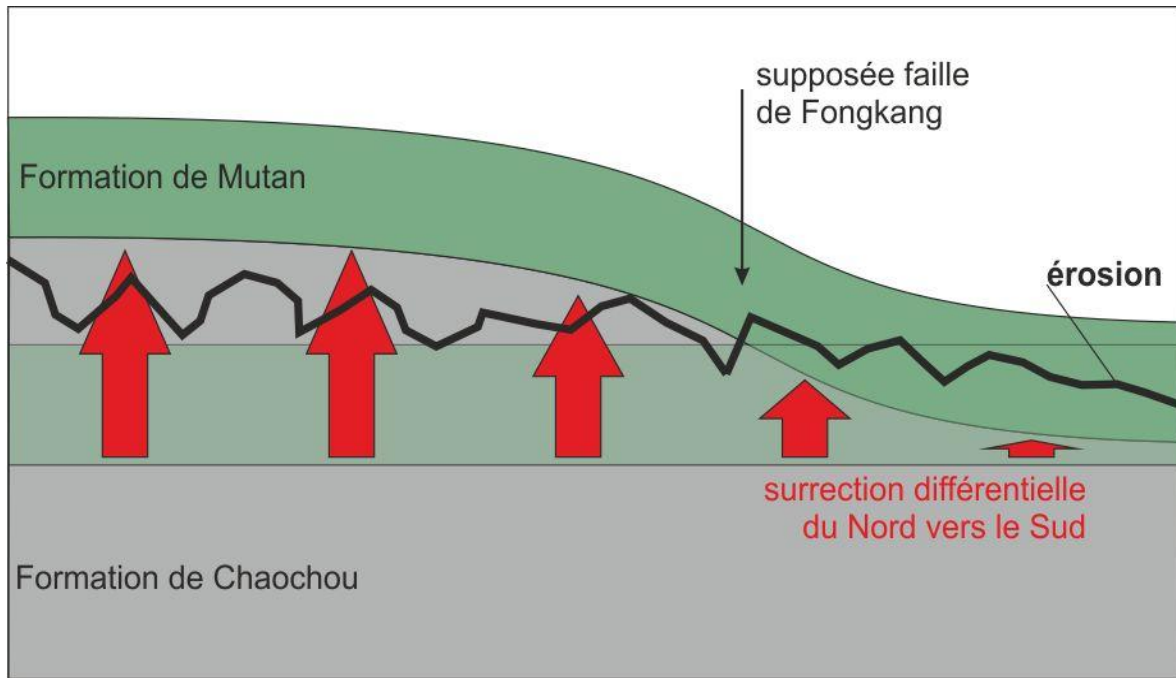


Figure IV-56: Schéma de la surrection différentielle du Sud de Taiwan. La figure n'est pas à l'échelle.

Le modèle de *spine-like-bending* évoque une succession de rotations horaires puis antihoraires à mesure que la collision arc-continent se propage vers le Sud. Nos résultats sont en accord avec ce modèle à la condition que les rotations de sens opposés soient synchrones, mais impliquent au regard des amplitudes de rotations, +31° et -52°, que les segments de « l'épine dorsale » de la chaîne de montagnes n'aient pas les mêmes longueurs. Pour les formations métamorphiques, ce modèle prédit une rotation antihoraire préalablement à la rotation horaire et concomitante de la phase de plissement. Ce dernier aspect n'est pas mis en évidence dans les données. Néanmoins, on peut suggérer que l'existence d'un deuxième évènement de réaimantation, ici probablement associé au métamorphisme, pourrait masquer cette rotation. En l'absence d'un nouveau modèle pour expliquer les rotations que je mets en évidence, le modèle *spine-like-bending* de Chang et al. (2007) prévaut sur celui en *bookshelf* de Fuh et al. (1997).

ii. Réaimantation des formations miocènes de la Péninsule de Hengchun

La quasi exclusivité de la polarité normale des composantes A d'aimantation et le caractère syn- à post-plissement de leur acquisition soulève l'existence d'un événement de réaimantation. Comparativement à l'arc de Taipei, les sites échantillonnés ont connus des températures d'enfouissement de plus de 100°C à au moins 250°C comme le suggère la limite du faciès prehnite-pumpellyite (250-350°C et 2-7kBars, Chen et Wang, 1995 ; Simoes et al., sous presse). Ces seuils de température correspondent à la fenêtre d'acquisition d'une aimantation chimique secondaire dans des formations marneuses (Cairanne et al., 2004 ; Moreau et al., 2005, Aubourg et al., 2008). La question se pose de savoir si l'évènement de réaimantation s'inscrit durant un chrone inverse unique (Katz et al., 1998) ou un ensemble de chronos à polarité inverse (Aubourg et al., sous presse). La durée et la fréquence des inversions au cours du Cénozoïque (durée <300ka pour une fréquence de 3 à 6.Ma⁻¹) favorise l'hypothèse d'une réaimantation durant un ensemble de chronos. Aubourg et al. (2012) montre qu'un enfouissement à 2-3km est suffisant pour entamer la réaimantation d'une roche sédimentaire. Dans le contexte de formation de la péninsule de Hengchun, à quel moment de son histoire s'initie et se termine l'épisode de réaimantation ?

Afin d'essayer de répondre à cette question, j'ai reporté les valeurs du gradient géothermique connus dans la région (Chi et Reed, 2008 ; Annexe IV-u) sur la coupe géologique schématique de Malavieille et Trullenque (2009, [Figure IV-1-a](#)). Le résultat de cette démarche a abouti à la [Figure IV-57](#). Le gradient géothermique est de 40°C.km⁻¹ au sein de la marge chinoise, de 60-70°C.km⁻¹ au front de la pente de Kaoping et de 20-30°C.km⁻¹ dans la péninsule de Hengchun. Au niveau de la marge continentale ([Figure IV-57-a](#)), l'enfouissement minimum pour atteindre la fenêtre de réaimantation est de 3-4km. L'interprétation de profils sismiques et de forage au sein de la marge continentale chinoise (Lin et al., 2003 pour une revue) indique que cette profondeur est à peine atteinte par les formations miocènes. L'initiation de l'épisode de réaimantation durant la formation de la marge n'est pas à exclure mais paraît peu probable. Au niveau du front de déformation ([Figure IV-57-b](#)), le gradient géothermique est si important que la fenêtre de réaimantation est atteinte seulement à 1,5-2km dans le sous-sol. La circulation de fluide associée au processus d'accrétion frontale serait la principale cause de l'augmentation du géotherme (Foucher et al., 1990). Il paraît plus probable que les formations de la péninsule de Hengchun aient été désaimantées lors de leur incorporation au prisme d'accrétion des Manilles que suite à leur enfouissement sédimentaire.

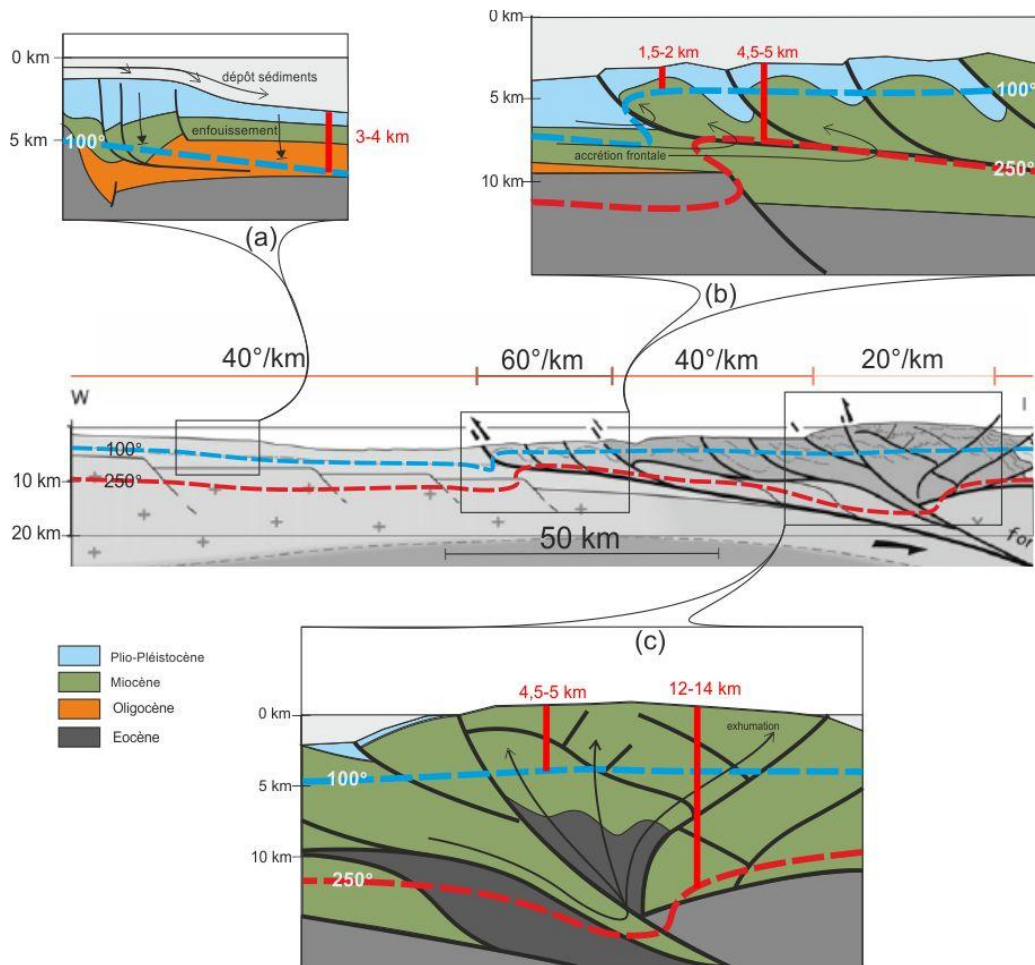


Figure IV-57: Profondeur des isothermes 100 et 250°C au sein du prisme accréctionnel de Hengchun. La coupe géologique est tirée de Malavieille et Trullenque (2009), localisation [Figure IV-1-b](#). Les profondeurs des isothermes ont été calculées à partir des gradients thermiques mesurés par Chi et Reed (2008, figure de référence en Annexe IV-u). Les formations géologiques sont représentées à titre indicatif et de manière subjective à partir de la connaissance de la géologie régionale. (a) Coupe géologique schématique de la marge continentale de la mer de Chine du Sud. Modifiée d'après Lin et al. (2003). (b) Coupe géologique schématique du front de déformation des Manilles. (c) Coupe géologique schématique de la région interne du prisme d'accrétion.

Enfin au niveau de la zone interne du prisme d'accrétion, l'isotherme 100°C est franchie à 4,5-5km de profondeur. Le cœur d'un prisme d'accrétion est l'objet de phénomènes d'exhumation et d'érosion, les transferts de matière se font vers la surface. Ainsi l'acquisition d'une réaimantation chimique au sein des formations sédimentaires de la péninsule de Hengchun s'effectuerait de leur incorporation au prisme jusqu'à leur exhumation après le franchissement de l'isotherme 100°C. Les rotations enregistrées se seraient produites entre le franchissement de cette isotherme et la mise en surface. Le taux d'exhumation dans la région est de $2\text{km.Ma}^{-1} \pm 1$ (Dadson et al., 2003). En première approximation, l'âge de fin d'acquisition de la réaimantation serait compris entre 1,7 et 5Ma. Cette gamme d'âge est compatible avec les estimations faites à partir de l'âge du plissement et les taux de rotation GPS (2,6-5,2Ma).

D. Synthèse régionale

En raison de l'obliquité de la convergence des plaques Eurasie et mer des Philippines, le contexte géodynamique de l'île de Taiwan correspond à la juxtaposition d'un domaine de subduction au Sud (péninsule de Hengchun) et un domaine de collision au Nord (l'arc de Taipei). Dans l'arc de Taipei, distinguer la déformation due à la subduction de celle de la collision arc-continent est délicat, notamment en termes de rotations d'axe vertical. L'enregistrement paléomagnétique correspond à la somme des rotations qui se sont produites depuis l'acquisition d'une aimantation. L'étude du Sud de Taiwan, correspondant à un état de déformation moins avancé, nous permet de mieux appréhender l'histoire précoce de l'arc de Taipei. La jeunesse de l'orogène permet aussi de s'intéresser à la continuité des rotations dans le temps : des données paléomagnétiques aux données GPS. Dans cette dernière partie je propose de résumer les principaux résultats de mon étude afin de discuter de leur cohérence, notamment avec le signal GPS et de ce qu'ils apportent de nouveau à la connaissance de l'orogène de Taiwan.

1. Apport général de cette étude

Mon travail vient donner une nouvelle dimension aux études antérieures ([Figure IV-58](#)). Au Nord, l'étude de la branche Ouest de l'arc de Taipei d'une part, et d'autre part la réalisation de tests du débascullement de séries monoclinales et de l'inclinaison pour l'ensemble de l'arc de Taipei indique que le retrait du slab des Philippines sous l'arc des Ryukyus contrôle l'acquisition de la courbure de l'arc de Taipei (Suppe, 1984), par la mise en évidence de rotations horaires dans la branche occidentale, de sens opposé à celles prédites par le modèle de l'indenteur (Lue et al., 1995 ; Lu et al., 1995). Au Sud, notre étude confirme l'existence d'une rotation antihoraire importante et suggère l'existence d'une rotation horaire au Nord de la péninsule de Hengchun.

La qualité des données ASM des formations miocènes et plio-pléistocènes est d'une qualité remarquable. La totalité des sites présentent des fabriques interprétables, presque exclusivement de type intermédiaire (type II). L'ensemble de mes données et celles de Lee et al. (1991a) et Lue et al. (1991) permet une interprétation plus fine de la relation entre les directions de raccourcissement ASM et celles déductibles de l'analyse des axes de plis. Je constate que l'écart directionnel des linéations magnétiques avec les axes de pli permet de postuler sur l'acquisition d'une courbure non-rotationnelle de l'arc de Taipei durant sa formation.

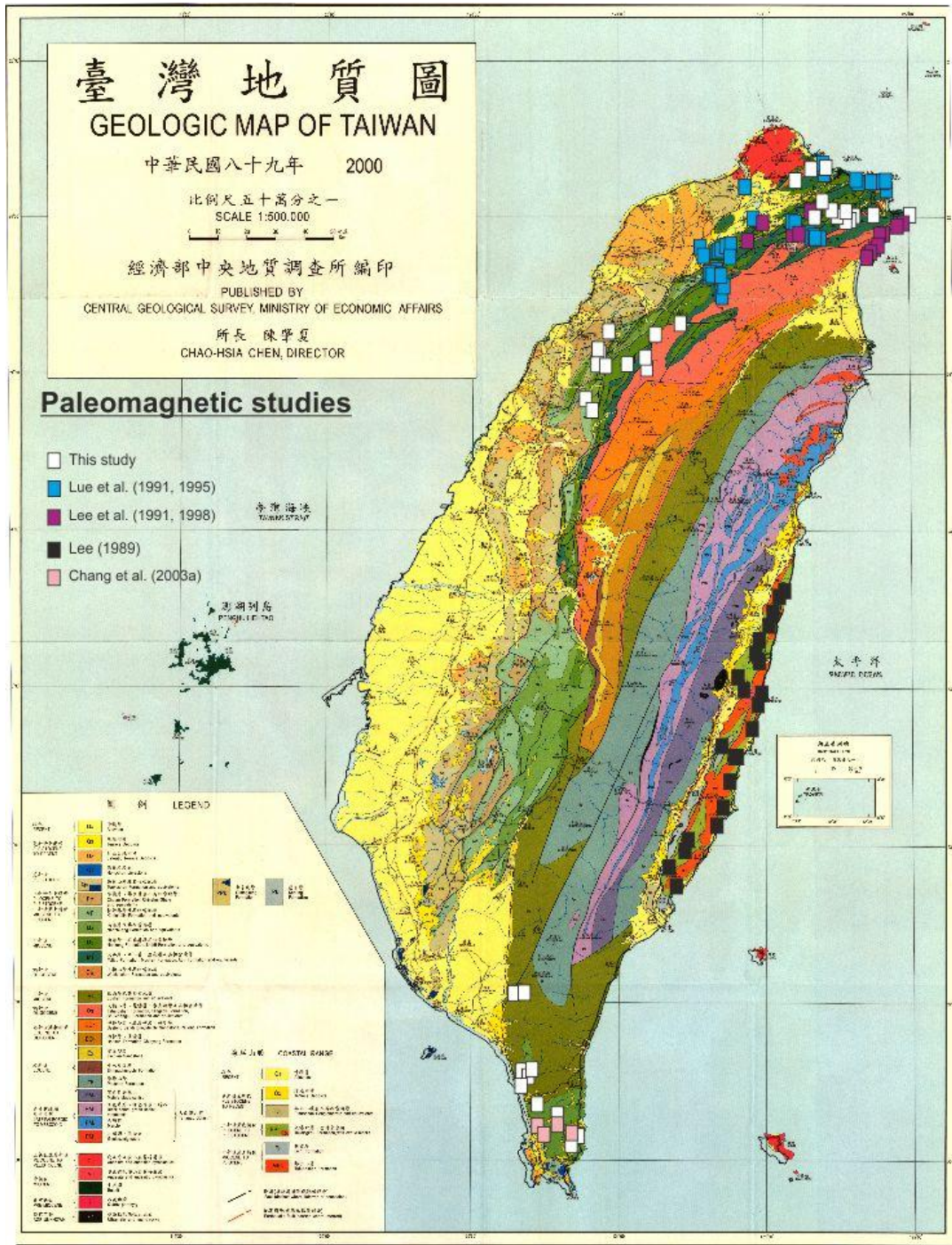


Figure IV-58: Carte de localisation des sites d'échantillonnage et des sites des études paléomagnétiques antérieures, d'après la carte géologique de Taiwan au 500000^{ème}.

Le caractère ante-basculément de la stratification des fabriques ASM indique qu'il s'agit de fabriques témoignant du champ de déformation au premier stade de la compression acquis avant le(s) plissement(s), très probablement juste avant leur incorporation dans le prisme orogénique. Au Sud cela est moins vrai, les fabriques correspondent pour partie à des fabriques sédimentaires indiquant les directions des paléocourants ; et pour le reste à des fabriques tectoniques.

Le signal paléomagnétique, bien qu'interprétable est quant à lui plus difficile à traiter. La présence de sulfures de fer dans nos échantillons interdit les protocoles de désaimantation uniquement thermiques. Les désaimantations par application d'un champ alternatif ou combinant une désaimantation thermique puis par application d'un champ alternatif se sont révélées les plus efficaces pour caractériser les composantes de l'aimantation rémanente naturelle, posant toutefois le problème de désaimantation des composantes visqueuses.

Au Sud, une rotation antihoraire importante de $52^\circ \pm 18$ a été caractérisée dans la péninsule de Hengchun. Chang et al. (2003a) avaient souligné l'existence d'une rotation plus importante, de même sens mais sans préciser l'âge d'acquisition de l'aimantation correspondante. Le test de l'inclinaison suggère qu'elle est acquise durant le plissement et que la rotation se serait ainsi initiée entre 2,6 et 5,2Ma. Des évidences d'une rotation horaire post-plissement de $31^\circ \pm 24$ au sein des formations métamorphiques de la péninsule de Hengchun ont aussi été déterminées, toutefois le faible nombre de sites (4 sites) la caractérisant ne permet pas une interprétation régionale robuste. L'intervalle de temps de chacune de ces rotations implique qu'elles ont été synchrones et la nature métamorphique et non-métamorphique des formations affectées suggèrerait que ces rotations soient associées au processus d'exhumation. Une étude plus approfondie de cette région est nécessaire pour préciser la répartition géographique et l'intervalle d'occurrence des rotations.

Au Nord, une rotation horaire d'une vingtaine de degrés a été caractérisée dans la branche Ouest de l'arc de Taipei. L'âge plio-pléistocène des formations les plus jeunes échantillonnées indiquent que la rotation s'est produite au cours des 3 derniers millions d'années. Par ailleurs, l'acquisition de l'aimantation étant syn-plissement, la rotation est concomitante ou postérieure à la déformation. La réalisation d'un test de débasculement de séries monoclinales et de l'inclinaison, intégrant les données d'autres études, précisent que les rotations antihoraires de la zone axiale sont associées à une aimantation acquise avant la phase de plissement alors que les rotations horaires dans la branche orientales sont associées à une aimantation syn-plissement.

La réaimantation des formations sédimentaires est systématique aussi bien dans l'arc de Taipei que dans la péninsule de Hengchun. Les valeurs du gradient géothermique, la corrélation des isothermes $>100^\circ\text{C}$ et des limites de facies métamorphiques avec la répartition géographique des aimantations syn- et post-plissement ([Figure IV-27](#) et [Figure IV-54](#)) suggèrent que l'enfouissement tectonique, très probablement lors de l'incorporation

au prisme orogénique, soit la cause des réaimantations ([Figure IV-57](#)). Ces réaimantations pourraient correspondre à la formation de magnétite à partir de pyrite et de matière organique (Aubourg et al., sous presse). Toutefois, il est important de préciser que les tests de débasculement que j'ai réalisé ne sont pas suffisamment robustes pour affirmer l'existence de phénomènes de désaimantation, ils ne permettent que de spéculer sur leur existence. Une étude plus approfondie de la minéralogie magnétique et la réalisation de tests du pli rigoureux sont nécessaire pour prouver l'existence de phénomènes de désaimantation et pour valider la notion de fenêtre magnétique proposer par Aubourg et al. (2012) ce qui permettrait de préciser davantage les âges potentiels d'acquisition des aimantations secondaires.

2. Le GPS et le paléomagnétisme : des méthodes complémentaires

L'activité tectonique de l'île de Taiwan et la jeunesse de certaines rotations paléomagnétiques, inférieures à 3Ma, mérite une discussion sur la complémentarité des études GPS et paléomagnétiques. Les taux de rotation déduit des données GPS de Lin et al. (2010) caractéristiques d'une période intersismique sont synthétisés dans la [Figure IV-59](#). Quatre grands domaines rotationnels en ressortent : un domaine sans rotation correspondant à l'actuel arc de Taipei et une série de domaines parallèles, formant de grandes bandes orientées N40, respectivement antihoraire, horaire et antihoraire du NO au SE. Les taux de rotations extrapolés au million d'années varient de 10 à 60°.Ma⁻¹.

Les résultats paléomagnétiques permettent de contraindre l'histoire rotationnelle (1) de l'arc de Taipei (mon étude ; Lee et al., 1991 et Lue et al., 1995), (2) de la péninsule de Hengchun (mon étude et Chang et al., 2003a) et (3) de la chaîne côtière (Lee, 1989) :

- (1) L'arc de Taipei est un domaine sans rotation actuelle. Il aurait subi une rotation antihoraire d'une cinquantaine de degrés puis une rotation horaire croissante du SO au NE de 20 à 40°. La rotation horaire s'est produite durant les 3 à 5 derniers Ma.
- (2) La péninsule de Hengchun est actuellement affectée par une rotation antihoraire exceptée en son cœur où une absence de rotation est constatée. Le pourtour de la péninsule de Hengchun a enregistré une rotation antihoraire de 52° qui s'est déroulée au cours des 5 derniers millions d'années alors qu'à l'intérieur des terres, une rotation horaire de 31° se serait produite entre 0,7 et 2,5Ma.
- (3) La chaîne côtière subit actuellement une importante rotation antihoraire. Lors de sa formation elle a enregistré une rotation horaire de 25° qui s'est propagé du N vers le Sud à raison de 70km.Ma⁻¹ (Lee, 1989). Elle se serait initié il y a 5Ma, impliquant des taux de rotation de 20°.Ma⁻¹.

Le premier constat que l'on peut faire est que les rotations paléomagnétiques et les tenseurs de rotations GPS traduisent des rotations de même ampleur. Les rotations GPS extrapolées au million d'années varient de 10 à 60° en valeur absolue et les rotations paléomagnétiques varient de 20 à 55°. En termes de taux de rotation, les taux de rotation paléomagnétique varient approximativement de 10 à 70°.Ma⁻¹, valeurs semblables aux taux déductibles des données GPS, de 10 à 60°.Ma⁻¹. Ce premier constat est un argument fort en faveur de la représentativité de données GPS (moyennées sur une période de 5 à 15 ans) sur le million d'années ! Si le signal GPS a un sens à l'échelle du million d'années, il est alors possible de comparer et de discuter des rotations GPS et paléomagnétiques. Cette assumption qui a été assumé dans les discussions précédentes dans les parties concernant l'arc de Taipei et la péninsule de Hengchun a permis d'aboutir à des schémas de déformation (rotationnels) cohérent avec le contexte géodynamique puisque les âges d'occurrence des rotations s'accordent avec d'une part l'initiation de la collision à 5-6,5Ma et d'autres par avec les transitions collision-extension au Nord et subduction-collision au Sud.

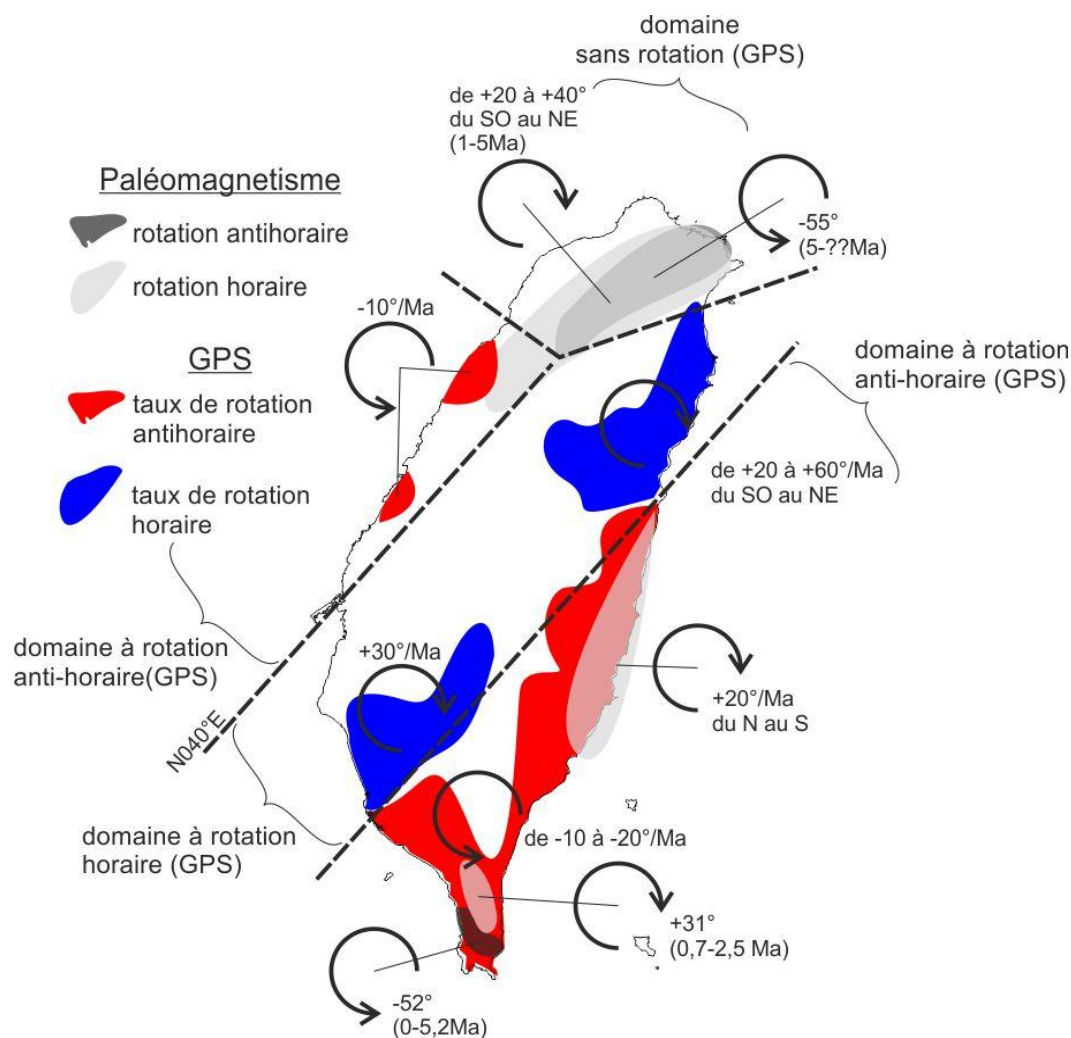


Figure IV-59: Rotations paléomagnétiques et taux de rotation GPS pour l'île de Taiwan. Les taux de rotation ont été approximé au million d'années à partir des résultats de Lin et al., 2010.

L'autre constat est la répartition par bandes des rotations GPS et la succession dans le temps de rotations antihoraire puis horaire dans l'arc de Taipei et de rotations horaire puis antihoraire dans la chaîne côtière. La déformation se propageant vers le SO, les rotations se propagent-elles de manière similaire ? Ainsi pourrait-on expliquer les successions de rotations de sens opposés ?

Bien que mon jeu de données soit modeste et qu'il soit nécessaire de mener l'étude paléomagnétique de l'Ouest de Taiwan et de recalculer les taux de rotations actuels sur la totalité de la période d'acquisition GPS, je souhaiterais aller plus loin dans l'interprétation de mes résultats notamment étant donné la complémentarité du signal GPS et paléomagnétique. Il m'apparaît que les données GPS et paléomagnétiques résultent de phénomènes directement associée à la transition subduction-collision, à la collision arc-continent et à la transition collision-extension. Les paragraphes suivants sont quelques peu spéculatifs, mais ont le mérite de pouvoir servir de support/d'hypothèse à la poursuite de l'étude des rotations d'axe vertical dans un contexte de collision oblique.

(1) La rotation progressive du Nord vers le Sud de blocs appartenant à l'arc de Luzon est la conséquence de l'accrétion oblique de l'arc de Luzon contre la plaque Eurasie (Lee, 1989 ; [Figure IV-61-a](#)). Le passage d'un contexte de subduction oblique à celui d'une collision arc-continent oblique engendrerait la réorientation de l'indenteur.

(2) La rotation antihoraire qui affecterait l'ensemble de l'arc de Taipei présente la même ampleur que celle qui affecte la péninsule de Hengchun. Bien que mal contrainte dans l'arc de Taipei, elle y serait antérieure à la rotation horaire syn-collision. Cet aspect m'a amenée à évoquer qu'elle soit la résultante de la subduction oblique précédant le stade de collision arc-continent, soit la résultante d'une extension différentielle entre les ouvertures des mers de Chine de l'Est et du Sud, ou encore de l'accumulation de ces deux phénomènes ([Figure IV-32](#)). La péninsule de Hengchun se positionne à une transition subduction oblique – collision arc-continent et peut être considéré comme un analogue de l'arc de Taipei avant le développement de la collision. Il apparaît en accord avec cette assumption que les rotations antihoraires sont associées uniquement à la réorientation de la marge chinoise lors de son passage d'une subduction à une collision arc-continent ([Figure IV-61-b](#)). L'extrapolation des taux de rotation calculés de la rotation antihoraire de la péninsule Hengchun, de 10 à 20°.Ma⁻¹, à la rotation antihoraire de l'arc de Taipei, suggère qu'elle se serait déroulée entre 10 et 5Ma. Cette rotation est-elle la manifestation en surface du changement de vergence de la convergence qui s'accompagne de la verticalisation du panneau plongeant (McIntosh et al., 2005) de la plaque Eurasie ? La verticalisation selon une direction N20 se traduit par une rotation antihoraire d'une quarantaine de degrés (voir évolution de la limite croûte

continentale-océanique de l'Eurasie sur la [Figure IV-61](#)) de la plaque Eurasie. L'existence de rotations antihoraires antérieures au paroxysme de la déformation dans l'arc de Taipei et la péninsule de Hengchun conforte le modèle en *spine-like-bending* : le contexte collisionnel serait tel qu'il engendrerait progressivement une rotation antihoraire des structures de la marge chinoise Paléocène, créant des bassins syn-collisionnels, lesquels seraient progressivement du NE au SO intégrés au front de déformation ([Figure IV-61](#)). Mécaniquement cela implique un système contraint par un bord fixe et un bord libre ainsi qu'une certaine rigidité des formations affectées et l'absence de partitionnement pour engendrer une propagation de la déformation du bord fixe au bord libre qui se manifesterait par des rotations antihoraires puis horaires ([Figure IV-60](#)). Selon ce schéma, Le bassin de Pingtung serait génétiquement lié à la rotation antihoraire du Sud de la chaîne Centrale. L'évolution de l'orogène de Taiwan provoquera dans les prochains millions d'années l'inversion de ce bassin syn-collisionnel qui sera probablement associée à une rotation horaire de la péninsule de Hengchun.

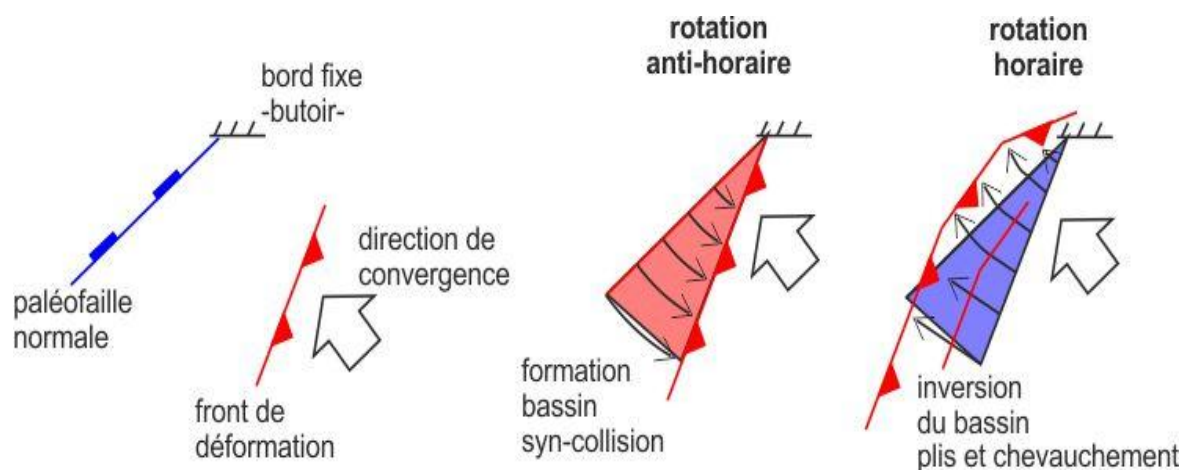


Figure IV-60: Schéma illustrant des rotations anti-horaires et horaires dans un même contexte compressif.

Une investigation aussi bien paléomagnétique que de modélisation est nécessaire pour étayer (ou réfuter) l'occurrence de rotations antihoraire dans un contexte de subduction/collision oblique. La détermination des trajectoires de raccourcissement à partir du rééquilibrage de coupes géologiques réalisées le long et en travers de l'arc de Taipei, selon Gratier et al. (1989), permettrait de déterminer si le champ de déformation est compatible avec les diverses rotations d'axe déterminées par le paléomagnétisme.

(3) Les rotations horaires croissantes du NE au SO qui affecte l'arc de Taipei et affecterait l'arc de Suao sont la conséquence de l'avancée vers le Sud de l'arc des Ryukyus et de l'ouverture du bassin d'Ilan ([Figure IV-61-c](#)). Les résultats GPS et paléomagnétiques sont particulièrement complémentaires et permettent l'interprétation d'un seul scénario cohérent avec le contexte géologique (se référer à la discussion partie IV.B.3.iii et [Figure IV-31](#)).

(4) Enfin les rotations horaires à l'Ouest du bassin de Pingtung (Figure IV-38) et antihoraires à l'Ouest de l'île (Figure IV-2), révélées par le GPS, seraient la conséquence de la propagation du prisme orogénique au-travers des bassins cénozoïques de la marge (Figure IV-61-d). Les structures du prisme orogénique viendraient progressivement se déformer contre les hauts de socle de Peikang et de Kuanyin.

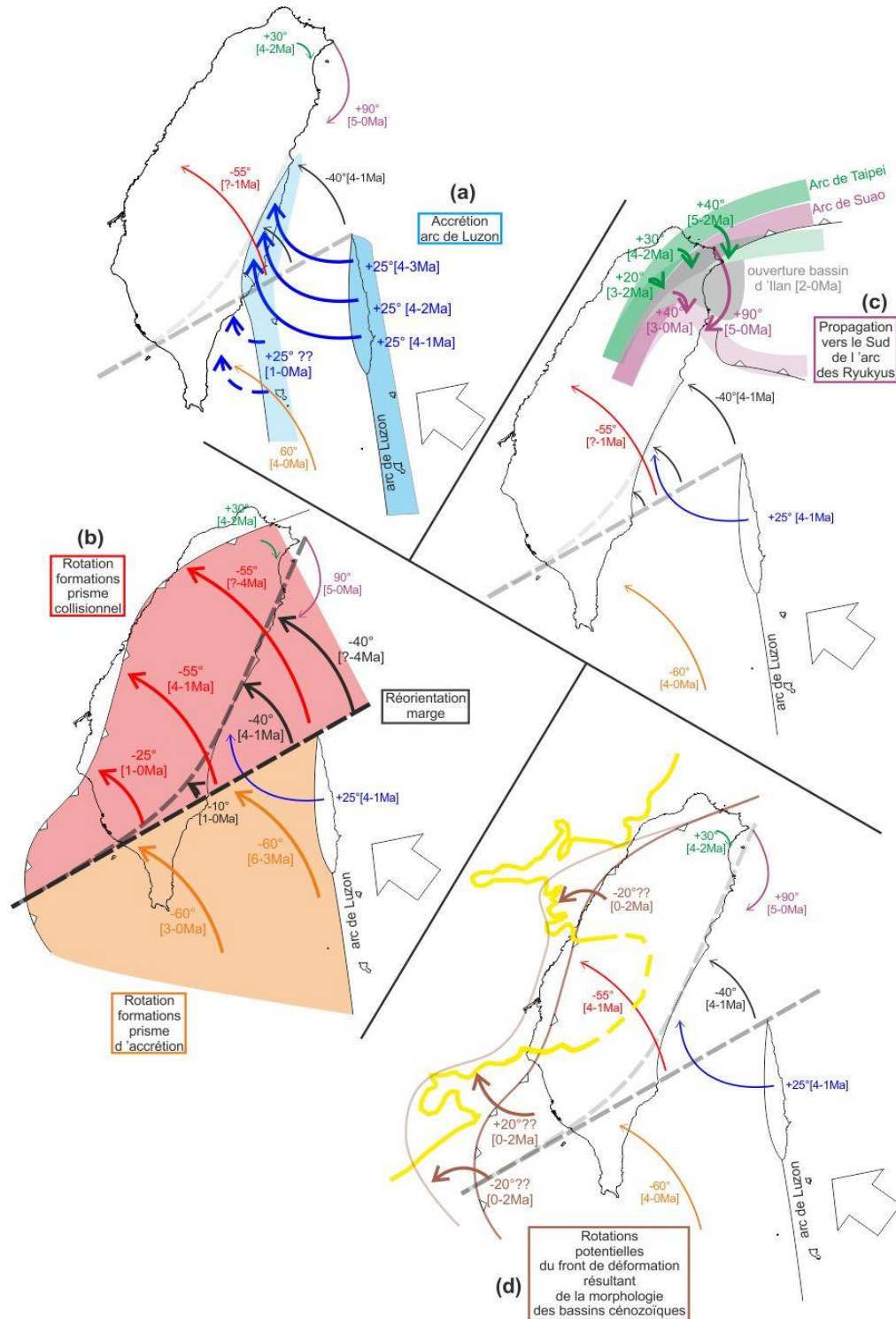


Figure IV-61: Les rotations de Taiwan. Détails dans le texte.
 (a-b-c-d) le tracé en pointillé large correspond à la limite croûte océanique – croûte continentale, actuelle en clair et passé en foncé.
 (d) le tracé jaune correspond à l'isopaque 3km des sédiments cénozoïque (Figure IV-8).

V. Conclusions et Perspectives

A. Conclusions générales

Mon travail s'est principalement focalisé sur la détermination de rotation d'axe vertical et de directions de raccourcissement au sein des arcs de Nice, de Castellane, de Taipei et la péninsule de Hengchun. J'ai échantillonné un total de 2 559 carottes sur 98 sites pour réaliser mes différentes études paléomagnétiques (50% des carottes) et ASM (50% des carottes). Les principaux résultats que j'ai obtenu sont :

- pour l'arc de Castellane : (1) la caractérisation d'une rotation antihoraire de 20 à 60° portée par une aimantation syn-plissement dans les formations sédimentaires méso-cénozoïques de la branche orientale au Nord de la faille de Gourdan-Vial et anté-plissement entre les failles du Cheiron et de Gourdan-Vial, cette rotation antihoraire est attribuée à la période Oligo-Miocène ; (2) l'absence de rotation de la zone axiale et de la branche orientale au Sud de la faille du Cheiron ; (3) la caractérisation de directions de raccourcissement ante-plissement NE-SO dans le tégument permien et N-S dans la couverture méso-cénozoïque avant correction des rotations paléomagnétiques.
- pour l'arc de Nice : (1) l'absence d'un signal paléomagnétique homogène à l'exception de la caractérisation d'une aimantation anté-plissement dans les marnes bleues priaboniennes, cette aimantation correspond à une rotation horaire de $45^\circ \pm 13$; (2) la caractérisation de directions de raccourcissement anté-plissement NE-SO (14 sites sur 25) et, anté- et post-plissement N-S (3 et 4 sites sur 25).
- pour l'arc de Taipei : (1) la caractérisation d'une aimantation syn-plissement qui traduit une rotation horaire entre 5 et 1Ma respectivement de $18^\circ \pm 24$ et de $18^\circ \pm 11$ dans la branche occidentale et orientale ; (2) la caractérisation d'une direction de raccourcissement ante-plissement $N117 \pm 5$ et $N146 \pm 5$ respectivement dans la branche occidentale et orientale.
- pour la péninsule de Hengchun : (1) la caractérisation d'aimantations syn- et post-plissement respectivement dans les faciès non-métamorphiques et métamorphiques ; les rotations correspondantes sont respectivement antihoraires de $52^\circ \pm 18$ et horaires de $31^\circ \pm 24$; (2) la détermination de directions ASM de paléocourants NE-SO et de raccourcissement ante-plissement E-O après correction des rotations paléomagnétiques.

Ce travail couplé à une étude essentiellement bibliographique de l'héritage structural, ainsi que des différents régimes de paléocontraintes et des quelques résultats paléomagnétiques et ASM connus, soulève :

- pour l'arc de Castellane : (1) l'existence d'une rotation horaire de $60^\circ \pm 12$ des formations méso-cénozoïques constituant la branche occidentale ; (2) la rotation et le fléchissement des failles héritées des domaines des rampes latérales et des plis, concomittantes de la formation de la courbure de l'arc de Castellane par rotation de ses branches.

- pour l'arc de Nice : (1) la succession des principales de déformation – compression oligocène, extension Ligure, compression miocène – au sein du parautochtone du Cap-Ferrat ; (2) que le champ de contraintes oligocène, après correction de la rotation horaire, est d'une grande cohérence géographique avec le champ de contraintes oligocène connu dans l'arc de Castellane, et temporelle avec le champ de contraintes miocène (Figure III-70) ; (3) que la phase de compression oligocène pourrait-être la cause d'un doublement de la couverture sédimentaire notamment par l'activité de chevauchements qui se seraient étendus au moins jusqu'à la faille de Vésubie-Aspremont ; (4) le fort contrôle de la configuration des failles héritées dans l'acquisition de la courbure de l'arc de Nice qui se serait réalisée sans rotation de ses branches .

- pour l'arc de Taipei : (1) l'existence d'aimantations anté- et syn-plissement, les aimantations anté-plissement, localisées dans la zone axiale, correspondent à une rotation antihoraire anté-Pliocène de $24^\circ \pm 7$ alors que les aimantations syn-plissement traduisent des rotations horaires pliocènes des branches occidentale et orientale ; (2) la caractérisation d'une déviation jusqu'à 20° vers le NE des directions de raccourcissement fournies par l'ASM par rapport à celles déterminées dans la branche occidentale avant correction des rotations paléomagnétiques ; (3) ; la cohérence/homogénéité du champ de contraintes depuis le Miocène ainsi que du champ de raccourcissement implique que les rotations antihoraires et horaires affectent l'ensemble de l'arc et non des blocs distincts ; (4) que l'évolution du contexte géodynamique – le retrait du *slab* des Philippines provoquant l'avancée vers le Sud de l'arc des Ryukyus et l'ouverture du bassin d'Okinawa – expliquerait, à lui seul, la forme arquée des arcs de Taipei et de Suao.

Ces différents résultats et interprétations permettent de répondre aux questions posées en introduction, à savoir quelle est la nature et quels facteurs contrôlent l'acquisition des courbures des arcs étudiés. La comparaison des arcs subalpins méridionaux et du Nord-Est de Taiwan est aussi abordée.

1. Les arcs de Nice, de Castellane et de Taipei, quels types d'arcs ?

L'une des questions fondamentales de mon travail de thèse concerne la géométrie finale d'un arc : est-elle héritée, acquise pendant ou après les phases orogéniques majeures ? Répondre à cette question revient à déterminer à quel point la courbure de l'arc est associée à des rotations d'axe vertical. A partir de mes données paléomagnétiques et d'ASM, un test directionnel est présenté pour chaque arc puis discuté.

i. L'arc de Nice

Les accidents décrochants, de Breil-Sospel-Monaco et de Vésubie-Aspremont (Figure III-33) qui délimitent l'arc à ses extrémités forment un système conjugué très aigüe de 34° , impliquant une ouverture de l'arc très grande avec un angle interlimbe de 326° (Figure V-1). Le degré de protrusion est particulièrement fort, avec une valeur de 1,174. Par comparaison, Macedo et Marshak (1999) ont déterminé un degré de protrusion maximum de 0,7 pour l'arc de Nackara en Australie. L'arc de Nice est asymétrique avec une branche occidentale plus étendue que la branche orientale (degré d'asymétrie = 1,179). Les structures adoptent un motif tronqué (définition chapitre I) ; elles sont parallèles et plus ou moins continues de la branche orientale à la branche occidentale et s'arrêtent sur l'accident de Breil-Sospel-Monaco.

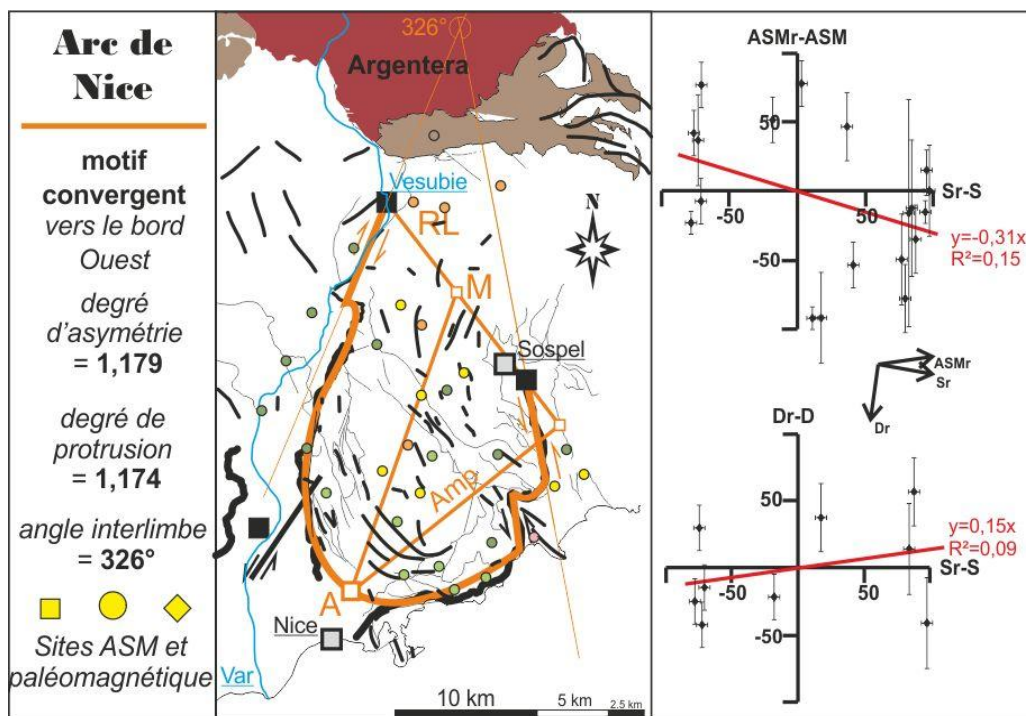


Figure V-1 : Caractéristiques de la courbure de l'arc de Nice et test directionnel.

M : point médian ; **RL :** ligne de référence ; **Amp :** amplitude ; **A :** apex. Traits noirs épais : front de chevauchement ; traits noirs : axes de plis ; traits gris : failles.

ASMr : direction ASM de référence ; **Dr :** déclinaison de référence ; **Sr :** azimut de la S0 de référence. Les directions de référence ont été choisies afin de forcer la droite de régression à passer par l'origine.

L'étude paléomagnétique n'a pas été concluante : trop peu de sites sont interprétables. La réalisation du test directionnel sur les quelques sites interprétables suggère l'absence de relation entre la courbure de l'arc et les rotations (pente = 0,15 ; [Figure V-1](#)). Les directions de raccourcissement ASM présentent une faible corrélation avec la courbure de l'arc (pente = 0,31 ; [Figure V-1](#)). L'absence de corrélation entre les directions de raccourcissement ASM et les rotations avec la courbure de l'arc sont les caractéristiques d'un arc primaire (définition chapitre I) à déplacement uniforme (Yonkee et Weil, 2010). L'arc de Nice pourrait être interprété, comme un arc primaire à déplacement uniforme avec une légère composante radiale (1/3 du déplacement). Toutefois, les coefficients de corrélation (R^2) sont si faibles que l'obtention de données supplémentaires est nécessaire pour confirmer cette interprétation.

Toutefois, l'analyse de 3 sites paléomagnétiques, la configuration en éventail des structures chevauchantes et plicatives, ainsi que l'homogénéité des directions de contraintes oligocènes dans les arcs de Nice et de Castellane suggèrent une rotation horaire de l'ordre de 45° sur l'ensemble de la couverture (arc de Nice et avant-pays mentonnais, [Figure III-70](#)). Cette rotation est particulièrement atypique. Elle peut trouver comme origine une propagation différentielle de la déformation plus importante au Sud-Est qu'au Nord-Ouest ([Figure III-72](#)) en réponse à l'effet butoir du coin Nord-Est de la plate-forme provençale et à la présence du bassin d'Antibes au Sud-Est.

ii.L'arc de Castellane

L'arc de Castellane est un arc symétrique (degré d'asymétrie = 1,012 ; [Figure V-2](#)) comme un grand nombre d'arcs dans le monde (arcs des Carpathes, de l'Himalaya, de Santa Cruz, de Verkhojansk, d'Acre, etc... ; Macedo et Marskak, 1999 ; Annexe IV-a). Son degré de protrusion de 0,486 présente une similarité avec celui de l'arc des Carpathes dont la courbure est contrôlée par la géométrie du bassin et de la marge (Macedo et Marshak, 1999). Les structures de l'arc de Castellane sont parallèles entre elles au sein de chaque branche. Le motif structural général est perturbé dans la zone axiale par le système de failles décrochantes de Rouaine-Daluis. Cet accident affecte tout particulièrement les plis de la branche orientale qui adoptent une courbure caractéristique (plis de Puget-Thénier-Entrevaux et de Saint-Antonin, [Figure III-5](#)). L'angle interlimbe est de 61°. Ce paramètre est particulièrement intéressant car il permet de définir le type d'arc en fonction des valeurs de rotation (=somme des rotations des branches) :

- l'arc est un orocline pour une somme des rotations = 119°,
- l'arc est un arc primaire si la somme des rotations = 0°,

- l'arc est un arc progressif si la somme des rotations est comprise entre 0 et 119°.

Les données paléomagnétiques suggèrent une rotation horaire de la branche occidentale de $60^\circ \pm 12$ et une rotation antihoraire de la branche orientale de $59^\circ \pm 15$. La somme des rotations, en valeur absolue, est de 119° ce qui suggère que l'arc de Castellane est un orocline.

La réalisation du test directionnel corrobore ce résultat (Figure V-2) : la pente de la droite de corrélation entre les déclinaisons paléomagnétiques et la courbure de l'arc est de 1,08. Une pente de 1 est caractéristique d'un orocline mais dans le cas de l'arc de Castellane, l'acquisition de la courbure est contemporaine de l'orogénèse. Une pente de 1 précise que la courbure est entièrement acquise durant un processus de déformation, il n'y a pas de courbure héritée. Malgré l'absence de données dans la zone axiale, la corrélation est significative ($R^2=0,87$). Le test directionnel sur les directions de raccourcissement d'ASM, indique une corrélation avec la courbure de l'arc moins affirmée (pente = 0,73) et de moindre qualité ($R^2=0,75$). Cela signifie que les directions de raccourcissement ASM, pour la plupart significative de l'état de déformation précédant le plissement, ne sont pas rigoureusement perpendiculaires à la ligne d'arc. L'arc de Castellane est un arc progressif caractérisable par un déplacement curviligne (model 3, Annexe II-i, Yonkee et Weil, 2010).

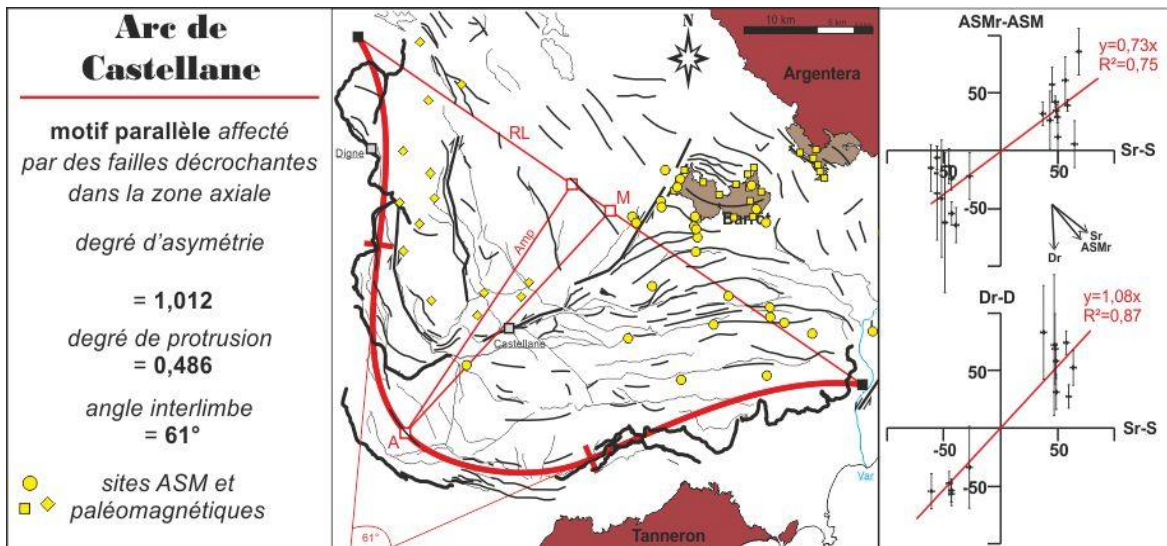


Figure V-2 : Description géométrique de la courbure de l'arc de Castellane et test directionnel.
M : point médian ; **RL** : ligne de référence ; **Amp** : amplitude ; **A** : apex. Traits noirs épais : front de chevauchement ; traits noirs : axes de plis ; traits gris : failles.
ASMr : direction ASM de référence ; **Dr** : déclinaison de référence ; **Sr** : azimuth de la S0 de référence.
 Les directions de référence ont été choisies de manière à forcer la droite de régression à passer par l'origine.

Mon interprétation de la courbure de l'arc de Castellane est toutefois à modérer. Elle repose en partie sur l'interprétation de rotations horaires dans la branche occidentale. Ces

rotations n'avaient pas été mises en évidence auparavant car trop peu représentées. L'apport de données supplémentaires devrait permettre de lever l'incertitude sur mon interprétation : s'agit-il d'une rotation régionale ou de la rotation de blocs isolés ? Par ailleurs, la détermination de taux de raccourcissement le long de la branche occidentale et sans traverser l'accident de Rouaine-Daluis (contrairement aux coupes de Peline-Chabert, 1996) est nécessaire pour corroborer ces interprétations paléomagnétiques. Une rotation horaire de l'ensemble des unités chevauchantes au Nord de la faille de Rouaine-Daluis implique un raccourcissement plus important le long d'un transect parallèle à la faille de Rouaine-Daluis qu'au niveau d'un transect de même orientation passant par Digne.

iii. L'arc de Taipei

L'arc de Taipei est un arc légèrement asymétrique (degré d'asymétrie = 1,14 ; [Figure V-3](#)). Le degré de protusion est très faible, 0,119. En termes de forme, les analogues sont les arcs d'Alberta, du Tennessee et de Pennsylvanie (Macedo et Marshak, 1999). L'étude paléomagnétique et des directions de raccourcissement d'ASM révèle que l'arc de Taipei s'est formé par flexion d'une structure préalablement courbée (partie B.4.ii. chapitre IV). La flexion se manifesterait par une rotation horaire croissante du SO vers le NE de 20 à 40°. Le test directionnel ([Figure V-3](#)) indique que la courbure de l'arc est pour moitié héritée et pour moitié acquise par flexion. L'arc de Taipei peut être qualifié d'arc progressif.

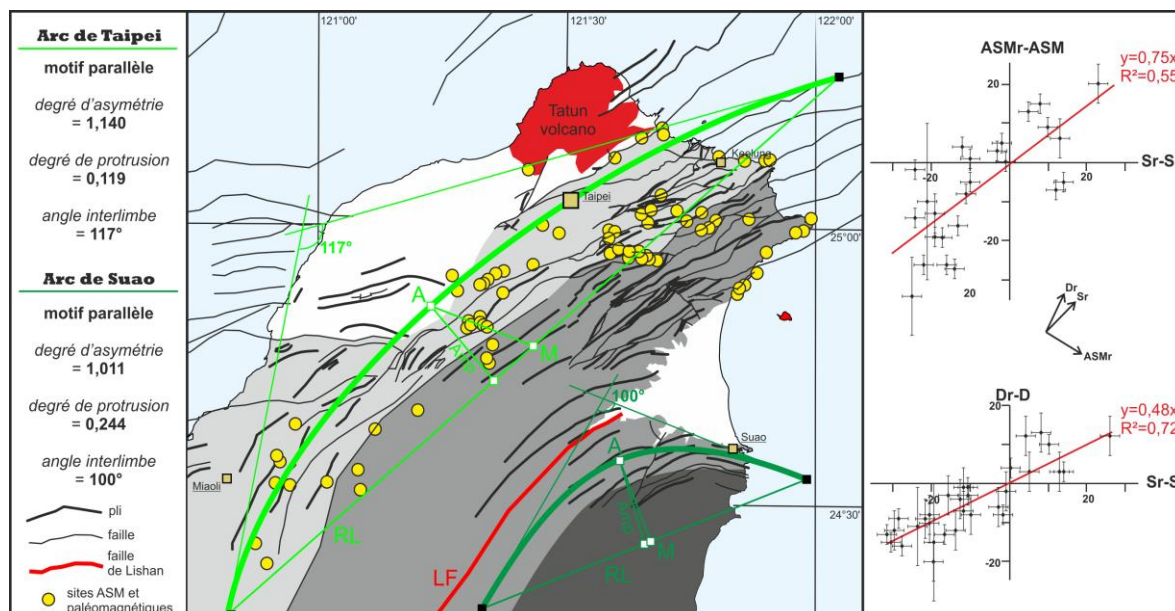


Figure V-3 : Description géométrique des courbures des arcs de Taipei et de Suao et test directionnel pour l'arc de Taipei.

M : point médian ; RL : ligne de référence ; Amp : amplitude ; A : apex. Traits noirs épais : front de chevauchement ; traits noirs : axes de plis ; traits gris : failles.

ASMr : direction ASM de référence ; Dr : déclinaison de référence ; Sr : azimuth de la S0 de référence. Les directions de référence ont été choisies afin de forcer la droite de régression à passer par l'origine.

L'étude paléomagnétique dans l'arc de Taipei et la péninsule de Hengchun révèle l'existence de rotations antihoraires entre 50 et 60° respectivement d'âge Mio-Pliocène et Pléistocène. L'homogénéité des champs de contraintes et des trajectoires de raccourcissement de Miaoli à Keelung suggère que les rotations antihoraires aient affecté l'ensemble des formations du futur arc de Taipei et n'interviendraient pas dans l'acquisition de la courbure de l'arc puisque chaque future branche aurait été affectée par une rotation de même ampleur et de même sens. Les rotations antihoraires n'ont pas été prises en compte dans le test directionnel. L'existence de telles rotations pose le problème de leurs origines, quels phénomènes géologiques peuvent les expliquer ? De nouvelles études paléomagnétiques et structurales sont nécessaires pour confirmer d'une part leurs existences et d'autre part pour comprendre les mécanismes auxquelles elles sont associées.

2. Les réaimantations

Mes études paléomagnétiques révèlent l'existence de phénomènes de réaimantation régionaux. Ces réaimantations sont identifiables par (1) la monopolarité des directions d'aimantations de sites d'âge différent, et par (2) leurs caractères syn- à post-basculement. Pour l'étude de la courbure d'un arc, la réaimantation d'une roche est problématique si le phénomène de réaimantation se produit lors du développement de la courbure, car elle efface une partie de l'histoire rotationnelle de l'arc. Dans le cas de Taiwan, le processus est la convergence entre les Philippines et l'Eurasie qui produit la formation successive d'un prisme d'accrétion puis d'un prisme orogénique entre 6,5Ma et l'actuel. Pour l'arc de Castellane, il s'agit de la convergence de l'Adriatique contre l'Eurasie sur les derniers 30Ma.

Les principales causes des réaimantations évoquées dans la littérature (Cairanne, 2003 pour une revue) sont (1) l'action prolongée de la température par acquisition d'une aimantation rémanente thermovisqueuse (Pullaiah et al., 1975 ; Van der Voo et al., 1978) ; (2) la formation de nouveaux minéraux magnétiques (réaimantation chimique ; Creer, 1968 ; McCabe et Elmore, 1989 ; Aubourg et al., sous presse) ; et (3) l'action conjointe de la pression et de la température (piézo-thermoviscosité, Hudson et al., 1989).

L'augmentation de la température favorise généralement les processus de réaimantation comme cela a été montré dans des études expérimentales de 100 à 250°C dans des argilites (Cairanne et al., 2003, Moreau et al., 2005 ; Aubourg et al., 2008). Aubourg et al. (2012) propose un chemin de formation de minéraux magnétiques dans des argilites pour des conditions de sub-surface avec successivement : une fenêtre à greigite (conditions de sub-

surface à ~2km), une fenêtre à magnétite (de ~2km à 8km environ) et une fenêtre à pyrrhotite (à partir de 8km). La coexistence de ces minéraux magnétiques existe, mais un point intéressant est qu'à partir de 300°C, c'est-à-dire lorsque l'on rentre dans le faciès schiste vert, la pyrrhotite domine largement la minéralogie magnétique.

Dans les études que j'ai mené, j'ai remarqué que 100% des sites dans les Alpes présentent une composante à polarité normale, et que 82% de sites à Taiwan présentent une polarité inverse. Pour Taiwan, le test du pli indique que les composantes à polarité normale (18% des sites) sont anté-plissement alors que les composantes à polarité inverses sont syn-plissement (80%) et post-plissement (20%). Dans les deux derniers cas, il est certain que la composante paléomagnétique soit une réaimantation. Dans le cas d'un test ante-plissement, la persistance d'une polarité unique suggère la possibilité d'une réaimantation.

Dans les chaînes subalpines Sud, les composantes présentent quasiment toutes une polarité normale. Cela est vrai pour les faciès post-crétacés, mais aussi pour des faciès clastiques plus récents (se référer à la thèse de Cairanne, 2003 et ce travail). Pour les études menées dans le Jurassique, les tests du pli suggèrent une acquisition ante-plissement. Dans la branche occidentale de l'arc de Castellane la réaimantation a été initialement attribuée à l'orogénèse alpine durant le Néogène (Aubourg et Chabert-Pelline, 1999). Une lecture plus moderne serait que pour les faciès plus anciens que le Crétacé, la réaimantation soit contemporaine du pic d'enfouissement qui dans la fosse vocontienne se fait pendant le long chrone Crétacé (Katz et al., 2000). Une réaimantation durant la période Oligocène suite à un maximum d'enfouissement tectonique, conséquence du charriage des nappes de flyschs est réaliste pour les sites du domaine des plis ([Figure V-4](#)). Pour les sites périphériques des domaines des baous et des rampes latérales ([Figure V-4](#)), qui n'ont pas été chevauchés par les nappes de flyschs, il est réaliste d'évoquer une circulation de fluides chauds importante (Enkin et al., 2002 ; [Figure II-5](#)) lors de l'avancée des nappes de flyschs (Aubourg et Chabert-Pelline, 1999 ; Cairanne, 2003). La compilation des données paléomagnétiques dans la branche occidentale de l'arc de Castellane, précise l'existence de quelques directions d'aimantations non-affiliées à la rotation antihoraire établie par Chabert-Pelline (1996). Ces directions présentent, après débasculement, un bon regroupement et une bonne corrélation en termes d'inclinaison avec les pôles de référence à la fin du Crétacé et l'Eocène ([Figure III-20](#)). Leurs aimantations pourraient être acquises avant l'orogénèse alpine mais seraient aussi associée à une réaimantation comme le suggère l'exclusivité de leurs polarités. Dans le cas des sites du Callovo-Oxfordien, Guilhaumou et al. (1996) ont montré que les

températures d'enfouissement étaient comprises entre 150°C et 200°C. A ces températures, Aubourg et al. (2012) suggèrent que la magnétite néoformée puisse porter une aimantation qui surimpose complètement l'aimantation primaire. C'est en partie sur la base de l'interprétation de ce signal magnétique que je considère une rotation horaire de la branche occidentale synchrone de la rotation antihoraire de la branche orientale. Sur la seule considération des résultats d'Aubourg et Charbert-Pelline (1999), l'arc de Castellane présente une courbure héritée. En raison de la nature syn-plissement des aimantations des sites de la branche orientale il n'est pas à exclure que les rotations antihoraires soient sous-estimées.

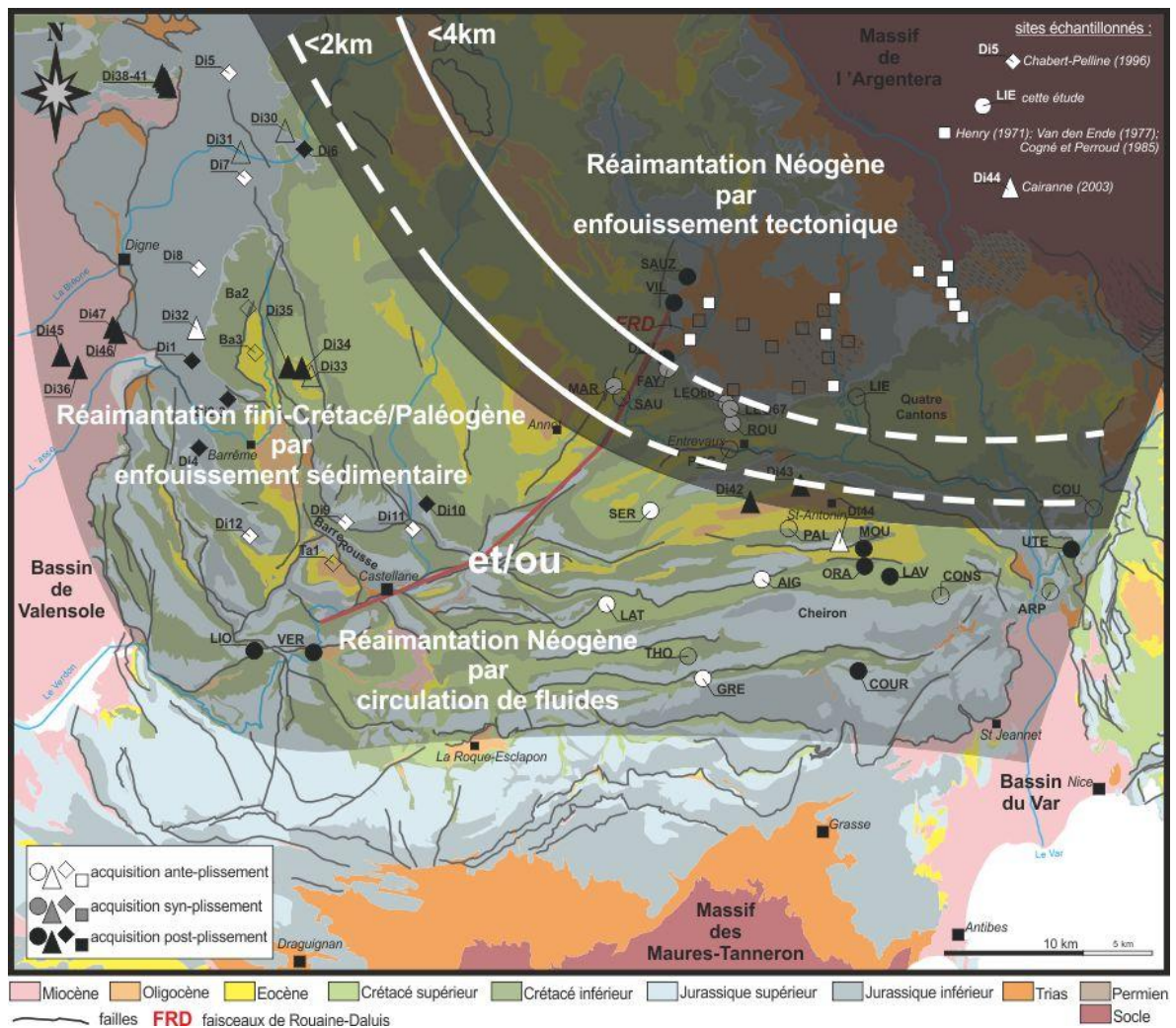


Figure V-4: Limites d'enfouissement orogénique, 2 et 4km (tracés blancs) et domaines de réaimantation dans l'arc de Castellane. Les limites d'enfouissement des grès d'Annot sont tirées de Labaume et al., 2008.

Dans l'arc de Nice, la qualité des résultats paléomagnétiques ne permet pas d'établir l'existence ou non d'une réaimantation, mais les quelques résultats interprétables suggèrent toutefois une acquisition de l'aimantation ante-plissement.

Quant à Taiwan, bien que certains sites présentent une acquisition de l'aimantation antérieure au plissement, la quasi-exclusivité de la polarité inverse implique l'existence d'une

réaimantation. La détermination des températures d'enfouissement maximales par réflectance de la vitrinite et les traces de fission (Simoes et al., sous presse) précise que la majorité des sites échantillonnés n'a pas connu de température supérieure à 100-150°C. Dans l'arc de Taipei, l'enfouissement tectonique ne paraît pas avoir été suffisant pour expliquer un tel phénomène, excepté pour les sites les plus proches des formations métamorphiques de la chaîne du Hsueshan (Figure IV-27). Les sites au-delà de ces limites thermiques présentent une aimantation post-plissement. Les sites périphériques de ces limites thermiques sont aussi réaimantés durant le plissement (Figure IV-27). Leur éloignement de la limite thermique de 100°C suggérerait plutôt que d'importantes circulations de fluides pourraient être la cause des réaimantations, en particulier des fluides associés à l'activité de la zone volcanique du Nord de Taiwan (Wang et al., 1999) pour la branche orientale de l'arc de Taipei. Toutefois la faible perméabilité des formations affectées (faciès argilite dominant) rend peu plausible une réaimantation par circulation de fluides. Quelque soit leurs origines, ces réaimantations syn à post-plissement ont très probablement effacées une part non-négligeable de l'histoire rotationnelle de l'arc. Sur la considération des seuls résultats paléomagnétiques, l'arc de Taipei serait un arc primaire ayant subi une rotation horaire d'une vingtaine de degrés. Toutefois, le processus évoqué, l'avancée vers le Sud de l'arc des Ryukyus, comme responsable des rotations implique une flexion de l'arc de Taipei et donc l'occurrence de rotations croissantes vers la branche orientale. En outre les directions d'ASM de la branche occidentale à la branche orientale dévient dans le sens horaire de 10 à 20°. Comme les directions ASM sont acquises avant le plissement, j'interprète leur déviation comme la résultante de rotations horaires, respectivement de 10 et 20°.

Dans le Sud de Taiwan, les formations échantillonnées ont connu des températures plus importantes que celles de l'arc de Taipei. La détermination du flux géothermique à Taiwan par Chi et al. (2008) suggère que la réaimantation des sites échantillonnés se soit plutôt initiée lors de leur absorption dans le prisme d'accrétion comme développé dans la partie C.4.ii. du chapitre IV.

3. Quels facteurs influencent la courbure de ces arcs ?

i. Le rôle de la surface de décollement

Les rotations dans les arcs de Nice et de Castellane se limitent à la couverture sédimentaire, c'est-à-dire aux formations géologiques sus-jacentes aux niveaux de gypse du Trias. Le socle hercynien et le tégument permo-werfénien ne sont pas affectés par des

rotations (Bogdanoff et Schott, 1977). Ces éléments confirment le découplage mécanique entre la couverture et le tégument. Le découplage est assuré par la nature gypseuse d'une partie du niveau du Trias qui permet une déformation plastique sous faible contrainte, ce qui en fait une surface de décollement particulièrement efficace (Goguel, 1936 ; Fallot et Faure-Muret, 1949 ; Graham, 1981). Des diapirs de gypse affleurent à l'arrière des principaux chevauchements, à Saint-Martin Vésubie et à Sospel pour l'arc de Nice et à Puget-Théniers pour la branche orientale de l'arc de Castellane (Figure III-5 et Figure III-33). Ces diapirs de gypse attestent d'un charriage conséquent de la couverture. A l'opposé, dans l'arc de Taipei on ne trouve pas une unique surface de décollement (Figure IV-5). Certaines surfaces de stratification au sein des argilites ainsi que les niveaux riches en matière carbonées font office de surface à faible friction (partie B.1.i.b.2. chapitre IV ; Elishewitz, 1963 ; Biq, 1966 ; Ho, 1967 ; Suppe, 1976).

La capacité de la surface de décollement à faciliter le déplacement des unités sus-jacentes couplée à un différentiel de déplacement expliquerait les différents degrés de protusion de chaque arc : 1,174 pour l'arc de Nice ; 0,486 pour l'arc de Castellane et 0,119 pour l'arc de Taipei. Plus le degré de protrusion est élevé plus le déplacement différentiel entre la région axiale de l'arc et ses extrémités est important. La présence de diapirs de gypses à chacune des extrémités des accidents décrochants qui délimitent l'arc de Nice témoigne d'extrusions diapiriques d'autant plus importantes que les volumes de gypses remaniés sont conséquents et qui sont le résultat du charriage de la couverture (Gèze, 1963).

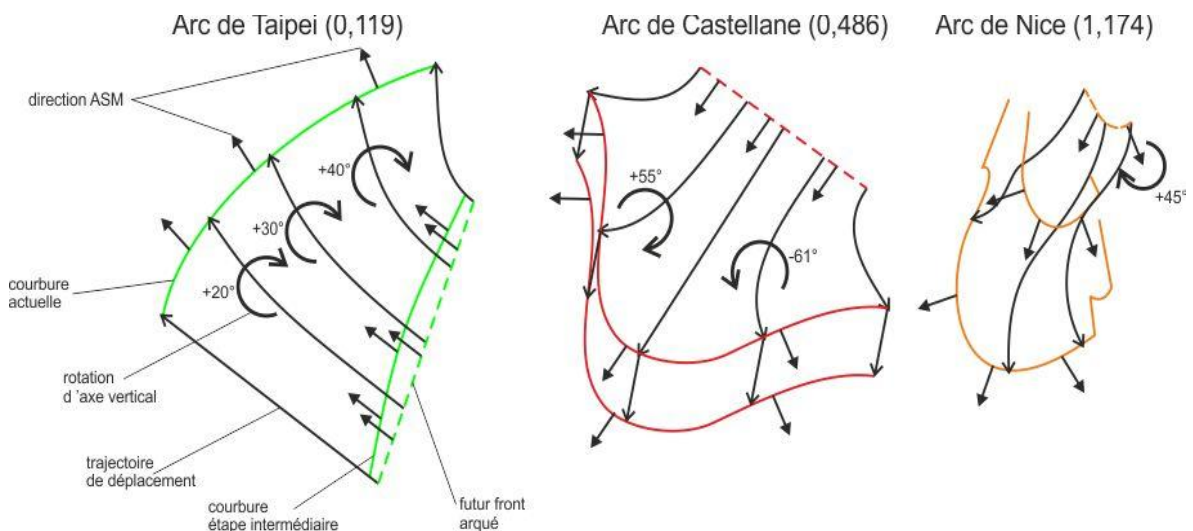


Figure V-5 : Champs de déplacement, degré de protrusion et acquisition des courbures des arcs de Taipei, Castellane et Nice. Les valeurs numériques entre parenthèses correspondent au degré de protrusion des arcs correspondants.

ii.L'héritage structural

Typiquement, les failles préexistantes, la géométrie du socle et la géométrie des bassins sédimentaires constituent l'héritage structural. La nature et l'extension géographique d'une surface de décollement sont intrinsèquement associées à l'héritage structural. En l'occurrence la présence de gypse, caractéristique en outre de conditions de sédimentation et climatiques particulières, témoignent de surfaces très peu profondes et donc d'une topographie particulière laquelle est l'expression d'un héritage structural.

Les failles préexistantes jouent un rôle souvent important dans l'acquisition de la courbure d'un arc. Qu'en est-il des arcs de Nice, de Castellane et de Taipei ? Pour ces différentes régions j'ai porté mon attention sur l'identification des structures antérieures aux orogènes dont il est question. Cela m'a permis de caractériser l'orientation actuelle des failles héritées. Toutefois, une telle identification pour les failles identifiées au sein d'une chaîne plissée et chevauchante ne peut-être utilisée pour discuter de leur contrôle sur les courbures des différents arcs. Il est nécessaire de restaurer ces différentes structures avant les dites orogènes pour être pertinent. C'est la raison pour laquelle j'ai essayé de réaliser quelques reconstitutions palinspatiques de mes zones d'études. L'une des principales difficultés est de savoir si une faille est affectée ou non par les rotations identifiées de part et d'autres de celle-ci. Mes reconstitutions ([Figure III-31](#) et [Figure IV-32](#)) tiennent compte de rotations déduites de directions d'aimantation acquises avant le plissement. Que ce soit pour l'arc de Castellane ou pour l'arc de Taipei, l'interprétation de ces rotations (rotations horaires de la branche occidentale de l'arc de Castellane et rotations antihoraires de l'ensemble de l'arc de Taipei) est inédite. La discussion qui suit tient compte des reconstitutions présentées dans les chapitres III et IV (partie B.4.ii. et B.4.ii. respectivement). Les hypothèses qui ont été faites sont discutées dans les chapitres en question.

Les reconstitutions des arcs de Nice et de Castellane au début de l'Oligocène (parties III.B.4.ii. et III.C.6.ii., [Figure V-6](#)) témoignent d'une paléo-marge jurassico-crétacé orientée ONO-ESE formant un coude orienté NO-SE à l'Est. Trois comportements des failles héritées peuvent être distingués. Certaines failles sont simplement translitées. Il s'agit des failles de la Tinée, de l'Audibergue et de Charamel-mont Mal. D'autres seraient réorientées suite à une rotation horaire significative, entre 40 et 60°, comme les failles de Gévaudan-la Cine, du Poil-Creisset, de Breil-Sospel-Monaco et du prolongement Sud de la faille de Gourdan-Vial. Enfin des failles sont déformées, fléchies pour être exact. La faille de Rouaine-Daluis est légèrement incurvée vers le SE alors que la faille de Gourdan-Vial est fléchie de manière importante.

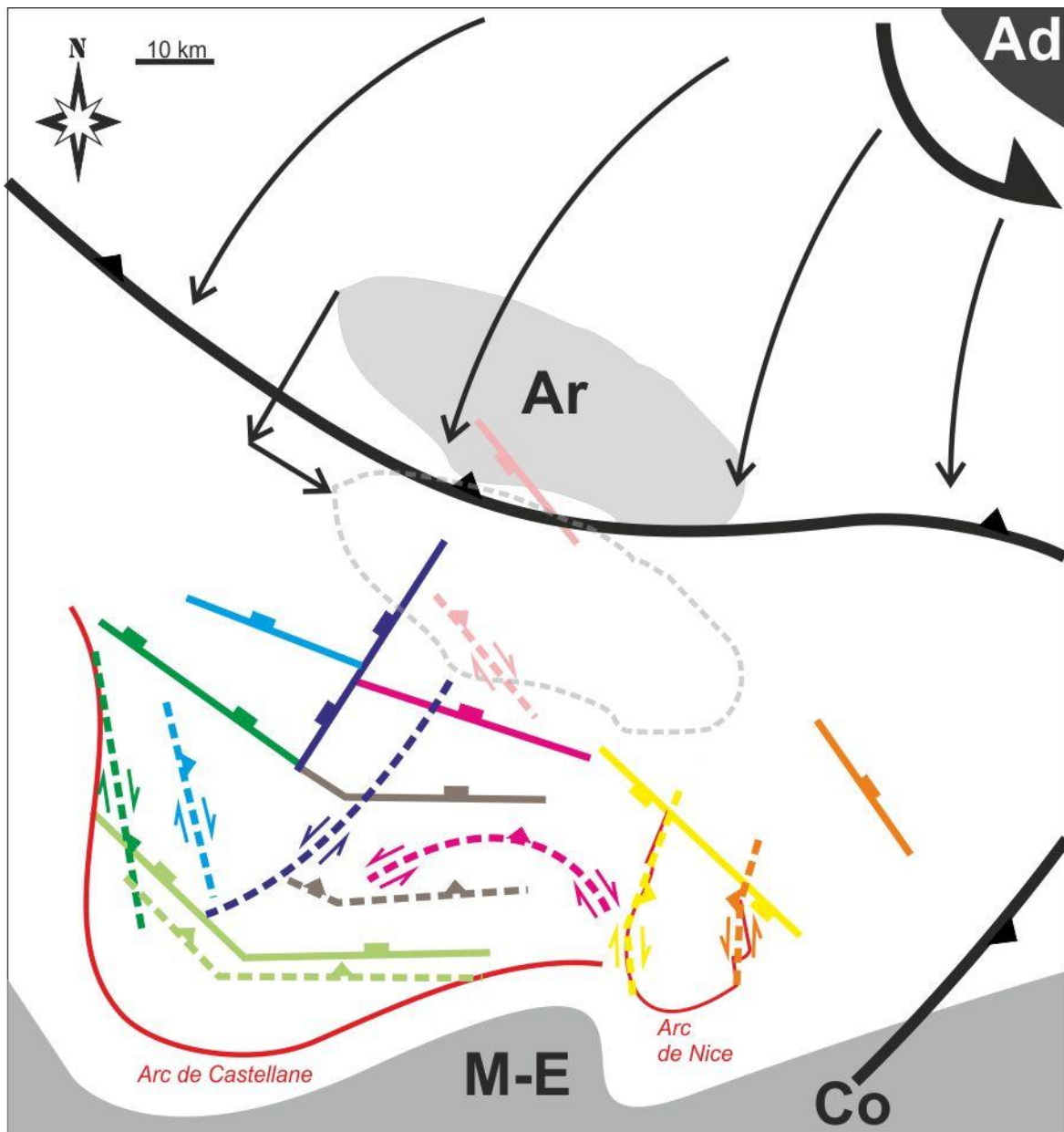


Figure V-6 : Schéma synthétique des arcs de Castellane et de Nice, reconstituant la position des principales failles normales héritées au début de l'Oligocène et leurs allures actuelles. D'après les figures [Figure III-11](#) et [Figure III-42](#) et les reconstitutions des figures [Figure III-31](#) et [Figure III-69](#).

Le trait noir dentelé représente le front de déformation au début de l'Oligocène. Ad : plaque Adriatique ; Ar : massif de l'Argentera, en gris dans sa position à l'Oligocène et en pointillé dans sa position actuelle ; M-E : massifs des Maures et de l'Estérel ; Co : massif Corse. L'allure actuelle des arcs de Castellane et de Nice est représentée. Le code de couleurs correspond aux différentes failles majeures héritées ; rose : faille de la Tinée ; bleu clair : faille du Poil-Creisset ; bleu foncé : faille de Rouaine-Daluis ; vert : faille de Gévaudan-la Cine ; vert clair : faille de l'Audibergue ; violet : faille de Gourdan-Vial ; brun : faille de Charamel-mont Mal ; jaune : prolongement vers le SE de la faille de Gourdan-Vial ; orange : faille de Breil-Sospel-Monaco. Les tracés pleins correspondent à l'allure de ces failles à l'Oligocène. Les tracés pointillés correspondent à leurs allures actuelles. La trajectoire du massif de l'Argentera est déduite des travaux de Laurent (1998) et Sanchez (2010) qui démontrent un raccourcissement N35 du socle sous le dôme de Barrôt et une accommodation d'un raccourcissement N-S par le jeu de grands relais décrochants N140.

L'héritage structural est d'abord passif puis très contraignant dans les développements des arcs de Nice et de Castellane. Une fois les failles bordant l'arc de Nice réorientées durant l'Oligocène, elles accommodent fortement la formation de l'arc en canalisant le déplacement de matière dans l'espace qu'elles délimitent comme des rampes latérales de chevauchement durant le Miocène. Ce contrôle structural fort couplé à une importante épaisseur de gypse expliquerait, la sollicitation en jeux opposés de deux accidents subparallèles, ainsi que la protrusion importante de l'arc de Nice. Quant à l'arc de Castellane, on peut caractériser le développement de l'arc en deux étapes (partie D.2. du chapitre III et [Figure III-72](#)). Une première étape qui correspond à l'acquisition totale de la courbure durant l'Oligocène, par la réorientation et la déformation des failles héritées des domaines vocontiens et dauphinois. Une deuxième étape, Miocène, où l'arc va se propager vers l'avant-pays, exactement la plate-forme provençale, en sollicitant fortement l'héritage structural (Laurent, 1998) mais sans engendrer de déformations rotationnelles. Les variations d'épaisseur du niveau de décollement ainsi que celles du bassin dauphino-vocontien expliquerait cette évolution en deux étapes. La déformation se propage tout d'abord au sein d'un bassin sédimentaire épais, ce qui constituerait la première étape où l'héritage subit la propagation vers le SE du prisme orogénique en subissant des rotations horaires et antihoraires respectivement dans les branches occidentale et orientale. Puis la déformation atteint la plate-forme carbonatée provençale, laquelle constitue une série sédimentaire réduite et implique de fait un approfondissement moindre du socle. La déformation se propage plus difficilement et constitue la deuxième étape où l'héritage contrôle la propagation de la déformation vers le S.

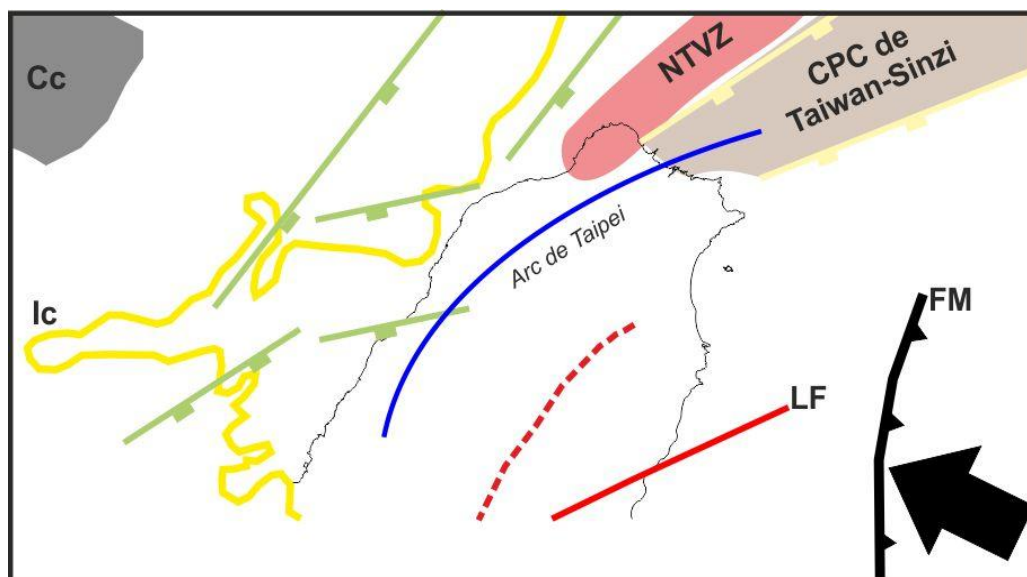


Figure V-7 : Orientations des structures de la marge chinoise et courbure de l'arc de Taipei. Cc : continent chinois ; Ic : courbe isopaque 3km des sédiments cénozoïques ; NTVZ : zone volcanique Nord de Taiwan ; CPC : chaîne plissée et chevauchée ; LF : faille de Lishan ; FM : fosse des Manilles. La faille de Lishan et la fosse de Manilles sont positionnées il y a 10Ma. Le tracé rouge pointillé correspond à la trace actuelle de la faille de Lishan.

Aux antipodes, les structures de la marge chinoise sont peu affectées par l'orogénèse taiwanaise. Les rotations dans l'arc de Taipei suggèrent que la faille de Lishan était originellement orientée ~N65, parallèlement aux structures de la marge. L'isopaque 3km des sédiments cénozoïques indique que l'arc de Taipei s'est développé au sein d'un bassin sédimentaire épais. Aucune des branches de l'arc n'adopte fidèlement les orientations des structures de la marge, à savoir les directions N40, N60 et N80. La trace arquée de la faille de Lishan est similaire à celle de l'arc de Taipei. Ces deux observations argumentent l'absence de contrôle de l'héritage structural sur la courbure de l'arc de Taipei.

iii. Le comportement de l'indenteur et du butoir

Les plaques Adriatique et des Philippines officient comme indenteurs et la plaque Eurasie comme butoir respectivement dans les orogénèses alpine et taiwanaise ([Figure V-8](#)).

La courbure de l'arc de Taipei et par extrapolation, celle de l'arc de Suao, sont les résultantes de l'avancée vers le Sud de l'arc des Ryukyus. Cette avancée ainsi que l'ouverture arrière-arc du bassin d'Okinawa s'effectuent en réponse au retrait de la fosse des Ryukyus (Letouzey et Kimura, 1986) dû au rollback vers le Sud du slab des Philippines (Teng, 1996 ; Sibuet et Hsu, 2004). La courbure des arcs de Taipei et de Suao peut s'expliquer sans solliciter aucunement l'héritage structural ou les caractéristiques d'une quelconque surface de décollement. Autrement dit, le comportement du butoir –la plaque Eurasie- en s'étirant vers le Sud au Nord-Est de Taiwan, est le moteur de la flexion de l'orogène de Taiwan.

L'arc Alpin est la résultante de la rotation de la plaque Adriatique (Gidon, 1974 ; Anderson et Jackson, 1987 ; Laubscher, 1996 ; Collombet, 2001) poussée vers le Nord par la plaque Afrique. Par contre rien n'indique que les courbures des arcs de Nice et de Castellane soient directement associées à la cinématique si particulière (tourbillonnaire selon Gidon, 1974, [Figure V-8](#)), de la plaque Adriatique. Le poinçonnement de la plaque Adriatique contre la plaque Eurasie est la cause de l'ouverture des bassins arrière-arcs Ligure, Tyrrhénien et Calabrais (Molli, 2008) mais se traduit uniquement par une direction de compression évoluant de NE-SO à N-S dans les chaînes subalpines françaises ([Figure III-70](#)). La cinématique de la plaque Adriatique contrôle la géométrie du champ de contraintes selon lequel la couverture va se déformer et adopter des courbures mouvant l'orientation de l'héritage structural.

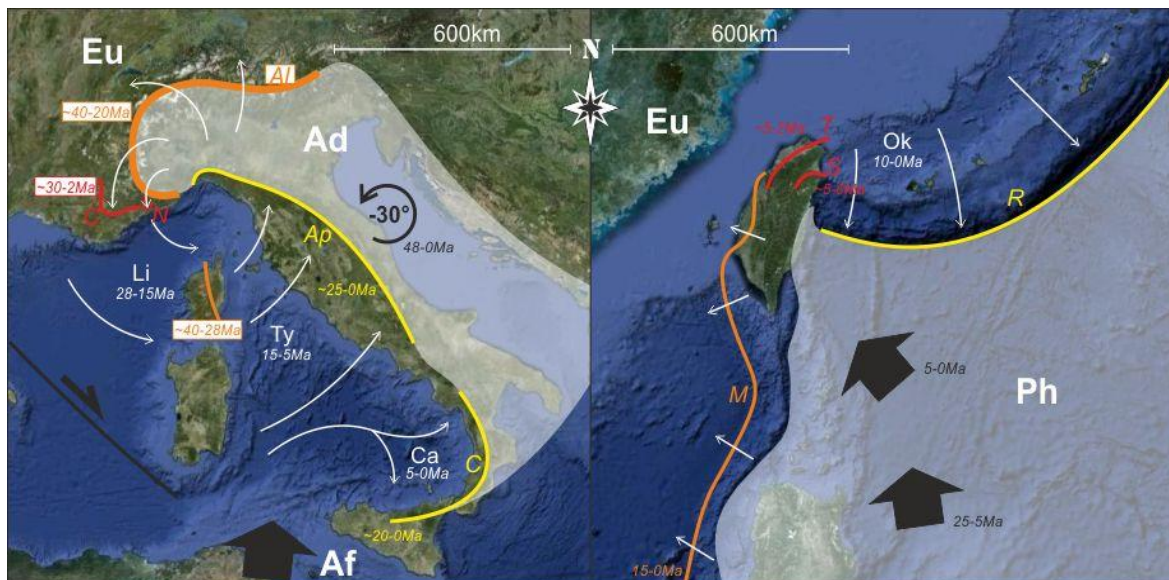


Figure V-8 : Contexte géodynamique et cinématique des plaques Adriatique et des Philippines. Ad : plaque Adriatique ; Eu : plaque Eurasie ; Af : plaque Afrique ; Ph : plaque des Philippines ; Li : mer Ligure ; Ty : mer Tyrrhénienne ; Ca : bassin de Calabre ; Ok : bassin d'Okinawa ; Al : arc alpin ; C : arc de Castellane ; N : arc de Nice ; Ap : arc des Apennins ; C : arc de Calabre ; T : arc de Taipei ; S : arc de Suao ; M : front de déformation des Manilles ; R : fosse des Ryukyus. Les directions de convergences des plaques Afrique et des Philippines sont indiquées par les flèches noires. Les flèches blanches précisent les directions de déplacement.

4. Arcs de Nice, de Castellane et de Taipei, quelles différences et similitudes ?

i. Courbures et épaisseur du bassin sédimentaire

Les arcs de Nice, de Castellane et de Taipei se sont formés dans un contexte de convergence durant le Cénozoïque. Ces arcs présentent des courbures qui leur sont propres et qui sont contrôlées par l'héritage structural pour les premiers et par l'évolution du contexte géodynamique pour le dernier. Les courbures sont associées à des rotations différentielles de même sens pour l'arc de Taipei ; de sens opposées pour l'arc de Castellane ; et sans rotation pour l'arc de Nice. Les causes de ces différences peuvent être, au premier abord, l'espace défini par les rampes latérales de chevauchement et l'importance du découplage couverture-socle. Il apparaît, en accord avec les conclusions de Macedo et Marshak (1999, partie D.2.i. chapitre I), que les rotations s'effectuent lorsque la couverture sédimentaire présente une épaisseur conséquente de sédiments fins de type marnes et argilites. Dans l'arc de Castellane, les formations du domaine des plis présentent une épaisseur plus importante et dominée par des faciès marneux contrairement aux domaines des baous et frontal (Figure III-11 et Figure III-72) qui correspondent à la plate-forme provençale et donc à dominante calcaire. Les formations de l'arc de Nice ont plus d'affinités avec celles des domaines des baous et frontal, où aucune rotation n'est enregistrée, qu'avec

le domaine des plis marquée par d'importantes rotations de la couverture mais aussi de l'héritage structural. A Taiwan, l'arc de Taipei s'est développé au profit d'une couverture sédimentaire épaisse de plus 3km et est affectée par des rotations à axe vertical.

ii. Réaimantation : un phénomène commun

Les arcs de Castellane et de Taipei présentent des aimantations syn- et post-plissement. Ces aimantations sont clairement des réaimantations. Elles sont associées soit à un enfouissement sédimentaire à plus de 2km, soit à un enfouissement tectonique suite à l'incorporation dans le prisme orogénique.

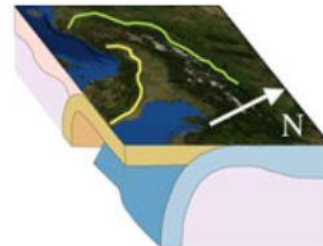
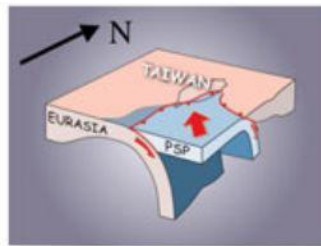
iii. Chaînes courbées et courbure orogénique

Les arcs de Castellane et de Nice ne sont pas analogues à celui de Taipei, bien que de dimension semblable ([Figure V-8](#)). Les systèmes orogéniques de Taiwan-Ryukyus et des Alpes-Apennins présentent des similitudes (Molli et Malavieille, 2010 ; [Figure V-9](#)). Ce sont des systèmes de convergence oblique caractérisés par deux fronts de subduction à vergence opposée résultant de l'inversion de vergence d'un des deux fronts. L'ouverture de bassins d'arrière-arc se produit en réponse à l'avancée d'un des deux fronts, celui des Ryukyus pour Taiwan et celui des Apennins pour les Alpes eux-mêmes associés au retrait de slabs.

L'une des différences entre les arcs subalpins et Taiwanais est leur position au sein des orogènes respectives. Le système alpin ([Figure V-10](#)) présente un premier chaînons de montagnes avec de nombreuses courbures, il s'agit des chaînes subalpines (de Nice, de Castellane, du Diois-Devoluy et du Jura) ; puis une chaîne de montagnes principales avec une seule courbure : l'arc Alpin (=zone interne des Alpes). La notion d'échelle présentée dans le premier chapitre prend ici toute sa dimension. Les arcs subalpins sont des structures de deuxième ordre : ce sont des chaînes plissées et chevauchantes courbées n'impliquant que la couverture ; alors que l'arc alpin est une structure de premier ordre : c'est une courbure orogénique affectant l'ensemble de la croûte supérieure. La courbure de l'arc alpin est généralement expliquée par la cinématique rotationnelle de l'indenteur : la rotation antihoraire et la translation vers le NO de la plaque Adriatique (Vialon et al., 1989 ; Collombet, 2001). L'orogène de Taiwan ne présente par contre qu'une seule chaîne de montagnes. On pourrait toutefois associer les chaînes subalpines aux collines de piémonts et les alpes internes à la chaîne Centrale. L'arc de Taipei est plutôt comparable à l'arc Alpin ou aux arcs subalpins au début de l'Oligocène (période à laquelle leurs courbures calquaient celle de l'arc Alpin) si l'on prend en compte l'âge des deux orogènes. L'orogène Alpin est au moins

3 à 4 fois plus vieux que celui de Taiwan. Pour être rigoureux il faudrait comparer le système Alpes/Apennins au début de l'Oligocène à celui de Taiwan/Ryukyu actuel (Figure V-10).

**Taiwan vs.
Alps/Apennines**



Différences	Système orogénique de Taiwan	Système orogénique des Alpes et des Apennins du Nord
nature des plaques en interaction	2 plaques majeures EU (continentale et océanique) PSP (océanique)	3 plaques majeures (continentale et océanique): AFRICA±ADRIA, EUROPE, IBERIA 1 microplaque: NEBBIO/CALABRIA (continentale et océanique)
arc volcanique	oui	oui (Alpes) seulement à l'Oligocène ? oui (Apennins) depuis l'Oligocène
taux de convergence	> 8cm/a	max 1-3 cm/a
Similarités		
obliquité de la convergence	c. 45°	30-45° (Corse/Apennins du Nord)
subduction à vergence opposé s'intersectant à angle droit	oui	oui depuis l'Oligocène
inversion de la subduction	oui	oui pour la Corse et les Apennins: depuis 35Ma ? oui pour la subduction des Apennins depuis 20Ma
retrait du slab	oui pour la subduction vers le Nord des Ryukyus	oui pour les Alpes depuis 35Ma oui pour les Alpes Centrales et Orientales: depuis 30Ma

Figure V-9 : Principales caractéristiques des systèmes orogéniques de Taiwan comparées aux Alpe/Apennins du Nord. D'après Molli et Malavieille, 2010.

L'autre différence notable est l'influence de l'ouverture arrière-arc engendrée par le changement de vergence des subductions et leurs retraits. A Taiwan, l'ouverture du bassin d'Okinawa influe directement sur la forme qu'adoptent les arcs de Taipei et de Suao. A l'opposé, l'ouverture des mers Ligure et Tyrhénienne ne semble avoir aucun impact direct aussi bien sur la géométrie des arcs des chaînes subalpines que sur l'arc alpin dans son ensemble.

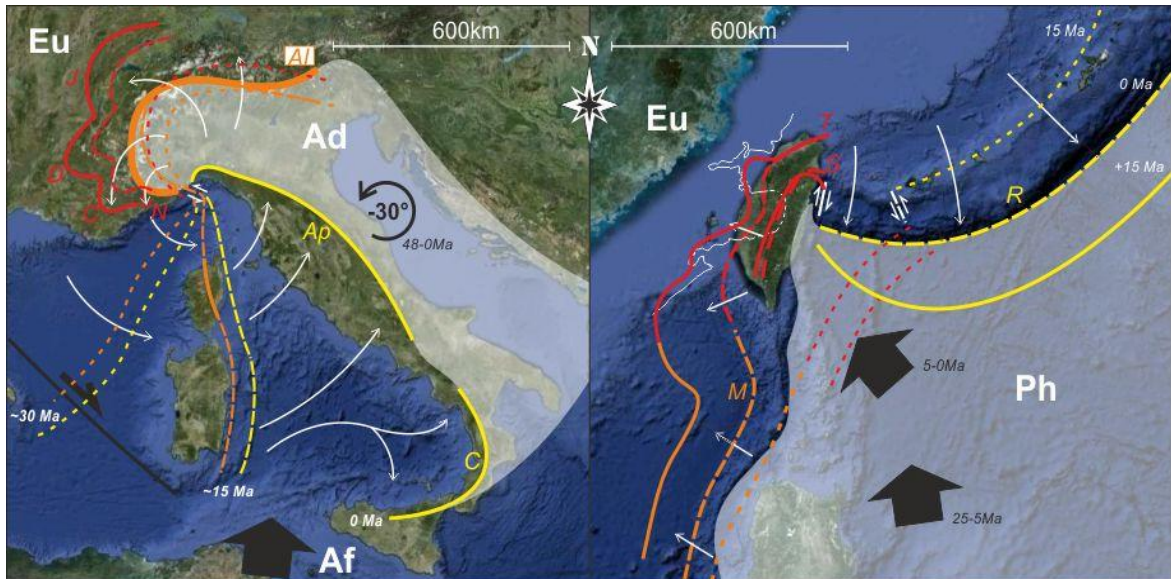


Figure V-10 : Evolution des courbures d'arc des orogènes alpin et taiwanais sur une période de 30Ma. Les chaînes subalpines (tracé rouge, encart de gauche) présente un tracé dentelé alors que la chaîne des Alpes internes a un tracé régulier. Le tracé de la fosse des Ryukyus, de la fosse des Manilles et des arcs de Taipei et de Suao à +15Ma ont été extrapolé en tenant compte de la cinématique actuelle et de la géométrie des hauts de socle (tracé blanc).

B. Perspectives

1. Réactivation de failles héritées

La réactivation de failles héritées, normales pour la plupart, est avérée en coupe pour l'ensemble des arcs étudiés (chap.3 et 4, section –héritage structural-). Dans un contexte compressif, on peut distinguer deux types de comportement (Bonini et al., 2012, [Figure V-11](#)) :

(1) Une faille héritée peut être passive (Coward et al., 1991 ; Marchegiani et al., 1999 ; Butler et al., 2006a ; Scisciani, 2009), elle n'est en aucune façon réactivée par le régime tectonique. Elle présente alors l'avantage d'être un marqueur de la déformation compressive puisque n'étant pas réactivée elle est déformée, plissée ou segmentée, par l'épisode compressif succédant à sa genèse.

(2) Une faille héritée peut être réactivée, c'est-à-dire qu'elle rejoue partiellement ou totalement, soit en inverse, soit en décrochement, de manière à accommoder la déformation. L'exemple caractéristique que l'on peut citer et que l'on retrouve dans l'arc de Taipei (Suppe 1986 ; Lee et al., 1993 ; Shen et al., 1996) et l'arc de Castellane (Laurent, 1998) est le rejeu d'une paléofaille normale en rampe de chevauchement (Coward et al., 1991 ; Butler et al., 2006b ; Scisciani et al., 2001). Les tectoglyphes présents sur le plan de faille relatent la succession des deux évènements tectoniques. Il est possible, si le deuxième évènement est

particulièrement intense, que les tectoglyphes du premier évènement soient totalement effacés.

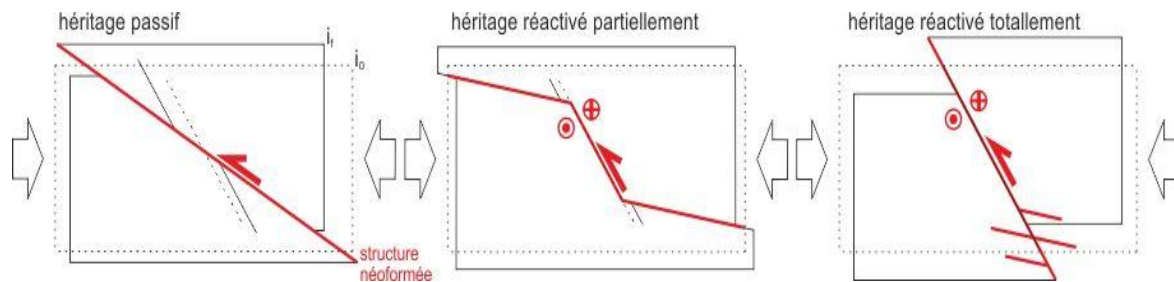


Figure V-11 : Schémas en coupe synthétisant les principaux comportements d'une faille normale héritée reprise dans un contexte en compression. i_0 : étape initiale, correspond aux figurés en pointillés ; i_f : étape finale, correspond aux figurés continus.

Les facteurs contrôlant le jeu d'une faille héritée sous un régime compressif (Turner et Williams, 2004 pour une revue) sont l'angle azimutal entre la direction de la faille et de la compression (Jaeger et Cook, 1976), le pendage de la faille (Sibson, 1985 ; Lee 1986) ; le coefficient de friction du plan de faille et la force exercée par la compression (Collettini et Sibson, 2001 ; Sibson, 2009). De nombreuses études de modélisation ont été menées dans le but de déterminer et tester ces différents facteurs (Etheridge, 1986 ; Ranalli et Yin, 1990 ; Sassi et al., 1993 ; Marques et Nogueira, 2008). La question primordiale qui reste est d'évaluer l'extension géographique d'une rotation d'axe verticale. Une rotation déterminée par le paléomagnétisme ou le GPS affecte-t-elle les failles proches ou est-elle limitée par ces mêmes failles ; s'agit-il d'une rotation régionale affectant l'ensemble des formations sus-jacente à une surface de décollement ou simplement de la rotation d'un ensemble de blocs tectoniques ? La principale source de difficulté pour l'interprétation est l'existence d'une surface de décollement qui découple totalement la couverture du socle. On peut prendre comme exemple les rotations horaires (partie B.3.ii. du chapitre III) et antihoraires (Chabert-Pelline, 1996 ; Aubourg et Chabert-Pelline, 1999) déterminées dans la branche occidentale de l'arc de Castellane. On peut aussi citer les rotations horaires de l'arc de Taipei. On peut se poser la question de savoir si ces rotations sont la manifestation, comme je l'interprète, d'une flexion orogénique engendrée par le retrait de la fosse des Ryukyus ; ou si elles sont seulement la manifestation de la sollicitation décro-chevauchante de l'héritage structural à la convergence, laquelle engendrerait la rotation de multiple unités tectoniques et pourrait même expliquer la rotation antihoraire de certains blocs (notamment dans la branche orientale de l'arc, [Figure IV-26](#)).

Je propose qu'il soit possible de caractériser la réactivation d'une faille héritée en plan. La Figure V-12 illustre une extrapolation en plan de la réactivation d'une faille en coupe. Une faille passive n'est pas réactivée, elle est simplement déformée par la propagation du front de déformation. Ainsi sa trace en surface peut-être segmentée et fléchie si elle est respectivement affectée par un chevauchement ou un pli. Une faille peut être réactivée. Une faille réactivée peut-être fléchie ou pas sous l'influence d'un régime compressif. La géométrie des accidents constituant les arcs de Nice, de Castellane et de Taipei, m'incite à généraliser qu'une faille jouant en décrochement conserve son orientation (faille de Gévaudan-La Cine, du Poil-Creisset et de Rouaine-Daluis dans l'arc de Castellane et de Breil-Sospel-Monaco et de Peille-Laghet dans l'arc de Nice) sauf s'il y a rotation des blocs qu'elle sépare alors que celles jouant en chevauchement sont susceptibles de se courber (faille de Gourdan-Vial dans l'arc de Castellane, de St-Michel dans l'arc de Nice et la plupart des chevauchements de l'arc de Taipei).



Figure V-12 : Schémas en plan synthétisant les principaux comportements d'une faille normale héritée reprise dans un contexte en compression.

i_0 : étape initiale, correspond aux figurés en pointillés ; i_f : étape finale, correspond aux figurés continus.

La caractérisation de la rotation et/ou du fléchissement d'une faille dans le plan horizontal, requiert une importante étude structurale et un intense échantillonnage paléomagnétique le long et de part et d'autres de failles potentielles, ainsi que la réalisation de modèles analogiques ou numériques pour évaluer le contrôle de différents facteurs comme l'orientation de la faille par rapport aux contraintes appliquées, la friction du plan de faille, l'application de pressions différentielles le long de la faille etc..

2. Origine des réaimantations orogéniques

Les réaimantations dans l'arc de Castellane sont à polarité normale et celles de l'arc de Taipei sont à polarité inverse. Les périodes d'acquisition des courbures de ces deux arcs s'étendent sur une durée qui présente de nombreuses inversions excédant rarement les 500ka. Ces deux arcs, avec des polarités différentes, sont des objets appropriés pour une étude comparée des processus de réaimantation afin de déterminer le paramètre qui

contrôle la polarité. Est-ce la polarité du chron contemporain du début de la réaimantation ou la polarité dominante sur toute la période de réaimantation qui contrôle la polarité de la réaimantation ?

Les réaimantations dans l'arc de Castellane et à Taiwan résulteraient de plusieurs mécanismes : enfouissement sédimentaire, enfouissement tectonique et éventuellement de circulations de fluides. Une étude plus approfondie des propriétés magnétiques des formations sédimentaires permettrait d'identifier clairement la nature des minéraux magnétiques et de discuter la pertinence des fenêtres magnétiques proposées par Aubourg et al. (2012) en comparant les minéralogies magnétiques des différents échantillons avec les profondeurs d'enfouissement sédimentaire et tectonique qu'ils ont pu connaître.

3. Le paléomagnétisme et le GPS : des outils complémentaires

A Taiwan, la comparaison des taux de rotation calculés à partir des données GPS avec les taux de rotations estimées à partir des données paléomagnétiques soulignent leur cohérence dans l'analyse de la déformation. Malgré leur très faible représentativité temporelle, inférieure à 15 ans, les données GPS pour les périodes intersismiques fournissent des taux de rotations similaires à ceux fournis par le paléomagnétisme qui varient de 10 à 60°.Ma⁻¹. La prochaine étape est de réaliser le même travail mais avec les données GPS couvrant les périodes cosismiques et pour l'ensemble de la période d'acquisition (intersismique + cosismique). Dans le cadre d'une chaîne jeune et active, comme Taiwan, l'utilisation couplée GPS-paléomagnétisme peut se révéler pertinente et permettre de combler l'histoire 'rotationnelle' de la chaîne sur les derniers millions d'années (parties B.3.iii. et C.3.iv. du chapitre IV). La difficulté avec les seules données paléomagnétiques est de déterminer la période d'occurrence d'une rotation, surtout quand elle affecte des formations jeunes, plio-pléistocènes pour l'arc de Taipei. La rotation se poursuit-elle actuellement ou s'est-elle arrêtée il y a 1 ou 2Ma ? La comparaison avec les taux de rotations GPS permet de répondre à cette question.

La démarche de comparaison des données GPS avec les données paléomagnétiques ouvrent des perspectives nouvelles sur la compréhension des rotations d'axe vertical L'intérêt d'une telle démarche est de mettre en évidence les rotations en utilisant différents outils et à expliquer ces rotations, phénomènes locaux de second ordre ou phénomène majeur d'ampleur régional, à différentes échelles d'espace et de temps en les reliant à un ou des moteurs possibles dans le cadre géodynamique considéré.

Références Bibliographiques

- Abrajevitch, A., Van der Voo, R., Levashova, N.M., Bazhenov, M.L., 2007. Paleomagnetic constraints on the paleogeography and oroclinal bending of the Devonian volcanic arc in Kazakhstan. *Tectonophysics*, **441**, 67-84.
- Aicard, P., Autran, A., Gérard, J., Lougnon, J., 1986. Sur l'âge tertiaire syntectonique et synmétamorphique alpin du gisement plombozincifère de Valauria (commune de Tende, Alpes-Maritimes). *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, **1**, 5-14.
- Aitken, J.D., Long, D.G.F., 1978. Mackenzie tectonic arc-Reflection of early basin configuration? *Geology*, **6**, 626-629.
- Allerton, S., 1998. Geometry and kinematic of vertical-axis rotations in fold and thrust belts. *Tectonophysics*, **299**, 15-30.
- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C., Isacks, B. L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30 degrees S latitude. *Tectonics*, **9**, 789-809.
- Anderson, E.M., 1951. *The dynamics of faulting*. Edited by Oliver and Boyd, Edinburgh. 206p.
- Anderson, H., Jackson, J., 1987. Active tectonics in the Adriatic region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **91**, 937-983.
- Angelier, J., 1975. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **281**, 1 805-1 808.
- Angelier, J., 1979. Détermination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, **56**, T17-T26.
- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, **103**, 363-376.
- Angelier, J., 1991. Inversion directe de recherché 4-D: comparaison physique et mathématique de deux methods de détermination des tenseurs des paléocontraintes en tectonique de failles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **312**, 1 213-1 218.
- Angelier, J., 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In Paul L. Hancock, *Continental deformation*. Pergamon Press, Oxford, England, 53-100.
- Angelier, J., 2002. Invglj. *Journal International*, **150**, 588-609.
- Angelier, J. Auboin, J., 1976. Contribution à l'étude géologique des bandes triassiques provençales: de Barjols (Var) au bas Verdon. *Bulletin du B.R.G.M.*, **2**, 187-217.
- Angelier, J., Goguel, J., 1979. Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **288**, 307-310.
- Angelier, J., Bergerat, F., Chu, H.-T., 1986. Plate collision and paleostress trajectories in a fold-and-thrust belt: the Foothills of Taiwan. *Tectonophysics*, **125**, 161-178.
- Angelier, J., Bergerat, F., Chu, H.-T., Lee, T.-Q., 1990a. Tectonic analyses and the evolution of a curved collision belt: The analysis and the evolution of a curved collision belt. *Tectonophysics*, **183**, 77-96.
- Angelier, J., Bergerat, F., Chu, H.-T., Juang, W. S., Lu, C.-Y., 1990b. Paleostress analysis as a key to margin extension: the Penghu Islands, South China Sea. *Tectonophysics*, **183**, 161-176.
- Angelier, J., Lee, J.C., Chu, H.T., Lu, C.Y., Fournier, M., Hu, J.C., Lin, N.T., Deffontaines, B., Delcaillau, B., Lacombe, O., Lee, T.Q., 1995. Crustal extension in an active urogen: Taiwan. *International Conference 3rd Sino-French Symposium. Active Collision in Taiwan, Program Extended Abstract*, 25-32.
- Angelier, J., Lee, J.-C., Chu, H.-T., Hu, J.-C., Lu, C.-Y., Chan, Y.-C., Lin, T.-J., Font, Y., Deffontaines, B., Tsai, Y.-B., 2001. Le séisme de Chichi (1999) et sa place dans l'orogène de Taiwan. Conférence débat de l'académie des sciences, Failles et séismes, Paris, France (20 mars 2000), *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, **333**, 5-21.
- Angelier, J., Chang, T.-Y., Hu, J.-C., Chang, C.-P., Siame, L., Lee, J.-C., Deffontaines, B., Chu, H.-T., Lu, C.-Y., 2009. Does extrusion occur at both tips of the Taiwan collision belt? Insights from active deformation studies in the Ilan Plain and

- Pingtung Plain regions. *Tectonophysics*, **466**, 356-376.
- Anglada, R., Follacci, J.P., Meneroud, J.P., 1967. Sur la présence du miocène marin en bordure sud de l'arc de Nice, dans la région de Roquebrune-Cap-Martin (Alpes-Maritimes). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **9**, 526-529.
- Anglada, R., Granier, J., Letolle, R., de Lumley, H., Miskovsky, J.C., Randria-Nasolo, A., Vergnaud-Grazzini, C., 1972. Variations climatiques dans le Pliocène inférieur des Restanques (Nice, Alpes-Maritimes). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **275**, 2 845-2 848.
- Apotria, T. G., W. T. Snedden, J. H. Spang, D. V. Wiltschko, 1992. Kinematic models of deformation at an oblique ramp. In: *Thrust Tectonics*, edited by K. R. McClay, 141-154, Chapman and Hall, London.
- Apotria, T.G., 1995. Thrust sheet rotation and out-of-plane strains associated with oblique ramps; an example from the Wyoming salient, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, **17**, 647-662,
- Arbaret,, L., Diot, H., Bouchez, J.L., 1996. Shape fabrics of particles in low concentration suspensions: 2D analogue experiments and application to tiling in magma. *Journal of Structural Geology*, **18**, 941-950.
- Agarwal, K.K. Agrawal, G.K., 2002. Analogue sandbox models of thrust wedges with variable basal frictions. *Gondwana Research*, **5**, 641-647.
- Armijo, R., Cisternas, A., 1978. Unproblème inverse en microtectonique cassante. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **287**, 595-598.
- Armijo, R., Carey, E., Cisternas, A., 1982. The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, **82**, 145-160.
- Arthaud, F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **XI**, 729-737.
- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, **25**, 139-171.
- Arthaud, F., Matte, P., 1976. Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogénèse hercynienne grâce aux formations géologiques santé-mésozoïques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **19**, 833-840.
- Aubourg, C., 1990. *Méthodes d'étude de la fabrique magnétique appliquée aux roches sédimentaires peu déformées*. Ph.D thesis, Université de Grenoble, 187p.
- Aubourg, C., Rochette, P., Vialon, P., 1991. Subtle stretching lineation revealed by magnetic fabric of Callovian-Oxfordian black shales (French Alps). *Tectonophysics*, **185**, 211-223.
- Aubourg, C., Chabert-Pelline, C., 1999. Neogene remagnetization of normal polarity in the late Jurassic black shales from the southern Subalpine Chains (French Alps). Evidence for late anticlockwise rotations. *Tectonophysics*, **308**, 473-486.
- Aubourg, C., Rochette, P., Stéphan, J.-F., Popoff, M., Chabert-Pelline, C., 1999. The magnetic fabric of weakly deformed Late Jurassic shales from the southern subalpines chains (French Alps): evidence for SW-directed tectonic transport direction. *Tectonophysics*, **307**, 15-31.
- Aubourg, C., Smith, B., Bakhtari, H., Guya, N., Eshragi, A., Lallemand, S., Molinaro, M., Braud, X., Dealunay, S., 2004. Post-Miocene shortening pictured by magnetic fabric across the Zagros-Makran syntaxis (Iran). *Geological Society of America special paper*, **383**, 17-40.
- Aubourg, C., Pozzi, J.-P., Janots, D., Sarahoui, L., 2008. Imprinting chemical remanent magnetization in claystones at 95°C. *Earth and Planetary Science Letters*, **272**, 172-180.
- Aubourg, C., Pozzi, J.-P., Kars, M., 2012. Burial, claystones remagnetization and some consequences for magnetostratigraphy. Geological Society of London, Special Publications, doi: 10.1144/SP371.
- Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Kissel, C., 1992. Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure ; a test case from the Corbières (NE Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology*, **14**, 461-474.
- Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Kissel, C., 1993. Strain distribution above a lateral culmination : an analysis using microfaults and magnetic fabric measurements in the Corbières thrust belt (NE Pyrennes, France). *Annales Tectonicae*, **VII**, 3-21.
- Bakhtari, H., Frizon de Lamotte, D., Aubourg, C., Hassanzadeh, J., 1998. Magnetic fabric of Tertiary sandstones from the Arcs of Fars

- (Eastern Zagros, Iran). *Tectonophysics*, **284**, 299-316.
- Barbé, J.F., 1992. *Géométrie et cinématique du faisceau décrochant de Rouaine*. Mémoire de DEA, Université de Nice-Sophia Antipolis. 65p.
- Barça, S., Palmerini, V., 1973. Contributo alla conoscenza degli ambienti di sedimentazione relativi alla "formazione del Cixerri" (Sardegna Sud-occidentale). *Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.*, **12**, 13-50.
- Barrier, E., Angelier, J., 1986. Active collision in eastern Taiwan: the coastal range. *Tectonophysics*, **125**, 39-72.
- Bates, M.P., 1989. Palaeomagnetic evidence for rotations and deformation in the Nogueras Zone, central southern Pyrenees, Spain. *Journal of the Geological Society of London*, **146**, 459-476.
- Baudemont, D., 1985. *Relations tectoniques socle-couverture en Provence orientale. Evolution tectonosédimentaire permienne du bassin du Luc (Var)*. Ph.D thesis, Université de Strasbourg, 204p.
- Beccaluva, L., Civetta, L., Macciota, G., Ricci, C.A., 1985. Geochronology in Sardinia: results and problems. *Rendiconti della società italiana di mineralogia e petrologia*, **40**, 57-72.
- Beghdadi, A., 1993. *Tectonique syn-sédimentaire et déformation sur décrochement dans le bassin de Saint-Antonin (Arc de Castellane, Alpes méridionales)*. Mémoire de DEA, université de Nice-Sophia Antipolis. 50p.
- Bellot, J., 2005. The Palaeozoic evolution of the Maures massif (France and its potential correlation with other areas of the Variscan belt: a review. In: R., Carosi, R., Dias, D., Iacopini, G., Rosenbaum, (Eds), *The southern Variscan belt, Journal of Virtual Explorer, Electron*.
- Bentahila, Y., Ben Othman, D., Luck, J.-M., 2008. Strontium, lead and zinc isotopes in marine cores as tracers of sedimentary provenance: A case study around Taiwan orogen. *Chemical Geology*, **248**, 62-82.
- Bergerat, F. 1985. *Déformation cassante et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne*. Thèse d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 315p.
- Bertrand, M., 1896. Etude géologique du Nord des Alpes maritimes. *Bulletin au Service de la Carte Géologique de France*, **IX**, 56.
- Bertrand, M., 1899. La grande nappe de recouvrement de la Basse Provence. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de France*, **68**, 397-467.
- 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 Researches*, **96**, 4 029-4 050.
- Besson, D., Parize, O., Rubino, J.-L., Aguilar, J.-P., Aubry, M.-P., Beaudoin, B., Berggren, W. A., Clauzon, G., Crumeyrolle, P., Dexcoté, Y., Fiet, N., Laccarino, S., Jimenez-Moreno, G., Laporte-Galaa, C., Michaux, J., von Salis, K., Suc, J.-P., Reynaud, J.-Y., Wernli, R., 2005. Un réseau fluvial d'âge Burdigalien terminal dans le Sud-Est de la France : remplissage, extension, âge, implications. *Comptes Rendus Géosciences*, **337**, 1 045-1 054.
- Beutner, E. C., 1977. Causes and consequences of curvature in the Sevier orogenic belt, Utah to Montana. In: Heisey, E.L. Lawson, D.E., Norwood, E.R., Wach, P.H., and Hale, L.A., eds., *Rocky Mountain Thrust Belt, Geology and Resources: Guidebook for the Wyoming Geological Association Annual Field Conference*, **29**, 153-165.
- Beyssac, O., Negro, F., Simoes, M., Chan, Y. C., Chen, Y. G., 2008. High pressure metamorphism in Taiwan; from oceanic subduction to arc-continent collision ? *Terra Nova*, **20**, 118-125.
- Bigot-Cormier, F., Poupeau, G., Sosson, M., 2000. Dénudation différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **330**, 363-370.
- Bigot-Cormier, F., Sosson, M., Poupeau, G., Stéphan, J.-F., Labrin, E., 2006. The denudation history of the Argentera Alpine External Crystalline Massif (Western Alps. France-Italy): an overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons. *Geodinamica Acta*, **19**, 455-473.
- Billedo, E.B., 1990. *Analyse structurale de la bordure occidentale décrochantes de l'arc de Nice et context géodynamique*. Mémoire de DEA, Université de Nice-Sophia-Antipolis. 58p.
- Biq, C., 1966. Tectonic styles and structural levels in Taiwan tectonogenesis. *Bulletin of the Geological Survey of Taiwan*, **20**, 1-39.
- Biq, C., 1972. Dual-trench structure in the Taiwan-Luzon region. *Proceedings of the Geological Society of China*, **15**, 65-75.

- Biq, C., 1973. Kinematic pattern of Taiwan as an example of actual continent–arc collision. *Report of the Seminar on Seismology. US-ROC Cooperative Science Program*, **25**, 149–166.
- Biq, C., 1981. Collision, Taiwan-style. Chung Kuo Ti Ch'ih Hsueh Hui Chuan Kan. *Memoirs of the Geological Society of China*, **4**, 91-102.
- 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*, **7**, 909-916.
- Bogdanoff, S., Michard, A., Mansour, M., Poupeau, G., 2000. Apatite fission track analysis in the Argentera massif: evidence of contrasting denudation rates in the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Terra Nova*, **12**, 117-125.
- Bonini, M., Sani, F., Antonielli, B., 2012. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics*, **522-523**, 55-88.
- Bonnet, C., Malavieille, J., Mosar, J., 2007. Interactions between tectonics, erosion, and sedimentation during the recent evolution of the Alpine orogène: Analogue modeling insights. *Tectonics*, **26**, TC6016, doi: 10.1029/2006TC002048, 15p.
- Boorder de, H., Spakman, W., White, S.H., Worrtel, M.J.R., 1998. Late Cenozoic mineralization, orogenic collapse and slab detachment in the European Alpine Belt. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **164**, 569-575.
- Bordet, P., 1950. Le dôme permien de Barrôt (A-M) et son auréole de terrains secondaires. *Bulletin au Service de la Carte Géologique de France*, **XLVIII**, 51-90.
- Borradaile, G.J., 1991. Correlation of strain with Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS). *Pure and Applied Geophysics*, **135**, 15-29.
- Borradaile, G.J., Alford, C., 1987. Relationship between magnetic susceptibility and strain in laboratory experiments. *Tectonophysics*, **133**, 121-135.
- Borradaile, G.J., and Puumala, M.A., 1989. Synthetic magnetic fabrics in plasticine. *Tectonophysics*, **164**, 73-78.
- Borradaile, G.J., Jackson, M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geological Society of London, Special Publications*, **238**, 299-360.
- Bott, M.H.P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, **92**, 109-117.
- Bourquin, S., Bercovici, A., Lopez-Gomez, J., Diez, J.B., Broutin, J., Ronchi, A., Durand, M., Arché, A., Linol, B., Amour, F., 2011. The Permian-Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri-Tethyan domain scale: Palaeogeographic maps and geodynamic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **299**, 265-280.
- Boussac, J., 1912. Etude stratigraphique sur le Nummulitique alpin. *Mémoires de la Carte géologique de France*, Paris, 662p, 20pl.
- Bouysson, P., 2009. *Physiography, volcanoes, astroblemes. Sheet 1 of the Geological map of the World, scale 1/50 000 000*, third edition.
- Bowin, C., Lu, R.S., Lee, C.S., Schouten, H., 1978. Plate convergence and accretion in Taiwan-Luzon region. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, **62**, 1 643–1 672.
- Boyer, S. E., 1995. Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts. *American Journal of Science*, **29**, 1 220-1 250.
- Brais, A., Pautot, G., 1992. Reconstruction of the South China Sea from structural data and magnetic anomalies. In: J. Xianglong, H.R., Kudrass and G. Pautot (Eds.), *Marine Geology and Geophysics of the South China Sea*. China Ocean Press, 60-69.
- Brothers, L.A., Engel, M.H., Elmore, R.D., 1996. The Late diagenetic conversion of pyrite to magnetite by organically complexed ferric iron. *Chemical Geology*, **130**, 1-14.
- Bulard, P.F., Chamagne, B., Dardeau, G., Delteil, J., Gioan, P., Ivaldi, J.-P., Laval, F., Perez, J.-L., Polvèche, J., 1975. Sur la genèse et les structures de l'arc de Nice. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **XVII**, 939-944.
- Burbank, D.W., Puigdefabregas, C., Munoz, J.A., 1992. The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain. *Geological Society of America Bulletin*, **104**, 1 101-1 120.
- Bureau of Mines and Geosciences, 1982. *Geology and Mineral Resources of the Philippines*. Bureau of Mines and Geosciences, Ministry of Natural Resources of Philippines, **1**, 406p.
- Burg, J.P., Davy, P., Martinod, J., 1994. Shortening of analogue models of the continental

- lithosphere: new hypothesis for the formation of the Tibetan plateau. *Tectonics*, **13**, 473-483.
- Burkhard, M., Sommaruga, A., 1998. Evolution of the Swiss Molasse basin: Structural relations with the Alps and the Jura belt. London, *Geological Society of London Special Publication*, **134**, 279-298.
- Burns, K.L., Rickard, M.J., Belbin, L., Chamalun, F., 1980. Further, palaeomagnetic confirmation of the Magellanes orocline. *Tectonophysics*, **63**, 75-90.
- Burrus, J., 1984. Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (North-Western Mediterranean). *Marine Geology*, **55**, 247-269.
- Buscaïl, F., 2000. *Contribution à la compréhension du problème géologique et géodynamique du massif des Maures: le métamorphisme régional modélisé dans le système KFMASH: analyse paragénetique, chimiographie, thermobarométrie, géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$* . Ph.D Thesis, Université de Montpellier, France.
- Butler, R.W.H., Tavarnelli, E., Grasso, M., 2006a. Structural inheritance in mountain belts: an Alpine–Apennine perspective. *Journal of Structural Geology*, **28**, 1 893-1 908.
- Butler, R.W.H., Tavarnelli, E., Grasso, M., 2006b. Tectonic inversion and structural inheritance in mountain belts, *Journal of Structural Geology*, **28**, 1 891-2 120.
- Byrne, T., 1998. Pre-collision kinematics and a possible modern analogue for the Lichi and Kenting melanges, Taiwan. *Journal of the Geological Society of China*, **41**, 535-550.
- Cairanne, G., 2003. *Les réaimantations chimiques et le filtrage des polarités du champ magnétique terrestre. Expériences pression-température et comparaison avec des réaimantations naturelles*. Ph.D Thesis, Université de Cergy-Pontoise, 236p.
- Cairanne, G., Aubourg, C., Pozzi, J.-P., 2002. Syn-folding remagnetization and the significance of the small circle test: examples from the Vocontian trough (SE-France). *Physics and Chemistry of the Earth*, **27**, 1 151-1 159.
- Cairanne, G., Aubourg, C., Pozzi, J.-P., Moreau, G., Decamps, T., Marolleau, G., 2004. Experimental Chemical Remanent Magnetization in a natural claystone : a record of two magnetic polarities. *Geophysical Journal International*, **159**, 907-916.
- Calais, E., Nocquet, J.M., Jouanne, F., Tardy, M., 2002. Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996-2001. *Geology*, **30**, 651-654.
- Calais, E., DeMets, C., Nocquet, J.-M., 2003. Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North-America plate motions? *Earth and Planetary Science Letters*, **216**, 81-92.
- Calassou, S., Larroque, C., Malavieille, J., 1993. Transfer zones of deformation in thrust wedges: an experimental study. *Tectonophysics*, **221**, 325–344.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 13 917-13 951.
- Cande, S.C. D.V. Kent, 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 6 093-6 095.
- Campredon, R., 1972. *Les formations paléogènes des Alpes-Maritimes franco-italiennes*. Thèse d'Etat, Université de Nice, 539p.
- Campredon, R., Boucarut, M., 1975. *Alpes-Maritime Maures, Estérel*. Guides géologiques régionaux, Masson & Cie (Ed), Paris, 175p.
- Campredon, R., Franco, M., Giannerini, G., Gigot, P., Irr, F., Lanteaume, M., Spini, H., Tapoul, J.-F., 1977. Les déformations de conglomérats pliocènes de l'arc de Nice (Chaînes subalpines méridionales). *Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique de France*, **2**, 75-77.
- Campredon, R., Giannerini, G., 1982. Le synclinal de Saint-Antonin (arc de Castellane, chaînes subalpines méridionales). Un exemple de bassin soumis à une déformation compressive permanente depuis l'Eocène supérieur. *Géologie Alpine*, **58**, 15-20.
- Carey, S.W., 1955. The orocline concept in geotectonics. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, **89**, 255-288.
- Carey, E., 1976. *Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles : calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement*. Ph.D thesis, Université de Paris-Sud, Orsay, 138p.
- Carey, E., 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **21**, 57-66.
- Casas, A.M., Simon, J.L., Seron, F.J., 1992. Stress deflection in a tectonic compressional field: a

- model for the northwestern Iberian Chain, Spain. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 7 183-7 192.
- Cattin, R., Loevenbruck, A., Le Pichon, X., 2004. Why does the co-seismic slip of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake increase progressively northwestward on the plane of rupture? *Tectonophysics*, **386**, 67– 80.
- Cederquist, D.P., Van der Voo, R., van der Pluijm, B.A., 2006. Syn-folding remagnetization of Cambro-Ordovician carbonates from the Pennsylvania salient post-dates oroclinal rotation. *Tectonophysics*, **422**, 41-54.
- Célérier, B., 1988. How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor? *Tectonics*, **7**, 1 257-1 278.
- Chabert-Pelline, C., 1996. *Géométrie et cinématique de la branche occidentale de l'arc de Castellane (chaînes subalpines de Hautes-Provence, France)*. Ph.D Thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis, 198p.
- Chai, B.H.T., 1972. Structure and tectonic evolution of Taiwan. *American Journal of Sciences*, **272**, 389–422.
- Chang, L.S., 1964. A biostratigraphic study of the Tertiary in the Hengchun peninsula, Taiwan, based on smaller Foraminifera (I. Northern Part). *Proceedings of the Geological Society of China*, **7**, 48-62.
- Chang, L.S., 1966. A biostratigraphy study of the Tertiary in the Hengchun Peninsula, Taiwan, based on smaller foraminifera (Part III: Southern part). *Proceedings of the Geological Society of China*, **9**, 55-63.
- Chang, C.P., Angelier, J., Huang, C.-Y., Liu, C.S., 2001. Structural evolution and significance of a mélange in a collision belt: the Lichi Mélange and the Taiwan arc-continent collision. *Geological Magazine*, **138**, 6, 633-651.
- Chang, C.P., Angelier, J., Lee, T.Q., Huang, C.-Y., 2003a. From continental margin extension to collision orogen: structural development and tectonic rotation of the Hengchun peninsula, southern Taiwan. *Tectonophysics*, **361**, 61-82.
- Chang, C.P., Chang, T.-Y., Angelier, J., Kao, H., Lee, J.-C., Yu, S.-B., 2003b. Strain and stress field in Taiwan oblique convergent system: constraints from GPS observation and tectonic data. *Earth and Planetary Science Letters*, **214**, 115-127.
- Chang, C.P., Angelier, J., Lu, C.Y., 2007. Polyphase deformation in a newly emerged accretionary prism: Folding, faulting and rotation in the southern Taiwan Mountain range. *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2007.11.002
- Chang, S.S.L., Chi, W.R., 1983. Neogene nannoplankton biostratigraphy in Taiwan and the tectonic implications. *Petroleum Geology of Taiwan*, **19**, 93-148.
- Channell, J.E.T., Lowrie, W., Medizza, F., Alvarez, W., 1978. Palaeomagnetism and tectonics in Umbria, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, **39**, 199-210.
- Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., 1996. *Carte géologique de la France au 1/1 000 000*. Ed. BRGM, Orléans.
- Chapple, W., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Bulletin*, **89**, 1 189-1 198.
- Chaumillon, E., Deverchère, J., Réhault, J.-P., Gueguen, E., 1994. Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale ligure (Méditerranée occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **319**, 675-682.
- Charreau, J., 2002. *Déformations actuelles dans l'arc de Nice : caractérisation des structures actives par approches combinée tectonique-géomorphologique-sismotectonique*. Mémoire de DEA, Université de Nice-Sophia Antipolis, 117p.
- Chemenda, A., Yang, R.-K., Stephan, J.-F., Konstantinovskaya, E.A., Ivanov, G.M., 2001. New results from physical modelling of arc-continent collision in Taiwan: evolutionary model. *Tectonophysics*, **333**, 159-178.
- Chen, C.H., Chu, H.T., Liou, J.G., Ernst, W.G., 1983. Explanatory notes for the Metamorphic Facies Map of Taiwan. *Special Publication of the Central Geological Survey*, **2**, 1-32.
- Chen, W.-S., Cheng, Y.-M., Huang, C.-Y., 1985. Geology of the Hengchun Peninsula, southern Taiwan. *Ti-Chih*, **6**, 47-74.
- Chen, M.P., Juang, W.S., 1986. Seafloor physiography off southeastern Taiwan. *Acta Oceanographica Taiwanica*, **16**, 1-7.
- Chen, M.P., Shieh, Y.T., Shyr, C.S., 1988. Seafloor physiography and surface sediments off southeastern Taiwan. *Acta Geologica Taiwanica*, **26**, 333-353.
- Chen, C.-H. Wang, C.-H., 1995. Explanatory Notes for the Metamorphic Facies Map of Taiwan, 2nd edn. *Special Report of Central Geological Survey*, **2**, 51p. Central Geological Survey, Taipei, Taiwan.

- Chen, C.-H., Liu, T.-K., Lo, H.-J., 1989. An alkali basaltic dike in Lailai, northeastern coast of Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*, **32**, 295-316.
- Chen, C.H., Jahn, B.-M., Lee, T., Chen, C.H., Cornichet, J., 1990a. Sm-Nd isotopic geochemistry of sediments from Taiwan and implications for tectonic evolution of SE China. *Chemical Geology*, **88**, 317-332.
- Chen, C.H., Shieh, Y.N., Lee, T., Chen, C.H., Mertzman, S.A., 1990b. Nd-Sr-O isotopic evidence for source contamination and an unusual component under Luzon Arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**, 2 473-2 483.
- Chen, C.-H., Hsieh, P.-S., Wang, K.-L., Yang, H.-J., Lin, W., Liang, Y.-H., Lee, C.-Y., Yang, H.-C., 2010. Zircon LA-ICPMS U-PB ages and Hf isotopes of Huayu (Penghu Islands) volcanic in the Taiwan Strait and tectonic implication. *Journal of Asia Earth Sciences*, **37**, 17-30.
- Chen, R.-F., Chan, Y.-C., Angelier, J., Hu, J.-C., Huang, C., Chang, K.-J., Shih, T.-Y., 2005. Large earthquake-triggered landslides and mountain belt erosion: the Tsaoiling case, Taiwan. *Comptes Rendus Geosciences*, **337**, 1 164-1 172.
- Chen, R.-Y., H. Kao, et al., 2009. Three-dimensional patterns of seismic deformation in the Taiwan region with special implication from the 1999 Chi-chi earthquake sequence. *Tectonophysics*, **466**, 140-151.
- Chen, T.-T., Watkins, J.S., 1994. Structure and stratigraphy of south Pengchiahsu basin, northern offshore Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **29**, 127-170.
- Cheng, W.-B., Wang, C., Shyu, C.-T., Shin, T.-C., 1998. A three-dimensional Vp model of the southeastern Taiwan area and its tectonic implications. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **9**, 425-452.
- Cheng, W.-B., 2009. Tomographic imaging of the convergent zone in Eastern Taiwan - A subducting forearc sliver revealed? *Tectonophysics*, **466**, 170-183.
- Cheng, Y.-M., Huang, C.-Y., Yeh, J.-J., Chen, W.-S., 1984. The Loshui Formation; deeper-water sandstones on the Hengchun Peninsula, southern Taiwan. *Acta Geologica Taiwanica*, **22**, 100-117.
- Chi, W.C., Reed, D.L., Liu, C.S., Lundberg, N., 1998. Distribution of the bottom-simulating reflector in the offshore Taiwan collision zone. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **9**, 779-794.
- Chi, W.-C., Reed, D.L., 2008. Evolution of shallow, crustal thermal structure from subduction to collision: An exemple from Taiwan. *Bulletin of the Geological Society of America*, **120**, 679-690.
- Chi, W.-R., Huang, H.M., 1981a. Nannobiostratigraphy and paleoenvironments of the late Neogene sediments and their tectonic implications in the Miaoli area, Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **18**, 111-129.
- Chi, W.-R., Namson, J., Suppe, J., 1981b. Stratigraphic record of plate interactions in the Coastal Range of eastern Taiwan. *Memoirs of the Geological Society of China*, **4**, 155-194.
- Chiang, C.-S., Yu, H.-S., Chou, Y.-W., 2004. Characteristics of the wedge-top depozone of the southern Taiwan foreland basin system. *Basin Research*, **16**, 65-78.
- Ching, K.-E., Rau, R.-J., Lee, J.-C., Hu, J.-C., 2007. Contemporary deformation of tectonic escape in SW Taiwan from GPS observations, 1995-2005. *Earth and Planetary Science Letters*, **262**, 601-619.
- Chorowicz, J., Mekarnia, A., 1992. Mise en évidence d'une extension albo-apitienne orientée NW-SE en Provence (SE de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **315**, 861-866.
- Chou, H.-C., Kuo, B.-Y., Hung, S.-H., Chiao, L.-Y., Zhao, D., Wu, Y.-M., 2006. The Taiwan-Ryukyu subduction-collision complex: folding of a viscoelastic slab and the double seismic zone. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B04410, doi: 10.1029/2005JB003822, 14p.
- Chou, J.T., 1973. Sedimentology and paleogeography of the upper Cenozoic system of western Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **16**, 111-143.
- Chou, J.T., 1977. Sedimentology and paleogeography of the Pleistocene Toukoshan Formation in western Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **14**, 25-36.
- Chou, J.T., 1980. Stratigraphy and sedimentology of the Miocene in western Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **17**, 33-52.
- Chu, H.-T., 1990. *Néotectonique cassante et collision Plio-Quaternaire à Taiwan*. Ph.D thesis, Université Pierre et Marie-Curie, Paris, 292p.
- Chung, S.-L., Sun, S.-S., Tu, K., Chen, C.-H., Lee, C.-Y., 1994. Late Cenozoic basaltic volcanism around the Taiwan Strait, SE China: product of lithosphere-asthenosphere interaction during

- continental extension. *Chemical Geology*, **112**, 1-20.
- Clauzon, G., 1978. The Messinian Var canyon (Provence, Southern France). Paleogeographic implications. *Marine Geology*, **27**, 231-246.
- Clauzon, G., 1990. The Messinian Var canyon (Provence, Southern France) – Paleogeographic implications. *Marine Geology*, **27**, 231-246.
- Clauzon, G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamique. *Géomorphologie : Relief, processus, environnement*, **1**, 3-22.
- Clauzon, G., Aguilar, J.-P., Michaux, J., 1987. Mise en évidence d'un diachronisme de 5 Ma au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute-Provence, France). Révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **305**, 133-137.
- Clauzon, G., Rubino, J.-P., Suc, J.P., 1996. *Les Rias Pliocènes du Var et de Ligurie : comblement sédimentaire et évolution géodynamique*. Livret guide de l'Excursion commune du Groupe Français d'Etude du Néogène et du Groupe Français de Géomorphologie, 6,7 et 8 septembre, 44p.
- Clift, P.D., Lin, A.T.S., Carter, A., Wu, F., Draut, A.E., Lai, T.-H., Fei, L.-Y., Schouten, H., Teng, L., 2008. Post-collisional collapse in the wake of migrating arc-continent collision in the Ilan basin, Taiwan. *The Geological Society of America Special Paper*, **436**, 257-278.
- Cogné, J.P., 1988. Strain, magnetic fabric, and paleomagnetism of the deformed red beds of the Pont-Rean formation, Brittany, France. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 13 673-13 687.
- Cogné, J.-P., 2001. Paleomac: a McIntosh™ application for treating paleomagnetic data and making late reconstructions. *Geochemistry, Geophysic, Geosystem*, **4**, 1, 1007, doi: 10.1029/2001GC000227,2003.
- Cogné, J.P., Perroud, H., 1985. Strain removal applied to paleomagnetic directions in an orogenic belt: the Permian red slates of the Alpes Maritimes, France. *Earth and Planetary Science Letters*, **72**, 125-140.
- Collettini, C., Sibson, R.H., 2001. Normal faults, normal friction? *Geology*, **29**, 927-930.
- Collombet, M., 2001. *Cinématique et rotation des Alpes Occidentales : Approche paléomagnétique et modélisation analogique*. Ph.D thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 137p.
- Combes, P., 1984. *La tectonique récente de la provence occidentale. Microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité*. Ph.D thesis, Université de Louis Pasteur, Strasbourg, 182p.
- Contrucci, I. Nercessian, A., Béthoux, N., Mauffret, A., Pascal, G., 2001. A Ligurian (Western Mediterranean sea) geophysical transect revisited. *Geophysical Journal International*, **146**, 74-97.
- Corsini, M., Ruffet, G., Caby, R., 2004. Alpine and late hercynian geochronological constraints in the Argentera Massif (Western Alps). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97**, 3-15.
- Corsini, M., Rolland, Y., 2009. Late evolution of the southern European Variscan belt: exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **341**, 214-223.
- Corsini, M., Bosse, V., Féraud, G., Demoux, A., Crevola, G., 2010. Exhumation processes during post-collisional stage in the Variscan belt revealed by detailed 40Ar/39Ar study (Tanneron Massif, SE France). *International Journal of Earth Sciences*, **99**, 327-341.
- Cortesogno, L., Cassinis, G., Dallagiovanna, G., Gaggero, L., Oggiano, G., Ronchi, A., Seno, S., Vanossi, M., 1998. The Variscan post-collisional volcanism in Late Carboniferous-Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia (Italy) : a synthesis. *Lithos*, **45**, 305-328.
- Costa, E., Vendeville, B.C., 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement. *Journal of Structural Geology*, **24**, 1 729-1 739.
- Costa, E. Speranza, F., 2003. Paleomagnetic analysis of curved thrust belts reproduced by physical models. *Journal of Geodynamics*, **36**, 633-654.
- Cotillon, P., 1971. *Le Crétacé inférieur de l'arc subalpine de Castellane entre l'Asse et le Var, stratigraphie et sédimentologie*. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 313p.
- Cotillon, P., 1985. Hauts-fonds de la marge Nord-Est provençale au Crétacé inférieur. Un exemple de contrôle tectonique et bathymétrique. *Bulletin de la Section Scientifique*, **IX**, 25-38.
- Cotton, J.T., Koyi, H.A., 2000. Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: application to structures in the Salt Range and

- Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society of America Bulletin*, **112**, 351–363.
- Courboulex, F., Larroque, C., Deschamps, A., Kohrs-Sansorny, C., Gélis, C., Got, J.L., Charreau, J., Stéphan, J.-F., Béthoux, N., Virieux, J., Brunel, D., Maron, C., Duval, A.M., Pérez, J.L., Mondielli, P., 2007. Seismic hazard on the French Riviera : observations, interpretations and simulations. *Geophysical Journal International*, **170**, 387-400.
- Couzens-Schultz, B.A., Vendeville, B.C., Wiltschko, D.V., 2003. Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modeling. *Journal of Structural Geology*, **25**, 1 623-1 644.
- Covey, M., 1986. The evolution of foreland basins to steady state: evidence from the western Taiwan foreland basin. In: P.A. Allen and P. Homewood (Editors). *Foreland Basins. International Association of Sedimentology Special Publication*, **8**, 77-90.
- Coward, M.P., 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *Journal of Structural Geology*, **5**, 113-123.
- Coward, M.P., Gillcrist, R., Trudgill, B., 1991. Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps. In: Roberts, A.M., Yielding, G., Freeman, B. (Eds.), *The Geometry of Normal Faults. Geological Society Special Publication*, **56**, 93-113.
- Creer, K. M., 1968. Palaeozoic palaeomagnetism. *Nature*, **219**, 246-250.
- Crespi, J., Chan, Y.C., Swaim, M., 1996. Synorogenic extension and exhumation of the Taiwan hinterland. *Geology*, **24**, 247-250.
- Crespo-Blanc, A., 2008. Recess drawn by the internal zone outer boundary and oblique structures in the paleomargin-derived units (Subbetic Domain, central Betics): An analogue modeling approach. *Journal of Structural Geology*, **30**, 65-80.
- Crevola, G., Pupin, J.P., 1994. Crystalline Provence: structure and Variscan evolution. In: J.D., Keppie, (Ed.), *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 426-441.
- Crouzet, C., Rochette, P., Ménard, G., Prévot, M., 1997. Acquisition d'aimantations thermorémanentes partielles successives par la pyrrhotite monodomaine lors du refroidissement de la Zone dauphinoise interne (Alpes occidentales, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **325**, 643-649.
- Crouzet, C., Rochette, P., Ménard, G. 2001a. Experimental evaluation of thermal recording of successive polarities during uplift of metasediments. *Geophysical Journal International* **145**, 771-785.
- Crouzet, C., Stang, H., Appel, E., Schill, E., Gautam, P., 2001b. Detailed analysis of successive pTRMs carried by pyrrhotite in Himalayan metacarbonates: an example from Hidden Valley, central Nepal. *Geophysical Journal International*, **146**, 607-618.
- Crouzet, C., Gautam, P., Schill, E., Appel, E., 2003. Multicomponent magnetization in western Dolpo (Tethyan Himalaya, Nepal): tectonic implications. *Tectonophysics*, **377**, 179-196.
- Cruz, L., Teyssier, C., Perg, L., Take, A., Fayon, A., 2008. Deformation, exhumation, and topography of experimental doubly-vergent orogenic wedges subjected to asymmetric erosion. *Journal of Structural Geology*, **30**, 98-115.
- Cunningham, W.D., Klepeis, K.A., Gose, W.A., Dalziel, I.W.D., 1991. The Patagonian orocline: new paleomagnetic data from the Andean magmatic arc in Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 16 061-16 067.
- Curnelle, R., Dubois, P., 1986. Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 529-546.
- Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Hsieh, M.-L., Willett, S.D., Hu, J.-C., Horng, M.-J., Chen, M.-C., Stark, C.P., Lague, D., Lin, J.-C., 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*, **426**, 648–651.
- Dahlen, F.A., 1990. Critical taper model of fold-and-thrusts belts and accretionary wedges. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **18**, 55-99.
- Dahlen, F.A., Suppe, J., 1988. Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. In: Clark Sydney Jr., P., Burchfiel, B.C., Suppe, J., (Eds.). *Processes in Continental Lithospheric Deformation. Geological Society of America Special Paper*, **218**, 161-178.
- Dal Piaz, G.V., Hunziker, J., Martinotti, G., 1972. La zone Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **11**, 433-462.

- Daly, L., 1970. *Etude des propriétés magnétiques des roches métamorphiques ou simplement tectonisées*. Thèse d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 340p.
- Daly, L. et Henry, B., 1983. Séparations d'anisotropie magnétiques composantes en vue d'applications à l'étude quantitative de la déformation des roches. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **296**, 153-156.
- Dalziel, I.W.D., Kligfield, R., Lowrie, W., Opdike, N.D., 1973. Palaeomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarctic. In: Tarling, D.H., Runcorn, S.K. (Eds.), *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, **1**, Academic Press, San Diego, CA, 87-101.
- Dardeau, G., 1983. *Le Jurassique des Alpes-Maritimes (France) – Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural à la junction des dispositifs dauphinois, briançonnais et provençal*. Ph.D thesis, Université de Nice, 391p.
- Dardeau, G., 1984a. Le bâti Jurassique et la mise en place des structures alpines dans les Alpes-Maritimes: préfiguration des accidents tectoniques et des ensembles structuraux, rapport entr socle et couverture. *Géologie Méditerranéenne*, **XI**, 277-282.
- Dardeau, G., 1984b. Les mouvements de distension Jurassique sur la marge européenne de la Téthys, d'après les éléments recueillis dans les Alpes-Maritimes (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **299**, 203-206.
- Dardeau, G., 1987. Inversion du style tectonique et permanence des unités structurales dans l'histoire mésozoïque et alpine du bassin des Alpes-Maritimes, partie de l'ancienne marge passive de la Téthys. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **305**, 43-486.
- Dardeau, G., 1988. Tethyan evolution and Alpine reactivation of Jurassic extensional structures in the French « Alpes-Maritimes ». *Bulletin de la Société Géologique de France*, **IV**, 651-657.
- Dardeau, G., de Graciansky, P.-C., 1987. Indices d'une tectonique synsédimentaire distensive d'âge crétacé inférieur dans la vallée de l'Estéron (Alpes Maritimes) et conséquences géodynamiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **III**, 1-10.
- David, S.D., 1990. *La limite décrochante entre arc de Nice et arc de Castellane, analyse structurale et contexte géodynamique*. Mémoire de D.E.A, Université de Nice-Sophia Antipolis, 57p.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal Geophysical Research*, **88**, 1 153–1 172.
- Davis, D.M., Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, **119**, 67-88.
- Davis, G.H., Reynolds, S.J., 1996. *Structural geology of rocks and regions, 2nd edition*. Edited by John Wiley & Sons, United State of America, 776p.
- Davy, P., Cobbold, P.R., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment: 1. Experiments scaled for gravity. *Bulletin of the Geological Institutions of Uppsala. New Series*, **14**, 129-141.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, I., Lienhart, M.J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoires du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, Orléans, **125**, 615p.
- Deino, A., Gatacceca, J., Rizzo, R., Montanari, A., 2001. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and paleomagnetism of the Miocene volcanic succession of Monte Furrù (western Sardinia): implications for rotation history of the Corsica-Sardinia microplate. *Geophysical Research Letters*, **28**, 3 373-3 376.
- Delpech, P.-Y., 1988. *Rifting Jurassique sur la bordure occidentale du dôme de Barrôt (Alpes occidentales françaises)*. *Evolution géodynamique d'un secteur de la marge nord-téthysienne*. Ph.D thesis, Université de Pierre et Marie Curie, Paris, 209p.
- Delteil, J., Stéphan, J.-F., Attal, M., 2003. Control of Permian and Triassic faults on Alpine basement deformation in the Argentera massif (external southern French Alps). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **174**, 481-496.
- Delvaux, D., Sperner, B., 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In Nieuwland, D. (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. *Geological Society of London Special Publication*, **212**, 75-100.
- Demoux, A., Schärer, U., Corsini, M., 2008. Variscan evolution of the Tanneron massif, SE-France, examined through U-Pb monazite ages. *Journal of the Geological Society*, **165**, 467-478.
- Dewey, J.F., 1977. Suture zone complexities: A review. *Tectonophysics*, **40**, 53-67.
- Dinarès, J., McClelland, E., Santanach, P., 1992. Contrasting rotations within thrust sheets and kinematics of thrust tectonics as derived from paleomagnetic data: an example from the Southern Pyrenees. In: K.R. McClay (Ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman and Hall, London, 265-275.

- Dinarès-Turell, J., Garcìa-Senz, J., 2000. Remagnetization of Lower Cretaceous limestones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geodynamic evolution. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 19 405-19 418.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rosello, E., 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, **316**, 91-119.
- Dominguez, S., Lallemand, S.E., Malavieille, J., von Huene, R., 1998. Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics*, **293**, 207-224.
- Droop, G.T.R., Lombardo, B., Pognante, U., 1990. Formation and distribution of eclogite-facies rocks in the Alps. In Carswell, D.A. (Ed.): *Eclogite-facies rocks*, Blackie, Glasgow and London, 225-259.
- Dubar, M., 1987. Précisions sur la structure et le fonctionnement récent du fossé tectonique du Var inférieur (Alpes Maritimes, France), d'après l'étude des déformations des terrains quaternaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **304**, 141-146.
- Dubois, P., Curnelle, R., 1978; Résultats apportés par le forage les Mées n°1 sur le plateau de Valensole (Alpes de Haute-Provence). *Comptes-Rendus Sommaires des séances de la Société Géologique de France*, **4**, 181-184.
- Dunlop, D.J., Ozima, M., Kinoshita, H., 1969. Piezomagnetization of single-domain grains: a graphical approach. *Journal of Geomagnetism and Geolectricity*, **21**, 513-518.
- Dunlop, D.J., Özdemir, Ö, 1997. *Rock magnetism, fundamentals and frontiers*. Cambridge, University Press.
- Dupin, J.-M., Sassi, W., Angelier, J., 1993. Homogeneous stress hypothesis and actual fault slip: a distinct element analysis. *Journal of Structural Geology*, **15**, 1 033-1 043.
- Edel, J.B., Montigny, R., Thuizat, R., 1981. Late Paleozoic rotations of Corsica and Sardinia: new evidence from paleomagnetic and K-Ar studies. *Tectonophysics*, **79**, 201-223.
- Edel, J.-B., Dubois, D., Marchant, R., Hernandez, J., Cosca, M., 2001. La rotation Miocène inférieur du bloc corso-sarde. Nouvelles contraintes paléomagnétiques sur la fin du mouvement. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **3**, 275-283.
- Eldredge, S., Bachtadse, V., Van der Voo, R., 1985. Paleomagnetism and the orocline hypothesis. *Tectonophysics*, **119**, 153-179.
- Eldredge, S., Van der Voo, R., 1988. Paleomagnetic study of thrust sheet rotations in the Helena and Wyoming salients of the Northern Rocky Mountains. In Schmidt, C. J., ed., Interaction of the Rocky Mountain Foreland and the Cordilleran thrust belt. *Geological Society of America Memoirs*, **171**, 319-332.
- Elishewitz, B., 1963. A new interpretation of the structure of the Miaoli area in the light of the décollement tectonics of northwest Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **2**, 21-45.
- Elter, F.M., Faure, M., Ghezze, C., Corsi, B., 1999. Late Hercynian shear zones in northeast Sardinia (Italy). *Géologie de la France*, **2**, 3-16.
- Etchecopar, A., Vasseur, G., Daignières, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from faults striation analysis. *Journal of Structural Geology*, **3**, 51-65.
- Etheridge, M.A., 1986. On the reactivation of extensional fault systems. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **317**, 179-194.
- Enkin, R.J., Dunlop, D.J., 1988. The demagnetization temperature necessary to remove viscous remanent magnetization. *Geophysical Research Letters*, **15**, 514-517.
- Enkin, R.J., Osadetz, K. G., Baker, J., Kisilievsky, D., 2000. Orogenic remagnetizations in the front ranges and inner foothills of the Southern Canadian Cordillera: chemical harbinger and thermal handmaiden of cordilleran deformation. *Geological Society of America Bulletin*, **112**, 929-942.
- Estève, J.-P., 1974. *Recherches géophysique par bouée-réfraction sur la marge continentale niçoise*. Ph.D thesis Université de Pierre et Marie Curie, Paris.
- Faccenna, C., Mattei, M., Funicello, R., Jolivet, L., 1997. Styles of back-arc extension in the Central Mediterranean. *Terra Nova*, **9**, 126-130.
- Fallot, P., 1949. Les chevauchements intercutanés de Roya (A.M.). *Annales Hébert-Haug du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Paris*, 161-170.
- Fallot, P., Faure-Muret, A., 1949. Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **228**, 616-619.

- Faraday, M., 1859. *Experimental researches in chemistry and physics*. Eds: Taylor, R. and Francis, W., London. University of California Libraries.
- Faucher, T., Gidon, M., Pairis, J.-L., Mascle, G., 1988. Directions de transport au front de la nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **306**, 227-230.
- Fernandez, A., 1984. *Etude théorique et expérimentale du développement de la fabrique dans les roches magmatiques*. Ph.D thesis, Université de Clermont-Ferrand, 283p.
- Ferrandini, J., Gattacceca, J., Ferrandini, M., Deino, A., Janin, M.-C., 2003. Chronostratigraphie et paléomagnétisme des dépôts oligo-miocènes de Corse : implications géodynamiques pour l'ouverture du bassin liguro-provençal. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **174**, 357-371.
- Ferrill, D.A., R.H. Groshong, 1993. Kinematic model for the curvature of the northern Subalpine Chain, France. *Journal of Structural Geology*, **15**, 523-541.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London*, **217**, 295-305
- Fitzgerald, P.G., Munoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean Orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, **173**, 157-170.
- Flandrin, J., 1964. Carte géologique de la France : feuille de Séderon au 1/50000. Ed. BRGM, Orléans.
- Fleuty, M.J., 1964. The description of folds. *Geological Association Proceedings*, **75**, 461-492.
- Font, Y., 2002. *Contribution to the understanding of the westernmost Ryukyu subduction termination into the active arc-continent collision of Taiwan; new insights from seismic reflection analyses and earthquake relocation*. Ph.D thesis, Université de Montpellier II, 279p.
- Ford, M., 2004. Depositional wedge tops: interaction between low basal friction external orogenic wedges and flexural foreland basins. *Basin Research*, **16**, 361-375.
- Ford, M., Lickorish, W.H., Kuszniir, N.J., 1999. Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: a geodynamic appraisal. *Basin Research*, **11**, 315-336.
- Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D., Vanderheaghe, O., 2006. Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of Geological Society of London*, **163**, 815-826.
- Foucault, A., Raoult, J.-F., 2000. *Dictionnaire de géologie*, 5ème édition. Masson Sciences, Dunod, Paris, 380p.
- Foucher, J.P., Le Pichon, X., Lallemand, S., Hobart, M.A., Henry, P., Benedetti, M., Westbrook, G.K., Langseth, M.G., 1990. Heat flow, tectonics, and fluid circulation at the toe of the Barbados Ridge accretionary prism. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **95**, 8 859-8 867.
- Fourniguet, J., 1977. Mise en évidence de mouvements actuels verticaux dans le SE de la France par comparaison de nivellements successifs. *Comptes Rendus Sommaires des séances de la Société Géologique de France*, 266-268.
- Franco, M., 1982. *Etude géologique de la bordure des chaînes subalpines méridionales entre St-Vallier de Thiey et Thorenc (Alpes-Maritimes)*. Ph.D thesis, Université de Nice, 136p.
- Frizon de Lamotte, D., Mercier, E., Dupré la Tour, A., Robion, P., Averbuch, O., 1997. Cinématique du plissement et déformation interne des roches. L'exemple du pli de Lagrasse (Aude, France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, **324**, 591-598.
- Fruit, D., Elmore, R. D. & Halgedahl, S., 1995. Remagnetization of the folded Belden formation, northwest Colorado. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 15 009-15 023.
- Fry, N., 1989. Southwestward thrusting and tectonics of the Western Alps. *Alpine Tectonics, Geological Society Special Publication*, **45**, 83-109.
- Fuh, S.-C., Liu, C.-S., Song, G.-S., 1994. Decoupled transcurrent faults in the offshore area South of Taiwan. *Petroleum geology of Taiwan*, **29**, 27-46.
- Fuh, S.-C., Liu, C.-S., Lundberg, N., Reed, D.L., 1997. Strike-slip faults offshore southern Taiwan: implications for the oblique arc-continent collision processes. *Tectonophysics*, **274**, 25-39.
- Fuller, C.W., Willet, S.D., Fisher, F., Lu, C.-Y., 2006. A thermomechanical wedge model of Taiwan constrained by fission-track thermochronology. *Tectonophysics*, **425**, 1-24.
- Gattacceca, J., 2001. *Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma. Implications géodynamiques*. Ph.D Thesis, Ecole des mines de Paris, Paris, 299p.

- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **258**, 359-377.
- Gealey, W.K., 1988. Plate tectonic evolution of the mediterranean – Middle East region. *Tectonophysics*, **155**, 285-306.
- Gehring, A.U., Heller, F., 1989. Timing of natural remanent magnetization in ferriferous limestones from the Swiss Jura mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, **93**, 261-272.
- Gehring, A.U., Keller, P., Heller, F., 1991. Paleomagnetism and tectonics of the Jura arcuate mountain belt in France and Switzerland. *Tectonophysics*, **186**, 269-278.
- Geiser, P.A., Engelder, T., 1983. The distribution of layer parallel shortening fabrics in the Appalachian foreland of New York and Pennsylvania: Evidence for two non-coaxial phase of the Alleghanian orogeny. In *Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains*, edited by R.D. Hatcher Jr. et al., *Memoirs of the Geological Society of America*, **158**, 161-175.
- Genesseeux, M., Réhault, J.-P., Thomas, B., 1989. La marge continentale de la Corse. Corsican continental margin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **5**, 339-351.
- Gèze, B., 1960. Evaluation du déplacement de la couverture post-triasique de l'Arc de Nice (Alpes-Maritimes). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **250**, 1 875-1 877.
- Gèze, B., 1963. Caractères structuraux de l'arc de Nice (Alpes-Maritimes). Livre à la mémoire du professeur Fallot. *Mémoire hors série de la Société Géologique de France*, **II**, 289-300.
- Gèze, B., 1968. *Carte géologique de la France au 1/50000, feuille Menton-Nice*. BRGM Ed, Orléans.
- Ghiglione, M.C., Cristallini, E.O., 2007. Have the southernmost Andes been curved since Late Cretaceous time? An analog test for the Patagonian Orocline. *Geology*, **35**, 13–16.
- Giacomini, F., Dallai, L., Carminati, E., Tiepolo M., Ghezzi, G., 2008. Exhumation of a Variscan orogenic complex: insights into the composite granulitic-amphibolitic metamorphic basement of South-East Corsica (France). *Journal of metamorphic Geology*, **26**, 403-436.
- Giannerini, G., 1978. *Contribution à l'étude géologique de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var) : relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire*. Ph.D Thesis, Université de Nice, 285p.
- Giannerini, G., 1980. Les formations continentales tertiaires de la bordure de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var). Nature et origine des sédiments détritiques. *Géologie Méditerranéenne*, **VII**, 307-316.
- Giannerini, G., Gigot, P., Campredon, R., 1977. Le tertiaire de la Roque-Esclapon (front sud de l'arc de Castellane): la superposition de deux déformations synsédimentaires Oligocène et Miocène et des bassins sédimentaires associés. *Bulletin du B.R.G.M.*, **2**, 179-188.
- Giannerini, G., Sanchez, G., Schreiber, D., Lardeaux, J.-M., Rolland, Y., in press. Miocene tectono-sedimentary evolution of the arc de Nice and Arc de Roya: new investigations on the Miocene Roquebrune-cap martin basin. *Comptes Rendus Geosciences*, sous presse.
- Gibb, R.A., 1978. Slave-Churchill collision tectonics. *Nature*, **271**, 50-52.
- Gibb, R.A., 1983. Model for suturing of Superior and Churchill plates: an example of double indentation tectonics. *Geology*, **11**, 413-417.
- Gidon, M. 1974. L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **278**, 21-24.
- Gidon, M. et Pairis, J.-L., 1971. Remarques sur l'évolution structurale et les caractères des mouvements tectoniques dans la branche Nord-Oest de l'arc de Castellane. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **272**, 2 412-2 415.
- Gidon, M. et Pairis, J.-L., 1986. La nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales): origine, déplacement et signification régionale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **303**, 981-984.
- Gidon, M. et Pairis, J.-L., 1992. Relations entre le charriage de la Nappe de Digne et la structure de son autochtone dans la vallée du Bès (Alpes de Haute-Provence). *Eclogae Geologica Helvetica*, **82**, 327-359.
- Giermann, G., 1969. Le précontinent entre le cap Ferrat et le cap Martin. *Bulletin de l'Institut Océanographique de France*, **68**. 1-20.
- Gignoux, M., 1925. *Géologie stratigraphique*. Masson et Cie, Paris. 667p.

- Gigot, P., Grandjacquet, C., Haccard, D., 1974. Evolution tectonosédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **XVI**, 128-139.
- Gigot, P., Gubler, Y., Haccard, D., 1975. Relations entre sédimentation et tectonique (en compression ou extension) ; exemples pris dans les bassins Tertiaires des Alpes du Sud et de Haute-Provence. *International Sedimentological Congress*, **4**, 157-162.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, 390p.
- Gilbert, G.K., 1890. Lake Bonneville. *U.S. Geological Survey Monography*, **1**.
- Ginsburg, L., 1959. Etude géologique de la bordure subalpine, à l'Ouest de la basse vallée du Var. *Bulletin au Service de la Carte Géologique de la France*, **57**, 1-38.
- Ginsburg, L., 1960. Etude géologique de la bordure subalpine à l'ouest de la basse vallée du Var. *Bulletin au Service de la Carte Géologique de la France*, **259**, LVII.
- Goguel, J., 1936. Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mémoire du Service de la Carte Géologique de France*.
- Goguel, J., 1963. L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **5**, 20-33.
- Gong, Z., van Hinsbergen, D.J.J., Dekkers, M.J., 2009. Diachronous pervasive remagnetization in northern Iberian basins during Cretaceous rotation and extension. *Earth and Planetary Science Letters*, **284**, 292-301.
- Gouvernet, C., Guieu, G., Rousset, C., 1971. *Guides géologiques régionaux. Provence*. Edition Masson.
- Graciansky, P.-C. de, Durozoy, G., Gigot, P., 1982. *Notice explicative, carte géologique de France au 1/50000ème, feuille de Digne*. B.R.G.M., Orléans, 76p.
- Graciansky, P.-C. de, Lemoine, M., 1988. Early Cretaceous extensional tectonics in the southwestern French Alps: a consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **IV**, 733-737.
- Graciansky, P.-C. de, Dardeau, G., Lemoine, M., Tricart, P., 1989. The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. *Geological Society Special Publications*, **44**, 87-104.
- Graham, J.W., 1966. Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. In: J. S. Steinhart and T. J. Smith (eds), *The Earth Beneath the Continents*, *Geophysical Monographies*, **10**, 627-648.
- Graham, R.H., 1978a. Wrench faults, arcuate fold patterns and deformation in the southern French Alps. *Proceedings of Geological Assembly*, **89**, 125-142.
- Graham, R.H., 1978b. Quantitative deformation studies in the Permian rocks of Alpes-Maritimes. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologique et Minière de France*, **91**, 219-238.
- Graham, R.H., 1981. Gravity sliding in the Maritimes Alps. In *Thrust and Nappe Tectonics*, The Geological Society of London, 335-352.
- Granar, L., 1958. Magnetic measurements on Swedish varved sediments. *Arkiv. F. Geofysik.*, **3**, 1-40.
- Gratier, J.-P., 1987. L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. *Mémoires et Documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles*, Rennes, **20**, 165p.
- Gratier, J.-P., Ménard, G., Arpin, R., 1989. Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps. In: Coward, M.P., Dietrich, D., and Park, R.G. (eds), *Alpine Tectonics*, *Geological Society Special Publication*, **45**, 65-81.
- Graveleau, F., Hurtrez, J.-E., Dominguez, S., Malavieille, J., 2011. A new experimental material for modeling relief dynamics and interactions between tectonics and surface processes. *Tectonophysics*, **513**, 68-87.
- Gray, M.B., Stamatakos, J., 1997. New model for evolution of fold and thrust belt curvature, based on integrated structural and paleomagnetic results from the Pennsylvania salient. *Geology*, **25**, 1067-1070.
- Grubbs, K.L., Van der Voo, R., 1976. Structural deformation of the Idaho-Wyoming overthrust belt (USA), as determined by Triassic paleomagnetism. *Tectonophysics*, **33**, 321-336.
- Guardia, P., Ivaldi, J.-P., 1985. Les déformations schistogènes du tégument de l'Argentera (Alpes-Maritimes): description, genèse et chronologie relative dans le cadre géodynamique des Alpes sud-occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 353-362.
- Guardia, P., Ivaldi, J.-P., 1987. Contrôle tectonique de la sédimentation paléogène sur le bord

- méridional du massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes). *Géologie Alpine, Mémoires hors-série*, **13**, 313-318.
- Gueguen, E., 1995. *Le bassin Liguro-Provençal: un véritable océan*. Ph.D Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest (France). 309p.
- Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Tectonophysics*, **298**, 259-269.
- Guilhaumou, N., Perthuisot, V., Roure, F., 1996. Paleocirculation in the basin of southeastern France sub-alpine range: a synthesis from fluid inclusion studies, *Marine and Petroleum Geology*, **269**, 695-706.
- Gutscher, M.A., Kukowski, N., Malavielle, S., Lallemand, S., 1996. Critical behaviour of thrust wedges: insights from high basal friction sandbox experiments. *Geology*, **24**, 135-138.
- Gutscher, M.A., Kukowski, N., Malavielle, J., Lallemand, S., 1998. Episodic imbricate thrusting and underthrusting: Analog experiments and mechanical analysis applied to the Alaskan accretionary wedge. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 10 161-10 176.
- Haccard, D., Beaudoin, B., Gigot, P., Jorda, M., 1989. *Notice explicative de la feuille La Javie*. BRGM Editions, Service géologique national, Orléans, France.
- Halim, N., Kravchinsky, V., Gilder, S., Cogné, J. P., Alexyutin, M., Sorokin, A., Courtillot, V., Chen, Y., 1998. A palaeomagnetic study from the Mongol-Okhotsk region: rotated Early Cretaceous volcanics and remagnetized Mesozoic sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **159**, 133-145.
- Hall, R., 2001. Cenozoic reconstructions of SE Asia and the SW Pacific: changing patterns of land and sea. In Mercalfe, I., Smith, J.M.B., Morwood, M., and Davidson, L.D. *Faunal and Floral Migrations and Evolution in SE Asia-Australasia*. A.A. Balkema (Swets & Zeitlinger Publishers) Lisse, 35-36.
- Hall, R., Ali, J.R., Anderson, C.D., Baker, S.J., 1995. Origin and motion history of the Philippine Sea Plate. *Tectonophysics*, **251**, 229-250.
- Hamiti, M., 1994. *Géométrie, cinématique et mécanismes des chevauchements synschisteux dans une région préalablement déformée. Exemple de la couverture sédimentaire à l'ouest du massif de l'Argentera (Alpes occidentales françaises)*. Ph.D Thesis, Université d'Aix-Marseille., 195p.
- Hart, M., Fuller, M., 1988. Magnetization of a dolomite bed in the Monterey formation: implications for diagenesis. *Geophysical Research Letters*, **15**, 491-494.
- Haug, E., 1925. Les nappes de charriages de la Basse Provence, 1^o partie. *Mémoire du Service de la Carte Géologique de France*, 304 p.
- Hayes, D.E., Lewis, S.D., 1984. A geophysical study of the Manilla Trench, Luzon, Philippines, 1. Crustal structure, gravity and regional tectonic evolution. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 9 171-9 195.
- Hecht, K., 1962. *Magnetic susceptibility anisotropy of beach sand*. Sc. M. thesis, Brown University. ???p.
- Heim, A., 1921. *Geologie der Schweiz. Band I Molasseland und Juragebirge*. Tauchniz, Leipzig.
- Heki, H., 1996. Horizontal and vertical crustal movements from three-dimensional very long baselin interferometry kinematic reference frame: Implication for the reversal time scale revision. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 3 187-3 198.
- Henshaw, P. C. J., Merrill, R. T., 1980. Magnetic and chemical changes in marine sediments. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **18**, 483-504.
- Henry, B., 1971. *Contribution à l'étude structurale du dôme de Barrôt: microtectonique, anisotropie de susceptibilité magnétique et paléomagnétisme*. Ph.D Thesis, Université de Paris, 194p.
- Henry, B., 1973. Studies of microtectonics, anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetism of the Permian Dôme de Barrôt (France): paleotectonic and paleosedimentological implications. *Tectonophysics*, **17**, 61-72.
- Hibsch, C., 1992. *Apports de l'approche tectonosédimentaire pour l'analyse et la datation des paléocontraintes tectoniques. Applications en domaine tabulaire (tectonique permo-cénozoïque en Grande-Bretagne) et en domaine plissée (tectonique crétacée de l'arc de Castellane, S.E France). Implications géodynamiques*. Ph.D Thesis, Université de Paris-Sud, 188p.
- Hilde, T.W.C., Lee, C.S., 1984. Origin and evolution of the West Philippine Basin: a new interpretation. *Tectonophysics*, **102**, 85-104.
- Hindle, D., 1996. *Quantifying stresses and strains from the Jura Arc, and their usefulness in choosing a deformation model for the region*. Ph.D thesis, Université de Neuchâtel. 103p.

- Hindle, D., Burkhard, M., 1999. Strain, displacement and rotation associated with the formation of curvature in fold belts; the example of the Jura arc. *Journal of Structural Geology*, **21**, 1 089-1 101.
- Hippolyte, J.-C., Angelier, J., Nury, D., Bergerat, F., Guieu, G., 1993. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France. *Tectonophysics*, **226**, 15-35.
- Hippolyte, J.-C., Bergerat, F., Gordon, M. B., Bellier, O., Espurt, N., 2012. Keys and pitfalls in mesoscale fault analysis and paleostress reconstructions, the use of Angelier's methods. *Tectonophysics*, In press, Corrected Proof.
- Hirono, T., Yeh, E.C., Lin, W., Sone, H., Mishima, T., Soh, W., Hashimoto, Y., Matsubayashi, O., Aoike, K., Ito, H., Kinoshita, M., Murayama, M., Song, S. R., Ma, Hung, K. F., Wang, C. Y., Tsai, Y. B., Kondo, T., Nishimura, M., Moriya, S., Tanaka, T., Fujiki, T., Maeda, L., Muraki, H., Kuramoto, T., Sugiyama, K., Sugawara, T., 2007. Non-destructive continuous physical property measurements of core samples recovered from Hole B, Taiwan Chelungpu-fault Drilling Project. *Journal of Geophysical Research*, **112**, B07404.
- Hirt, A.M., Lowrie, W., 1988. Paleomagnetism of the Umbria-Arches orogenic belt. *Tectonophysics*, **146**, 91-106.
- Hirt, A.M., Lowrie, W., Julivert, M., Arboleya, M.L., 1992. Paleomagnetic results in support of a model from the origin of the Asturian arc. *Tectonophysics*, **213**, 321-339.
- Hirtzel, J., Chi, W.-C., Reed, D., Chen, L., Liu, C.-S., Lundberg, N., 2009. Destruction of Luzon forearc basin from subduction to Taiwan arc-continent collision. *Tectonophysics*, **479**, 43-51.
- Ho, C.S., 1967. Structural evolution and major tectonic forms of Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*, **10**, 3-24.
- Ho, C.S., 1971. The Tertiary basins of Taiwan. *Bulletin of the Geological Survey of Taiwan*, **23**, 1-52.
- Ho, C.S., 1976. Foothills tectonics of Taiwan. *Bulletin of the Geological Survey of Taiwan*, **25**, 9-28.
- Ho, C.S., 1979. Geologic and tectonic framework of Taiwan. *Memoirs of the Geological Society of China*, **3**, 57-72.
- Ho, C.S., 1982. *Tectonic evolution of Taiwan: explanatory text of the tectonic map of Taiwan*. Ministry of Economic Affairs, R.O.C, 126p.
- Ho, C.S., 1986. A synthesis of the geologic evolution of Taiwan. *Tectonophysics* **125**, 1-16.
- Ho, C.S., 1999. *An introduction to the geology of Taiwan, explanatory text of the geologic map of Taiwan*. Second ed. 1988; Central geological survey, ministry of economic affairs, Taiwan, Republic of China, 192p.
- Homberg, C., 1996. *Analyse des déformations cassantes dans le Jura et modélisation numérique des perturbations des contraintes tectoniques autour d'accidents majeurs*. Ph.D thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 306p.
- Homberg, C., Bergerat, F., Philippe, Y., Lacombe, O., Angelier, J., 2002. Structural inheritance and cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). *Tectonophysics*, **357**, 137-158.
- Horn, F., Ménard, F., Munk, F., 1965. *Etude géophysique de la Basse Vallée du Var*. Rapport DS 65 A 37, Orléans, France.
- Hornig, C.-S., 2000. Magnetostratigraphic record of images core MD972143 from the Benham rise of the western Philippine Sea. *Journal of the Geological Society of China*, **43**, 409-422.
- Hou, C.-S., Hu, J.-C., Shen, L.-C., Wang, J.-S., Chen, C.-L., Lai, T.-C., Huang, C., Yang, Y.-R., Chen, R.-F., Chen, Y.-G., Angelier, J., 2005. Estimation of subsidence using GPS measurements, and related hazard: the Pingtung Plain, southwestern Taiwan. *Comptes-Rendus de Géoscience*, **337**, 1 184-1 193.
- Hou, C.-S., Hu, J.-C., Ching, K.-E., Chen, Y.-G., Che, C.-L., Cheng, L.-W., Tang, C.-L., Huang, S.-H., Lo, C.-H., 2009. The crustal deformation of the Ilan Plain acted as a westernmost extension of the Okinawa Trough. *Tectonophysics*, **466**, 344-355.
- Hovius, N., Stark, C.P., Chu, H.-T., Lin, J.-C., 2000. Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt: Central Range, Taiwan. *Journal of Geology*, **108**, 73-89.
- Hnat, J.S., van der Pluijm, B.A., Van der Voo, R., 2006. Primary curvature in the Mid-Continent Rift: Paleomagnetism of the Portage Lake Volcanics (northern Michigan, USA). *Tectonophysics*, **425**, 71-82.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, **5**, 37-82.
- Hrouda, F., Jezek, J., 1999. Magnetic anisotropy indications of deformations associated with diagenesis. In Tarling, D.H., and Turner, P., eds., *Paleomagnetism and Diagenesis in Sediments*.

- Geological Society of London, Special Publication*, **151**, 127-137.
- Hsiao, L.Y., 1997. *Late Cenozoic structure off northeastern Taiwan* (in Chinese). Master thesis, National Taiwan University, Taipei, 62p.
- Hsiao, L.Y., et al., 1998. Structural characteristics of Taiwan-Sinzi (in Chinese). *Petroleum Geology of Taiwan*, **32**, 133-153.
- Hsiao, P.-T., Hu, C.-C., Lin, K.A., Hsu, S.-H., Fuh, S.-C., Chang, T.-Y., Hsiuan, T.-H., Sheen, H.-C., Kuo, C.-L., Lee, C.-J., 1991. Hydrocarbon potential evaluation of the Penghu Basin. *Petroleum Geology of Taiwan*, **26**, 215-229.
- Hsij, K.J., Sun, S., Li, J.L., 1987. Mesozoic suturing in the Huanan Alps and the tectonic assembly of south China. *Sci. Sin.*, **10**, 1 107-1 115.
- Hsij, K.J., Sun, S., Li, J.L., Chen, H.H., Pen, H.P., Sengor, A.M.C., 1988. Mesozoic overthrust tectonics in south China. *Geology*, **16**, 418-421.
- Hsu, K.J., Jiliang, L., Haihong, C., Qingchen, W., Shu, S., Sengör, A.M.C., 1990. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology. *Tectonophysics*, **183**, 9-39.
- Hsu, M. T., 1961. Seismicity of Taiwan (Formosa). *Bulletin Earthquake Research institute Tokyo University*, **39**, 831-847.
- Hsu, Y. J., Yu, S. B., Simons, M., Kuo, L.-C., Chen, H.-Y., 2009. Interseismic crustal deformation in the Taiwan Plate boundary zone revealed by GPS observations, seismicity, and earthquake focal mechanisms. *Tectonophysics*, **479**, 4-18.
- Hsu, Y.-R., 1998. *Study on surface deformation of Ilan plain, by means of GPS observation* (in Chinese). Master Thesis, National Central University, Chungli, Taiwan, 108p.
- Hu, H.N., Chu, H.T., Jeng, R.C., 1981. The slate formation of southern Taiwan: preliminary result. *Bulletin of the Central Geological Survey*, **1**, 33-49.
- Hu, J.-C., Yu, S.-B., 2001. Active deformation of Taiwan from GPS measurements and numerical simulations. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 2 265-2 280.
- Hu, J.-C., Hou, C.-S., Shen, L.-C., Chan, Y.-C., Chen, R.-F., Huang, C., Rau, R.-J., Chen, K.H.-H., Lin, C.-W., Huang, M.-H., Nien, P.-F., 2007. Fault activity and lateral extrusion inferred from velocity field revealed by GPS measurements in the Pingtung area of southwestern Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **31**, 287-302.
- Hu, J.-C., Angelier, J., 2004. Stress permutations: three-dimensional distinct element analysis accounts for a common phenomenon in brittle tectonics. *Journal of geophysical research*, **109**, doi:10.1029/2003JB002616.
- Huang, C.-S., Lee, C.-F., Liu, H.-C., 1991. The geological investigation of the Kanchiao fault, northern Taiwan (in Chinese). *Bulletin of the Central Geological Survey MOEA, Taipei*.
- Huang, C.-Y., 1984. *Field trip to the Hengchun Peninsula, southern Taiwan*. Field Guidebook, Sino-French Colloquium on Geodynamics of the Eurasian-Philippine Sea Plate Boundary. (April, Taipei), 77-94.
- Huang, C.-Y., Yin, Y.C., 1990. Bathymetric ridges and troughs in the active arc-continent collision region off southern Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*, **33**, 351-372.
- Huang, C.-Y., Shyu, C.T., Lin, S.B., Lee, T.Q., Sheu, D.D., 1992. Marine geology in the arc-continent collision zone off southeastern Taiwan: Implications for late Neogene evolution of the Coastal Range. *Marine Geology*, **107**, 183-212.
- Huang, C.-Y., Yuan, P.B., Song, S.-R., Lin, C.-W., Wang, C., Chen, M.-T., Shyu, C.-T., Karp, B., 1995. Tectonics of short-lived intra-arc basins in the arc-continent collision terrane of the Coastal Range, eastern Taiwan. *Tectonics*, **14**, 19-38.
- Huang, C.-Y., Wu, W.-Y., Chang, C.-P., Tsao, S., Yuan, P.B., Lin, C.-W., Kuan-Yuan X., 1997. Tectonic evolution of accretionary prism in the arc-continent collision terrane of Taiwan. *Tectonophysics*, **281**, 31-51.
- Huang, S.-T., Ting, H.-H., Chen, R.-C., Chi, W.-R., Hu, C.-C., Shen, H.-C., 1992. Basinal Framework and Tectonic Evolution of Offshore Northern Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **27**, 47-72.
- Huang, S.-T., Chen, R.-C., Chi, W.-R., 1993. Inversion Tectonics and Evolution of the Northern Taihsi Basin, Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **28**, 15-46.
- Huang, T., 1981. Neogene biostratigraphy and chronostratigraphy of Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*, **24**, 3-8.
- Huang, T., Wang, Y., Chen, W.S., 1993. *Geologic map of eastern Coastal Range*. Taiwan Central Geological Survey, Ministry of economic Affairs, scale 1:100 000, 2 sheets.
- Huang, T.C., 1976. Neogene calcareous mumoplankton biostratigraphy viewed from the Chuhuangkeng section, northwestern Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*, **19**, 7-24.

- Huang, T.-C., Chi, W.-R., 1979. Calcareous nannofossils of the subsurface pre-Miocene rocks from the Peikang Basement High and adjacent areas in western central Taiwan (Part II: Palaeocene). *Petroleum Geology of Taiwan*, **16**, 95-129.
- Hudson, M. R., Reynolds, R. L., Fishman, N. S., 1989. Synfolding magnetization in the Jurassic Preuss sandstone, Wyoming-Idaho-Utah thrust belt. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 13 681-13 705.
- Huiqi, L., McClay, K.R., Powell, D., 1992. Physical models of thrust wedges. In McClay, K.R., ed., *Thrust tectonics*, London, Chapman and Hall, 71-82.
- Humbert, F., 2010. *Analyse pétrophysique et anisotropie de roches détritiques dans des systèmes compressifs en présence de failles actives : exemples des prismes de Taiwan et de Nankais*. Ph.D thesis, Université de Cergy Pontoise, 320p.
- Hussong, D., Uyeda, 1981. Tectonic processes and the history of the Mariana arc: a synthesis of the results of Deep Sea Drilling Project Leg 60. In Lee, M. and Powell, R. (eds), *Int. Repts. DSDP 60*, **60**, 909-929.
- Iaworsky, G., Curti, G., 1960. La faune des poudingues de Roquebrune. *Comptes Rendus d'Académie des Sciences*, **251**, 399-400.
- Ildefonse, B., Launeau, P., Bouchez, J.L., Fernandez, A., 1992. Effect of mechanical interactions on the development of shape preferred orientation: a two-dimensional experimental approach. *Journal of Structural Geology*, **14**, 73-83.
- Irr, F., 1984. *Paléoenvironnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerranéen occidental. Un système de pente de la paléomarge liguro-provençale*. Ph.D thesis, Université de Nice. 464p.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 3 211-3 231.
- Ising, G. 1942. On the magnetic properties of varved clay. *Arkiv of Matematisk and Astronomisk Fysik*, **29**, 1-37.
- Ivaldi, J.-P., Bellon, H., Guardia, P., Mangan, C., Müller, C., Perez, J.-L., Terramorsi, S., 2003. Contexte lithostructural, âges ^{40}K - ^{40}Ar et géochimie du volcanisme calco-alcalin tertiaire de Cap-d'Ail dans le tunnel ferroviaire de Monaco. *Comptes Rendus Geosciences*, **335**, 411-421.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., Zimmerman, R.W., 2008. *Fundamentals of rocks mechanics, fourth edition*. Edited by Blackwell Publishing, 475p.
- Jahn, B.M., Liou, J.G., Nagasawa, H., 1981. High-pressure metamorphic rocks of Taiwan: REE geochemistry, Rb-Sr ages and tectonic implications. *Memoirs of the Geological Society of China*, **4**, 497-520.
- Jahn, B.M., Martineau, F., Comichet, J., 1984. Chronological significance of Sr isotopic compositions in the crystalline limestones of the Central Range, Taiwan. *Memoirs of the Geological Society of China*, **6**, 295-301.
- Jahn, B.-M., Martineau, F., Peucat, J.J., Cornichet, J., 1986. Geochronology of the Tananao Schist Complex and crustal evolution of Taiwan. *Memoirs of the Geological Society of China*, **7**, 383-404.
- Jahn, B.-M., Zhou, X.H., Li, J.L., 1990. Formation and tectonic evolution of Southeastern China and Taiwan: Isotopic and geochemical constraints. *Tectonophysics*, **183**, 145-160.
- Jahn, B.-M., Chi, W.R., Yui, T.F., 1992. A late Permian formation of Taiwan (marbles from Chia-Li well no. 1): Pb-Pb isochron and Sr isotopic evidence, and its regional geological significance. *Journal of Geological Society of China*, **35**, 193-218.
- Jakni, B., Poupeau, G., Sosson, M., Rossi, P., Ferrandini, J., Guennoc, P., 2000. Dénudations cénozoïques en Corse ; une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatites. Cenozoic denudation in Corsica; apatite fission track thermochronology. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **331**, 775-782.
- James, O., 1976. *Etude géologique des bordures du massif de l'Argentera et du dôme de Barrôt (Alpes-Maritimes). Rapports socle-couverture et relations entre les minéralisations et la structure*. Ph.D thesis, Université de Nice, 139p.
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia geophysica et geodynamica*, **22**, 50-62.
- Jelinek, V., 1981. Characterisation of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, **79**, 60-67.
- Johnston, S. T., 2001. The Great Alaskan Terrane Wreck: reconciliation of paleomagnetic and geologic data in the northern Cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, **193**, 259-272.

- Johnston, S. T., Acton, S., 2003. The Eocene Southern Vancouver Island Orocline – a response to seamount accretion and the cause of fold-and-thrust belt and extensional basin formation. *Tectonophysics*, **365**, 165-183.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., and Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin de la Société géologique Française*, **179**, 525-550.
- Joseph, P., Lomas, S.A., 2004. Deep-Water sedimentation in the Alpine basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems. *Geological Society, London, Special Publications*, **221**, 1-16.
- Juang, W.-S., Bellon, H., 1984. The potassium-argon dating of andesites from Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*, **27**, 85-100.
- Juang, W.-S., 1996. Geochronology and geochemistry of basalts in the Western Foothills, Taiwan. *Bull. Natl. Museum Nat. Sci.*, **7**, 45-98.
- Kao, H., Shen, S.-S., MA, K.-F., 1998. Transition from oblique subduction to collision: Earthquakes in the southernmost Ryukyu arc-Taiwan region. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 7 211-7 229.
- Kao, H., Huang, G.-C., 2000. Transition from oblique subduction to collision in the northern Luzon arc-Taiwan region: Constraints from bathymetry and seismic observations. *Journal of Geophysical research*, **105**, 3 059-3 079.
- Kao, H., Angelier, J., 2001. The Chi-Chi earthquake sequence, Taiwan: results from source parameters and stress tensor inversions. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **333**, 65-80.
- Katz, B., Elmore, R.D., Cogoini, M., Ferry, S., 1998. Widespread chemical remagnetization: orogenic fluids or burial diagenesis of clays? *Geology*, **26**, 603–606.
- Kechra, F., Vandamme, D., Rochette, P., 2003. Tertiary remagnetization of normal polarity in Mesozoic limestones from South-East France. *Tectonophysics*, **362**, 219-238.
- Keep, M., 2000. Models of lithospheric-scale deformation during plate collision: effects of indentor shape and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, **326**, 203–216.
- Keller, P., Gehring, A.U., 1992. Different weathering stages indicated by the magnetization of limestones: an example from the southeast Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, **111**, 49-57.
- Keller, P., Lowrie, W., Gehring, A.U., 1994. Paleomagnetic evidence for post-thrusting tectonic rotation in the Southeast Pyrenees, Spain. *Tectonophysics*, **239**, 29-42.
- Kempf, O., Schlunegger, F., Strunck, P., Matter, A., 1998. Paleomagnetic evidence for late Miocene rotation of the Swiss Alps: results from the north Alpine foreland basin. *Terra Nova*, **10**, 6-10.
- Kent, D.V., 1985. Thermoviscous remagnetization in some Appalachian limestones. *Geophysical Research Letters*, **12**, 805-808.
- Kent, D.V., 1988. Further paleomagnetic evidence for oroclinal rotation in the central folded Appalachians from the Bloomsburg and the Mauch Chunk formations. *Tectonics*, **7**, 749-759.
- Kent, D., Opdyke, N.D., 1985. Multicomponent magnetization from the Mississippian Mauch Chunk formation of the central Appalachians and their tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 5 371-5 383.
- Kerckhove, C., 1969. La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunnais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie alpine*, **45**, 204p.
- King, R.F., 1955. The remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, **7**, 115-134.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **62**, 699-718.
- Kissel, C., Laj, C., Muller, C., 1985. Tertiary geodynamical evolution of Northwestern Greece: paleomagnetic results. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **72**, 190-204.
- Kissel, C., Barrier, E., Laj, C., Lee, T.Q., 1986. Magnetic fabric in "undeformed" marine clays from compressional zones. *Tectonics* **5**, 769-781.
- Kligfield, R., Owens, W.H., Lowrie, W., 1981. Magnetic susceptibility anisotropy, strain and progressive deformation in Permian sediments from the Maritime Alps (France). *Earth and Planetary Science Letters*, **55**, 181-189.
- Kligfield, R., Lowrie, W., Hirt, A., Siddans, A.W.B., 1983. Effect of progressive deformation on remanent magnetization of permian redbeds

- from the Alpes Maritimes (France). *Tectonophysics*, **97**, 59-85.
- Klimetz, M.P., 1983. Speculations on the Mesozoic plate tectonic evolution of eastern China. *Tectonics*, **2**, 139-166.
- Klimetz, M.P., 1987. The Mesozoic tectonostratigraphic terranes and accretionary heritage of southeastern mainland Asia. In: E.C. Leitch and E. Scheibner (Editors), *Terrane Accretion and Orogenic Belts. American Geophysical Union Geodynamic Series*, **19**, 221-234.
- Kober, L., 1921. *Der Bau der Erde*. First ed.: Berlin, Gebrüder Borntraeger.
- Kollmeier, J.M., van der Pluijm, B.A., Van der Voo, R., 2000. Analysis of Variscan dynamics; early bending of the Cantabria-Asturias Arc, northern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, **181**, 203-216.
- Kong, F.C., Lawver, L.A., Lee, T.Y., 2000. Evolution of the southern Taiwan–Sinzi folded zone and opening of the southern Okinawa trough. *Journal of Asian Earth Sciences*, **18**, 325–341.
- Konstantinovskaya, E., Malavieille, J., 2011. Thrust wedges with décollements levels and syntectonic erosion: a view from analog models. *Tectonophysics*, **502**, 336-350.
- Koulakov, I., Sobolev, S., 2006. Tomographic image of Indian lithosphere break-off beneath the Pamir-Hindukush region. *Geophysical Journal International*, **164**, 425-440.
- Kraemer, P.E., 1991. *Estructura y Evolucion de los Andes Patagónicos entre los 49°40' y 50°40' Latitud Sur*. Ph.D thesis, Provincia de Santa Cruz, Argentina, Universidad Nacional de Córdoba, ???p.
- Kraemer, P.E., 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56° S.Lat). *Journal of South American Earth Sciences*, **15**, 731-748.
- Kreemer, C., Holt, W.E., Haines, A.J., 2003. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophysical Journal International*, **154**, 8-34.
- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Langereis, C.G., 2000. Secular variation in Permian red beds from Dôme de Barrot, SE France. *Earth and Planetary Science Letters*, **179**, 205-217.
- Kuenen, P. H., De Sitter, L.U., 1938. Experimental investigation into the mechanism of folding. *Leidse Geologische Mededelingen*, **9**, 217-239.
- Kuo, B.Y., Jiang, S.T., Liu, C.S., Reed, D., Lundberg, N., 1991. Crustal isostasy of the arc-continent collision zone in the southern offshore Taiwan. *Proceedings, Taicrust Workshop. (June 1991, Taipei, Taiwan)*, 115-137.
- Kuo, H., Wu, Y.-M., Chang, C.-H., Hu, J.-C., Chen, W.-S., 2004. Relocation of Eastern Taiwan Earthquakes and Tectonic implications. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **15**, 647-666.
- Kwon, S., Mitra, G., 2004. Three-dimensional finite-element modelling of a thin-skinned fold-thrust belt wedge: Provo salient, Sevier belt, Utah. *Geology*, **32**, 7, 561-564.
- Labaume, P., Jolivet, M., Souquière, F., Chauvet, A., 2008. Tectonic control on diagenesis in a foreland basin: combined petrologic and thermochronologic approaches in the Grès d'Annot basin (Late Eocene-Early Oligocene, French-Italian external Alps). *Terra Nova*, **20**, 95-101.
- Lacombe, O., Mouthereau, F., Deffontaines, B., Angelier, J., Chu, H.-T., Lee, C.-T., 1999. Geometry and Quaternary kinematics of fold-and-thrust units of southwestern Taiwan. *Tectonics*, **18**, 1 198-1 223.
- Lacombe, O., 2012. Do fault slip data inversions actually yield « paleostresses » that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion. *Comptes Rendus Géoscience*, **344**, 159-173.
- Labagielle, Y., 1987. *Les ophiolites, marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont). Comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie*. Ph. D thesis, Université de Bretagne Occidentale, 350p.
- Lai, T.H., Hsieh, M.L., 2003. Late-Quaternary vertical rock-movement rates of the coastal plains of Taiwan. *Abstracts, Annual Meeting of the Geological Society of China*, p.119.
- Lallemand, S.E., Schnurle, P., Malavieille, J., 1994. Coulomb theory applied to accretionary and non-accretionary wedges: possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 12 033-12 055.
- Lallemand, S. E., Liu, C.-S., Font, Y., 1997. A tear fault boundary between the Taiwan Orogen and the Ryukyu subduction zone. *Tectonophysics*, **274**, 171-190.

- Lallemand, S., Lu, C.-S., Dominguez, S., Schnurle, P., Malavieille, J., the A.C.T. scientific crew, 1999. Trench-parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus: a case of strain partition caused by oblique convergence. *Tectonics*, **18**, 231-247.
- Lallemand, S. E., Font, Y., Bijwaard, H., Kao, H., 2001. New insights on 3-D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications. *Tectonophysics*, **335**, 229-253.
- Lamarche, G., Rochette, P., 1987. Microstructural analysis and origin of lineation in the magnetic fabric of Alpine slates. *Tectonophysics*, **139**, 285-293.
- Lamarche, G., Ménard, G., Rochette, P., 1988. Données paléomagnétiques sur le basculement tardif de la zone dauphinoise interne (Alpes occidentales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **306**, 711-716.
- Lan, C.Y., Shen, J.J.S., Lee, T., 1986. Rb-Sr isotopic study of andesites from Lutao, Lanshu and Hsiao-Lanshu: Eruption ages and isotopic heterogeneity. *Bulletin of the Institute of Earth Sciences Academia Sinica*, **6**, 211-226.
- Lan, C.-Y., Lee, C.-S., Yui, T.-F., Chu, H.-T., Jahn, B.-M., 2008. The Tectono-Thermal Events of Taiwan and Their Relationship with SE China. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **19**, 257-278.
- Lanteaume, M., 1962. *Contribution à l'étude géologique des Alpes-Maritimes franco-italiennes (Stratigraphie)*. Thèse d'Etat, Université de Paris, 403p.
- Lardeaux, J.-M., Gosso, G.G., Kienast, J.R., Lombardo, B., 1982. Relation entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, 783-800.
- Lardeaux, J.-M., Spalla, I., 1991. From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps): a record of the opening and closure of the Piedmont ocean. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**, 35-59.
- Larrasoana, J.C., Parès, J.M., del Valle, J., Millan, H., 2003. Triassic paleomagnetism from the western Pyrenees revisited; implications for the Iberian-Eurasia Mesozoic plate boundary. *Tectonophysics*, **362**, 161-182.
- Larroque, C., 2009. *Aléa sismique dans une région intraplaque à sismicité modérée : l'exemple de la jonction Alpes-Bassin Ligure*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Nice-Sophia-Antipolis, 176p.
- Larroque, C., Béthoux, N., Calais, E., Courboulex, F., Deschamps, A., Déverchère J., Stéphan, J.-F., Ritz, J.-F., Gilli, E., 2001. Active and recent deformation at the Southern Alps-Ligurian basin junction. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, **80**, 255-272.
- Larroque, C., Delouis, B., Godel, Bélanda, Nocquet, J.-M., 2009. Active deformation at the southwestern Alps-Ligurian basin junction (France-Italy boundary): Evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. *Tectonophysics*, **467**, 22-34.
- Larroque, C., Delouis, B., Hippolyte, J.-C., Deschamps, A., Lebourg, T., Courboulex, F., Bellier, O., in press. Etude multidisciplinaire de la faille de Saint-Sauveur – Donaréo (basse vallée du Var, Côte d'Azur): Contribution à l'évaluation de l'aléa sismique dans la zone urbanisée de Nice. *Bulletin de la Société Géologique de France*, in press.
- Lash, G.G., 1988. Along-strike variations in foreland basin evolution; possible evidence for continental collision along an irregular margin. *Bassin Research*, **1**, 71-83.
- Laubscher, H.P., 1972. Some overall aspects of the Jura dynamics. *American Journal of Science*, **272**, 293-304.
- Laubscher, H., 1996. Shallow and deep rotations in the Miocene Alps. *Tectonics*, **15**, 1 022-1 035.
- Laurent, O., 1998. *Modalités de la structuration d'un prisme de front de chaîne : l'exemple de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales, France)*. Ph.D Thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis, 279p.
- Laurent, O., Stéphan, J.-F., Popoff, M., 2000. Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales). *Géologie de la France*, **3**, 33-65.
- Lawson, K.D., 1987. *Thrust geometry and folding in the Alpine structural evolution of Haute Provence*. Ph.D Thesis, University College of Swansea.
- Lawton, T.F., Boyer, S.E., Schmitt, J.G., 1994. Influence of inherited taper on structural variability and conglomerate distribution, Cordilleran fold and thrust belt – Western United States. *Geology*, **22**, 339-342.

- Le Cann, C., 1987. *Le diapirisme dans le bassin Liguro-provençal (Méditerranée occidentale). Relations avec la sédimentation et la tectonique, conséquences géodynamiques*. Ph.D thesis, Université de Bretagne Occidentale, 296p.
- Le Douaran, S., Burrus, J., Avedik, F., 1984. Deep structure of the Northwestern Mediterranean basin : results of a two-ship seismic survey. *Marine Geology*, **55**, 325-345.
- Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, **73**, 3 661-3 697.
- Lee, C.-I., Chang, Y.-L., Mao, E.-W., Tseng, C.-S., 1993. Fault Reactivation and Structural Inversion in the Hsinchu-Miaoli Area of Northern Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **28**, 47-58.
- Lee, C.T., 1986. *Methods of stress analysis and paleostress changes in northern Taiwan due to arc-continent collision* (in Chinese). Ph.D. Thesis, National Taiwan University, Taipei, 370p.
- Lee, C.-T., Cheng, C.-T., Liaw, C.-W., Chang, Y.-B., 1998. *Active fault map of Taiwan*. Institute of Applied Geology, National Central University, Chungli, Taiwan.
- Lee, J.-C., Angelier, J., 1994. Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the "LISSAGE" program. *Computers and Geosciences*, **20**, 161-191.
- Lee, J.-C., Angelier, J., Chu, H.-T., 1997. Polyphasse history and kinematics of a complex major fault zone in the northern Taiwan mountain belt: the Lishan Fault. *Tectonophysics*, **274**, 97-115.
- Lee, J.-C., Angelier, J., Chu, H.-T., Hu, J.-C., Jeng, F.-S., Rau, R.-J., 2003. Active fault creep variations at Chihshang, Taiwan, revealed by creep meter monitoring, 1998-2001. *Journal of Geophysical Research*, **108**, doi: 10.1029/2003JB002394, 21p.
- Lee, T.-Q., 1989. *Evolution tectonique et géodynamique Néogène et Quaternaire de la chaîne côtière de Taiwan : apport du paléomagnétisme*. Ph.D thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 328p.
- Lee, T.Q., Kissel, C., Horng, C.S., Lue, Y.T., Laj, C., 1986. Paleomagnetic study of the sedimentary rocks along the Hsiukukuan river eastern Taiwan. *Bulletin of the Institute of Earth Sciences of the Academia Sinica*, **6**, 169-184.
- Lee, T.Q., Chi, W.R., Kissel, C., Barrier, E., 1988. Magnetic polarity zonation of two sedimentary rock sequences in the middle and southern parts of eastern Coastal range. Taiwan. *Acta Geoleologica Taiwanica*, **26**, 179-192.
- Lee, T.Q., Kissel, C., Horng, C.S., Lue, Y.T., 1990. Magnetic fabric analysis of the Plio-Pleistocene sedimentary formation of the Coastal Range of Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters*, **98**, 23-32.
- Lee, T.-Q., Kissel, C., Barrier, E., Laj, C., Chi, W.-R., 1991a. Paleomagnetic evidence for a diachronic clockwise rotation of the Coastal Range, eastern Taiwan.
- Lee, T.-Q., Angelier, J., Chu, H.-T., Bergerat, F., 1991b. Rotations in the northeastern collision belt of Taiwan: preliminary results from paleomagnetism. *Tectonophysics*, **197**, 1-12.
- Lee, T.-Q., Lee, J.-C., Chu, H.-T., Lu, C.-Y., Hu, J.-C., 1998. Paleomagnetic study in a folded zone of Hsueshan Range northeastern coast of Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **9**, 643-654.
- Lee, T.-Y., 1986. Some Structural Implications of the High-Angle Reverse Faults, Offshore Western Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **22**, 19-25.
- Leech, M.L., 2001. Arrested orogenic development: eclogitization, delamination, and tectonic collapse. *Earth and Planetary Science Letters*, **185**, 149-159.
- Leleu, S., 2005. *Les cônes alluviaux Crétacé Supérieur/Paléocène en Provence : traceurs de l'évolution morphotectonique des stades précoces de collision*. Ph.D thesis, Université de Louis Pasteur, Strasbourg. 222p.
- Lemoine, M., 1972. Rythme et modalités des glissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geol. Rund.*, **61**, 975-1 010.
- Lemoine, M., Trümpy, R., 1987. Pre-oceanic rifting in the Alps. *Tectonophysics*, **133**, 305-320.
- Lemoine, M., et de Graciansky, P.C., 1988. Marge continentale téthysienne dans les Alpes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **IV**, 597-797.
- Lemoine, M., de Graciansky, P.-C., Tricart, P., 2000. *De l'océan à la chaîne de montagnes : tectonique des plaques dans les Alpes*. Gordon and Breach Science Publishers, 194p.
- Letouzey, J., Kimura, M., 1986. The Okinawa Trough: Genesis of a back-arc basin developing along a continental margin. *Tectonophysics*, **125**, 209-230.
- Letouzey, J., Sage, L., Muller, C., 1988. *Geological and structural map of eastern Asia: Introductory*

- notes. American Association of Petroleum Geology, Tulsa, 52p.
- Lewis, S.D., Hayes, D.E., 1983. The tectonic of northward propagating subduction along eastern Luzon, Philippine Islands. In : Hayes, D.E., ed., The tectonic and geologic evolution of the southeast Asian Seas and Islands, part 2. *American Geophysical Union, Geophysics Monograph*, **27**, Washington, 57-78.
- Lewis, S.D., Hayes, D.E., 1989. Plate convergence and deformation, North Luzon Ridge, Philippines. *Tectonophysics*, **168**, 221-237.
- Li, C.-F., Zhou, Z., Ge, H., Mao, Y., 2009. Rifting process of the Xihu Depression, East China Sea Basin. *Tectonophysics*, **472**, 135-147.
- Li, F.-C., Angelier, J., Chen, R.-F., Hsieh, H.-M., Deffontaines, B., Luo, C.-R., Wu, T.-T., Lin, M.-C., 2005. Estimates of present-day erosion based on sediment transport in rivers: a case study in Taiwan. *Comptes Rendus des Geosciences*, **337**, 1 131-1 139.
- Lickorish, W.H., Ford, M., 1998. Evolution of the Digne thrust system, southern Subalpine chains: kinematics and timing of deformation. In: Cenozoic Foreland Basin of Western Europe, Mascle, A., Puigdefabregas, C., Luterbacher, H.P., Fernandez, M. (Eds.). *Geological Society of London Special Publication*, **134**, 189-212.
- Lickorish, W.H., Ford, M., Bürgisser, J., Cobbold, P.R., 2002. Arcuate thrust systems in sandbox experiments: A comparison to the external arcs of the Western Alps. *Geological Society of America Bulletin*, **114**, 1 089-1 107.
- Lin, A., Ouchi, T., Chen, A., Maruyama, T., 2001. Co-seismic displacements, folding and shortening structures along the Chelungpu surface rupture zone occurred during the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake. *Tectonophysics*, **330**, 225-244.
- Lin, C.-H., 2000. Thermal modeling of continental subduction and exhumation constrained by heat flow and seismicity in Taiwan. *Tectonophysics*, **324**, 189-201.
- Lin, C.-W., Lin, W.-H., 1995. A study on the geological structures of the Lanyangcchi area, northeastern Taiwan (in Chinese). *Bulletin of the Central Geological Survey MOEA*, Taipei.
- Lin, M.T., Tsai, Y.B., 1981. Seismotectonics in Taiwan-Luzon area. *Bulletin of the Institut of Earth Sciences*, **1**, 51-82.
- Lin, W.-H., Lin, C.-W., Kao, M.-C., 1993. *Geological Map and the explanatory text for Tawu area, on scale 1:50,000*. Central Geological Survey, MOEA, Taiwan.
- Lin, A.T., 2001. *Cenozoic stratigraphy and tectonic development of the West Taiwan Basins*. Ph.D Thesis, University of Oxford, Oxford, UK, 253p.
- Lin, A.T., Watts, A.B., 2002. Origin of the western Taiwan basin in orogenic loading and flexure of a rifted continental margin. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 2185, doi: 10.1029/2001JB000669.
- Lin, A.T., Watts, A.B., Hesselbo, S.P., 2003. Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region. *Basin Research*, **15**, 453-478.
- Lin, K.-C., Hu, J.-C., Angelier, J., Rau, R.-J., Yu, S.-B., Tsai, C.-H., Shin, T.-C., Huang, M.-H., 2010. GPS crustal deformation, strain rate, and seismic activity after the 1999 Chi-Chi earthquake in Taiwan. *Journal of Geophysical Research*, **115**, doi:101029/2009JB006417.
- Liou, J.G., 1981. Petrology of metamorphosed oceanic rocks in the Central Range of Taiwan. *Memoirs of the Geological Society of China*, **6**, 133-152.
- Liu, C., Liu, J.-P., Milliman, J.D., Lin, S., 2006. *Tectonic-Climatic controls on Lanyang River (Taiwan) Discharge to the Southwestern Okinawa Trough*. Ocean Sciences AGU Meeting, 20-24 February 2006, Honolulu, Hawaii.
- Liu, C.-S., Huang, I.L., Teng, L.S., 1997. Structural styles offshore southwestern Taiwan. *Marine Geology*, **137**, 305-319.
- Liu, C.-S., Liu, S.-Y., Lallemand, S., Lundberg, N., Reed, D., 1998. Digital elevation model and its tectonic implications. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanical Sciences*, **9**, 705-738.
- Liu, G., 1992. *Geologic-Geophysic Features of China Seas and Adjacent Regions*. Science Press, Beijing, 424p.
- Liu, Z.X., Xia, D.X., Berne, S., Wang, K.Y., Marsset, Tang., Y.X., Bourrilet, J.F., 1998. Tidal deposition systems of China's continental shelf, with special reference o the eastern Bohai Sea. *Marine Geology*, **145**, 225-253.
- Lo, C.-H., Onstott, T.C., Chen, C.-H., Lee, T., 1994. An assessment of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating for the whole-rock volcanic samples from the Luzon Arc near Taiwan. *Chemical Geology*, **114**, 157-178.
- Lo-C.-H., Yui, T.-F., 1996. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of high-pressure rocks in the Tananao basement complex, Taiwan. *Journal of the Geological Society of China*, **39**, 13-30.
- Lo, C.-H., Chung, S.-L., Lee, T.-Y., Wang, K.-L., Wu, C.-T., 2000. Cenozoic magmatism and rifted basin

- evolution around the Taiwan Strait, SE China continental margin. *Eos Trans. AGU*, **81**, 1111.
- Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N.J., Laskar, J., Wilson, D., 2004. *The Neogen period, in a Geologic Time Scale*. In: Gradstein, E.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), Cambridge University Press, 409-440.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, **17**, 159-162.
- Lowrie, W., Heller, F., 1982. Magnetic properties of marine limestones. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **20**, 171-192.
- Lowrie, W., Hirt, A.M., 1986. Paleomagnetism in arcuate mountain belts. In: *The Origin of Arcs. Developments in Geotectonics*, **21**. Elsevier, Amsterdam, 141-158.
- Lowrie, W., Hirt, A.M., 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility in the Scaglia Rossa pelagic limestone. *Earth and Planetary Science Letters*, **82**, 349-356.
- Lu, C.-Y., Malavieille, J., 1994. Oblique convergence, indentation and rotation tectonics in the Taiwan Mountain Belt: insights from experimental modelling. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **121**, 477-494.
- Lu, C.-Y., Angelier, J., Chu, H.-T., Lee, J.-C., 1995. Contractional, transcurrent, rotational and extensional tectonics: examples from Northern Taiwan. *Tectonophysics*, **246**, 129-146.
- Lu, G., McCabe, C., Hanor, J. S., Ferrell, R. E., 1991. A genetic link between remagnetization and potassic metasomatism in the Devonian Onondaga formation, northern Appalachian basin. *Geophysical Research Letters*, **18**, 2 047-2 050.
- Lue, Y.T., Lee, T.-Q., Horng, C.-S., Wong, Y., 1991. Magnetic fabric in the non-metamorphosed terrain of the northwestern Foothill-Hsuehshan belts of Taiwan. *Proceedings of the geological society of China*, **34**, 131-146.
- Lue, Y.T., Lee, T.Q., Wang, Y., 1995. Paleomagnetic study on the collision-related bending of the fold-thrust belt, northern Taiwan. *Journal of the Geological Society of China*, **38**, 215-227.
- Ludwig, W.J., Hayes, D.E., Ewing, J.I., 1967. The Manila trench and West Luzon Trough, I. Bathymetry and sediment distribution. *Deep Sea Research*, **14**, 533-544.
- Lundberg, N., 1988. Present-day sediment transport paths south of the Longitudinal Valley, southeastern Taiwan. *Acta Geologica Taiwanica*, **26**, 317-331.
- Lundberg, N., Dorsey, R.J., 1990. Rapid Quaternary emergence, uplift, and denudation of the Coastal range, eastern Taiwan. *Geology*, **18**, 638-641.
- Lundberg, N., Reed, D.L., Liu, C.-S., Lieske, J., 1997. Forearc-basin closure and arc accretion in submarine suture zone south of Taiwan. *Tectonophysics*, **274**, 5-23.
- Lüneberg, C.M., Lampert, S.A., Lebit, H.D., Hirt, A.M., Casey, M., Lowrie, W., 1999. Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). *Tectonophysics*, **307**, 51-74.
- Macedo, J., Marshak, S., 1999. Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Geological Society of America Bulletin*, **111**, 12, 1 808-1 822.
- Malavieille, J., 2010. Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies. *GSA Today*, **20**, 1, doi: 10.1130/GSATG48A.1.
- Malavieille, J., Ritz, J.-F., 1989. Mylonitic deformation of evaporites in décollements: examples from the Southern Alps, France. *Journal of Structural Geology*, **11**, 583-590.
- Malavieille, J., Lallemand, S., Dominguez, S., Deschamps A., Lu, C.-Y., Liu, C.-S., Schnürle, P., Angelier, J., Collot, J.-Y., Deffontaines, B., Fournier, M., Hsu, S.-K., Le Formal, J.-P., Liu, S.-Y., Sibuet, J.-C., Thureau, N., Wang, F., 2002. Arc-continent collision in Taiwan: New marine observations and tectonic evolution. *Geological Society of America, Special Paper*, **358**, 189-213.
- Malavieille, J., Trullenque, G., 2009. Consequences of continental subduction on forearc basin and accretionary wedge deformation in SE Taiwan: Insight from analogue modelling. *Tectonophysics*, **466**, 377-394.
- Maleterre, P., 1989. *Histoire sédimentaire, magmatique, tectonique et métallogénique d'un arc cénozoïque déformé en régime de transpression : cordillère centrale de Luzon*. PhD. Thesis, Université de Bretagne Occidentale, 313p.
- Malinverno, A., Ryan, B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven sinking of the lithosphere. *Tectonics*, **5**, 227-245.

- Mandl, G., De Jong, L.N.J., Maltha, A., 1977. Shear zones in granular material. *Rock Mechanics*, **9**, 95-114.
- Marchegiani, L., Bertotti, G., Cello, G., Deiana, G., Mazzoli, S., Tondi, E., 1999. Pre-orogenic tectonics in the Umbria–Marche sector of the Afro-Adriatic continental margin. *Tectonophysics*, **315**, 123–143.
- Marques, F.O., Cobbold, P.R., 2002. Topography as a major factor in the development of arcuate thrust belts: insights from sandbox experiments. *Tectonophysics*, **348**, 247–268.
- Marques, F.O., Cobbold, P.R., 2006. Effects of topography on the curvature of fold and thrust belts during shortening of a 2-layer model of continental lithosphere. *Tectonophysics*, **415**, 65–80.
- Marques, F.O., Nogueira, C.R., 2008. Normal fault inversion by orthogonal compression: Sandbox experiments with weak faults. *Journal of Structural Geology*, **30**, 761-766.
- Mars Inc., 1981. Radar mosaic image of northern Taiwan (sheet 1, south looking direction). *MRSO, Industrial Technology Research Institute, Taipei, Taiwan, Mars Contract*, **78086**.
- Marshak, S., 1988. Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens: *Tectonics*, **7**, 73–86.
- Marshak, S., 2004. Salients, recesses, arcs, oroclines, and syntaxes; a review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts. In: *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*, edited by K. R. McClay, AAPG Mem., **82**, 131–156.
- Marshak, S., Wilkerson, M.S., Hsui, A., 1992. Generation of curved fold-thrust belts: Insight from simple physical and analytical models. In McClay, K.R., ed., *Thrust tectonics*, London, Chapman and Hall, 83-92.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., Espurt, N., 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, **299**, 299-309.
- Marton, E., 2006. Paleomagnetic evidence for Tertiary counterclockwise rotation of Adria with respect to Africa. In: Pinter, N., Grenerczy, Gy., Weber, J., Stein, S., Medak, D., (Eds.), *The Adria microplate: GPS Geodssy, Tectonics and Hazards. NATO Science Series IV*, **61**, 71-80.
- Marton, E., Zampieri, D., Grandesso, P., Cosovic, V., Moro, A., 2010. New Cretaceous paleomagnetic results from the foreland of the Southern Alps and the refined apparent polar wander path for stable Adria. *Tectonophysics*, **480**, 57-72.
- Marton, E., Zampieri, D., Kazmer, M., Dunkl, I., Frisch, W., 2011. New Paleocene-Eocene paleomagnetic results from the foreland of the Southern Alps confirm decoupling of stable Adria from the African plate. *Tectonophysics*, **504**, 89-99.
- Masse, J.-P., Fenerci, M., Pernacic, E., 2003. Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates. The Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **200**, 65-81.
- Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **10**, 3-11.
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, **13**, 117-121.
- Mauffret, A., Pascal, G., Maillard, A., Gorini, C., 1995. Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. *Marine and Petroleum Geology*, **12**, 645-666.
- Mauffret, A., Gorini, C., 1996. Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provençal basin, southeastern France. *Tectonics*, **15**, 356-375.
- McCabe, C., Elmore, R. D., 1989. The occurrence and origin of Late Paleozoic remagnetization in the sedimentary rocks of North America. *Reviews of Geophysics* **27**, 471-494.
- McCaig McClelland, 1992. Palaeomagnetic techniques applied to thrust belts. In McClay, K., ed., *Thrust Tectonics*, London, Chapman and Hall, 209-216.
- McFadden, P.L., Jones, D.L., 1981. The fold test in paleomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal astronomical Society*, **67**, 53-58.
- McFadden, P.L., Reid, A.B., 1982. Analysis of paleomagnetic inclination data. *Geophysical Journal Research of the Astronomical Society*, **69**, 307-319.
- McIntosh, K., Nakamura, Y., Wang, T.-K., Shih, R.-C., Chen, A., Liu, C.-S., 2005. Crustal-scale seismic profiles across Taiwan and the western Philippine Sea. *Tectonophysics*, **401**, 23-54.
- McNaught, M., 1994. Modifying the normalized Fry method for aggregates of non-elliptical grains. *Journal of Structural Geology*, **16**, 493–503,

- Meigs, A., Johnston, S., Garver, J., Spotila, J., 2008. Crustal-scale structural architecture, shortening, and exhumation of an active, eroding orogenic wedge (Chugach/St. Elias Range, southern Alaska). *Tectonics*, **27**, TC4003, doi: 10.1029/2007TC002168, 26p.
- Ménard, G., 1980. Profondeur du socle antétriasique dans le sud-est de la France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **290**, 299-302.
- Merabet, N., Daly, L., 1986. Détermination d'un pôle paléomagnétique et mise en évidence d'aimantations à polarité normale sur les formations du Permien supérieur du Massif des Maures (France). *Earth and Planetary Science Letters*, **80**, 156-166.
- Mercier, J., Vergely, P., 1999. *Tectonique*. 2nd édition in Dunod, Cours 2^e cycle/master-Capes-Aggregation, Paris, 206p.
- Merle, O., 1982. *Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunnais-Ubaye, Alpes occidentales)*. Ph.D Thesis, Université de Rennes I, 150p.
- Merle, O., 1989. Strain models within spreading nappes. *Tectonophysics*, **165**, 57-71.
- Merle, O., Brun, J.P., 1984. The curved translation path of the Parpaillon Nappe (French Alps). *Journal of Structural Geology*, **6**, 711-719.
- Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Munoz, J.-A., 2009. Thermochronology of a convergent orogen: constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, **287**, 488-503.
- Miki, M., 1995. Two-phase opening model for the Okinawa Trough inferred from paleomagnetic study of the Ryukyu Arc. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 8 169-8 184.
- Miki, M., Matsuda, T., Otofujii, Y., 1990. Opening mode of the Okinawa Trough: paleomagnetic evidence from the South Ryukyu Arc. *Tectonophysics*, **175**, 335-347.
- Miller, J.D., Kent, D.V., 1986a. Synfolding and pre-folding magnetizations in the Upper Devonian Catskill Formation of eastern Pennsylvania: Implications for the tectonic history of Acadia. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 12 791-12 803.
- Miller, J.D., Kent, D.V., 1986b. Paleomagnetism of the Upper Devonian Catskill Formation from the southern limb of the Pennsylvania Salient: Possible evidence of oroclinal rotation. *Geophysical Research Letters*, **13**, 1 173-1 176.
- Miser, H.D., 1932. Structure of the Ouachita Mountains of Oklahoma and Arkansas. *Bulletin of the Oklahoma Geological Survey*, **50**, 30p.
- Mitra, G., 1997. Evolution of salients in a fold-and-thrust belt: the effects of sedimentary basin geometry, strain distribution and critical taper. In: Sengupta, S., ed., *Evolution of Geological Structures in Micro- to Macro-scales*. London, Chapman and Hall, 59-90.
- Mohadjer, S., Bendick, R., Ischuk, A., Kuzikov, S., Kostuk, A., Saydullaev, U., Lodi, S., Kakar, D.M., Wasy, A., Khan, M.A., Molnar, P., Bilham, R., Zubovich, A.V., 2010. Partitioning of India-Eurasia convergence in the Pamir-Hindu Kush from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, **37**, 1-6.
- Molli, G., 2008. Northern Apennine Corsica orogenic system: an updated overview. *Geological Society, London, Special Publications*, **298**, 413-442.
- Molli, G., Malavieille, J., 2010. Orogenic processes and the Corsica/Apennines geodynamic evolution : insights from Taiwan. *Interior Journal of Earth Sciences*, doi: 10.1007/s00531-010-0598-y, 18p.
- Molliex, S., 2009. *Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (Sud-Est France)*. Ph.D thesis, Université de Paul Cézanne, 350p.
- Montenat, C., Hibsich, C., Perrier, J.-C., Pascaud, F., de Bretzel, P., 1997. Tectonique cassante d'âge Crétacé inférieur dans l'arc de Nice (Alpes-Maritimes, France). *Géologie Alpine*, **73**, 59-66.
- Moreau, M. G., Canérot, J., Malod, J.-A., 1992. Paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Iberian Chain (Spain) -suggestions for Barremian remagnetization and implications for the rotation of Iberia. *Bulletin de la Société géologique de France*, **163**, 393-402.
- Moreau, M.G., Ader, M., Enkin, R.J., 2005. The magnetization of clay-rich rocks in sedimentary basins: low-temperature experimental formation of magnetic carriers in natural samples. *Earth and Planetary Science Letters*, **230**, 193-210.
- Morgan, W.J., 1968. Rises, Trenches, Great Faults, and Crustal Blocks. *Journal of Geophysical Research*, **73**, 1 959-1 982.
- Morillon, A.C., 1997. *Etude thermo-chronométrique appliquée aux exhumations en contexte orogénique : le Massif des Maures (France) et*

- les Cordillères Bétiqes (Espagne)*. Ph.D thesis, Université de Nice, 303p.
- Mozziconacci, L., Angelier, J., Delouis, B., Rau, R.-J., Béthoux, N., Huang, B.-S., 2009. focal mechanisms and seismotectonic stress in North Central Taiwan in relation with the Chi-Chi earthquake. *Tectonophysics*, **466**, 409-426.
- Mulchrone, K.F., O'Sullivan, F., Meere, P.A., 2003. Finite strain estimation using the mean radial length of elliptical objects with bootstrap confidence intervals. *Journal of Structural Geology*, **25**, 529-539.
- Muttoni, G., Lanci, L., Argnani, A., Kent, D.V., Abrahamsen, N., Cibin, U., 1998. Paleomagnetic evidence for Neogene tectonic rotations in the northern Apennines, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, **154**, 25-40.
- Muttoni, G., Lanci, L., Argnani, A., Hirt, A.M., Cibin, U., Abrahamsen, N., Lowrie, W., 2000. Paleomagnetic evidence for a Neogene two-phase counterclockwise tectonic rotation in the northern Apennines (Italy). *Tectonophysics*, **326**, 241-253.
- Namson, J., 1984. Structure of the Western Foothills Belt, Miaoli-Hsinchu Area, Taiwan: (III) Northern Part. *Petroleum Geology of Taiwan*, **20**, 35-52.
- Naylor, M., Sinclair, H.D., 2008. Pro- vs. retro-foreland basins. *Basin Research*, **20**, 285-303.
- Okino, K., Kasuga, S., Ohara, Y., 1998. A new scenario of the Parece Vela Basin genesis. *Marine Geophysical Research*, **20**, 21-40.
- Oliver, J., 1986. Fluids expelled tectonically from orogenic belts: their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. *Geology*, **14**, 99-102.
- Oliver, J., 1992. The spots and stains of plate tectonics. *Earth Science Reviews*, **32**, 77-106.
- Olivet, J.-L., 1996. La cinématique de la plaque Ibérie. *Bulletin du Centre de Recherches et d'Exploration-Production de Elf Aquitaine*, **20**, 131-195.
- Olivia-Urcia, B., Casas, A.M., Pueyo, E.L., Roman-Berdiel, T., Geissman, J.W., 2010. Paleomagnetic evidence for dextral strike-slip motion in the Pyrenees during alpine convergence (Mauléon basin, France). *Tectonophysics*, **494**, 165-179.
- Ong, P.F., van der Pluijm, B.A., Van der Voo, R., 2007. Early rotation and late folding in the Pennsylvania Salient (U.S. Appalachians): Evidence from calcite-twinning analysis of Paleozoic carbonates. *Geological Society of America Bulletin*, **119**, 796-804.
- Otofujii, Y.-I., Yokoyama, M., Kitada, K., Zaman, H., 2010. Paleomagnetic versus GPS determined tectonic rotation around eastern Himalayan syntaxis in East Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, **37**, 438-451.
- Ozdemir, O., Banerjee, S.K., 1982. A preliminary magnetic study of soil samples from west-central Minnesota. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**, 393-403.
- Page, L.B., Lan, C.Y., 1983. The Kenting Mélange and its record of tectonic events. *Memoirs of the Society of Geology of China*, **5**, 227-248.
- Paquette, J.L., Ménot, R.P., Pin, C., Orsini, J.B., 2003. Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U-Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. *Chemistry and Geology*, **198**, 1-20.
- Pasquale, V., Verdoya, M., Chiozzi, P., 1994. Types of crust beneath the Ligurian Sea. *Terra Nova*, **6**, 255-266.
- Pasquini, C., Lualdi, A., Vercesi, P.L., 2004. Depositional dynamics of glaucony-rich deposits in the Lower Cretaceous of the Nice arc, southeast France. *Cretaceous Research*, **25**, 179-189.
- Paulsen, T., Marshak, S., 1998. Charleston transverse zone, Wasatch Mountains, Utah; structure of the Provo Salient's northern margin, Sevier fold-thrust belt. *Geological Society of America*, **110**, 512-522.
- Pautot, G., Rangin, C., 1989. Subduction of the South China Sea axial ridge below Luzon (Philippines). *Earth and Planetary Science Letters*, **92**, 57-69.
- Parés, J.M., Van der Voo, R., Stamatakos, J.A., Pérez-Estaun, A., 1994. Remagnetization and post-folding oroclinal rotations in the Cantabrian/Asturian arc, northern Spain. *Tectonics*, **13**, 1461-1471.
- Parés, J.M., Van Der Pluijm, B.A., 2002. Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics*, **350**, 283-298.
- Pavoni, N., 1986. Regularities in the pattern of major fault zones of the Earth and the origin of arcs. In Wezel, F.C., ed., *The origin of arcs*, Amsterdam, Elsevier, 63-78.
- Pearson, K., 1901. On lines and Planes of closest fit to systems of points in space. *Philosophical Magazine*, **2**, 559-572.

- Pécheux, J.-F., 1979. *Le poudingue de Roquebrune-Cap Martin (Alpes Maritimes)*. Mémoire de DEA, Université de Nice, 25p.
- Pelletier, B., 1985. *De la fosse de Manille à la chaîne de Taiwan : Etude géologique aux confins d'une subduction et d'une collision actives, modèle géodynamique*. Ph.D thesis, Université de Brest, 268p.
- Pelletier, B., Stéphan, J.-S., 1986. Middle Miocene obduction and late Miocene beginning of collision registered in the Hengchun Peninsula: Geodynamic implications for the evolution of Taiwan. *Memory of the Geological Society of China*, **7**, 301-324.
- Pérez, J.-L., 1975. *Etude structurale de la zone limite entre l'arc de Nice et l'arc de la Roya (Alpes-Maritimes)*. Ph.D thesis, Université de Nice, 160p.
- Perroud, H., 1986. Paleomagnetic evidence for tectonic rotations in the Variscan Mountain Belt. *Tectonics*, **5**, 205-214.
- Pezzopane, S., Wesnousky, S., 1989. Large earthquakes and crustal deformation near Taiwan. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 7 250-7 264.
- Philip, J., Masse, J.-P., Machnour, L., 1987. L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse Provence occidentale, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 541-550.
- Philippe, Y., Coletta, B., Deville, E., Mascle, A., 1996. The Jura fold-and-thrust belt: a kinematic model based on map-balancing. In: Ziegler, P.A., Horvath, F. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands (special issue)*. *Mémoire du Museum National Histories Naturelles* **170**, 235-261.
- Pin, Y., Di, Z., Zhaoshu, L., 2001. A crustal structure profile across the northern continental margin of the South China Sea. *Tectonophysics*, **338**, 1-21.
- Plateaux, R., 2009. *Analyse géologique et mécanique des réseaux de fractures conjuguées : comparaison entre modèles mécaniques et réalités de terrain*. Mémoire de Master 2ème année, Université de Nice-Sophia-Antipolis, 54p.
- Pubellier, M., Monnier, C., Maury, R., Tamayo, R., 2004. Plate kinematics, origin and tectonic emplacement of supra-subduction ophiolites in SE Asia. *Tectonophysics*, **392**, 9-36.
- Pueyo, E.L., Millan, H., Pocovi, A., 2002. Rotation velocity of a thrust; a paleomagnetic study in the External Sierras (southern Pyrenees). *Sedimentary Geology*, **146**, 191-208.
- Pullaiah, G., Irving, E., Buchan, K. L. & Dunlop, D. J. 1975. Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth and Planetary Science Letters*, **28**, 133-143.
- Rahl, J.M., Haines, S.H., Pluijm van der, B.A., 2011. Links between orogenic wedge deformation and erosional exhumation: evidence from illite age analysis of fault rock and detrital thermochronology of syn-tectonic conglomerates in the Spanish Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, **307**, 180-190.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Company, New-York, 560p.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987. The techniques of modern structural geology. In *volume 2: Folds and Fractures*. Edited by Academic Press, London, 700p.
- Ranalli, G., Yin, Z.M., 1990. Critical stress difference and orientation of fault in rocks with strength anisotropies: the two-dimensional case. *Journal of Structural Geology*, **12**, 1 067-1 071.
- Rankin, D. W., 1976. Appalachian salients and recesses: Late Precambrian continental breakup and the opening of the Iapetus Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **81**, 5 605-5 619.
- Rapalini, A.E., Hervé, F., Ramos, V., Singer, S., 2001. Paleomagnetic evidence for a very large counterclockwise rotation of the Madre de Dios archipelago, southern Chile. *Earth and Planetary Science*, **184**, 471-487.
- Rau, R.-J., Ching, K.-E., Hu, J.-C., Lee, J.-C., 2008. Crustal deformation and block kinematics in transition from collision to subduction: Global positioning system measurements in northern Taiwan, 1995-2005. *Journal of Geophysical Research*, **113**, B09404, doi: 10.29/2007JB005414, 16p.
- Recq, M., 1973. Contribution à l'étude de la structure profonde de la croûte terrestre dans la région de Nice. *Boll. Geof. Teo. Appl.*, **XIV**, 161-180.
- Recq, M., Réhault, J.-P., Bellaïche, G., Genesseeux, M., Estève, J.-P., 1976. Unités structurales de la marge continentale sous-marine de Cannes à Menton d'après la sismique réfraction. *Earth and Planetary Science Letters*, **28**, 128-149.
- Reed, D.L., Lundberg, N., Liu, C.-S., Kuo, B.-Y., 1992. Structural relations along the margins of the offshore Taiwan accretionary wedge: implications for accretion and crustal

- kinematics. *Acta Geologica Taiwanica*, **30**, 105-122.
- Rees, A.I., 1961. The effect of water currents on the magnetic remanence and anisotropy of susceptibility of some sédiments. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **6**, 235-351.
- Rees, A.I., 1965. Preliminary measurements of anisotropy of magnetic susceptibility of Franciscan Formation of Central California. *Geological Society of America Bulletin*, **76**, 975-979.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier, O., 2005. Slab pull and indentation tectonics: insights from 3D laboratory experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **149**, 99-113.
- Réhault, J.-P., 1981. *Evolution tectonique et sédimentaire du bassin Ligure (Méditerranée occidentale)*. Ph.D Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 128p.
- Réhault, J.P., Bellon, Boillot, G., Mauffret, A., 1984. The western Mediterranean Basin Geological Evolution. *Marine Geology*, **55**, 447-477.
- Reiter K., Kukowski, N., Ratschbacher, L., 2011. The interaction of two indenters in analogue experiments and implications for curved fold-and-thrust belts. *Earth and Planetary Science Letters*, **302**, 132-146.
- Ren, J., Tamaki K., Li, S., Junxia, Z., 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. *Tectonophysics*, **344**, 175-205.
- Richard, M., Bellon, H., Maury, R.-C., Banier, E., Juang, W.S., 1986. Miocene to recent calc-alkalic volcanism in eastern Taiwan: K-Ar ages and petrography. *Tectonophysics*, **125**, 87-102.
- Ries, A. C., R. M. Shackleton, 1976. Patterns of strain variation in arcuate fold belts, *Proceedings of the Royal Society of London*, **283**, 281-288.
- Ries, A. C., Richardson, A., Shackleton, R. M., 1980. Rotation of the Iberian arc: paleomagnetic results from north Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, **50**, 301-310.
- Ricou, L.-E., Frizon de Lamotte, D., 1986. Décrochement senestre médio-crétacé entre Provence et Alpes Maritimes (Alpes occidentales, France). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **27**, 237-245.
- Ricour, J., 1960. *Contribution à une révision du Trias français*. Thèse d'Etat, Université de Paris.
- Ritz, J.-F., 1991. *Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques*. Ph.D Thesis, Université de Montpellier, 185p.
- Ritz, J.-F., 1992. Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du Sud : analyse en termes de contraintes. *Quaternary*, **3**, 111-124.
- Robinson, A.C., Yiin, A., Manning, C.E., Harrison, T.M., Zhang, S.-H., Wang, X.-F., 2004. Tectonic evolution of the northeastern Pamir: constraints from the northern portion of the Cenozoic Kongur Shan extensional system, western China. *Geological Society of America Bulletin*, **116**, 953-973.
- Robion, P., Grelaud, S., de Lamotte, D.F., 2007. Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts: Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE-Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW-Himalaya, Pakistan)? *Sedimentary Geology*, **196**, 181-200.
- Rocca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (NW Mediterranean). *Tectonophysics*, **315**, 209-229.
- Rochette, P., 1983. *Propriétés magnétiques et déformations dans des roches sédimentaires alpines. Application au Dogger de la zone dauphinoise*. Ph.D thesis, Université de Grenoble, 136p.
- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, **9**, 1 015-1 020.
- Rochette, P., Vialon, P., 1984. Development of planar and linear fabrics in Dauphinois shales and slates (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control. *Journal of Structural Geology*, **66**, 33-38.
- Rochette, P., Lamarche, G., 1986. Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches : exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes françaises). *Bulletin de Minéralogie*, **109**, 687-696.
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992a. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, **30**, 209-226.
- Rochette, P., Ménard, G., Dunn, R., 1992b. Thermochronometry and cooling rates deduced from single sample record of successive

- magnetic polarities during uplift of metamorphic rocks in the Alps (France). *Geophysical Journal International*, **108**, 491-501.
- Roecker, S.W., Yeh, Y.H., Tsai, Y.R., 1987. Three-dimensional P and S wave velocity structures beneath Taiwan: Deep structure beneath an arc-continent collision. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 10 547-10 570.
- Rolland, Y., Corsini, M., Demoux, A., 2009. Metamorphic and structural evolution of the Maures-Tanneron massif (SE Variscan chain): evidence of doming along a transpressional margin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **180**, 217-230.
- Rollet, N., 1999. *Structures profondes et dynamique du bassin Ligure et de ses marges*. Ph.D Thesis, Université de Paris VI, 292p.
- Rollet, N., Déverchère, J., Beslier, M.O., Guennoc, P., Rehault, J.P., Sosson, M., Truffert, C., 2002. Back-arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics*, **21**, doi:10.1029/2001TC900027.
- Roperch, P., Carlotto, V., Chauvin, A., 2010. Using anisotropy of magnetic susceptibility to better constrain the tilt correction in paleomagnetism: A case study from southern Peru. *Tectonics*, **29**, doi:10.1029/2009TC002639, 14p.
- Rosenbaum, G. Lister, G.S., 2005. The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Science Reviews*, **69**, 281-306.
- Roure, F., Choukroune, P., 1998. Contribution of the Ecors seismic data to the Pyrenean geology: Crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees. *Mémoires de la Société Géologique de France*, **173**, 37-52.
- Roux, M., 1974. La sédimentation tertiaire et les étapes de la tectonique provençale et alpine au Sud et au Sud-Ouest de l'arc de Castellane. La bassin d'Eoulx-Brenon et ses dépendances. *Bulletin du B.R.G.M.*, **2**, 83-99.
- Royden, L., Patacca E., Scandone, P., 1987. Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: An important control on thrust belt and foredeep basin evolution. *Geology*, **15**, 714-717.
- Rusnak, G.A., 1957. The orientation of sand grains under conditions of 'unidirectional' fluid flow. *Journal of Geology*, **65**, 384-409.
- Sage, F., Beslier, M.-O., Thion, I., Larroque, C., Dessa, J.-X., Migeon, S., Angelier, J., Guennoc, P., Schreiber, D., Michaud, F., Stéphan, J.-F., Sonnette, L., 2011. Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: Example of the south-western Alps-Ligurian basin junction during the Cenozoic. *Marine and Petroleum Geology*, **28**, 1263-1282.
- Saint-Bezar, B., Hebert, R. L., Aubourg, C., Robion, P., Swennen, R., Frizon de Lamotte, D., 2002. Magnetic fabric and petrographic investigation of hematite-bearing sandstones within ramp-related folds: examples from the South Atlas Front (Morocco). *Journal of Structural Geology*, **24**, 1 507-1 520.
- Sanchez, G., 2005. *La déformation alpine dans le massif de l'Argentera (France): analyse structurale, thermo-barométrique et géochronologique*. Mémoire de Master 2^{ème} année, Université de Nice-Sophia-Antipolis, 49p.
- Sanchez, G., 2010. *Chronologies et evolution de la déformation de la croûte moyenne à la surface dans un prisme collisionnel en décrochement. Impacts sur l'aléa sismo-gravitaire : exemple des Alpes sud-occidentales*. Ph.D thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis, 295p.
- Sandford, A.R., 1959. Analytical and experimental study of simple geologic structures. *Geological Society of America Bulletin*, **70**, 19-52.
- Sassi, W., Colletta, B., Balé, P., Paquereau, T., 1993. Modelling of structural complexity in sedimentary basins: the role of pre-existing faults in thrust tectonics. *Tectonophysics*, **226**, 97-112.
- Schlunegger, F., Burbank, D.W., Matter, A., Engesser, B., Mödden, C., 1996. Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30-15 Ma) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse Basin. *Eclogae geologicae Helveticae*, **89**, 753-788.
- Schmidt, P. W., Williams, G., 1999. Paleomagnetism of the Paleoproterozoic hematitic breccia and paleosol at Ville-Marie, Québec: further evidence for the low paleolatitude of Huronian glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, **172**, 273-285.
- 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.
- Schrader, F., 1988. Das regionale Gefüge der Drucklösungsdeformation an Geröllen im westlichen Molassebecken. *Geologische Rundschau*, **77**, 347-369.
- Schreiber, D., 2010. *Modélisations géométriques 3D et champs de déformations dans les Alpes du*

- Sud. Ph.D thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis, 306p.
- Schreurs, G., Haenni, R., Vock, P., 2001. Four-dimensional analysis of analog models; experiments on transfer zones in fold and thrust belts. *Memory of the Geological Society of America*, **193**, 179–190.
- Schroetter, J.-M., 1997. *L'enregistrement sédimentaire de la déformation mio-plio-quadernaire sur la bordure ouest de l'arc de Nice*. Mémoire de DEA, Université de Nice-Sophia-Antipolis, 28p.
- Schuiling, R.D., 1956. Jointing in the Permian dome de Barrôt, S-France. *Geologie en Mijnbouw*, **18**, 227-234.
- Schwartz, S., 2002. *La zone piémontaise des Alpes occidentales : un paléo-complexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux*. Ph.D thesis, BRGM Ed. doc. N°302, Université Claude Bernard, Lyon 1, 341p.
- Schwartz, S.Y., Van der Voo, R., 1983. Paleomagnetic evaluation of the oroclinal hypothesis in the central and southern Appalachians. *Geophysical Research Letters*, **10**, 505-508.
- Schwartz, S.Y., Van der Voo, R., 1984. Paleomagnetic study of thrust sheet rotation during foreland impingement in the Wyoming-Idaho Overthrust Belt. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 10 071-10 086.
- Scisciani, V., 2009. Styles of positive inversion tectonics in the Central Apennines and in
- Scisciani, V., Tavarnelli, E., Calamita, F., 2001. Styles of tectonic inversion within synorogenic basins: examples from the Central Apennines, Italy. *Terra Nova*, **13**, 321-326.
- Scotti, O., Larroque, C., Courboux, F., Delouis, B., Baumont, D., 2008. On the definition of realistic earthquake parameters along potential active faults in the French-Italian Riviera : a key step in Quantitative eSeismic Hazard Assessment (QSHA) - a Platform for strong Ground Motion Modelling. *European Geosciences Union General Assembly, Vienna, April 13-18th*, **10**, EGU2008-A-00000.
- Sempere, T., 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. In: Tankard, A. J., Soruco, R. S., and Welsing, H. J., eds., *Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoirs*, **62**, 207-230.
- Shen, H.-C., Huang, S.-T., Tang, C.-H., Hsu, Y.-Y., 1996. Geometrical Characteristics of Structural Inversion on the Offshore of Miaoli, Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **30**, 79-110.
- Shinjo, R., 1999. Geochemistry of high Mg andesites and the tectonic evolution of the Okinawa Trough-Ryukyu arc system. *Chemical Geology*, **157**, 69-88.
- Shinjo, R., Chung, S.-L., Kato, Y., Kimura, M., 1999. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc: Implication for the evolution of a young, intracontinental back-arc basin. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 10 591-10 608.
- Shipunov, S., 1997. Synfolding magnetization: detection, testing and geological applications. *Geophysical Journal International*, **130**, 405-410.
- Shyu, H., Sieh, K., Chen, Y.-G., Liu, C.-S., 2005. The neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, **110**, B08402. Doi: 10.1029/2004JB003251.
- Shyu, J.B.H., 1999. *The sedimentary environment of the southern Pingdong plain since the last glacial*. Master Thesis, National Taiwan University, Taipei, 21p.
- Siame, L.L., Angelier, J., Chen, R.-F., Godard, V., Derrieux, F., Bourlès, D.L., Braucher, R., Chang, K.-J., Chu, H.-T., Lee, J.-C., 2011. Erosion rates in an active orogen (NE-Taiwan): A confrontation of cosmogenic measurements with river suspended loads. *Quaternary Geochronology*, **6**, 246-260.
- Sibuet, J.-C., Hsu, S.-K., 1997. Geodynamics of Taiwan arc-arc collision. *Tectonophysics*, **274**, 221-251.
- Sibuet, J.-C., Deffontaines, B., Hsu, S.-K., Thureau, N., Le Formal, J.P., Liu, C.-S., the A.C.T. party, 1998. The Okinawa Trough back-arc basin: Early tectonic and magmatic evolution. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 30 245-30 267.
- Sibuet, J.-C., Hsu, S.-K., 2004. How was Taiwan created ? *Tectonophysics*, **379**, 159-181.
- Sibuet, J.-C., Srivastava, S., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B08104, doi: 10.1029/2003JB002514.
- Sibson, R.H., 1985. A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, **7**, 751–754.
- Sibson, R.H., 2009. Rupturing in overpressured crust during compressional inversion – the case from NE Honshu, Japan. *Tectonophysics*, **473**, 404-416.

- Siddans, A.W.B., 1978. Deformation of muddy rocks at low metamorphic grades. *Proceedings of International Conference on Mechanics of Deformation and Fracture*, Lulea, **1**, 184-191.
- Siddans, A.W.B., 1980. Compaction, métamorphisme et structurologie des argilites permianes dans les Alpes-Maritimes (France). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **22**, 4-5, 279-292.
- Siddans, A.W.B., Henry, B., Kligfield, R., Lowrie, W., Hirt, A., Percevault, M.N., 1984. Finite strain patterns and their significance in Permian rocks of the Alpes Maritimes (France). *Journal of Structural Geology*, **6**, 339-368.
- Simoes, M., Beyssac, O., Chen, Y.-G., in Press. Late Cenozoic metamorphism and mountain building in Taiwan: A review. *Journal of Asian Earth Sciences* (2012), doi:10.1016/j.jseae.2011.11.009.
- Sinclair, H. D., 1996. Plan-view curvature of foreland basins and its implications for palaeostrength of the lithosphere underlying the western Alps. *Basin Research*, **8**, 173-182.
- Sokoutis, D., Bonini, M., Medvedev, S., Boccaletti, M., Talbot, C.J., Koyi, H., 2000. Indentation of a continent with a built-in thickness change: experiment and nature. *Tectonophysics*, **320**, 243-270.
- Sonnette, L., 2005. Analyse de la déformation des terrains crétacés du Cap Ferrat (Alpes-Maritimes). Mémoire de Licence 3^{ème} année, Université de Nice-Sophia-Antipolis, 37p.
- Sonnette, L., 2006. Etude tectono-métamorphique de la partie Sud-Ouest du massif de l'Argentera (Alpes Maritimes, France). Mémoire de master 1^{ère} année, Université de Nice-Sophia-Antipolis, 52p.
- Sosson, M., Guennoc, P., CYLICE, L. é., 1998. Nouvelles contraintes géologiques sur l'évolution du bassin Ligure: resultants de la champagne de plongée CYLICE (1997). *Rapport des Sciences de la Terre*, 1998, 196-197.
- Soto, R., Casa-Sainz, A.M., Pueyo, E.L., 2006. Along-strike variation of orogenic wedges associated with vertical axis rotations. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B10402, doi: 10.1029/2005JB004201, 22p.
- Souque, C., 2002. *Magnétisme structural dans les chaînes de chevauchement-plissement: développements analytiques et exemples d'utilisation dans les corbières*. Ph.D thesis, Université de Cergy-Pontoise, 302p.
- Souque, C., Robion, P., Frizon de Lamotte, D., 2002. Cryptic magnetic fabric of tectonic origin revealed by heating of sedimentary samples from the corbières, France. *Physics and Chemistry of the Earth*, **27**, 1 253-1 262.
- Spalla, M.-L., Lardeaux, J.-M., Dal Piaz, G.-V., Gosso, G., Messiga, B., 1996. Tectonic significance of Alpine eclogites. *Journal of Geodynamics*, **21**, 257-285.
- Speranza, F., Sagnotti, L., Mattei, M., 1997. Tectonics of the Umbria-Marche-Romagna Arc (central northern Apennines, Italy). *New paleomagnetic constraints. Journal of Geophysical Research*, **102**, 3 152-3 166.
- Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., Mattei, M., 2002. Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, **347**, 231-251.
- Srivastava, S., Sibuet, J.-C., Cande, S., Roest, W.R., Reid, I.R., 2000. Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letter*, **182**, 61-76.
- Stamatakos, J. A., Hirt, A. M., 1994. Paleomagnetic considerations of the development of the Pennsylvania salient in the central Appalachians. *Tectonophysics*, **231**, 237-255.
- Stampfli, G.M., Marchant, R.H., 1997. Geodynamics of the Tethyan margins of the Western Alps. In: Pfiffner, O.A. (Ed.), *Deep Structure of the Swiss Alps*, 223-239.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planetary Science Letters*, **196**, 17-33.
- Stewart, S.A., 1995. Paleomagnetic analysis of fold kinematics and implications for geological models of the Cantabrian/Asturian Arc, northern Spain. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 20 079-20 094.
- Storetvedt, K.M., Markus, L.A., 1978. Multivectorial magnetization in late Paleozoic volcanics from North Sardinia; partial remagnetization and rotation. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, **53**, 245-257.
- Storti, F., Salvini, F., McClay, K., 2000. Synchronous and velocity-partitioned thrusting and thrust polarity reversal in experimentally produced, doubly-vergent thrust wedges: Implications for natural orogens. *Tectonics*, **19**, 378-396.

- Sun, S.-C., 1982. The Tertiary basins of offshore Taiwan. In: *Proceedings of the Second ASCOPE Conference and Exhibition* (Ed. By A. Salivar-Sali), Manila, Philippines, 125-135.
- Sun, S.-C., 1985. The Cenozoic tectonic evolution of offshore Taiwan. *Energy*, **10**, 421-432.
- Sun, S.-C., Liu, C.S., 1993. Mud diapirs and submarine channel deposits in offshore Kaohsiung-Hengchun, southwest Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **28**, 1-14.
- Sun, Z., Hounslow, M. W., Pei, J., Zhao, L., Tong, J., Ogg, J. G., 2009. Magnetostratigraphy of the Lower Triassic beds from Chaohu (China) and its implications for the Induan-Olenekian stage boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, **279**, 350-361.
- Sung, Q., 1990. Stratigraphy of the Hengchun Peninsula. *Special Publication of the Central Geological Survey*, 225-237.
- Sung, Q., 1991. *Geological Map and the explanatory text for Hengchun peninsula, south Taiwan, on scale 1:50,000*. Central Geological Survey, MOEA, Taiwan.
- Sung, Q., Wang, Y., 1985. Petrofacies of Miocene sediments in the Hengchun Peninsula and its tectonic implication. *Proceedings of the Geological Society of China*, **28**, 23-44.
- Sung, Q., Wang, Y., 1986. Sedimentary environments of the Miocene sediments in the Hengchun Peninsula and their tectonic implication. *Memoirs of the Geological Society of China*, **7**, 325-340.
- Sung, Q., Lin, W.-H., 1993. *Geological Map and the explanatory text for Fangliao, on scale 1:50,000*. Central Geological Survey, MOEA, Taiwan.
- Suppe, J., 1976. Decollement folding in southwestern Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **13**, 25-36.
- Suppe, J., 1979. Fault bend folding. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, **11**, 525.
- Suppe, J., 1980a. A retrodeformable cross section of northern Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*, **23**, 46-55.
- Suppe, J., 1980b. Imbricated structure of western foothills belt, southcentral Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **17**, 1-16.
- Suppe, J., 1981. Mechanics of mountain-building and metamorphism in Taiwan. *Memoirs of the Geological Society of China*, **4**, 67-89.
- Suppe, J., 1984. Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction and back-arc spreading near Taiwan. *Memoirs of the Geological Society of China*, **6**, 21-34.
- Suppe, J., 1986. Reactivated normal fault in the western Taiwan fold-and-thrust belt. *Memoirs of the Geological Society of China*, **7**, 187-200.
- Suppe, J., 1987. The active Taiwan mountain belt. In: *J.P. Schaer and J. Rodgers (eds.), The Anatomy of mountain Ranges*. Princeton University Press, 277-293.
- Suppe, J., Chang, Y.L., 1983. Kink method applied to structural interpretation of seismic sections, western Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **19**, 29-50.
- Suppe, J., Hu, C.-T., Chen, Y.-J., 1985. Present-day directions in western Taiwan inferred from borehole elongation. *Petroleum Geology of Taiwan*, **21**, 1-12.
- Sussman, A. J., Butler, R. F., Dinarès-Turell, J., Vergés, J., 2004. Vertical-axis rotation of a foreland fold and implications for orogenic curvature: an example from the Southern Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, **218**, 435-449.
- Sztrakos, K., du Fornel, E., 2003. Stratigraphie, paléocéologie et foraminifères du paléogène des Alpes Maritimes et des Alpes de Haute-Provence (Sud-Est de la France). *Revue de Micropaléontologie*, **46**, 229-267.
- Tait, J.A., Bachtadse, V., Soffel, H., 1996. Eastern Variscan fold belt: Paleomagnetic evidence for oroclinal bending. *Geology*, **24**, 871-874.
- Tan, L.P., 1977. Pleistocene eastward bending of the Taiwan arc. *Memoirs of the Geological Society of China*, **2**, 77-84.
- Tapponnier, P., Molnar, P., 1976. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, **264**, 319-324.
- Tapponnier, R., Peltze, G., Le Dain, A.Y., Armijo, R., Cobbold, P., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, **10**, 611-616.
- Tarling, D. H., 1983. *Palaeomagnetism, principles and applications in Geology, Geophysics and Archaeology*. Ed. by Chapman and Hall Ltd, London, 379p.
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, London, 217p.

- Tauxe, L., 1998. *Paleomagnetic principles and practice*. Kluwer academic publishers, Dordrecht, Boston, London, 300p.
- Taylor, B., Hayes, D.E., 1980. The tectonic evolution of the South China Basin. In: *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands* (Ed. by D.E. Hayes), AGU Geophysical Monograph, **23**, 89-104.
- Taylor, B., Hayes, D.E., 1983. Origin and history of the South China Sea. In: *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands, Part 2* (Ed. by D.E. Hayes), AGU Monograph, **27**, 23-56.
- Tempier, C., 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 533-540.
- Teng, L.-S., 1987. Stratigraphic records of the late Cenozoic Penglai orogeny of Taiwan. *Acta Geologica Taiwanica*, **25**, 205-224.
- Teng, L.-S., 1992. Geotectonic evolution of Tertiary continental margin basins of Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **27**, 1-19.
- Teng, L.-S., 1996. Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt. *Geology*, **24**, 949-952.
- Teng, L.-S., Chen, C.-H., Wang, W.-S., Liu, T.-K., Juang, W.-S., Chen, J.-C., 1992. Plate kinematic model for late Cenozoic arc magmatism in northern Taiwan. *Journal of the Geological Society of China*, **35**, 1-18.
- Teng, L. S., Lee, C.-T. , Tsai, Y.-B., Hsiao, L.-Y., 2000. Slab breakoff as a mechanism for flipping of subduction polarity in Taiwan. *Geology*, **28**, 155-158.
- Thomas, W. A., 1977. Evolution of Appalachian-Ouachita salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margin. *American Journal of Science*, **277**, 1 233-1 278.
- Thomas, W.A., 1983. Continental margins, orogenic belts, and intracratonic structures. *Geology*, **11**, 270-272.
- Thomas, W.A., Whiting, B.M., 1995. The Alabama Promontory; example of the evolution of an Appalachian-Ouchita thrust-belt recess at a promontory of the rifted continental margin. *Geological Association of Canada Special Paper*, **41**, 1-20.
- Thomas, J.C., Claudel, M.E., Collombet, M., Tricart, P., Chauvin, A., Dumont, T., 1999. First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**, 561-574.
- Tribouillard, N.P., 1988. Géochimie organique et minérale dans les Terres Noires calloviennes et oxfordiennes du bassin Dauphinois (France S-E): mise en évidence de cycles climatiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 141-150.
- Tricart, P., 1984. From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the Western Alps. *American Journal of Sciences*, **284**, 97-120.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Lardeaux, J.-M., 2004. Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from multistage faults (Queyras, Schistes lustrés, western Alps). *Journal of Structural Geology*, **26**, 1 633-1 645.
- Toutin, N., 1980. *Le Permien continental de la Provence orientale (France)*. Thèse d'Etat, Université de Nice, 2t, 594p.
- Tourin-Morin, N., Bonijoly, D., Brocard, C., Broutin, J., Crevola, G., Dardeau, G., Dubar, M., Feraud, J., Giraud, J.D., Godefroy, P., Laville, P., Meinesz, A., 1994. Notice de la carte géologique de la France au 1/50000ème. *Feuille de Fréjus-Cannes, B.R.G.M., Orléans*.
- Tsai, Y.-B., 1986. Seismotectonics of Taiwan. *Tectonophysics*, **125**, 17-37.
- Turner, J.P., Williams, G.A., 2004. Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening. *Earth-Science Reviews*, **65**, 277-304.
- Van den Ende, C., 1975. On the origin of anisotropy of magnetic susceptibility in Permian red beds from the western part of the Dome de Barrot (S. France). In: *Borradaile, G.J. et al. eds. Progress in geodynamics*. North-Holland Publ. Cy., Amsterdam, 176-189.
- Van den Ende, C., 1977. *Palaeomagnetism of Permian red beds of the Dôme de Barrôt (S. France). A detailed investigation of palaeosecular variation and magnetic susceptibility*. Ph.D Thesis, University of Utrecht, 171p.
- Van der Pluijm, B.A., 1987. Grain-scale deformation and the fold test - evaluation of synfolding remagnetization. *Geophysical Research Letters*, **14**, 155-157.
- Van der Voo, R., 2004. Paleomagnetism, oroclines, and growth of the continental crust. *GSA Today*, **14**, 4-9,

- Van der Voo, R., Henry, S. G., Pollack, H. N. 1978. On the significance and utilization of secondary magnetizations in red beds. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **16**, 12-19.
- Van der Voo, R., Channell, J.E.T, 1980. Paleomagnetism in Orogenic Belts. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **18**, 455-481.
- Van der Voo, R., Stamatakos, J.A., Parés, J.M., 1997. Kinematic constraints on thrustbelt curvature from syndeformational magnetizations in the Lagos del Valle syncline in the Cantabrian Arc, Spain. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 10 105-10 120.
- Van der Voo, R., Lavashova, N.M., Skrinnik, L.I., Kara, T.V., Bazhenov, M.L., 2006. Late orogenic, large-scale rotations in the Tien Shan and adjacent mobile belts in Kyrgyzstan and Kazakhstan. *Tectonophysics*, **426**, 335-360.
- Van Dongen, P.G., 1968. The rotation of Spain: paleomagnetic evidence from the Eastern Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **3**, 417-432.
- Veichow, J.C., 1975. Tectonic evolution of Taiwan. *Tectonophysics*, **26**, 197-212.
- Vergès, J., Burbank, D.W., 1996. Eocene-Oligocene thrusting and basin configuration in the eastern and central Pyrenees (Spain). In: P.F. Friend, C.R. Dabrio (Eds.), *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*, Cambridge University Press, Cambridge, 120-133.
- Verosub, K.L., 1977. Depositional and postdepositional processes in the magnetization of sediments. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **15**, 129-143.
- Verosub, K.L., Roberts, A.P., 1995. Environmental magnetism: past, present, and future. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 2 175-2 192.
- Vernet, J., 1958. Sur la tectonique du socle permowérfénien du dôme de Barrôt. *Travail du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble*, **24**, 219-290.
- Vernet, J., 1965. La zone « Pelvoux-Argentera ». *Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France*, **275**, 294p.
- Vialon, P., Rochette, P., Ménard, G., 1989. Indentation and rotation in the western Alpine arc. In: *Alpine Tectonics*, Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G. eds. *Special Publications of the Geological Society of London*, **45**, 329-338.
- Vigliotti, L., Alvarez, W., McWilliams, M., 1990. No relative rotation detected between Corsica and Sardinia. *Earth and Planetary Science Letters*, **98**, 313-318.
- Vigliotti, L., Langenheim, V.E., 1995. When did Sardinia stop rotating? New paleomagnetic results. *Terra Nova*, **7**, 424-435.
- Von Raumer, J.F., 1984. The External Massifs, relics of Variscan basement in the Alps. *Geol. Rund.*, **73**, 1-31.
- Von Raumer, J.F., Ménot, R.P., Abrecht, J., Biino, G., 1993. The Pre-Alpine evolution of the External massifs. In: J. von Raumer, F., Neubauer (Eds.), *The Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Springer, Berlin, Heidelberg, New-York, 221-240.
- Wallace, R.E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, **59**, 118-130.
- Wang, K.-K., Lu, D.L., 1985. Geology of the Neiwán Structure Hsinchu, Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **21**, 33-51.
- Wang, K.-L., Chung, S.-L., Chen, C.-H., Shinjo, R., Yang, T.F., Chen, C.-H., 1999. Post-collisional magmatism around northern Taiwan and its relation with opening of the Okinawa Trough. *Tectonophysics*, **308**, 363-376.
- Wang, Y., 1987. Continental margin rifting and Cenozoic tectonics around Taiwan. *Memoirs of the Geological Society of China*, **9**, 227-240.
- Wang Lee, C., Cheng, Y.M., Wang, Y., 1978. Geology of the Taipei basin. *Min. Ind.*, **30**, 78-108 (in Chinese).
- Weaver, R., Roberts, A. P., Barker, A. J., 2002. A late diagenetic (syn-folding) magnetization carried by pyrrhotite: implications for paleomagnetic studies from magnetic iron sulphide-bearing sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **200**, 371-386.
- Weil, A.B., 2006. Kinematics of orocline tightening in the core of an arc : Paleomagnetic analysis of the Ponga Unit, Cantabria Arc, northern Spain. *Tectonics*, **25**, TC3012, doi:10.1029/2005TC001861.
- Weil, A.B., Van der Voo, R., van der Pluijm, B.A., Parés, J.M., 2000. The formation of an orocline by multiphase deformation: a paleomagnetic investigation of the Cantabria-Asturias Arc (Northern Spain). *Journal of Structural Geology*, **22**, 735-756.
- Weil, A.B., Van der Voo, R., Van der Pluijm, B., 2001. New paleomagnetic data from the southern Cantabria-Asturias Arc, northern

- Spain: Implications for true oroclinal rotation and the final amalgamation of Pangea. *Geology*, **29**, 991-994.
- Weil, A.B., Sussman, A. J., 2004. Classifying curved orogens based on timing relationships between structural development and vertical-axis rotations. *Geological Society of America Special Paper*, **383**, 1-15.
- Weil, A.B., Yonkee, A., 2009. Anisotropy of magnetic susceptibility in weakly deformed red beds from the Wyoming salient, Sevier thrust belt: Relation to layer-parallel shortening and orogenic curvature. *Lithosphere*, **4**, 235-256.
- Westphal, M., 1973. Etudes paléomagnétiques de quelques formations permienes et triasiques dans les Alpes occidentales (France). *Tectonophysics*, **17**, 323.
- Westphal, M., Bardon, C., Bossert, A., Hamzeh, R., 1973. A computer fit for Corsica and Sardinia against Southern France. *Earth and Planetary Science Letters*, **18**, 137-140.
- Westphal, M., Orsini, J.B., Vellutini, P., 1976. Le microcontinent corso-sarde, sa position initiale : données paléomagnétiques et raccords géologiques. *Tectonophysics*, **30**, 141-157.
- Wilkerson, M.S., Apotria, T., Farid, T., 2002. Interpreting the geologic map expression of contractional fault-related fold terminations: lateral/oblique ramps versus displacement gradients. *Journal of Structural Geology*, **24**, 593-607.
- Willett, S.D., Beaumont, C., Fullsack, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly Vergent Compressional Orogens. *Geology*, **21**, 371-374.
- Wolfe, J.A., 1981. Philippine geochronology. *Journal of Geological society of Philippines*, **35**, 1-30.
- Woodward, N.B., Boyer, S.E., Suppe, J., 1989. Balanced geological cross-sections: an essential technique in geological research and exploration. *Short Course in Geology*, **6**, 28th International geological Congress, Washington, D.C.
- Wu, F. T., Liang, W.-T., Lee, J.-C., Benz, H., Villasenor, A., 2009. A model for the termination of the Ryukyu subduction zone against Taiwan : A junction of collision, subduction/separation, and subduction boundaries. *Journal of Geophysical Research*, **114**, doi:10.1029/2008JB005950.
- Xu, W., Van der Voo, R., Peacor, D.R., 1998. Electron microscopic and rock magnetic study of remagnetized Leadville carbonates, central Colorado. *Tectonophysics*, **296**, 333-362.
- Yang, K.-M., Wu, J.-C., Ting, H.-H., Wang, J.-B., Chi, W.-R., Kuo, C.-L., 1994. Sequential Deformation in Foothills Belt, Hsinchu and Miaoli Areas: Implications in Hydrocarbon Accumulation. *Petroleum Geology of Taiwan*, **29**, 47-74.
- Yang, K.-M., Ting, H.-H., Wu, J.-C., Chi, W.-R., 1997. Geological Model for Complex Structures and Its Implications for Hydrocarbon Exploration in Northwestern Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, **31**, 1-42.
- Yang, S., Hu, S., Cai, D., Feng, X., Chen, L., Gao, L., 2004. Present-day heat flow, thermal history and tectonic subsidence of the East China Sea Basin. *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 1 095-1 105.
- Yang, T.F., 1995. Fission-track dating of volcanics in the northern part of Taiwan-Luzon Arc: eruption ages and evidence for crustal contamination. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, **11**, 81-93.
- Yang, T.Y., Liu, T.K., Chen, C.H., 1988. Thermal event records of the Chimei igneous complex: Constraint of the ages of magma activities and the structural implication based on fission track dating. *Acta Geologica Taiwanica*, **26**, 237-246.
- Yeh, Y.H., Barrier, E., Angelier, J., 1991. Stress tensor analysis in the Taiwan area from focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, **200**, 267-280.
- Yen, J.-Y., 2003. *Provenance of Miocene sedimentary sequences in Hengchun Peninsula, southern Taiwan, and implications for the modern Taiwan orogen*. Ph.D thesis of the Florida state university, college of Arts and Sciences, 134p.
- Yen, J.-Y., Lundberg, N., 2006. Sediment compositions in offshore southern Taiwan and their relations to the source rocks in modern arc-continent collision zone. *Marine Geology*, **225**, 247-263.
- Yen, H.Y., Liang, W.T., Kuo, B.Y., Yeh, Y.H., Liu, C.S., Reed, D.L., Lundberg, N., Su, F.C., Chung, H.S., 1995. A regional gravity map for the subduction-collision zone near Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **6**, 233-250.
- Yen, T.P., 1973. Plate tectonics in the Taiwan region. *Proceedings of the Geological Society of China*, **16**, 7-21.
- Yen, T.P., Sheng, C.C., Keng, W.P., 1951. The discovery of fusuline limestone in the

- metamorphic complex of Taiwan. *Bulletin of the Geological Survey of Taiwan*, **3**, 23-26.
- Yin, A., 2010. Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis. *Tectonophysics*, **488**, 293-325.
- Yokoyama, K., et al., 2007. *Bulletin of the National Museum of Natural Science*, **33**, 7-26.
- Yonkee, W.A., 2005. Strain patterns within part of the Willard thrust sheet, Idaho-Utah-Wyoming thrust belt. *Journal of Structural Geology*, **27**, 1 315–1 343.
- Yonkee, A., Weil, A.B., 2010. Quantifying vertical axis rotation in curved orogens: Correlating multiple data sets with a refined weighted least squares strike test. *Tectonics*, **29**, doi:10.1029/2008TC002312, 31p.
- Yu, H.-S., Chi, W.-R., 1992. Geology of the Taiwan basin off northeastern Taiwan – An overview. *Petroleum Geology of Taiwan*, **27**, 73-88.
- Yu, H.-S., Chow, J., 1997. Cenozoic basins in northern Taiwan and tectonic implications for the development of the eastern Asian continental margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **131**, 133-144.
- Yu, H.-S., Chou, Y.-W., 2001. Characteristics and development of the flexural forebulge and basal unconformity of Western Taiwan Foreland Basin. *Tectonophysics*, **333**, 277-291.
- Yu, H.-S., Huang, Z.-Y., 2009. Morphotectonics and sedimentation in convergent margin basins: An example from juxtaposed marginal sea basin and foreland basin, Northern South China Sea. *Tectonophysics*, **466**, 241-254.
- Yu, M.S., Teng, L.S. 1988. Neogene-Quaternary basin subsidence of northwestern Taiwan as revealed by geohistory analysis. *Proceedings of Taiwan Symposium of Geophysics, 2nd Institut of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei*, 355-363.
- Yu, S.B., Chen, H.Y., Kuo, L.C., 1997. Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics*, **274**, 41–59.
- Zheng, Z., 1986. *Contribution palynologique à la connaissance du Néogène du Sud-Est français et ligure*. Ph.D thesis, Université de Montpellier II, 142p.
- Zhou, Z.W., Zhao, J.H., Yin, P.L., 1989. Characteristics and tectonic evolution of the East China Sea. In: Zhu, X. (Ed.), "Chinese Sedimentary Basins". In Elsevier, New York, 165–179.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. AF demagnetization of rocks: analysis of results. In D.W. Collinson, R.M. Creer and S.K. Runcorn (Eds), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, 254-286.
- Zijderveld, J.D.A., 1975. *Paleomagnetism of the Eterel rocks*. Ph.D Thesis, University of Utrecht, 198p.
- Zijderveld, J.D.A., De Jong, K.A., Van der Voo, R., 1970. Rotation of Sardinia: paleomagnetic evidence from permian rocks. *Nature*, **226**, 933-934.
- Zonenshain, L.P., Kuzmin, M.I., Natapov, L.M., 1990. Geology of the USSR: a plate tectonic synthesis. In: Page, B.M. (Ed.), *AGU, Geodynamic Series*, **21**, American Geophysical Union, Washington, D.C., 250p.
- Zweigel, P., 1998. Arcuate accretionary wedge formation at convex plate margin corners: Results of sandbox analog experiments. *Journal of Structural Geology*, **20**, 1 597–1 609.
- Zweigel, P., Ratschbacher, L., Wolfgang, F., 1998. Kinematics of an arcuate fold-thrust belt: the southern Eastern Carpathians (Romania). *Tectonophysics*, **297**, 177-207.

Liste des figures

Introduction

Figure 1 : Les arcs de Nice, de Castellane et du Nord de Taiwan dans leurs contextes géodynamiques. 12

I. Structures arquées, chaînes de montagnes et rotations

Figure I-1 : Exemples de structures arquées. 20

Figure I-2 : Contacts lithosphériques et distribution spatiale des orogènes actifs. 21

Figure I-3 : Schéma d'un prisme orogénique à double vergence. 22

Figure I-4 : Exemples des prismes orogéniques taiwanais et alpins. 24

Figure I-5 : Rotation de l'anticlinal d'Oliana (Espagne). 26

Figure I-6 : Cartes tectoniques de l'arc du Jura. 28

Figure I-7 : Localisation et interprétation de la courbure de la cordillère du Kazakhstan. 30

Figure I-8 : Mouvements d'un arc. 32

Figure I-9 : Arc rotationnel et arc non-rotationnel. 33

Figure I-10 : Eléments de géométrie d'un arc. 33

Figure I-11 : Exemples de divergence de formes entre la trace du front de chevauchement et les axes de plis au sein d'une nappe de charriage. 34

Figure I-12 : Motifs structuraux observés dans différents orogènes. 35

Figure I-13 : Carte géologique des Pyrénées. 36

Figure I-14 : Illustration schématique du test-oroclinal. 37

Figure I-15 : L'orocline de Patagonie. 38

Figure I-16 : Test oroclinal pour la péninsule supérieure du Michigan. 39

Figure I-17 : L'arc du Wyoming, directions structurales et test directionnel. 40

Figure I-18 : Exemples de processus responsables de la genèse de structures arquées. 42

Figure I-19 : Effets de la friction et de la nature de la surface de décollement. 43

Figure I-20 : Configuration du bassin sédimentaire et forme de l'arc. 45

Figure I-21 : Effets de butoirs (1), de promontoire et (2) de subduction de volcans sous-marins (3). 47

Figure I-22 : Effets de la configuration de l'indenteur. 48

II. Quels approches pour quels problèmes?

Figure II-1 : Exemples de rotations d'axe vertical déterminées à partir de marqueurs structuraux (a) et du paléomagnétisme (b). 51

Figure II-2 : Cinématique des failles. 52

Figure II-3 : Rotation de la Sardaigne. 55

<u>Figure II-4</u> : Effets de la température (a), de contraintes uniaxiales (b), du temps (c) et de la chimie (d) sur la stabilité de l'aimantation d'un ensemble de grain monodomaine dans le diagramme de Néel.	56
<u>Figure II-5</u> : Modèle de réaimantations chimiques puis thermovisqueuse successives lors du plissement des Cordillères canadiennes.....	58
<u>Figure II-6</u> : Photographies de l'échantillonnage, du matériel d'échantillonnage et des échantillons.....	60
<u>Figure II-7</u> : Magnétomètres cryogéniques 2G utilisés au CEREGE (France) et à l'Academia Sinica (Taiwan).	61
<u>Figure II-8</u> : Projections du chemin de désaimantation pour le spécimen MAR-03b.	62
<u>Figure II-9</u> : Exemples de chemins de désaimantation instables.	63
<u>Figure II-10</u> : Tests du pli.....	64
<u>Figure II-11</u> : Représentation du PVG du site LEO66 et de l'APWP pour l'Eurasie du Crétacé au Miocène. ...	65
<u>Figure II-12</u> : Classification et terminologie des plis.	66
<u>Figure II-13</u> : Cartographie des trajectoires de raccourcissement horizontales dans l'arc de Nice.....	67
<u>Figure II-14</u> : Ellipsoïdes d'anisotropie de susceptibilité magnétique.	68
<u>Figure II-15</u> : Kappabridge KLY-3 (Agico) et exemple d'un spécimen.	69
<u>Figure II-16</u> : Exemples de résultats AMS pour le site DEV01 (France).	70
<u>Figure II-17</u> : Schéma d'évolution de fabrique magnétique au cours de la déformation selon un axe de raccourcissement horizontal (ϵ_1) en 6 étapes.	71
<u>Figure II-18</u> : Mesure de l'azimut d'un plan de faille avec une boussole Chaix 1002.	73
<u>Figure 19</u> : Relation approximative entre la contrainte de cisaillement et l'angle de glissement dans le plan de faille.	75
<u>Figure II-20</u> : Exemples de résultats obtenus sous Tector2000 (a) et Tector94 (b).	76
<u>Figure II-21</u> : Interprétation des failles à partir de l'analyse de leur glissement.	77

III. Etude de la courbure des arcs de Castellane et de Nice

<u>Figure III-1</u> : Les principaux domaines géologiques qui forment le Sud-Est de la France.....	80
<u>Figure III-2</u> : Transgression nummulitique.....	82
<u>Figure III-3</u> : Synthèse des déformations qui affectent les grands systèmes géologiques de la région depuis le Crétacé supérieur.....	86
<u>Figure III-4</u> : Cartes des champs de paléocontraintes dans les Alpes du Sud.	88
<u>Figure III-5</u> : Carte géologique simplifiée de l'arc de Castellane.....	89
<u>Figure III-6</u> : Localisation des domaines structuraux constituant l'arc de Castellane.....	90
<u>Figure III-7</u> : Coupe équilibrée du Cheiron.....	91
<u>Figure III-8</u> : Coupe équilibrée de Canjuers.	92
<u>Figure III-9</u> : Coupe équilibrée de Canjuers.	93
<u>Figure III-10</u> : Coupe équilibrée NE-SO à travers le domaine des plis.	94
<u>Figure III-11</u> : Paléofailles permienes (noir), jurassiques (bleu), crétacées (vert) et extension actuelle des faciès Dauphinois et Vocontien.	95

<u>Figure III-12</u> : Localisation des sites d'échantillonnage d'ASM réalisé dans l'arc de Castellane..	98
<u>Figure III-13</u> : Diagrammes Pj-Km et T-Pj pour l'arc de Castellane.....	100
<u>Figure III-14</u> : Fabriques indéterminées pour l'arc de Castellane.	102
<u>Figure III-15</u> : Fabriques de type I reconnues dans l'arc de Castellane.	102
<u>Figure III-16</u> : Fabriques de type II dans l'arc de Castellane.	103
<u>Figure III-17</u> : Fabriques tectoniques de type III et IV pour l'arc de Castellane.	104
<u>Figure III-18</u> : Champ de déformation finie et directions de raccourcissement données par l'ASM pour l'arc de Castellane.	105
<u>Figure III-19</u> : Localisation des sites d'échantillonnages paléomagnétiques dans l'arc de Castellane.....	107
<u>Figure III-20</u> : Résultats en projection stéréographique des directions d'aimantation dans la branche occidentale de l'arc de Castellane.	108
<u>Figure III-21</u> : Courbes de susceptibilité normalisée et de désaimantation thermique des arcs de Castellane et de Nice.....	111
<u>Figure III-22</u> : Courbes d'ARI pour l'arc de Castellane et l'arc de Nice.	112
<u>Figure III-23</u> : Spectres de désaimantation trois axes des principaux faciès sédimentaires échantillonnés dans l'arc de Castellane.....	113
<u>Figure III-24</u> : Diagrammes de Zijderveld et projection stéréographique des directions d'aimantation de quelques sites échantillonnés dans l'arc de Castellane.	114
<u>Figure III-25</u> : Résultats et projection stéréographique in situ (IS) et après débasculement de la S_0 (TC) des directions d'aimantation des sites portant une composante B ou similaire.	115
<u>Figure III-26</u> : Test du pli des sites au pied du dôme de Barrôt (a), et projections stéréographiques des chemins de débasculement des sites du domaine des Baous (b).	117
<u>Figure III-27</u> : Projections stéréographiques in situ (IS) et après débasculement (TC) des sites n'ayant été ni regroupé avec les composantes B, ni les composantes A.	118
<u>Figure III-28</u> : Rotations et marges d'erreur associées pour les composantes d'aimantation A et assimilées, déterminées dans l'arc de Castellane.....	119
<u>Figure III-29</u> : Rotations paléomagnétiques dans l'arc de Castellane.	122
<u>Figure III-30</u> : Directions ASM dans l'arc de Castellane, corrigé des rotations paléomagnétiques, non-corrigé des rotations paléomagnétiques et dans le Permien.	123
<u>Figure III-31</u> : Restauration de la courbure de l'arc de Castellane.	126
<u>Figure III-32</u> : Coupes géologiques à travers le dôme de Barrôt et sa couverture Méso-Cénozoïque.....	127
<u>Figure III-33</u> : Carte géologique simplifié de l'arc de Nice.....	129
<u>Figure III-34</u> : Localisation des domaines structuraux constituant l'arc de Nice.	130
<u>Figure III-35</u> : Schéma structural de la bordure orientale de l'Arc de Nice (a) et diagramme du bassin de Roquebrune-cap Martin dans son cadre structural (b).	132
<u>Figure III-36</u> : coupe du domaine occidental de l'arc de Nice (CRL-Figure III-33).	133
<u>Figure III-37</u> : Failles aveugles dans le Sud-Ouest du domaine des plis.	134
<u>Figure III-38</u> : Plis N140 dans le Crétacé supérieur de la montée du Col de Braus.	135
<u>Figure III-39</u> : Carte structural du Nord du synclinal de Turini.	135

<u>Figure III-40</u> : Coupe du domaine frontal de l'arc de Nice (CDF-Figure III-33).....	136
<u>Figure III-41</u> : Faille syn-sédimentaire au viaduc de Scarassoui dans la vallée de la Roya.	137
<u>Figure III-42</u> : Paléofailles permienes, jurassiques, créacées et extension actuelle des faciès Dauphinois et Vocontien.....	138
<u>Figure III-43</u> : Localisation des sites d'observations et de mesure dans la région du Cap-Ferrat.....	140
<u>Figure III-44</u> : Grabens basculés de la pointe St-Hospice.....	141
<u>Figure III-45</u> : Observations géologiques à la pointe du Colombier.....	142
<u>Figure III-46</u> : Faille normale à la pointe Madame.....	144
<u>Figure III-47</u> : Anticlinal à cœur de Jurassique faillé de St-Michel.....	145
<u>Figure III-48</u> : Chevauchement de la pointe du Cabuel.	146
<u>Figure III-49</u> : Profil de sismique réflexion 5st201.	147
<u>Figure III-50</u> : Synthèse des observations réalisées dans la région du Cap-Ferrat et chronologie des principaux évènements tectoniques qui ont affectés la région.....	150
<u>Figure III-51</u> : Coupes géologiques ENE-OSO.....	151
<u>Figure III-52</u> : Coupe géologique équilibrée N-S.....	152
<u>Figure III-53</u> : Projections stéréographiques des mesures de failles et des différents tenseurs calculés pour chaque station microtectonique dans l'arc de Nice.	154
<u>Figure III-54</u> : Localisation des stations microtectoniques, directions et champ de contraintes pour la période Oligocène et Miocène-Quaternaire pour l'arc de Nice.....	157
<u>Figure III-55</u> : Interprétation des déviations des lignes de σ_1 de la phase de compression oligocène entre les synclinaux de Turini – col de Braus et de Contes.....	158
<u>Figure III-56</u> : Interprétation des déviations des lignes de σ_1 de la phase de compression oligocène dans la partie Nord du synclinal de Turini.....	159
<u>Figure III-57</u> : Localisation des sites d'échantillonnage ASM et paléomagnétique pour l'arc de Nice.	160
<u>Figure III-58</u> : Diagrammes Pj-Km et T-Pj pour l'arc de Nice.....	161
<u>Figure III-59</u> : Fabriques indéterminées pour l'arc de Nice.	162
<u>Figure III-60</u> : Fabriques de type I reconnues dans l'arc de Nice.....	163
<u>Figure III-61</u> : Fabriques intermédiaires de type II dans l'arc de Nice.	164
<u>Figure III-62</u> : Fabriques in situ de type III dans l'arc de Castellane.	164
<u>Figure III-63</u> : Fabriques tectoniques de type IV et V pour l'arc de Nice.	165
<u>Figure III-64</u> : Champ de déformation finie et directions de raccourcissement données par l'ASM pour l'arc de Nice.	167
<u>Figure III-65</u> : Diagrammes de Zijderveld et projection stéréographique des directions d'aimantation des sites échantillonnés dans l'arc de Nice.	170
<u>Figure III-66</u> : Résultats et projection stéréographique in situ (IS) et après débasculé de la S_0 (TC) des directions d'aimantation des sites portant une aimantation moyenne.	172
<u>Figure III-67</u> : Localisation et ampleur des rotations déterminées dans l'arc de Nice..	173
<u>Figure III-68</u> : Interprétation du rebroussement vers l'Est des plis NNO-SSE au SO du synclinal de Contes.	174

<u>Figure III-69</u> : Restauration de la courbure de l'arc de Nice de l'Eocène à l'actuel.....	176
<u>Figure III-70</u> : Champs de contraintes oligocène et miocène après restauration des déformations miocène et oligocène et des rotations déterminés dans cette étude.....	177
<u>Figure III-71</u> : Carte de localisation des sites d'échantillonnage et des sites des études antérieures.	180
<u>Figure III-72</u> : Mise en place des arcs de Nice-Castellane et contexte géologique.	183

IV. Etude de la courbure d'arc du Nord de Taiwan

<u>Figure IV-1</u> : Contexte géodynamique de Taiwan.	186
<u>Figure IV-2</u> : Résultats GPS et sismicité pour l'île de Taiwan.	193
<u>Figure IV-3</u> : Description des courbures des arcs de Taipei et de Suao.	195
<u>Figure IV-4</u> : Carte géologique et modèle de la déformation tectonique Plio-Quaternaire du Nord de Taiwan.	198
<u>Figure IV-5</u> : Style structural illustré par des coupes géologiques.	199
<u>Figure IV-6</u> : directions de contraintes du Pliocène à l'actuel pour Taiwan.....	201
<u>Figure IV-7</u> : Ouverture de la mer de Chine orientale et du bassin d'Okinawa.....	202
<u>Figure IV-8</u> : Principales structures faillées du Nord de Taiwan et de la marge chinoise.	204
<u>Figure IV-9</u> : Champ de vitesse GPS du Nord de Taiwan et son interprétation.....	205
<u>Figure IV-10</u> : Extrait d'une carte de la sismicité de Taiwan entre 1991-1997.	206
<u>Figure IV-11</u> : Localisation des sites d'échantillonnage ASM et paléomagnétique dans l'arc de Taipei.	207
<u>Figure IV-12</u> : Diagrammes de degré d'anisotropie (Pj) sur la susceptibilité magnétique moyenne (Km) et de paramètre de forme (T) sur le degré d'anisotropie pour les sites échantillonnés dans l'arc de Taipei.	209
<u>Figure IV-13</u> : Fabrique sédimentaire après débasculement de la SO.....	209
<u>Figure IV-14</u> : Fabrique magnétique représentative de type II et III dans l'arc de Taipei.	210
<u>Figure IV-15</u> : Fabriques magnétiques présentant les caractéristiques de fabriques tectoniques pour les sites échantillonnés dans l'arc de Taipei.	210
<u>Figure IV-16</u> : Directions de raccourcissement ASM.....	212
<u>Figure IV-17</u> : Courbes de susceptibilité et courbes de désaimantation thermique pour l'arc de Taipei.....	215
<u>Figure IV-18</u> : Courbes d'ARI pour l'arc de Taipei.	216
<u>Figure IV-19</u> : Exemples de diagrammes de Zijderveld et projection stéréographique des directions d'aimantation de quelques sites échantillonnés dans l'arc de Taipei.	217
<u>Figure IV-20</u> : Résultats et projection stéréographique in situ (IS) et après débasculement de la SO (TC) des composantes B.	218
<u>Figure IV-21</u> : Test du pli, test de l'inclinaison, projections stéréographiques composante d'aimantation A des sites de la branche Est de l'arc de Taipei révélant une rotation horaire.	219
<u>Figure IV-22</u> : Signification du test du pli pour les sites miocènes de la branche Est de l'arc de Taipei.	220

<u>Figure IV-23</u> : Test du pli, test de l'inclinaison, projections stéréographiques et résultats des composantes d'aimantation A des sites de la branche Est de l'arc de Taipei révélant une rotation antihoraire.	221
<u>Figure IV-24</u> : Trajet de basculement et projections stéréographiques des composantes d'aimantation A des sites KJ01 et WC01 de la branche Est de l'arc de Taipei.	222
<u>Figure IV-25</u> : Test du pli, test de l'inclinaison, projections stéréographiques et résultats des composantes d'aimantation A des sites de la branche Ouest de l'arc de Taipei.	223
<u>Figure IV-26</u> : Rotations paléomagnétiques dans l'arc de Taipei.	225
<u>Figure IV-27</u> : Timing d'acquisition de l'aimantation par rapport au plissement dans l'arc de Taipei.	227
<u>Figure IV-28</u> : Carte synthétique du champ de déformation.....	228
<u>Figure IV-29</u> : Implications structurales et chronologiques, des hypothèses polyblocs et monobloc.	229
<u>Figure IV-30</u> : Interprétation des directions ASM et des axes de pli de l'arc de Taipei.	230
<u>Figure IV-31</u> : Modèle de flexion de tiges par translation d'un de ses bords (a) et analogie avec les courbures des arcs de Taipei et de Suao (b).	232
<u>Figure IV-32</u> : Essai de reconstitution de la géométrie des arcs de Taipei et de Suao depuis 10Ma selon l'hypothèse monobloc.	233
<u>Figure IV-33</u> : Coupe du prisme d'accrétion au niveau de la péninsule de Hengchun.	234
<u>Figure IV-34</u> : Synthèse de l'évolution tectonique du Sud de la chaîne Centrale.....	237
<u>Figure IV-35</u> : Analyses des résultants paléomagnétiques et comparaison entre un modèle expérimental et le canevas structural actuel, dans la péninsule de Hengchun.	238
<u>Figure IV-36</u> : Structures principales faillées du Sud de Taiwan et alentours.	239
<u>Figure IV-37</u> : Modèle de vitesse tomographique le long du transect 29-33 (Figure IV-37) et son interprétation. D'après McIntosh et al., 2005.	240
<u>Figure IV-38</u> : Taux de rotation dérivé du champ de vitesse GPS entre 1990 et 2005.	241
<u>Figure IV-39</u> : Paléocourants dans la péninsule de Hengchun.	242
<u>Figure IV-40</u> : Modèle expliquant les rotations d'axe vertical dans le Sud de Taiwan.	243
<u>Figure IV-41</u> : Carte géologique et localisation des sites d'échantillonnage dans la péninsule de Hengchun.	245
<u>Figure IV-42</u> : Diagrammes T/Pj et Pj/Km dans la péninsule de Hengchun.	246
<u>Figure IV-43</u> : Fabrique de type I reconnue dans le Sud de Taiwan.	246
<u>Figure IV-44</u> : Fabriques de type II, identifiées dans le Sud de Taiwan.	247
<u>Figure IV-45</u> : Fabrique de type III (TM01) et autres (FN01 et LI01) reconnue dans le Sud de Taiwan.	247
<u>Figure IV-46</u> : Directions d'ASM, axes de plis et directions de paléocourants pour le Sud de Taiwan.....	248
<u>Figure IV-47</u> : Courbes d'ARI pour le Sud de Taiwan.	250
<u>Figure IV-48</u> : Courbes de désaimantation caractéristiques pour quelques sites échantillonnés dans le Sud de Taiwan.....	251
<u>Figure IV-49</u> : Diagrammes de Zijderveld et projections stéréographiques des directions d'aimantation de certains sites échantillonnés dans le Sud de Taiwan.	252

<u>Figure IV-50</u> : Résultats et projection stéréographique in situ (IS) et après débasculement de la S_0 (TC) des directions d'aimantation des sites portant une composante B.....	253
<u>Figure IV-51</u> : Test du pli, test de l'inclinaison, projections stéréographiques de la composante d'aimantation A des sites du Sud de Taiwan.....	254
<u>Figure IV-52</u> : Test du pli, test de l'inclinaison et projections stéréographiques de la composante d'aimantation A des sites non-métamorphiques du Sud de Taiwan.....	254
<u>Figure IV-53</u> : Test du pli, test de l'inclinaison et projections stéréographiques de la composante d'aimantation A des sites métamorphiques du Sud de Taiwan.	255
<u>Figure IV-54</u> : Rotations paléomagnétiques dans le Sud de Taiwan.	256
<u>Figure IV-55</u> : Directions ASM non-corrigée et corrigée des rotations paléomagnétiques des sites correspondants.....	257
<u>Figure IV-56</u> : Schéma de la surrection différentielle du Sud de Taiwan.	259
<u>Figure IV-57</u> : Profondeur des isothermes 100 et 250°C au sein du prisme accréctionnel de Hengchun.	261
<u>Figure IV-58</u> : Carte de localisation des sites d'échantillonnage.....	263
<u>Figure IV-59</u> : Rotations paléomagnétiques et taux de rotation GPS pour l'île de Taiwan.....	266
<u>Figure IV-60</u> : Schéma illustrant des rotations anti-horaires et horaires dans un même contexte compressif.	268
<u>Figure IV-61</u> : Les rotations de Taiwan.....	269

V. Conclusions et **perspectives**

<u>Figure V-1</u> : Caractéristiques de la courbure de l'arc de Nice et test directionnel.	273
<u>Figure V-2</u> : Description géométrique de la courbure de l'arc de Castellane et test directionnel.....	275
<u>Figure V-3</u> : Description géométrique des courbures des arcs de Taipei et de Suao et test directionnel pour l'arc de Taipei.	276
<u>Figure V-4</u> : Limites d'enfouissement orogénique, 2 et 4km et domaines de réaimantation dans l'arc de Castellane.	279
<u>Figure V-5</u> : Champs de déplacement, degré de protrusion et acquisition des courbures des arcs de Taipei, Castellane et Nice.....	281
<u>Figure V-6</u> : Schéma synthétique des arcs de Castellane et de Nice, reconstituant la position des principales failles normales héritées au début de l'Oligocène et leurs allures actuelles.	283
<u>Figure V-7</u> : Orientations des structures de la marge chinoise et courbure de l'arc de Taipei.....	284
<u>Figure V-8</u> : Contexte géodynamique et cinématique des plaques Adriatique et des Philippines.	286
<u>Figure V-9</u> : Principales caractéristiques des systèmes orogéniques de Taiwan comparées aux Alpes/Apennins du Nord.....	288
<u>Figure V-10</u> : Evolution des courbures d'arc des orogènes alpin et taiwanais sur une période de 30Ma.	289
<u>Figure V-11</u> : Schémas en coupe synthétisant les principaux comportements d'une faille normale héritée reprise dans un contexte en compression.....	290
<u>Figure V-12</u> : Schémas en plan synthétisant les principaux comportements d'une faille normale héritée reprise dans un contexte en compression.....	291

Abstract

Numerous mountain belts across the world are curved. The western Alps are one of the most emblematic examples. A main question is the contribution of the inherited structures to the curvature of orogens and foreland thrust belts. The determination of potential vertical axis rotations is a major goal in order to restore the initial geological context and to understand the development of such structure.

I carried out several paleomagnetic studies together with Anisotropy of Magnetic susceptibility analyses (which could give us the shortening direction prior to the folding stage), and also a paleostress and a structural study of the Nice arc, the Castellane arc (south-western Alps) and the north-east Taiwan fold and thrust belt. For These area the inherited structural framework and the geodynamical context are well constrained.

From my results, three main conclusions can be drawn:

- (1) the curvature of the Castellane arc is related to large rotations of 60° anticlockwise rotation of its eastern branch during Oligocene;
- (2) the curvature of the Nice arc is inherited from the Mesozoic structural network ;
- (3) the curvature of the North-East Taiwan is due to the southward motion of the Ryukyu arc on the last 6.5 Ma generating increasing clockwise rotations from 20° at the South-West to 40° at the North-East.

More specifically, I highlight a simple clockwise rotation of the Nice region directly related to an unique ~N-S compression rather than to the successive E-W and N-S compressions, of Oligocene and Miocene age respectively. The Oligo-Miocene sedimentary formations of Taiwan, in the Taipei arc and the Hengchun Peninsula, recorded a 50-60° anticlockwise rotation certainly related to the subduction-collision transition. The Castellane arc, the Taipei arc and the Hengchun Peninsula show important remagnetization. These remagnetizations can be related to sedimentary and/or tectonic burying. Finally, an analysis of the geodetic data versus the paleomagnetic data in Taiwan points out the consistency of the deformation over the last 6.5 Ma.

Key words : fold and thrust belt, paleomagnetism, AMS, Western Alps, Taiwan.

Résumé

De nombreuses chaînes de montagnes présentent une forme courbe en carte. Les Alpes en sont l'un des exemples le plus caractéristique. La question majeure analysée dans ce travail concerne l'origine de ces courbures, à l'échelle des orogènes et des chaînes d'avant-pays : les courbures sont-elles héritées ou acquises durant la déformation ? La détermination de rotations à axe vertical au sein d'une structure arquée est primordiale pour restaurer l'état initial et comprendre l'évolution géologique qui aboutit à la mise en place de telles structures.

J'ai réalisé plusieurs études paléomagnétiques couplées à des études de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (laquelle peut fournir les directions de raccourcissement antérieures au plissement), ainsi que des analyses structurales et des paléocontraintes des arcs de Nice, de Castellane (Alpes Occidentales) et du NE de Taiwan. Dans ces trois cas, l'héritage structural et le contexte géodynamique sont bien définis. Mes résultats aboutissent aux conclusions suivantes :

- (1) la courbure de l'arc de Castellane est associée à des rotations oligocènes de $\sim 60^\circ$ antihoraire de sa branche orientale ;
- (2) la courbure de l'arc de Nice moule les structures mésozoïques, elle est héritée ;
- (3) la courbure du Nord-Est de Taiwan résulte du déplacement vers le sud de l'arc des Ryukyu engendrant des rotations horaires croissantes de 20° à son extrémité Sud, à 40° à son extrémité Nord.

Je suggère aussi l'existence d'une rotation horaire de la région de Nice à Menton qui précise la mise en place de l'arc de Nice dans un régime compressif unique N-S perdurant de l'Oligocène au Miocène et non en deux phases (une compression oligocène de direction E-O et une compression N-S Miocène) comme proposé dans les travaux précédents. Les formations sédimentaires oligo-miocènes de Taiwan ont enregistré une rotation antihoraire importante certainement relative à la déformation dans la zone de transition subduction-collision. L'arc de Castellane, l'arc de Taipei et la péninsule de Hengchun présentent d'importantes réaimantation. Ces réaimantations peuvent être le résultat d'un enfouissement sédimentaire et/ou tectonique. Enfin la comparaison des analyses géodétique et paléomagnétique à Taiwan révèle une cohérence suffisante permettant de relier la déformation actuelle à celles des derniers millions d'années.

Mots clefs : chaîne de montagnes, paléomagnétisme, ASM, Alpes Occidentales, Taiwan.