



HAL
open science

La zone piémontaise des Alpes occidentales : un paléocomplexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux

Stéphane Schwartz

► To cite this version:

Stéphane Schwartz. La zone piémontaise des Alpes occidentales : un paléocomplexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux. Géologie appliquée. Université Claude Bernard - Lyon I, 2000. Français. NNT : . tel-00003697

HAL Id: tel-00003697

<https://theses.hal.science/tel-00003697v1>

Submitted on 6 Nov 2003

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

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

Lyon
Année 2000

N°

Université Claude Bernard-Lyon I
U.F.R. des Sciences de la Terre

Thèse présentée par

STÉPHANE SCHWARTZ

pour l'obtention du diplôme
de doctorat en Sciences de la Terre

**LA ZONE PIÉMONTAISE DES ALPES OCCIDENTALES :
UN PALÉO-COMPLEXE DE SUBDUCTION.
ARGUMENTS MÉTAMORPHIQUES, GÉOCHRONOLOGIQUES
ET STRUCTURAUX.**



Jury :

Guido Gosso	rapporteur
Laurent Jolivet	examineur
Yves Lagabrielle	rapporteur
Jean Marc Lardeaux	directeur de thèse
Patrick Ledru	examineur
Gérard Poupeau	examineur
Pierre Tricart	directeur de thèse

Lyon
Année 2000

N°

Université Claude Bernard-Lyon I
U.F.R. des Sciences de la Terre

Thèse présentée par

STÉPHANE SCHWARTZ

pour l'obtention du diplôme
de doctorat en Sciences de la Terre

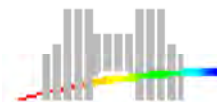
**LA ZONE PIÉMONTAISE DES ALPES OCCIDENTALES :
UN PALÉO-COMPLEXE DE SUBDUCTION.
ARGUMENTS MÉTAMORPHIQUES, GÉOCHRONOLOGIQUES
ET STRUCTURAUX.**

Devant le Jury composé de :

Guido Gosso	rapporteur
Laurent Jolivet	examineur
Yves Lagabrielle	rapporteur
Jean Marc Lardeaux	directeur de thèse
Patrick Ledru	examineur
Gérard Poupeau	examineur
Pierre Tricart	directeur de thèse



Université Lyon I
et
ENS Lyon



-AVANT-PROPOS-

Avant de commencer la bucolique lecture de ce manuscrit, qui vous emmènera sur les chemins escarpés du monde merveilleux de Schwartz, je tiens à avertir l'éventuel lecteur de se munir d'une fiole de génépi (celui de Raymond de préférence) qui, seul, lui permettra de résister à la difficile ascension le conduisant vers une nouvelle compréhension de la chaîne alpine. Ce monde minéral sauvage, peuplé de Schistes lustrés et d'éclogites, vous fera découvrir les traces d'un océan disparu, qui malgré sa lente descente aux enfers, se verra ressusciter aux sommets des montagnes du Queyras pour venir dans un dernier élan chatouiller les nuages.....La fin du parcours sera un voyage au coeur de l'épiderme terrestre qui présente de bien étranges anomalies....

Cette petite histoire géologique ne serait qu'une légende sans le soutien inconditionnel de Jean Marc Lardeaux qui depuis plus de 3 ans me supporte dans son équipe de recherche.....merci à toi Jean Marc pour tout ce que tu m'as apporté et appris. Je tiens à remercier Pierre Tricart de m'avoir fait confiance pour la réalisation de ce travail, mais également pour sa disponibilité et la généreuse dépense de son précieux temps sur le terrain, sans oublier ses judicieuses et pointilleuses corrections.

Ma gratitude va également à tout les membres du jury qui me font l'honneur de s'intéresser et de juger ce travail. Merci donc à Guido Gosso, un proche voisin de l'autre versant des Alpes, Laurent Jolivet, Yves Lagabrielle, Patrick Ledru et Gérard Poupeau. Je tiens à remercier plus particulièrement Patrick Ledru responsable du programme GéoFrance 3D de m'avoir accordé sa confiance et ses crédits.....Gérard Poupeau pour m'avoir accueilli dans son laboratoire de traces de fission de l'Université de Grenoble et sans qui le chapitre 3 ne serait rien.....Merci   Yves Lagabrielle de m'avoir, à plusieurs reprises, ouvert les portes du laboratoire de l'Université de Brest mais également pour ses points de vues plus qu'enrichissants.

Je tiens à remercier P.Grandjean, pour l'analyse microthermométrie et qui sans son intervention serait du domaine du rêve. Merci à E.Labrin pour m'avoir formé à la difficile et fastidieuse technique des traces de fission. Mais également l'ensemble des gentils géophysiciens,

N.Bethoux, A.Paul et F.Masson dont leurs résultats ont fortement orienté mon travail et surtout permis l'achèvement du chapitre 4.

Mes remerciements vont également à l'ensemble de la faune hétérogène qui peuple le mythique R6 et de ses proches voisins du dessous.....Merci donc à Jo, Dadou, Gwelt, Anne line, Cloclo, Amélie et Manu le canadien, sans qui entre autre le mois d'Août et les jours fériés couleraient dans une morne solitude sans fond. Merci à l'ensemble de la dream team italienne, oune italienne et do italienne, Christina et Silvia qui ont amené un peu d'exotisme transalpin.....Merci aux membres permanents de l'équipe qui ont su si bien redresser le laboratoire après les si nombreux dérapages, Guigui, Isabelle, Pascool, Paul, Bernard et Denis la malice le roi tu tennis. Je tiens à donner un remerciement plus particulier à Véro, non pas pour ces nombreuses traversées du parc à vélo, mais pour son opiniâtreté à imprimer les posters et pour m'avoir donné l'opportunité de publier mon premier papier (j'suis sûr qu'on en fera un ensemble....). Mention spéciale également à Cricri pour son dynamisme, c'est vrai on en manquait, et surtout pour nous avoir sensibilisé à la si terrible agonie du peuple Picard. Maintenant voila le tour du petit personnel, on garde toujours le meilleur pour la fin, n'est il pas?. Merci à Mme Clermont pour ses merveilleuses lames minces. Merci à Philou, notre transfuge rugbyman, le copain du matin, toujours présent pour un ptit café, un géotrouvetout muni d'un outil universel à chaque bras.....Et puis Marie Paule, véritable ciment affectif qui relie l'ensemble des membres du laboratoire, en recréant un véritable cocon familial (n'en déplaise à certain(e)). Merci Marie pour tout..... promis je te racheterais un agenda.

Je ne veux pas oublier nos voisins de Gerland, je veux bien évidemment parler de Fred, Stef, Maude et Laurent.....

Enfin, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à ma famille qui m'a soutenu et encouragé tout au long de mon périple universitaire, et à Valérie sans qui tout aurait été beaucoup plus difficile.....

SOMMAIRE

*La zone piémontaise des Alpes
occidentales :
Un paléo-complexe de subduction.
Arguments métamorphiques,
géochronologiques et structuraux*

-INTRODUCTION GENERALE-.....

**-CHAPITRE 1-
STRUCTURE ET DYNAMIQUE DES ALPES OCCIDENTALES.**

INTRODUCTION.....

1-STRUCTURE ACTUELLE.....

1-1-Descriptions géologiques et structurales.....

1-2-Image sismique des Alpes occidentales.....

1-3-Image sismique des Alpes centrales.....

2-EVOLUTION GEODYNAMIQUE.....

2-1-Riftogénèse et océanisation.....

2-2-Convergence et subduction.....

2-3-Convergence et collision.

3-RELATION AVEC LA TECTONIQUE DES PLAQUES.....

**4-SCHEMA STRUCTURAL DE LA PARTIE MERIDIONALE
DES ALPES OCCIDENTALES.....**

4-1-La zone Briançonnaise.....

4-2-Le "Briançonnais interne".....

4-3-La zone Piémontaise.....

4-3-1-Les unités piémontaises schistes bleus.....

4-3-2-Les unités piémontaises éclogitiques.....

5-CONCLUSION.....

**-CHAPITRE 2-
LES CONDITIONS DU METAMORPHISME DE HAUTE-PRESSION
ET LA DEFINITION DES UNITES TECTONIQUES.**

INTRODUCTION.....

I-L'unité ophiolitique du Chenaillet.....

II-La zone des Schistes lustrés Piémontais.....

1-LES UNITES A LAWSONITE-JADEITE-GLAUCOPHANE.....	
1-1-Les litologies acides.....	
1-2-Les lithologies basiques.....	
1-2-1-Les brèches à éléments basiques et les metabasaltes.....	
1-2-2-Les métagabbros.....	
1-3-Les métasédiments.....	
1-4-Evaluation des conditions physiques du métamorphisme.....	
2-LES UNITES A LAWSONITE-ALBITE-GLAUCOPHANE.....	
2-1-Les métagabbros.....	
2-2-Les albitites.....	
2-3-Evaluation des conditions physiques du métamorphisme.....	
3-LES UNITES A ZOISITE-ALBITE-GLAUCOPHANE.....	
3-1-Les métagabbros peu ou pas déformés.....	
3-2-Les métagabbros déformés.....	
3-3-Evaluation des conditions physiques du métamorphisme.....	
4-LES UNITES A ZOISITE-JADEITE-GLAUCOPHANE.....	
4-1-les métagabbros.....	
4-2-Les metabasaltes.....	
4-3-Les métasédiments.....	
4-4-Evaluation des conditions physiques du métamorphisme.....	
5-LES UNITES DE CALCSCHISTES SANS OPHIOLITE.....	
5-1-Données disponibles dans la littérature.....	
5-2-Evaluation des conditions physiques du métamorphisme.....	
6-LES CONDITIONS PHYSIQUES DU METAMORPHISME DANS LA ZONE DES SCHISTES LUSTRES PIEMONTAIS.....	

III-La zone d'Acceglio.....

-PUBLICATION-

**La zone d'Acceglio (Alpes cotiennes): un nouvel exemple de
croûte continentale éclogitisée dans les Alpes occidentales.....**

IV-Le massif du Monviso.....

-PUBLICATION-

**Diversité du métamorphisme éclogitique dans le massif
ophiolitique du Monviso (Alpes occidentales, Italie)**

-PUBLICATION-

Numerical model of the effect of serpentinites on the exhumation of eclogitic rocks : insights from the Monviso ophiolitic massif (Western Alps)

V-Synthèse.....

- 1-HETEROGENEITE LITHOLOGIQUE.....**
- 2-HETEROGENEITE DES ECHELLES D'ENFOUISSEMENT ET DES PALEOGRADIENTS ASSOCIES.....**
- 3-DIACHRONISME DES EVENEMENTS HAUTE PRESSION.....**
- 4-CONCLUSION: LA ZONE PIEMONTAISE, IMAGE D'UN COMPLEXE DE SUBDUCTION FOSSILE.....**

**-CHAPITRE 3-
AGES DE REFROIDISSEMENT ET VITESSES D'EXHUMATION DES
ROCHES METAMORPHIQUES DANS LES ALPES COTTIENNES.**

I-La datation par traces de fission.

-Théorie et techniques-.....

INTRODUCTION.....

1-FORMATION DES TRACES DE FISSION.....

1-1-Traces latentes.....

1-2-Traces révélées.....

2-EQUATION D'AGE POUR LA DATATION PAR TRACES DE FISSION.....

3-METHODE DE DATATION PAR DETECTEUR EXTERNE.....

4-PRECISION D'UN AGE TRACE DE FISSION-TEST DU KHI-DEUX (χ^2)

5-REPRESENTATION GRAPHIQUE DES RESULTATS.....

5-1-Diagramme isochrone.....

5-2-Diagramme radial.....

6-SIGNIFICATION D'UN AGE TRACES DE FISSION.....

6-1-Longueurs des traces de fission.....
6-2-Interprétation des distributions de longueur.....

7-ASPECTS EXPERIMENTAUX.....
7-1-Préparation des zircons.....
7-2-Préparation des apatites.....
7-3-Conditions d'irradiation.....
7-4-Détermination du facteur zêta (ζ).....

II-Datations par traces de fission dans les Alpes cottiennes.....

INTRODUCTION.....

1-ECHANTILLONNAGE.....

2-RESULTATS.....

2-1-Ages apparents.....
2-2-Répartition géographique.....

3-DISCUSSION ET SIGNIFICATION DES AGES APPARENTS.....

3-1-La Zone Briançonnaise.....
3-1-1-Zone Houillère.....

-PUBLICATION-

**La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion
du Front Briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales) :
une dynamique miocène à actuelle.....**

3-1-2-Bordure ouest briançonnaise.....
3-2-La Zone Piémontaise.....
3-2-1-Le massif du Chenaillet.....
3-2-2-La zone Ouest-Queyras.....
3-2-3-La zone Est-Queyras.....
3-2-4-La zone éclogitique.....

**4-CONCLUSION : LES AGES DE REFROIDISSEMENT DANS LES ALPES
COTTIENNES.....**

**III-Vitesses d'exhumation des roches métamorphiques
sur la géotraverse "Chateau-Queyras - Dora Maira".....**

1-TRAJETS TEMPERATURE - TEMPS DANS LES DIFFERENTES ZONES.....

1-1-Zones Ouest et Est Queyras.....
1-2-L'unité éclogitique du Monviso et le massif de Dora Maira.....
1-3-Comparaison des trajets Température-Temps.....

2-TRAJETS PROFONDEUR - TEMPS.....

3-DYNAMIQUE D'EXHUMATION.....

4-COMPARAISON AVEC LE SIGNAL SEDIMENTAIRE DETRITIQUE.....

2-1-Le bassin molassique Liguro-Piémontais.....

2-2-Le Synclinal de Barrême.....

IV-Conclusions.....

-CHAPITRE 4-

**ANALYSE STRUCTURALE : SIGNIFICATION DE L'EXTENSION
SYN-CONVERGENCE ET CARACTERISATION DE LA TRANSITION
DUCTILE / FRAGILE.**

INTRODUCTION.....

**I-La déformation en conditions de Haute-Pression
et Basse-Température.....**

1-LES UNITES PIEMONTAISES EN FACIES DES SCHISTES BLEUS.....

2-LES UNITES PIEMONTAISES ECLOGITIQUES.....

**3-COMPARAISON DES STRUCTURES HAUTE-PRESSION DANS LES DEUX
DOMAINES METAMORPHIQUES.....**

**II-Le champ de déformation en faciès des schistes verts et la
transition ductile / fragile.....**

**1-DIRECTIONS PRINCIPALES DES AXES DE LA DEFORMATION FINIE EN
FACIES DES SCHISTES VERTS.....**

1-1-Le Queyras.....

1-2-Le Monviso.....	
1-3-Les massifs de Rocciavré et de Dora Maira Nord et Sud.....	
1-4-Conclusion.....	
2-ANALYSE DES STRUCTURES MESOSCOPIQUES.....	
2-1-Les plis.....	
2-1-1-Les Schistes lustrés du Queyras.....	
2-1-2-Le Monviso.....	
2-2-Boudinage, fentes associées et plans de cisaillement.....	
2-2-1-Les Schistes lustrés du Queyras.....	
<i>A-Le lac Baricle.....</i>	
<i>B-Le Col Vieux.....</i>	
<i>C-Le vallon Giarus.....</i>	
<i>D-Le Bric Bouchet.....</i>	
<i>E-Le Lac des Cordes.....</i>	
<i>F-Les Coutiers.....</i>	
<i>G-Notre Dame des Sept Douleurs.....</i>	
<i>H-Peynin.....</i>	
<i>I-Le col du Longet.....</i>	
<i>J-Caramatran.....</i>	
2-2-2-Le massif du Viso.....	
<i>A-Le Viso Mozzo.....</i>	
<i>B-Le col de Vallante.....</i>	
<i>C-Le Passo Gallarino.....</i>	
<i>D-Partition de la déformation en faciès des schistes verts.....</i>	
3-SYNTHESE.....	
4-ETUDES MICROTHERMOMETRIQUES.....	
4-1-Objectif de l'étude.....	
4-2-Principe et méthode.....	
4-2-1-Piégeage et évolution de l'inclusion.....	
4-2-2-Microthermométrie.....	
4-3-Caractérisation des fluides syn-schistes verts et à la transition ductile / fragile.....	
4-3-1-Les Schistes lustrés du Queyras.....	
<i>A-Col Vieux.....</i>	
<i>B-Vallon Giarus.....</i>	
<i>C-Bric Bouchet.....</i>	
<i>D-Lac des Cordes.....</i>	
<i>E-Caramatran.....</i>	

4-3-2-Le Monviso.....	
4-3-3-Comparaison de la nature des fluides entre les unités du Queyras et du Monviso.....	
4-3-4-Origine des fluides.....	
4-4-Quantification P-T des structures générées à la transition ductile / fragile.....	
4-4-1-Structures précoces.....	
4-4-2-Structures tardives.....	
4-4-3-Estimation des conditions P-T.....	

III-Conclusions générales.....

-CHAPITRE 5-

**LE CHAMP DE DEFORMATION ACTUEL ET SES RELATIONS AVEC
LA GEOMETRIE CRUSTALE.**

INTRODUCTION.....

**I-Le champ de déformation fragile récent à actuel dans la zone
d'étude.....**

1-TELEDETECTION SATELLITAIRE.....

2-APPORTS DES PHOTOS AERIENNES ET DES DONNEES DE TERRAIN.....

II-Le champ de déformation actuel des Alpes occidentales.....

III-Sismicité et géométrie d'échelle crustale.....

1-SISMICITE.....

2-TOMOGRAPHIE CRUSTALE.....

2-1-Données et procédures d'inversion.....

2-2-Discussion des résultats.....

IV-Interprétation et discussion: une coupe d'échelle crustale.....

1-CONSTRAINTES GEOLOGIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES.....

2-CONSTRAINTES GEOPHYSIQUES.....	
3-DISCUSSION DU MODELE.....	
4-VALIDATION DU MODELE CRUSTAL PAR L'UTILISATION DES DONNEES GRAVIMETRIQUES.....	
5-MODELES DE COMPENSATION.....	
6-INTERPRETATIONS GEODYNAMIQUES.....	
6-1-Butoir mantellique et écaillage profond de la croûte européenne.....	
6-2-Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et exhumations des roches de haute-pression.....	
6-3-Partition de la déformation à l'échelle crustale.....	
-CONCLUSIONS GENERALES-.....	
1 -LA ZONE PIEMONTAISE DES ALPES OCCIDENTALES: UN PALEO-COMPLEXE DE SUBDUCTION.....	
2-MECANISMES D'EXHUMATION DES ROCHES DE HAUTE-PRESSION DES ALPES OCCIDENTALES.....	
3-L'EXTENSION SYN-CONVERGENCE.....	
4-LE CHAMP DE DEFORMATION ACTUEL ET LA GEOMETRIE CRUSTALE.....	
-REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES-.....	
-RESUME-.....	
-ABSTRACT-.....	

Introduction générale

INTRODUCTION GENERALE.

La présente étude est une contribution à l'analyse du problème de la genèse et de l'exhumation des roches métamorphiques de haute à très haute-pression et basse-température dans les chaînes de montagnes. Cette question, largement débattue à l'heure actuelle, intéresse depuis plusieurs années d'une part de nombreux géologues spécialistes de la lithosphère continentale et d'autre part des modélisateurs des zones de convergence de plaques.

L'un des faits acquis depuis une vingtaine d'années est que des portions de croûte océanique, de croûte continentale et de leurs sédiments respectifs sont subduits jusqu'à des profondeurs de l'ordre de la centaine de kilomètres, puis exhumés dans les zones internes des orogènes. Lors des processus de subduction, les roches crustales acquièrent des paragenèses typiques des faciès schistes bleus et éclogites et leur densité augmente de façon significative jusqu'à éventuellement dépasser la densité du manteau dans lequel elles sont enfouies. Il existe par ailleurs un large consensus pour penser que le retour à la surface des roches éclogitisées est rapide (plusieurs dizaines de millimètres à quelques centimètres par an), permettant ainsi une bonne préservation des paragenèses de haute-pression et basse-température. Cependant remonter rapidement des roches métamorphiques très denses impose des mécanismes tectoniques très différents des modèles érosion / isostasie, et implique des conditions aux limites particulières dans la zone de subduction où les forces tectoniques sont dominantes sur les forces de volume. En conséquence les processus d'exhumation posent des problèmes importants en terme de dynamique de la lithosphère, comme en témoigne la multiplicité des modèles proposés jusqu' à présent.

Pour aborder efficacement cette question, il est nécessaire de mettre en oeuvre des approches complémentaires et en particulier des analyses pétrologiques et géochronologiques combinées, des études structurales, en se référant à un cadre géophysique permettant d'imager les structures à l'échelle crustale, et des modélisations numériques ou analogiques. La mise en oeuvre en 1995 du programme GéoFrance 3D-Alpes offrait l'opportunité de développer ce type de démarche à l'échelle d'un secteur clef des Alpes occidentales, situé sur une géotransverse entre Briançon et Cavour au sein de la zone Piémontaise des Alpes cottiennes. Ce domaine a

Introduction générale

fait l'objet de nombreux travaux en termes d'analyses lithologiques, structurales et métamorphiques permettant une compréhension géodynamique poussée de la chaîne alpine.

Cet ouvrage est structuré en cinq parties :

-La *première partie* permet de replacer l'ensemble du travail dans un contexte géodynamique général par l'intermédiaire d'une synthèse bibliographique sur la structure et l'évolution des Alpes occidentales.

-La *deuxième partie* de cet ouvrage présente les résultats de l'analyse pétrologique du domaine piémontais qui permet d'une part de mettre en évidence la diversité des conditions de haute-pression et basse-température, d'autre part d'identifier les différentes unités métamorphiques. Cette analyse permet également de traiter la question du volume de roches exhumées depuis une même profondeur, ce qui revient à identifier l'échelle à laquelle les conditions métamorphiques de haute pression sont homogènes.

-La *troisième partie* traite de l'évolution géochronologique par l'utilisation de la méthode des traces de fission sur des roches de la zone Piémontaise et apporte des contraintes sur les âges de refroidissement et des vitesses d'exhumation des différentes unités tectonométamorphiques.

-La *quatrième partie* de ce mémoire est consacrée à la présentation de l'analyse structurale de la zone Piémontaise et permet d'aborder la signification de l'extension syn-convergence et de caractériser la transition ductile / fragile. De plus une analyse microthermométrie des fluides contemporains de la déformation syn-schistes verts est développée afin de caler en pression et température les différentes générations de structures syn à post-schistes verts.

-La *cinquième partie* est dédiée à l'analyse du champ de déformation actuel et à ses relations avec les structures crustales définies à partir des données géophysiques. Cette imagerie crustale fournit le cadre dans lequel les données pétrologiques, géochronologiques et tectoniques sont interprétées.

Enfin une *synthèse* nous permet de présenter la zone Piémontaise des Alpes occidentales comme un paléo-complexe de subduction, c'est à dire l'association d'un prisme essentiellement méta-sédimentaire et d'un prisme serpentineux profond, poinçonnés et donc déformés durant la collision alpine.

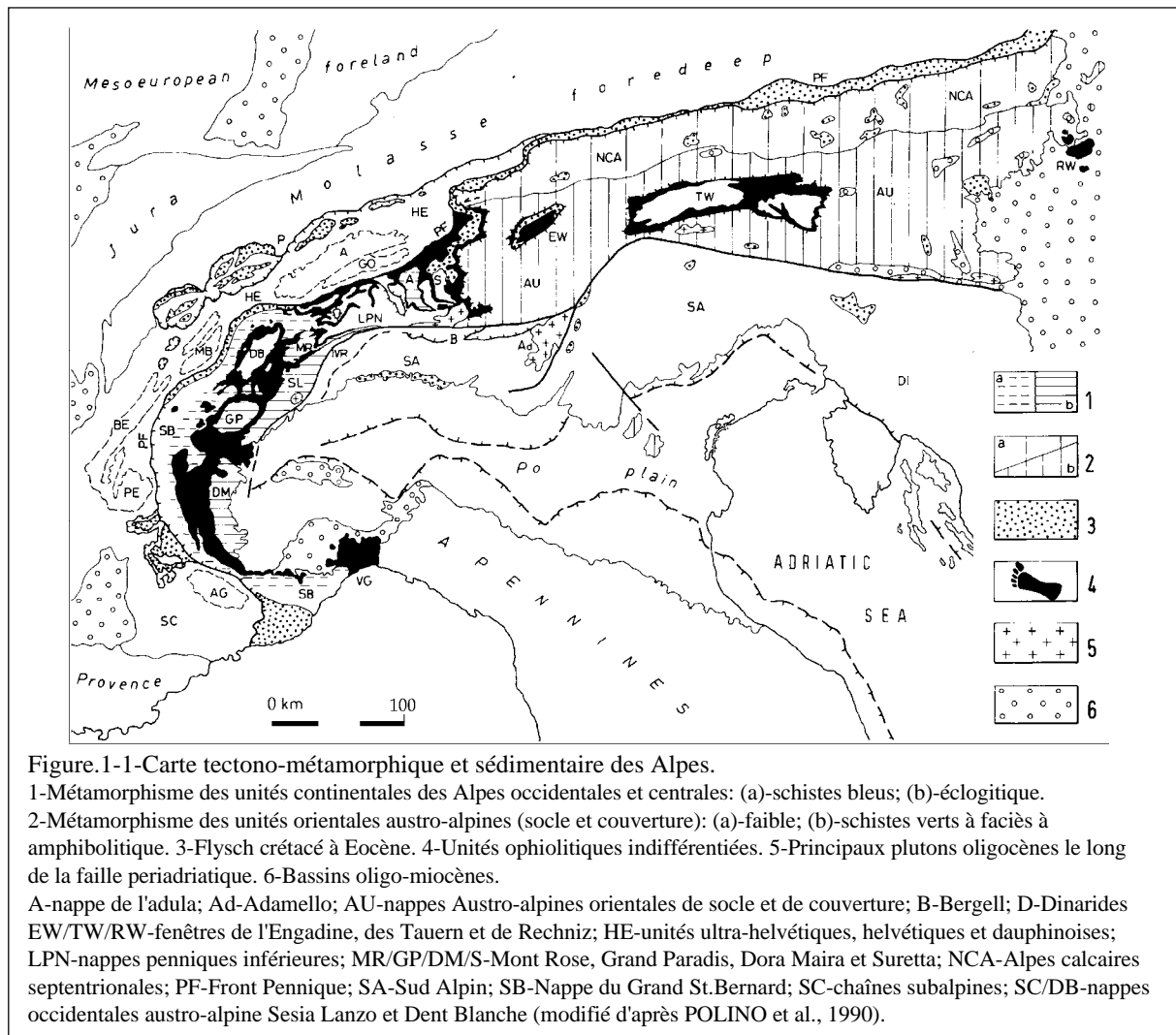
CHAPITRE I

Structures et dynamique des Alpes occidentales

STRUCTURES ET DYNAMIQUE DES ALPES OCCIDENTALES.

INTRODUCTION

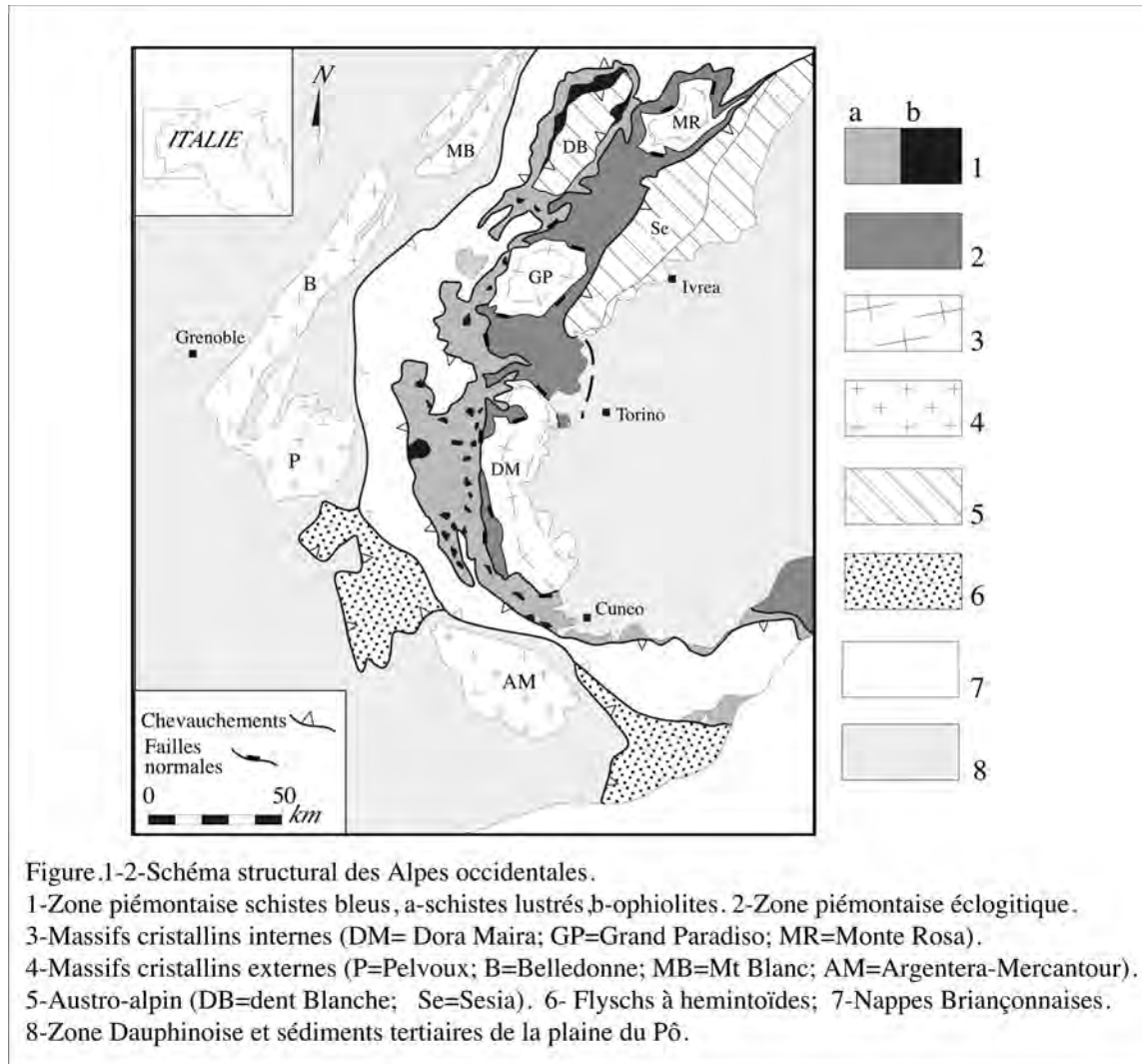
Les Alpes occidentales appartiennent à la grande structure orogénique qui s'étend sur près de 1200 kilomètres depuis les rives de la méditerranée jusqu'aux portes de Vienne, en dessinant un arc à convexité Ouest (fig.1-1), dont la concavité est occupée par la plaine du Pô.



Sa situation géographique, au coeur de l'europe, a fait de cette chaîne un laboratoire privilégié pour l'ensemble des disciplines des Sciences de la Terre, lui conférant le terme "de chaîne la mieux étudiée au monde". L'ensemble des travaux ont permis, très tôt, d'en dresser les grands traits paléogéographiques, structuraux et géodynamiques, complétés plus récemment par l'utilisation massive des méthodes géophysiques qui permettent l'accès à une représentation d'échelle lithosphérique. Ce chapitre présente les grands traits la géologie alpine sur lesquels l'ensembles des géologues s'accordent, avec cependant un accent particulier porté sur la géologie de la partie occidentale de la chaîne.

1-STRUCTURE ACTUELLE.

1-1-Descriptions géologiques et structurales.



Les Alpes occidentales résultent de la collision, au début du Tertiaire, de deux lithosphères continentales, correspondant à la plaque eurasiatique et au promontoire apulien. Le rapprochement de ces deux plaques a engendré, par subduction et obduction, la fermeture d'un domaine océanique majeur correspondant à la Téthys alpine ou domaine Ligure ou Liguro-Piémontais.

Il en résulte actuellement un édifice, d'échelle crustale, de nappes et d'écaillés déformées chevauchant l'avant pays européen à l'Ouest et lui même chevauché à l'Est par le domaine Austro-Alpin. Deux ensembles structuraux majeurs peuvent être distingués dans l'édifice tectonique des Alpes occidentales (fig.1-2):

-D'une part la zone externe correspondant à de la croûte européenne et à sa couverture para-autochtone affectée par une tectonique superficielle dans le domaine Dauphinois et le

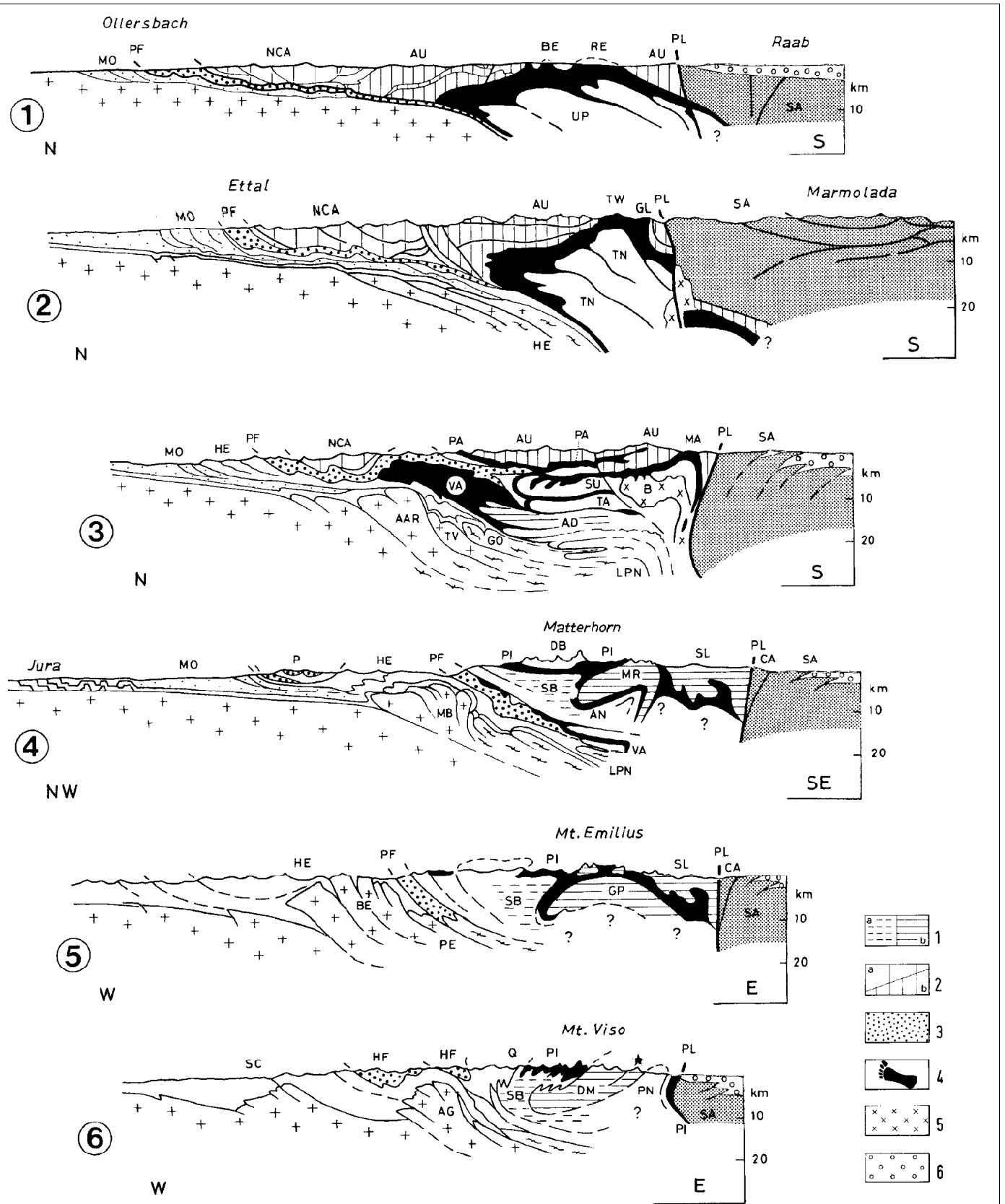


Figure.1-3-Coupes schématiques et signatures métamorphiques de l'actuelle pile de nappe alpine depuis 1-la bordure orientale autrichienne, 2-la fenêtre des Tauern, 3-les Alpes centrales, 4-les Alpes Pennines, 5-les Alpes Graies, 6-les Alpes Cottiennes, d'après POLINO *et al.*,1990.

1-Métamorphisme de HP dans le socle et les couvertures, (a)- assemblage SB d'âge Eocène et (b)-Eclogite/SB d'âge Crétacé-Eocène, l'étoile dans Dora Maira signale l'assemblage pyrope-coesite, 2-métamorphisme (a)-faible, (b) SV à amphibolitique dans les unités austro-alpines, 3-unités de flysch, 4-unités ophiolitiques Eclogite/SB, 5-plutons oligocènes, 6-dépôts molassiques tertiaires. Les initiales sont les mêmes que la figure.1-1.

domaine Subalpin, tandis que le socle est affecté par de grands chevauchements intracrustaux, individualisant les massifs cristallins externes de l'Argentera-Mercantour, du Pelvoux, de Belledonne, du Mont Blanc et de L'Aar. Ce domaine n'est que peu ou pas affecté par le métamorphisme alpin.

-D'autre part les zones internes constituées par la juxtaposition d'unités lithologiques contrastées et fortement métamorphiques. Ces unités appartiennent (i) à de la marge téthysienne amincie, il s'agit alors des unités Briançonnaises et des Massifs cristallins internes de Dora Maira, du Grand Paradis et du Mont Rose, (ii) à du domaine océanique (pied de marge et croûte océanique) correspondant alors à la zone Piémontaise, (iii) à du domaine Austro-alpin (zone Sesia et nappe de la Dent Blanche) à affinité Apulienne pour la plupart des auteurs. Le chevauchement Pennique ou front sub-briançonnais suivant la transversale, représente la limite chevauchante du front de nappes internes sur la zone externe, tandis que la ligne insubrienne, représente la limite tectonique orientale de la chaîne, séparant le domaine Sud-Alpin, peu déformé, des zones internes.

Cette géométrie globale à déversement Ouest et Nord est bien visible sur la série de coupes de la figure 1-3. Quelque soit la position du tracé de la coupe suivant l'arc alpin, on distingue systématiquement un domaine interne métamorphique déversé (zones internes) vers l'Ouest et le Nord-Ouest sur la marge européenne (zone externe) au niveau du front Pennique. Ce complexe métamorphique apparaît au Nord chevauché par les unités austro-alpines qui constituent le sommet de l'édifice de nappe.

1-2-Image sismique des Alpes occidentales.

L'accès aux structures profondes des Alpes occidentales a été obtenue dès la fin des années 80 avec l'aboutissement du programme ECORS-CROP-Alpes et les premiers profils de sismique réflexion brut (Bayer *et al.*, 1987; Nicolas *et al.*, 1990). Le profil sismique passe au niveau du massif du Grand Paradis suivant une géotraverse NW-SE entre le massif subalpin des Bornes et la plaine du Pô, recoupant perpendiculairement l'ensemble des structures de la zone externe et des zones internes.

La figure 1-4 présente les résultats simplifiés des pointés sismiques migrés suivant une coupe NW-SE (Tardy *et al.*, 1990). Les réflecteurs sismiques permettent d'imager sans ambiguïté le moho européen situé à 37 km de profondeur à l'aplomb du massif de Belledonne. Ce moho se localise sous une croûte inférieure fortement litée sismiquement. La partie apulienne du profil est caractérisée par un ensemble de réflecteurs correspondant aux épais dépôts molassiques de la plaine du Pô, faisant écran au moho. Sous les zones internes les réflecteurs sismiques plus diffus et moins bien orientés, à part la série de réflecteurs rattachée au front pennique, la position du moho dépend à l'heure actuelle des modèles et interprétations utilisés. Ainsi dans

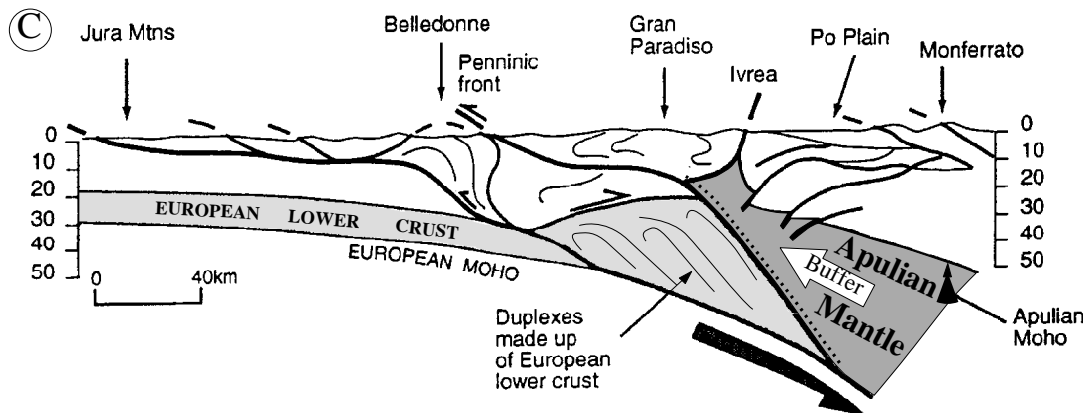
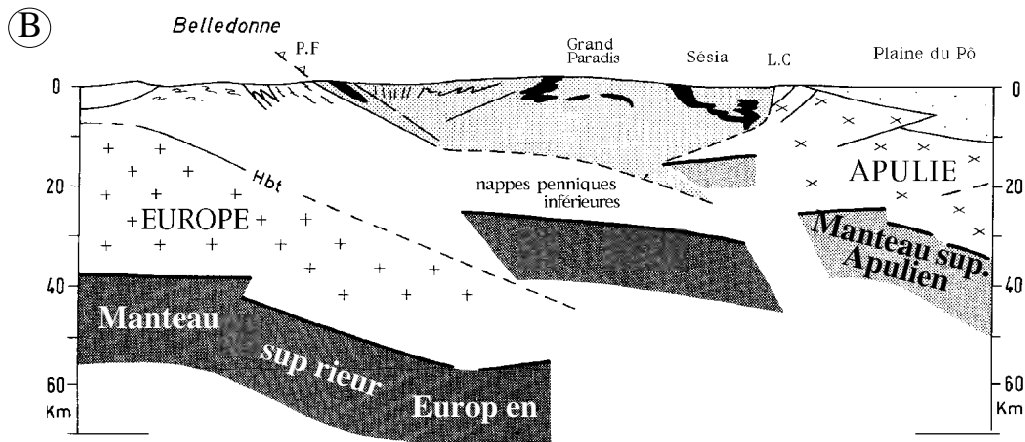
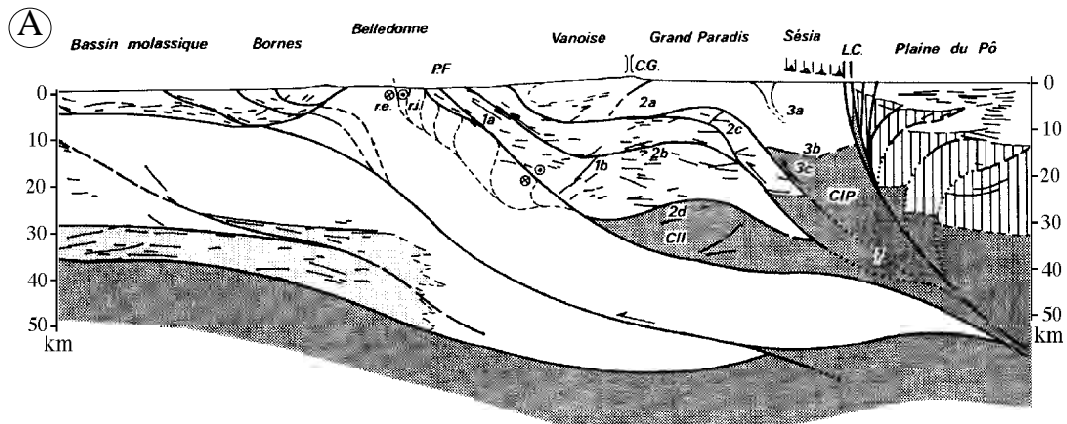
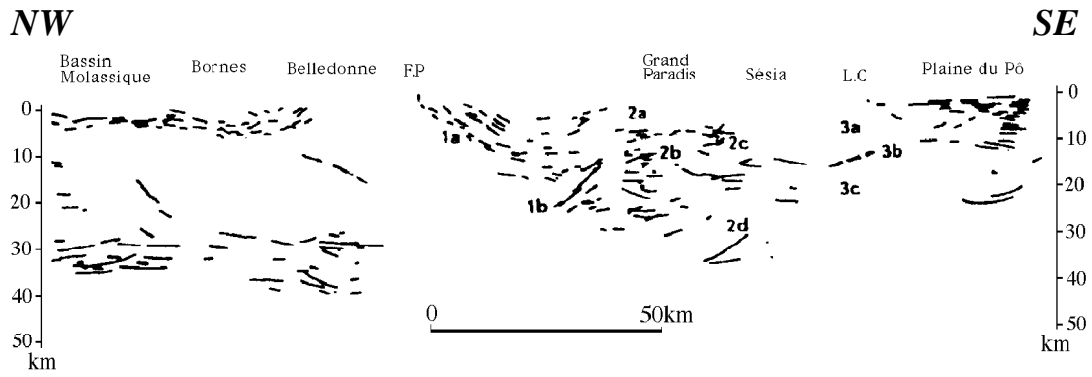


Figure.1- 4-Données du profil de simique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes (TARDY *et al.*, 1990), avec trois interprétations structurales du profil (L.C-ligne Canavese; F.P-front Pennique).

A-Modèle d'écaillés lithosphériques, le corps d'Ivréa est relié au au front Pennique, d'après TARDY *et al.* (1990).

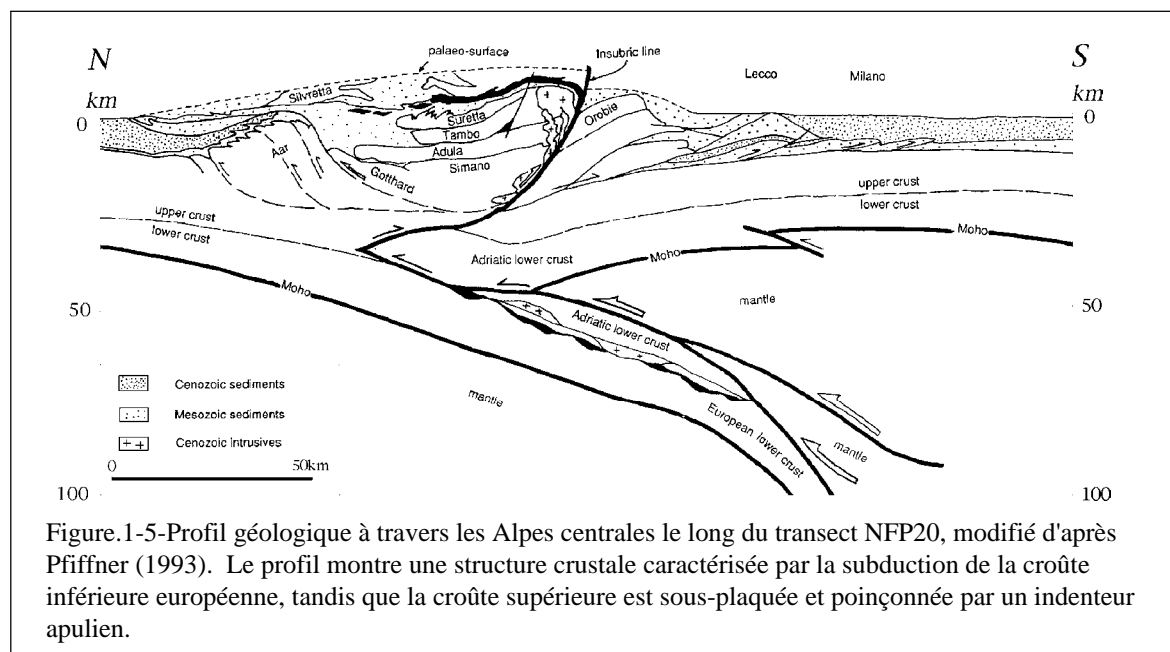
B-Modèle d'écaillage de la lithosphère européenne sous les zones internes, modifié d'après POLINO *et al.* (1990).

C-Modèle de poinçon mantellique apulien et d'écaillage de la croûte inférieure européenne, d'après ROURE *et al.* (1996).

le modèle proposé par Tardy *et al.* (1990) ou par Polino *et al.* (1990) le moho sous les zones internes se localise à une trentaine de kilomètres de profondeur sous les nappes penniques inférieures (écailles de croûte européennes). Il s'agit alors du toit d'une écaille mantellique charriée sur la marge européenne et rattachée soit (i) au corps d'Ivrée pour Tardy *et al.* (1990), soit (ii) rattaché au manteau d'affinité Européenne pour Polino *et al.* (1990). Un troisième modèle plus récent proposé par Roure *et al.* (1996) interprètent cette zone comme un ensemble de "duplex" de croûte inférieure poinçonné par le manteau apulien. Quelques soient les interprétations et modèles utilisés, le profil sismique montre clairement de vastes écaillages crustaux permettant un épaissement crustal de plus de 50 km d'épaisseur à l'aplomb du Grand Paradis. De plus la structure profonde asymétrique, se caractérise par le sous-charriage vers l'Est (subduction continentale) de l'ensemble de la marge passive européenne sous les unités métamorphiques des zones Internes.

1-3-Image sismique des Alpes centrales.

Dans les Alpes centrales, un ensemble de données sismiques et gravimétriques ont été acquises lors des projets NPF.20 et EGT (European GeoTraverse) (Pfiffner *et al.*, 1997), complétant plus au Nord l'image sismique profonde des Alpes. Ces données géophysiques confrontées aux contraintes structurales et géologiques, ont permis de proposer un profil géologique de la partie profonde des Alpes centrales (Fig.1-5).



Pfiffner (1993) identifie la présence d'un indenteur apulien sous les zones internes. Cet indenteur est interprété comme constitué de croûte et de manteau, semblable à la structure en crocodile proposée pour le profil ECORS. Cet indenteur est responsable en grande partie de l'écaillage de la croûte supérieure européenne, alors que la croûte inférieure est subduite

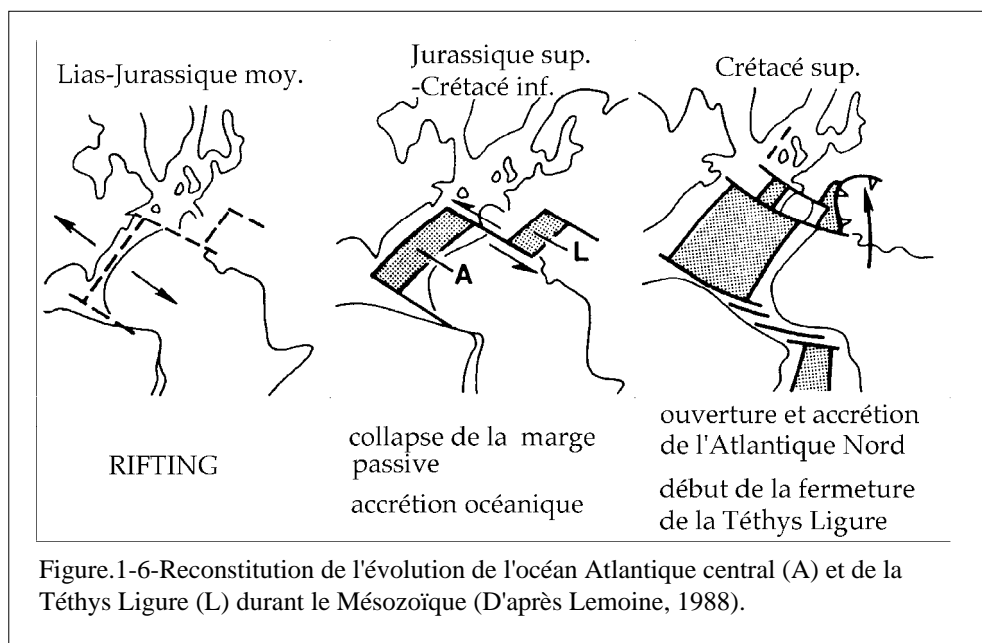
progressivement avec le manteau lithosphérique dans l'asthénosphère. Cette dynamique d'indentation est responsable également de l'exhumation tardive des zones internes des Alpes centrales. A la différence des interprétations réalisées le long du profil ECORS, le front Pennique n'est pas rattaché en profondeur à la surface basale du poinçon, mais semble correspondre à un chevauchement intracrustal.

2-EVOLUTION GÉODYNAMIQUE.

L'histoire géologique alpine offre l'avantage de présenter un cycle orogénique "pratiquement" complet depuis un stade précoce de rifting et d'océanisation jusqu'au stade actuel de collision continentale.

2-1-Riftogénèse et océanisation.

L'évolution géodynamique alpine débute, dès le Trias, par un épisode de distension intracontinentale, sur un socle préalablement structuré au cours de l'orogénèse Varisque. Cette extension se traduit au cours du Jurassique inférieur et moyen par le rifting de la croûte avec développement de blocs basculés, limités par des failles normales syn-sédimentaires (Lemoine *et al.*, 1986; Lemoine *et al.*, 1989; Coward et Dietrich, 1989; Coward et Ries, 1991; Dumont, 1994). L'épisode de rifting s'achève vers la fin du Dogger par l'ouverture d'un domaine océanique Téthys Ligure, couplée cinématiquement avec l'expansion de l'Atlantique central (fig.1-6).



Classiquement ce domaine océanique est décrit comme étroit (type mer Rouge) plus ou moins décrochant (type Golfe de Californie), il s'agit alors d'un bassin de petite dimension

caractérisé par une accréation océanique supposée peu développée (Lemoine, 1980; Weissert et Bernoulli, 1985). Néanmoins pour certains auteurs (Polino *et al.*, 1990; Lagabrielle et Cannat, 1990) ce domaine océanique devait être de dimension équivalente à l'actuel Atlantique Nord, avec des taux d'expansion lent de quelques centimètres par an, impliquant une expansion sur une durée de près de 50 Ma. Les récents travaux de Lagabrielle et Lemoine (1997) montrent d'ailleurs que l'océan Téthys ligure, sur des arguments stratigraphiques (sédiments reposant directement sur les serpentinites et gabbros mantelliques) et pétrologiques (faibles volumes de magma et absence de complexe filonien) avait une forte affinité avec la lithosphère qui caractérise l'axe de l'actuelle dorsale médio-Atlantique (ride lente).

Cependant de nombreuses questions liées à cette période d'extension, sont encore en suspens à l'heure actuelle comme:

- le caractère symétrique ou asymétrique du rifting (Lagabrielle, 1987; Lemoine *et al.*, 1987; Stampfli et Marthaler, 1990; Lardeaux et Spalla, 1991);

- le rôle des structures liées à l'effondrement gravitaire de la chaîne hercynienne sur le début de l'extension (Malavieille *et al.*, 1990; Rossi *et al.*, 1993; Gardien *et al.*, 1997).

2-2-Convergence et subduction.

L'évolution géodynamique alpine se poursuit par la fermeture du domaine océanique téthysien qui est marquée par une importante tectonique intra-océanique au Cénomano-Turonien (Lagabrielle, 1987) associée à de l'écaillage océanique et des processus d'obduction. Cette fermeture se poursuit par la subduction à vergence Est ou Sud de la croûte océanique (Ernst, 1973; Ernst et Dal Piaz, 1978) mais également des séries sédimentaires et des portions de croûte continentale (Dal Piaz *et al.*, 1972; Lardeaux *et al.*, 1982; Lardeaux et Spalla, 1991), générant un métamorphisme haute pression et basse température dans toutes les lithologies d'affinités océaniques et continentales (Droop *et al.*, 1990; Spalla *et al.*, 1996). Cette subduction est aussi à l'origine d'un métamorphisme de Ultra Haute Pression caractérisé par le développement de paragenèses à coesite et pyrope stables (Dora Maira: Chopin, 1984; Zermatt-Saas: Reinecke, 1991). L'évènement métamorphique de Haute Pression (éclogite à schistes bleus) est daté entre 60 et 40 Ma (Liewig *et al.*, 1981; Caby et Bonhomme, 1982; Monié et Philippot, 1989; Takeshita *et al.*, 1994; Cliff *et al.*, 1998; Rubatto *et al.*, 1998) dans les unités Piémontaises. Il est plus ancien dans les unités austro-alpines (Spalla *et al.*, 1996; Duchêne *et al.*, 1997) et plus récent (38-32 Ma) dans le massif de Dora Maira (Tilton *et al.*, 1991, Gebauer *et al.*, 1997; Duchêne *et al.*, 1997). Cette subduction fait place dès l'Eocène à l'entrée en subduction de la marge passive européenne sous l'Apulie.

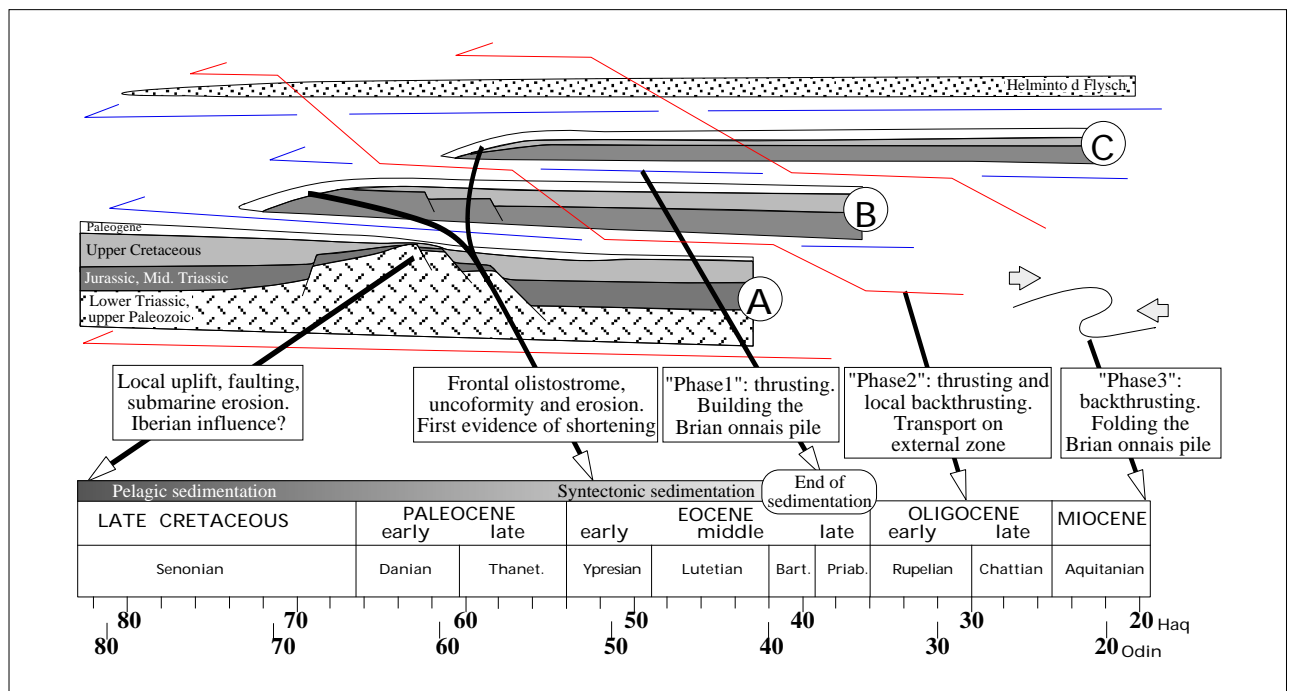


Figure.1-7-Chronologie de mise en place de l'édifice de nappes briançonnaises. Les premières étapes ont lieu avant l'interruption de la sédimentation (Crétacé sup.-Paléocène). Un premier empilement de nappes simple (C/B/A) a été construit lors de la phase1, sous le charriage du Flysch à Hemintoïdes. Le découpage des nappes a été guidé par les structures précédentes, et le transport s'est probablement effectué vers le N ou le NW. Ensuite, ce premier édifice a été transporté vers l'W ou le SW sur la zone externe (activation du front Pennique) et redécoupé (phase2), puis remplissé et en partie rétrodversé (phase3) pour acquérir sa géométrie actuelle (d'après Dumont *et al.*, 1997).

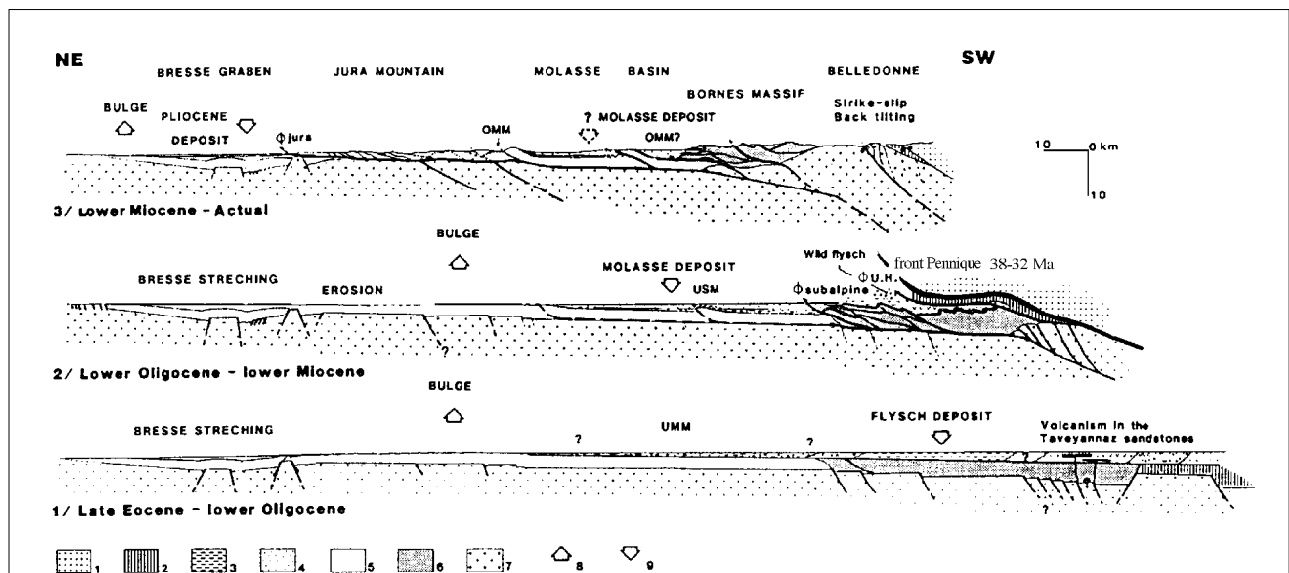


Figure.1-8-Evolution tertiaire de l'avant pays Alpin présentant les principaux dépôts sédimentaires et évènements tectoniques (modifié, d'après Guellec *et al.*, 1990).

1-Unités Penniques; 2-couverture Ultra-helvétique, 3-flysch Subalpin, 4-dépôts molassiques, 5-dépôts cénozoïques de la Bresse, 6-couverture mésozoïque Subalpine, 7-sous-bassement européen indifférencié, 8-position du point-haut et du dépôt centre durant le Tertiaire, O.M.M-molasse marine supérieure, U.M.M- molasse marine inférieure, U.S.M-molasse continentale inférieure, U.H -Ultra-helvétique.

2-3-Convergence et collision.

La collision s'initie à l'Eocène inférieur, elle correspond au raccourcissement des deux marges. Ce raccourcissement à la fin de l'Eocène se traduit dans le Briançonnais et en zone Piémontaise par une tectonique de nappes superficielles (Tricart, 1984), qui aboutira au premier empilement de nappes sous le charriage du flysch à Helmintoïdes.

A partir de l'Oligocène, la collision continentale gagne l'extérieur de l'arc alpin, se traduisant par le découpage et le transport de l'édifice Briançonnais sur le domaine externe (fig.1-7). Le front de nappes correspond à l'activation du chevauchement Pennique frontal, au pied duquel se développe les séries molassiques d'avant pays (fig.1-8) qui remanient les produits du métamorphisme haute pression-basse température (De Graciansky *et al.*, 1971; Bodelle, 1971; Polino *et al.*, 1991). Simultanément la marge européenne est épaissie par sous charriage d'unités crustales progradantes vers l'avant pays. Cet empilement de nappes est décrit dans l'ensemble de la chaîne alpine, avec un maximum d'épaisseur observé dans les Alpes suisses, ou il est responsable de l'anomalie thermique du dôme lepontin. Cette anomalie thermique génère un métamorphisme HT-BP (Merle et Le Gal, 1988), qui est interprété comme le résultat de la relaxation thermique de la croûte continentale épaissie. C'est à la même période, vers 30 Ma, qu'apparaît dans les zones internes le magmatisme alpin localisé le long de la ligne Insubrienne. Cet événement thermique pourrait également être la manifestation du rééquilibrage thermique lié au "slab breakoff" de la lithosphère européenne (von Blanckenburg et Davies, 1995) contemporanément à la mise en place de la plupart des masses plutoniques et des principales nappes de flysch (Stampfli et Marthaler, 1990).

A partir du Miocène, la surrection des massifs cristallins externes (Tricart, 1982) marque le blocage de l'épaississement crustal en contexte de convergence. C'est à ce moment que la bordure Briançonnaise est rétrodéversée (Tricart, 1975) (fig1-8). Puis le front de déformation atteint l'avant pays Dauphinois tectonisant les molasses oligocènes (Milnes *et al.*, 1981). Au même moment se développe, le long des structures peri-adriatiques, un important coulissage dextre entraînant la formation de grandes structures décrochantes dans les zones Internes (Tricart *et al.*, 1996; Sue, 1998; Bistacchi *et al.*, 2000).

La dernière phase tectonique compressive fini-Miocène se caractérise par une déformation superficielle de couverture dans l'avant-pays Alpin (Digne, zone Helvétique et Jura) et le déplacement vers le Nord-Ouest des Préalpes.

Cependant les travaux récents dans les zones internes (Ballèvre *et al.*, 1990; Merle et Ballèvre, 1992, Lazarre *et al.*, 1994; Agard, 1999; Sue, 1998; Bistacchi *et al.*, 2000) soulignent et documentent l'existence d'une importante tectonique extensive syn-convergence. Pour l'instant cette déformation n'est pas intégrée dans le schéma classique d'évolution des Alpes. De nombreuses questions concernant l'importance, la répartition et l'initiation de ce phénomène, ainsi que sa relation avec la déformation actuelle, restent en suspens.

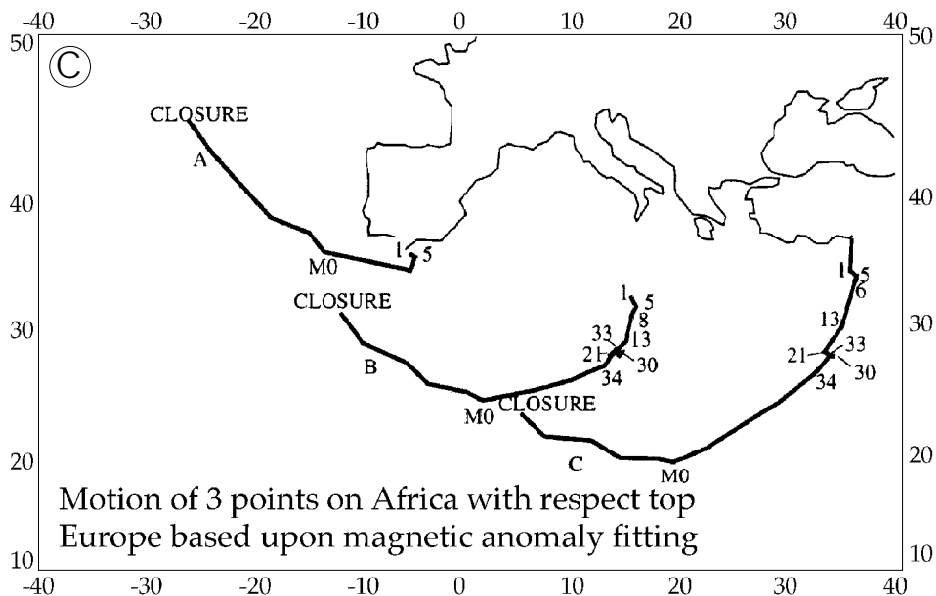
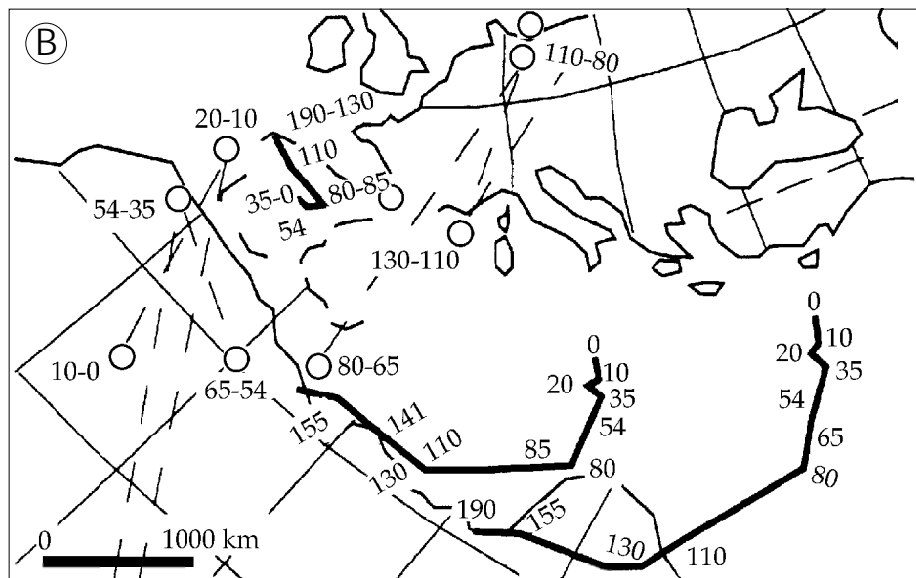
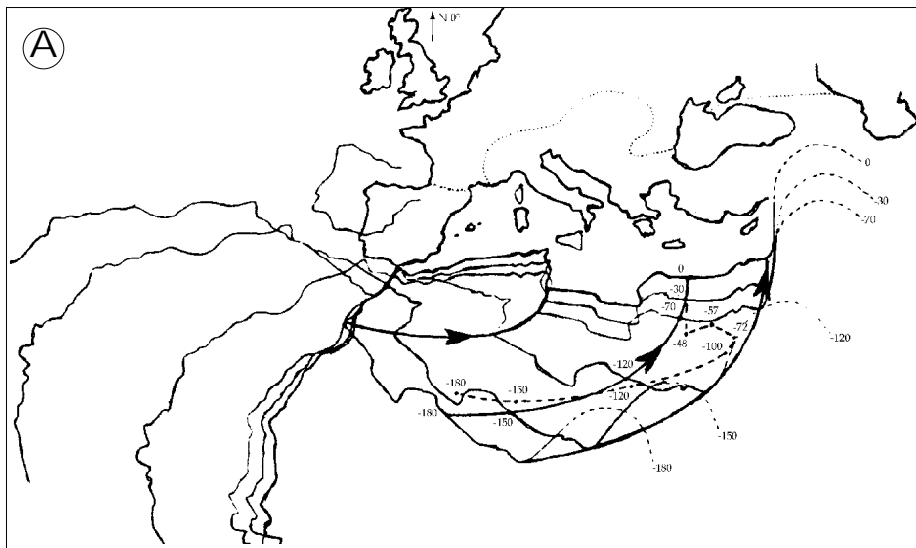
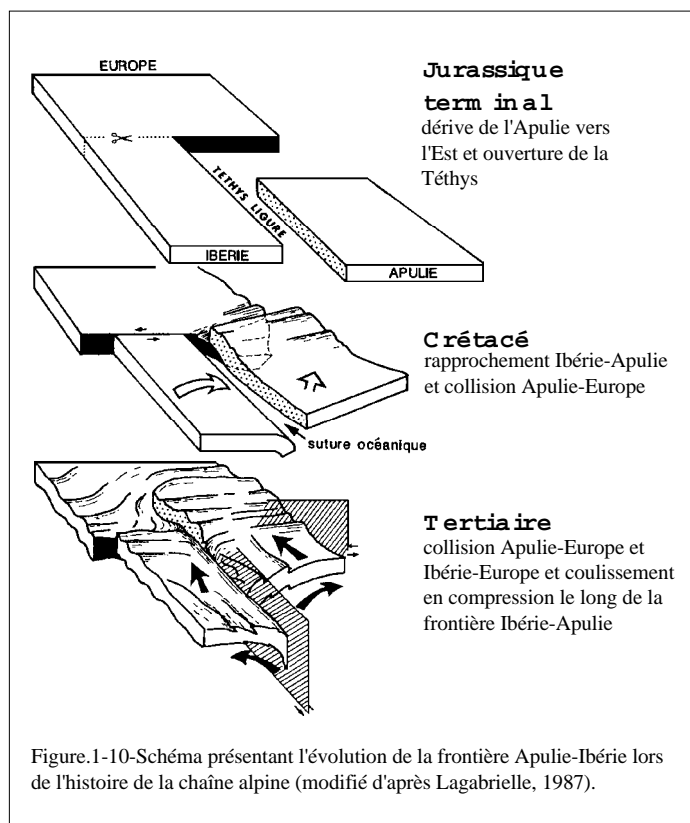


Figure.1-9-Reconstitution des mouvements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Europe déduit des anomalies magnétiques de l'océan Atlantique d'après A-Tapponnier, 1977; B-Savostin *et al.*, 1985; C-Dewey *et al.*, 1989.

3-RELATION AVEC LA TECTONIQUE DES PLAQUES.

L'accès à une évolution géodynamique de la chaîne Alpine nécessite un changement majeur d'échelle d'observation. Il s'agit en effet d'interpréter son évolution tectonique au travers de la cinématique globale des plaques. De nombreux auteurs (Biju-Duval *et al.*, 1977; Tapponnier, 1977, Olivet, 1978; Savostin *et al.*, 1985; Dewey *et al.*, 1989), reconstituent le mouvement relatif de l'Afrique par rapport à l'Eurasie en utilisant les anomalies magnétiques de l'océan Atlantique depuis Dogger.

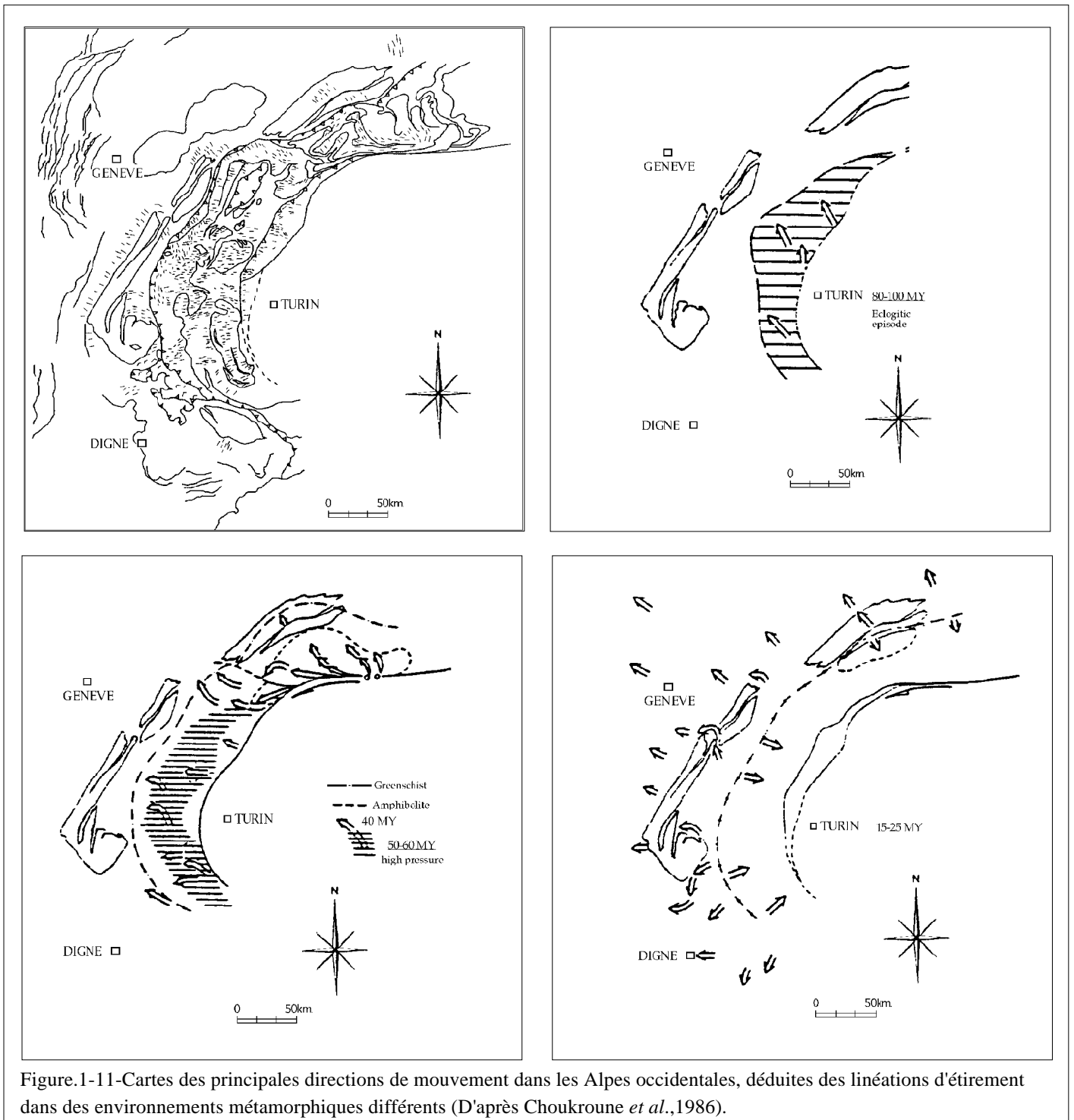
Durant le cycle alpin, les modèles (fig.1-9) proposent une direction de déplacement de l'Afrique, par rapport à l'Eurasie supposée fixe, vers l'Est et cela jusqu'au Crétacé, se traduisant par un coulisage senestre E-W responsable du rifting et de l'ouverture de la Téthys en régime transtensif (Lemoine *et al.*, 1986). Puis le déplacement évolue suivant une direction Nord à Nord-Est (Dewey *et al.*, 1989) générant la fermeture océanique par subduction de la Téthys, suivie de la collision Alpine. Cependant le changement de direction E-W à N-S, associé au changement majeur de régime tectonique (transtensif à compressif) est mal calé dans le temps car il intervient durant la période magnétiquement stable du Crétacé (anomalies M0 à 120 Ma et M34 à 80 Ma). Durant la montée N-S, une évolution vers un mouvement NW est proposée dont l'âge varie de 37 Ma (Olivet, 1978; Savostin *et al.*, 1985 et Bonnin, 1978 in Ménard, 1988) et 13.7 à 11.6 Ma (Dewey *et al.*, 1989).



Cependant comme le souligne Y.Lagabrielle (1987), l'histoire tectonique au Crétacé du domaine Liguro-Piemontais et de ses abords continentaux, dépend tout autant du devenir de la micro-plaque ibérique que du mouvement respectif de l'Afrique et de l'Europe (fig.1-10).

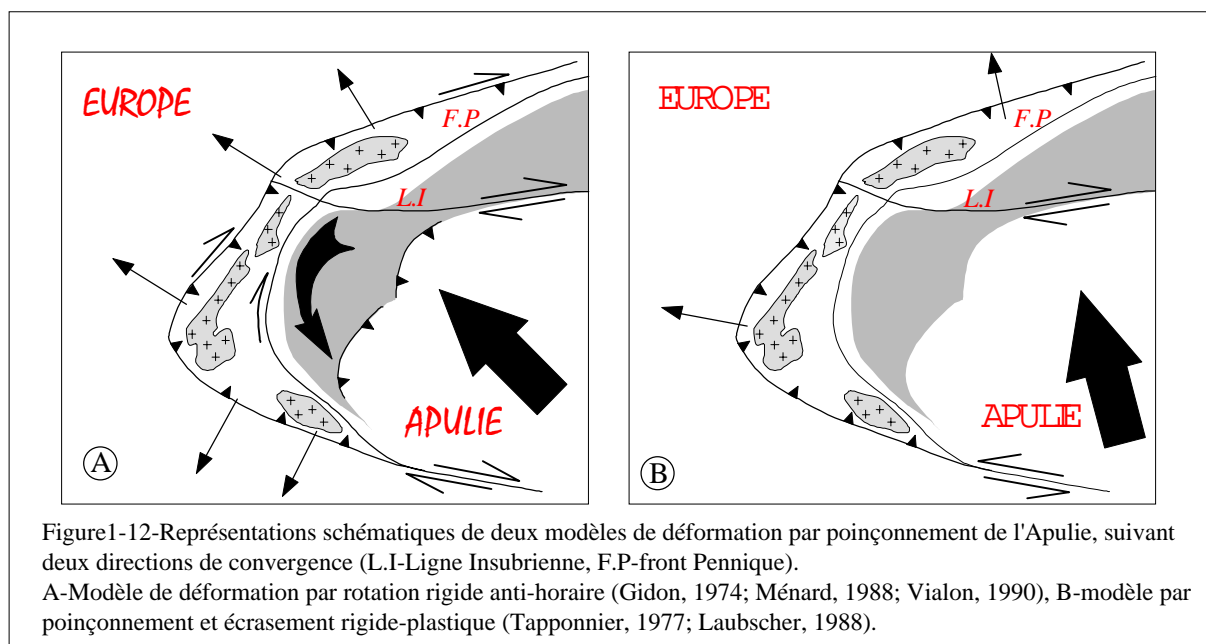
Une autre façon de reconstituer la cinématique à l'échelle de l'arc Alpin est l'utilisation des cartes de linéation d'allongement en considérant qu'il existe une relation directe entre le champ de déformation et les déplacements. Ce postulat n'est valable que dans le cas d'une déformation générée dans un contexte tectonique où le régime dominant est

le cisaillement simple. Ainsi Malavieille *et al.* (1984), proposent une carte de distribution



homogène des directions de linéation dans les Alpes occidentales. Elles se répartissent transversalement à l'axe de la chaîne, dessinant des trajectoires radiales à l'arc de direction E-W à SE-NW. Elles sont interprétées comme le sens de déplacement des grands chevauchements.

-Plus récemment Choukroune et al. (1986), distinguent différentes générations de linéation d'étirement, observées en particulier dans les domaines éclogitiques des zones internes (fig.1-11). Une première direction de linéation éclogitique globalement N-S, interprétée comme la direction initiale de charriage des matériaux océaniques et de la plaque africaine sur le continent européen. Une seconde génération de linéations, soulignée par des minéraux rétro-morphiques, de direction globalement E-W, est interprétée en terme de direction de déplacement durant la collision continentale. Enfin, un troisième champ de déplacement est déduit des linéations tardi-schistes verts dont la trajectoire impose une rotation rigide des objets, probablement lié au poinçonnement de l'Europe par l'Apulie. Si tous les auteurs s'accordent sur l'idée du poinçon Apulien, les champs de déformation et de déplacement qui en résultent sont encore largement débattus (fig.1-12).



En effet, si l'on considère une direction de déplacement de l'indenteur vers le NW, l'alignement Belledonne-Mont Blanc-Aar représente un alignement frontal par rapport à la déformation tandis que l'alignement Pelvoux-Argentera se trouve parallèle à la direction de déplacement.

-Dans cette hypothèse certains auteurs (Gidon, 1974; Ménard, 1988; Vialon, 1990) proposent un modèle de déformation par rotation rigide anti-horaire où les unités déformées, bloquées sur l'avant pays européen sont expulsées lors de la rotation. L'accommodation de la rotation aux limites du système se fait par l'intermédiaire de grandes structures décrochantes dextres au Nord et au Sud sur lesquelles vient s'enraciner le front Pennique dont le jeu devient également décrochant dextre. Par contre Philip (1987) et Ritz (1991) interprètent le champ de

déformation tardif comme le résultat d'un raccourcissement accommodé par deux directions de décrochement majeur. D'une par senestre le long de l'axe Belledonne-Mont Blanc et du front Pennique, et d'autre par dextre au Nord et au Sud le long de la ligne insubrienne et de l'axe Pelvoux-Argentera.

-D'autres auteurs proposent d'expliquer les structures par un modèle par poinçonnement et écrasement rigide-plastique (Tapponnier, 1977; Laubscher, 1988). La translation du promontoire apulien vers le NNW, induit par la convergence directe N-S entre l'Afrique et l'Europe, est accommodée par de grands décrochements dextres dans la partie Nord de la chaîne, le long de la ligne Insubrienne et senestres au Sud, tandis que le front Pennique reste une structure chevauchante vers l'avant pays, radial à l'arc alpin.

4-SCHÉMA STRUCTURAL DE LA PARTIE MÉRIDIONALE DES ALPES OCCIDENTALES.

Dans le cadre de ce travail il est rapidement apparu nécessaire de réaliser un schéma structural des Alpes occidentales, qui synthétise l'ensemble des informations lithologiques, structurales et métamorphiques publiées ces dernières années (de façon souvent éparses !...) après les avoir confrontées à nos observations de terrain. Ainsi la carte 1-13 et les coupes associées (fig.1-14), ont elles été réalisées d'après nos données de terrain associées à la compilation et la synthèse de l'ensemble des cartes géologiques disponibles (feuilles de Gap et Annecy au 250.000^{ième}, feuilles de Briançon, Guillestre, Aiguilles de Chambeyron ainsi que l'esquisse de la feuille d'Aiguilles fournie par P.Tricart au 50.000^{ième}) et de l'ensemble des cartes présentées au sein de publications ou de thèses de doctorat pour les massifs de Dora Maira et du Viso (Vialon, 1966; Borghi *et al.*, 1984; Bouffette, 1993; Philippot, 1988; Lagabrielle et Polino, 1988). Le secteur méridional des Alpes occidentales se place au coeur du dispositif des zones Internes, classiquement structurées en trois grands zones correspondant d'Ouest en Est à la zone Briançonnais, à la zone Piémontaise et au massif cristallin interne de Dora Maira. Cependant, la confrontation des données lithologiques et structurales du secteur avec les données métamorphiques, nous conduit à proposer un découpage différent de celui classiquement défini, sur les cartes au 250.000^{ième} en particulier.

4-1-La zone Briançonnaise.

La zone Briançonnaise correspond à un édifice de nappes, qui suit la courbure de l'arc alpin et qui est orienté globalement, dans le secteur étudié, NW-SE. Elle se caractérise par une géométrie de double déversement, vers l'Ouest sur le Dauphinois par l'intermédiaire du front Briançonnais et vers l'Est sur la zone Piémontaise. La construction de l'édifice à été réalisé

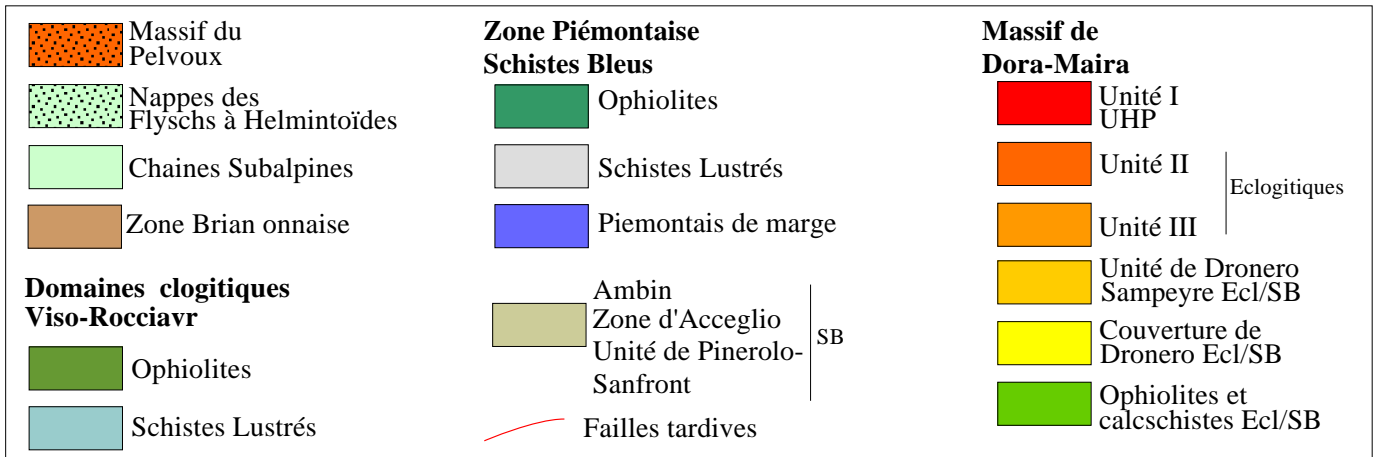
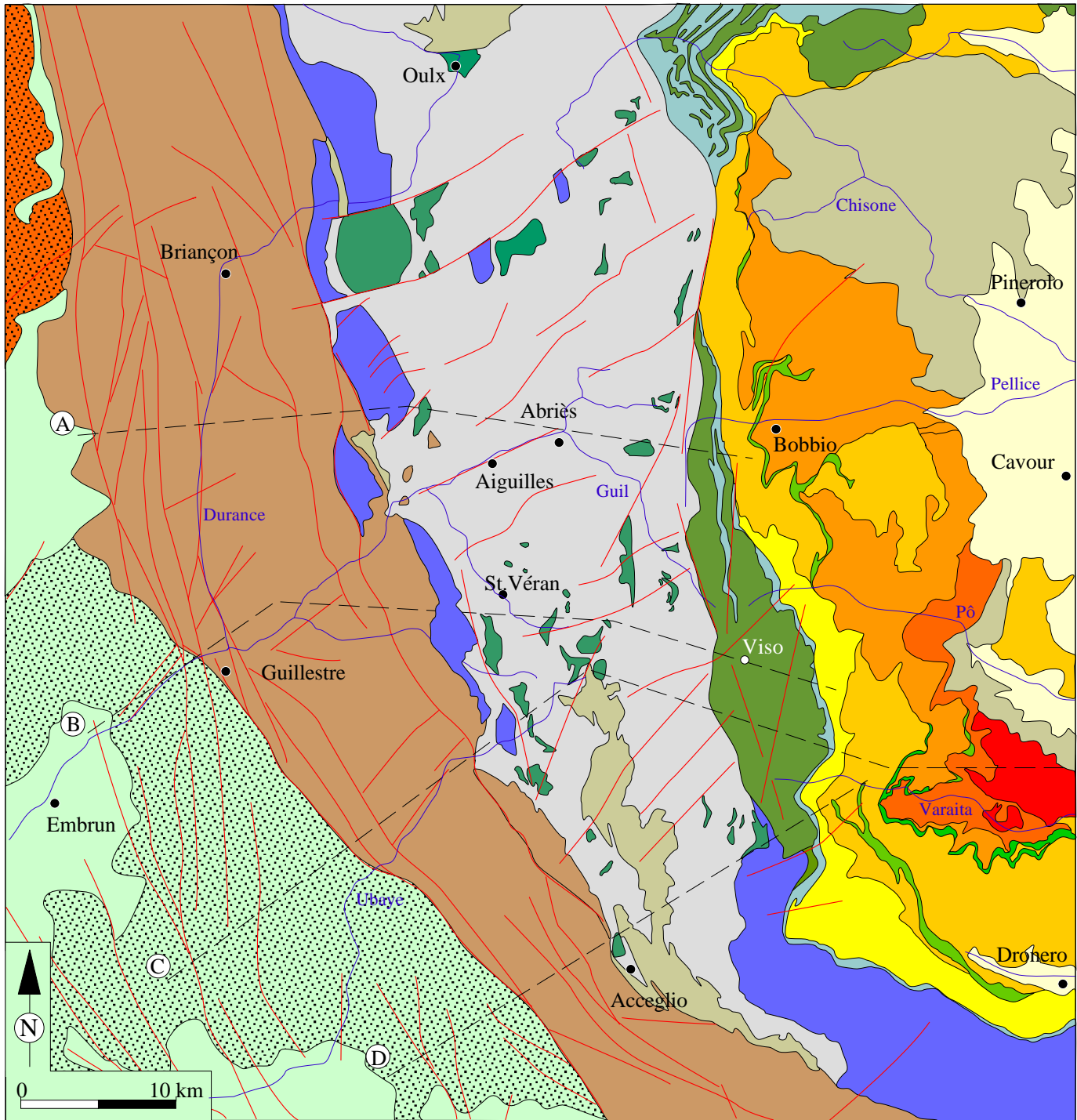


Figure.1-13-Carte structurale et métamorphique des Alpes occidentales, les tracés correspondent aux coupes de la figure 1-14.

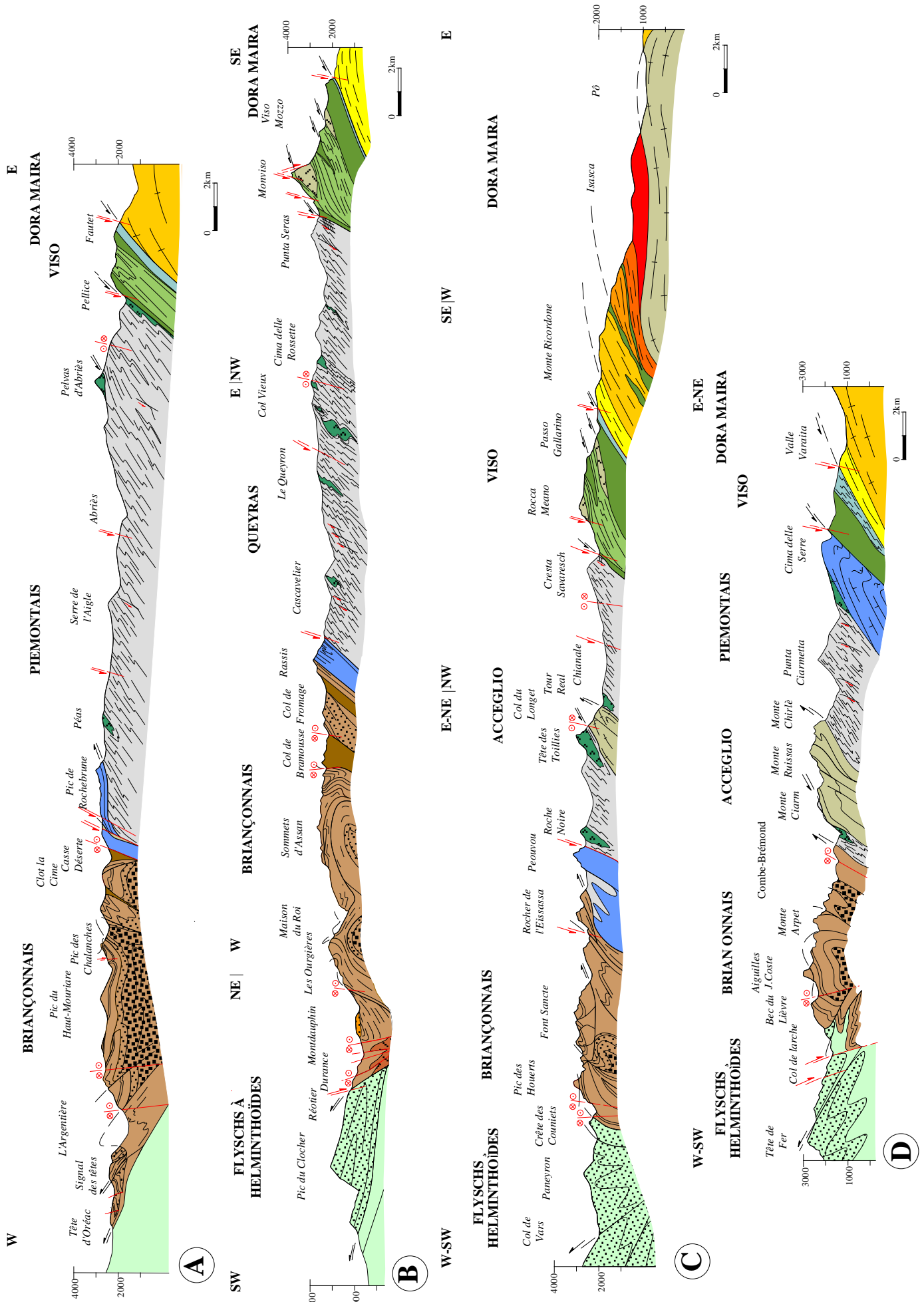


Figure.1-14-Coupes schématiques et signatures métamorphiques des différentes unités des Alpes occidentales. Les figurés sont identiques à ceux de la carte géologique (fig.1-13).

suivant trois phases tectoniques successives (Dumont *et al.*, 1997). La première s'initie dès la fin de l'Eocène (fig.1-7), sous l'arrivée de la nappe des Flysch à Hemintoïdes et des premières unités piémontaises permettant la constitution d'un empilement de nappe "simple". Le transport s'est alors effectué vers le N ou le NW. A l'Oligocène cet l'édifice tectonique est transporté vers l'W ou le SW sur les zones externes, ou il est redécoupé par l'intermédiaire de chevauchements hors séquence. Au Miocène cet édifice complexe est rétrodeversé par l'intermédiaire de plis majeurs à vergence Est sur la zone Piémontaise. Actuellement la zone Briançonnaise est parcourue par faisceaux de failles au jeu décrocho-extensif dextre actif sismiquement. Il correspond en effet à l'un des arcs sismiques majeurs de la chaîne Alpine (fig.1-15).

D'un point de vu lithologique et paléogographique, l'ensemble des sédiments constitutifs de la zone Briançonnaise a enregistré une évolution depuis un environnement stable de plateforme, correspondant alors au dépôt des sédiments peu profonds du Trias inférieur et moyen, jusqu'à une période de rifting responsable de la formation de failles normales et blocs basculés au Trias supérieur et Jurassique inférieur. Cette phase de rifting produit un important soulèvement des parties internes de la plateforme, qui se traduit par le dépôt de brèches et la fréquente érosion des carbonates du Trias moyen et supérieur. Les dépôts jurassiques dans la zone Briançonnaise sont fréquemment érodés et d'épaisseur réduite.

Cette phase de rifting et d'immersion est suivie par le dépôt des calcschistes du Crétacé supérieur et du Paléocène associés à de fréquents "hard ground" témoins d'un environnement marin peu profond (Debelmas *et al.*, 1983).

La sédimentation se termine par le dépôt des flyschs noirs dès l'Eocène (Bartonien inférieur près de Briançon) suivie par l'arrivée des flyschs à Hemintoïdes du Crétacé supérieur qui marque l'arrêt de la sédimentation Briançonnaise. L'ensemble des sédiments de la plateforme Briançonnaise repose sur un sous-bassement composite structuré durant une évolution pré-Triasique. Cet ensemble correspond à la zone Houillère qui affleure à la latitude de Briançon. Il s'agit de bassins tardi-orogéniques de la chaîne Varisque, remplis par des dépôts puissants de matériel terrigène et continental, datés du Namurien au Permien inférieur. Associée à cette sédimentation monotone, se développe dès le Stéphanien une importante activité magmatique calco-alcaline suivi par un volcanisme rhyolitique daté du Permien moyen.

La zone Briançonnaise est affectée par le métamorphisme alpin dans les conditions du faciès des schistes verts de bas degrés à lawsonite et albite correspondant à une pression de 4-5 kbars pour une température inférieure à 300°C (Caby, 1996; Goffé, 1979; 1980).

4-2-Le "Briançonnais interne".

Le terme de Briançonnais interne est classiquement utilisé (Debelmas et Lemoine, 1957; Lefèvre et Michard, 1976; Lefèvre, 1982; Michard et Henry, 1988) pour désigner les unités

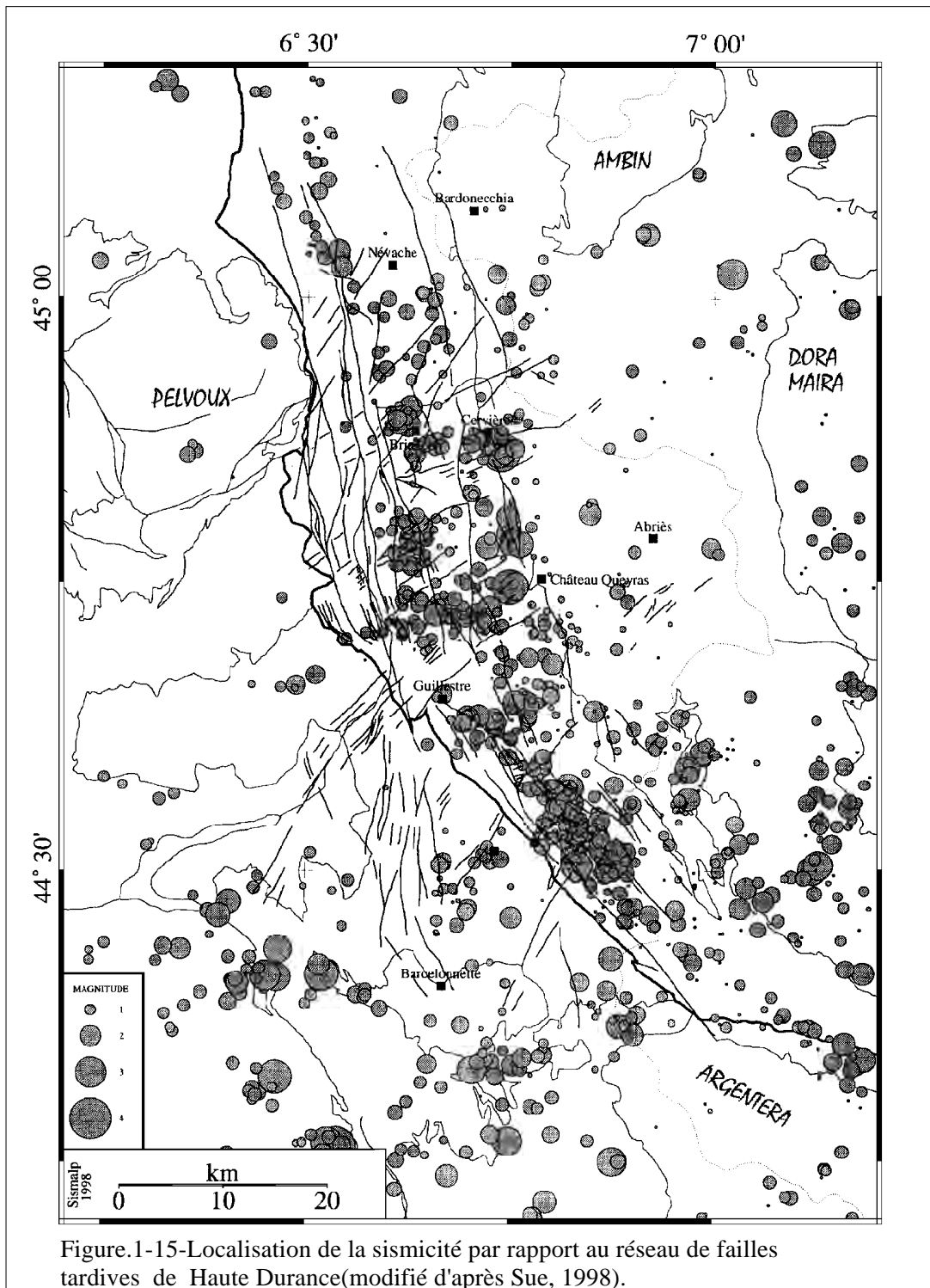


Figure.1-15-Localisation de la sismicité par rapport au réseau de failles tardives de Haute Durance(modifié d'après Sue, 1998).

d'affinité Briançonnaise les plus internes. Il se caractérise lithologiquement par la transgression de sédiments pélagiques condensés du Malm-crétacé (post-rift) sur les quartzites scythiens ou sur des termes plus anciens (anté-rift). Au sein de la marge européenne de la Téthys, les séries briançonnaises internes très réduites caractérisent la partie orientale, la plus soulevée et la plus profondément érodée, du bloc briançonnais (Lemoine, 1986). Ce domaine "ultrabriançonnais" est séparé du domaine piémontais (bas de marge) par des escarpements de failles normales dont témoignent des écailles à méga-brèches d'écroulement. Dans notre cas, le terme de Briançonnais interne désigne l'ensemble des lithologies pré-permiennes et leur couverture fortement affectées par le métamorphisme alpin dont les conditions haute-pressure sont estimées dans les conditions du faciès des schistes bleus à lawsonite-jadéite-grenat imposant des conditions de 10-12 kb pour 400-450°C (Caby, 1996), par opposition au Briançonnais externe faiblement métamorphique. Dans le secteur des Alpes occidentales, cette dénomination correspond d'une part à la bande d'Acceglio, au massif d'Ambin et surtout à l'unité de Pinerolo-Sanfront qui représente le sous-bassement du massif de Dora Maira. D'un point de vue lithologique, le pré-Permien est constitué de gneiss variés, d'amphibolites, de métapélites présentant des reliques du métamorphisme amphibolitique anté-alpin. Il s'agit donc de portions de croûte continentale fortement rééquilibrées par le métamorphisme Alpin. Le métamorphisme anté Alpin est daté dans le massif d'Ambin et dans la bande d'Acceglio à 340-320 Ma par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar sur phengite et biotite (Monié, 1990). L'ensemble est recouvert par une fine couverture mésozoïque correspondant généralement à des quartzites recouverts par des calcschistes du Crétacé supérieur-Paléocène. Pour le "complexe" de Pinerolo-Sanfront (Borghi *et al.*, 1984), les lithologies correspondent à une puissante série détritico-grésopélitique (micaschistes, méta-conglomérats, gneiss fins ou conglomératiques) d'âge Carbonifère inférieur (Vialon, 1966), fréquemment associée à des gneiss dioritiques permien (Sandrone *et al.*, 1988). Structuralement toutes les unités dites du "Briançonnais interne" sont situées en position basse dans l'édifice de nappes Alpin, et constituent de vastes anti-formes dans le cas des unités de Pinerolo-Sanfront et du massif Ambin, ou bien des écailles montrant des figures d'extrusion asymétrique à vergence Est dans le cas de la bande d'Acceglio (Caby, 1996; Houfflain et Caby, 1987) (fig.1-14). Plus au Nord, ces lithologies sont décrites comme appartenant au complexe du Money qui affleure en fenêtre dans le massif du Grand Paradis (Campagnoni et Lombardo, 1974; Ballèvre, 1986).

4-3-La zone Piémontaise.

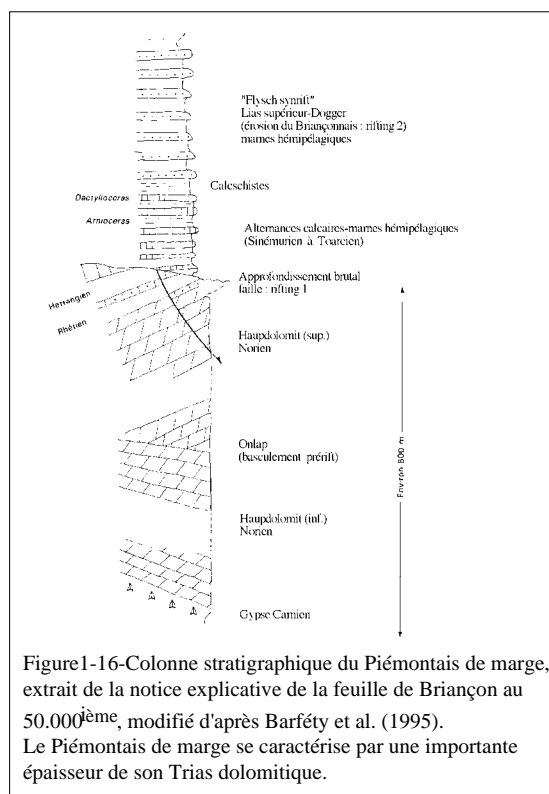
Il s'agit d'un secteur majeur de la partie Sud des Alpes occidentales qui s'étend depuis la bordure orientale briançonnaise jusqu'à l'unité de Pinerolo-Sanfront du massif de Dora Maira. La zone Piémontaise regroupe un ensemble d'unités d'origines paléogéographique et

lithologique diverses, correspondant aux unités du Piémontais de marge, aux unités des Schistes lustrés ainsi qu'une partie du complexe métamorphique de Dora Maira.

La géométrie d'ensemble dessine un prisme assymétrique à vergence Ouest (fig.1-14), plongeant d'une trentaine de degrés sous les unités Briançonnaises. La structure du prisme évolue vers un pendage subhorizontal au coeur de Dora Maira. La carte géologique (fig.1-13) souligne la possibilité d'effectuer un découpage à la fois lithologique et métamorphique du domaine. Ainsi la zone Piémontaise peut être subdivisée en deux secteurs distincts, (i) celui métamorphisé en faciès des schistes bleus englobant les unités du Piémontais de marge et une partie des Schistes lustrés et (ii) celui métamorphisé en conditions éclogitiques regroupant l'autre partie des Schistes lustrés (Viso-Rocciavré) ainsi qu'une partie des unités à affinités continentales du massif de Dora Maira.

4-3-1-Les unités Piémontaises en faciès schistes bleus.

L'ensemble de ces unités regroupent deux domaines paléogéographiques différents. D'une part (i) le piémontais de marge qui correspond à des sédiments déposés sur une croûte continentale amincie représentant les témoins du pied de la marge passive occidentale de la Téthys



Ligure, et d'autre part (ii) les sédiments déposés sur une croûte océanique ou un manteau correspondant aux Schistes lustrés, caractéristiques du domaine océanique de la Téthys Ligurienne.

-Les unités du Piémontais de marge des Alpes Cottiennes constituent au Nord une série de chaînons à ossature dolomitique qui jalonne la bordure Briançonnaise, tandis qu'au Sud elles reposent directement sur les unités éclogitiques du massif de Dora Maira.

D'un point de vue lithologique (fig.1-16), elles comprennent à leur base des évaporites du Carnien, recouvert par une puissante série dolomitique du Norien (800-1000m) suivi des alternances marno-calcaires du Lias recouvert par les dépôts turbiditiques de pente du Jurassique.

Cette sédimentation se poursuit par le dépôt des black shales d'âge Crétacé inférieur (Caron, 1977; Lemoine *et al.*, 1978).

Structuralement ces unités sont situées au Sud en position basse dans l'édifice de nappes des unités Piémontaises schistes bleus (fig.1-14), où elles reposent directement sur les unités

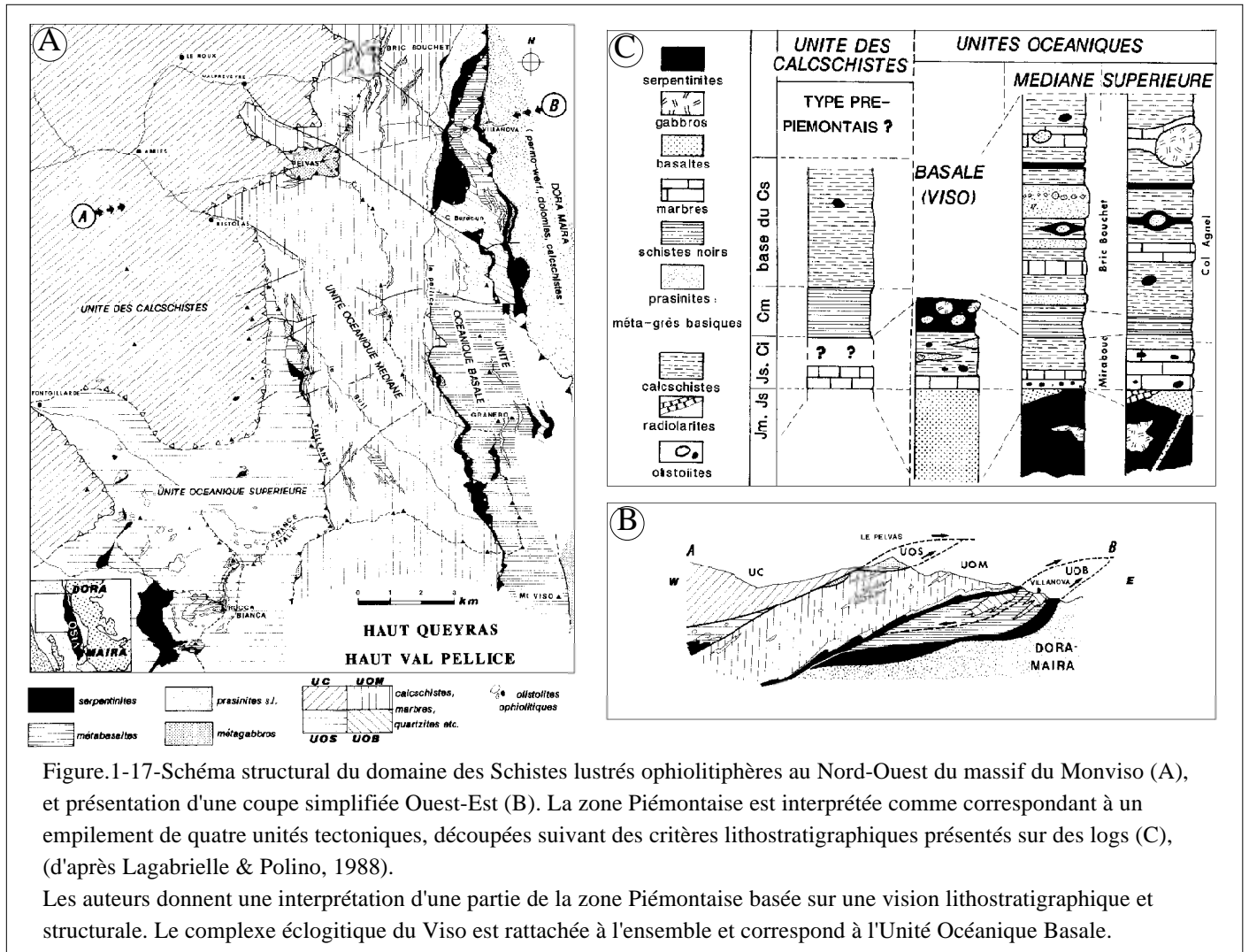


Figure.1-17-Schéma structural du domaine des Schistes lustrés ophiolitiphères au Nord-Ouest du massif du Monviso (A), et présentation d'une coupe simplifiée Ouest-Est (B). La zone Piémontaise est interprétée comme correspondant à un empilement de quatre unités tectoniques, découpées suivant des critères lithostratigraphiques présentés sur des logs (C), (d'après Lagabrielle & Polino, 1988).

Les auteurs donnent une interprétation d'une partie de la zone Piémontaise basée sur une vision lithostratigraphique et structurale. Le complexe éclogitique du Viso est rattachée à l'ensemble et correspond à l'Unité Océanique Basale.

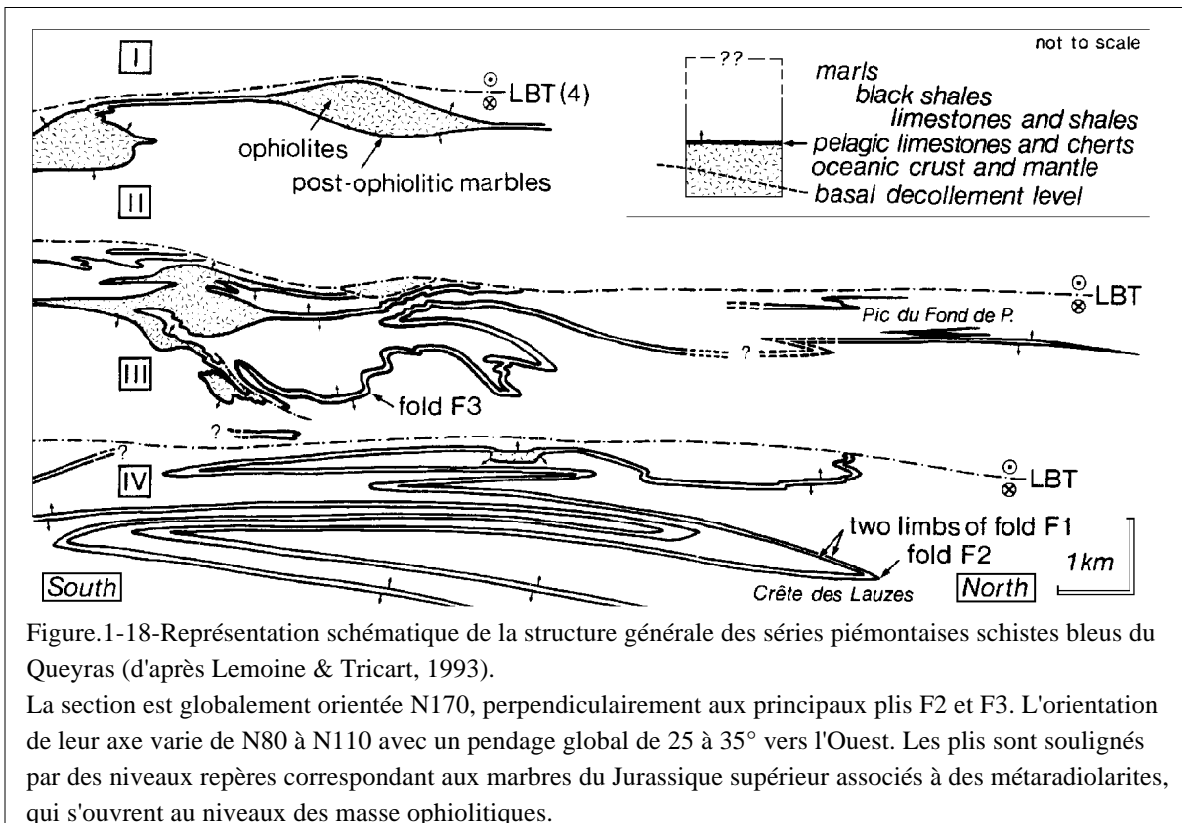


Figure.1-18- Représentation schématique de la structure générale des séries piémontaises schistes bleus du Queyras (d'après Lemoine & Tricart, 1993).

La section est globalement orientée N170, perpendiculairement aux principaux plis F2 et F3. L'orientation de leur axe varie de N80 à N110 avec un pendage global de 25 à 35° vers l'Ouest. Les plis sont soulignés par des niveaux repères correspondant aux marbres du Jurassique supérieur associés à des métraradiolarites, qui s'ouvrent au niveaux des masse ophiolitiques.

éclogitiques. Elles représentent ainsi le sous-bassement des Schistes lustrés impliquant forcément un contact majeur chevauchant entre les deux types d'unités. Par contre, plus au Nord, ces unités, coincées entre la zone Briançonnaise et les Schistes lustrés, sont prises dans les rétrodversements à vergence Est de la zone Briançonnaise, les plaçant en position haute dans l'édifice de nappes

Piémontais en faciès schistes bleus. Ces rétrodversements produisent localement une véritable surface de chevauchement tronquant la structure globale des Schistes lustrés (nappe de Rochebrune).

-La majeure partie de cette zone est représentée par le complexe ophiolitifère des Schistes lustrés. Il s'agit de petites masses métriques à kilométriques d'ophiolites étroitement associées aux métasédiments. Ces ophiolites sont constituées de péridotites mantelliques dérivant d'une lherzolite, de gabbro et coussins de lave présentant une composition de type MORB (Lagabrielle et Polino, 1985; Le Mer *et al.*, 1986). Certaines de ces masses ophiolitiques montrent encore une

partie de leur couverture sédimentaire. Les relations entre ophiolites et couvertures ont fait l'objet de nombreuses observations (Lagabrielle, 1987) permettant de définir trois types d'ophiolites :

-Les ophiolites présentant une succession sédimentaire proche de la série de Chabrière (Lemoine *et al.*, 1970), correspondant de bas en haut, au dessus des ophiolites, des lentilles de radiolarites datées de l'Oxfordien-kimméridgien basal (de Wever & Caby, 1981; Schaaf *et al.*, 1985), suivies par des marbres blonds attribués au Malm et recouverts par des calcschistes.

-Les ophiolites peuvent être également constituées par des serpentinites recouvertes par de fines coulées basaltiques intensément déformées. La couverture sédimentaire se caractérise par de nombreuses intercalations détritiques de nature variée, interprété comme du détritisme océanique lié au démantèlement d'un socle océanique (Lagabrielle, 1987).

-Un dernier type correspond à un ensemble de lentilles d'ophiolites métriques à décamétriques emballées dans des calcschistes, constituant un véritable complexe à bloc, reconnu pour la première fois par Lemoine et Tricart (1979).

Cependant une grande partie des Schistes lustrés ne présente aucune "masse ophiolitifère", induisant une grande monotonie dans la succession lithologique (Caron, 1977) qui correspond alors à l'alternance de calcschistes gréseux et schistes noirs datés du Crétacé supérieur basal par découverte de Globotruncanidés (Lemoine *et al.*, 1984).

Structuralement la zone des Schistes lustrés en faciès des Schistes Bleus présente une foliation majeure à pendage Ouest de 20 à 30 degrés. Le domaine est structuré précocement à la faveur de grands plis couchés kilométriques à deversement Sud, repris par une succession de plis d'axe Nord-Sud deversés actuellement vers l'Ouest (Caron *et al.*, 1973).

L'architecture de la zone Piémontaise est encore largement discutée à l'heure actuelle. Lagabrielle et Polino (1988) proposent un schéma de mise en place de trois unités

lithologiques distinctes séparées par de grands contacts chevauchants. Chaque unité est définie sur des critères purement stratigraphiques et lithologiques (fig.1-17). Les différentes masses ophiolitiques d'une même unité sont déconnectées les unes des autres. Par contre, pour Lemoine et Tricart (1993), la structure des Schistes lustrés correspond au plissement et boudinage d'une croûte océanique avec sa couverture, redécoupée tardivement en trois unités tectoniques séparés par des contacts anormaux. Dans chaque unité un niveau repère (serpentinite, marbre ou radiolarite) peut être suivi malgré intense plissement, et vient s'ouvrir sur les principales masses ophiolitiques (fig.1-18).

Les conditions métamorphiques sont très hétérogènes, il est classiquement décrit (Caron, 1979; Ballèvre et Lagabrielle, 1994, Agard, 1999) une augmentation des conditions pression-température du métamorphisme d'Ouest en Est. Cependant dans ce secteur se par des températures du métamorphisme qui sont toujours faibles (inférieures à 400-450°C).

4-3-2-Les unités Piémontaises éclogitiques.

Les unités Piémontaises éclogitiques constituent un véritable complexe métamorphique de Haute Pression à très Haute-Pression où sont juxtaposées des lithologies de natures diverses depuis des Schistes lustrés, jusqu'à du matériel crustal purement océanique (Viso-Rocciavré) ou continental (Dora Maira). Ce complexe est séparé des unités Piémontaises en faciès des Schistes Bleus par un contact majeur correspondant à une faille normale ductile à pendage Ouest (Ballèvre *et al.*, 1990). Au sein du complexe de Haute Pression, les unités continentales de Dora Maira sont structurellement situées sous les unités ophiolitiques du massif du Viso. Cependant des niveaux de serpentinites et calcschistes sont observés entre des unités continentales (Vialon, 1966). Ils s'agencent suivant des bandes positionnées soit le long des contacts entre unités, soit au sein d'une même unité (fig.1-13).

-Les unités océaniques sont représentées par le complexe ophiolitique du Viso qui représente un élément majeur de croûte océanique éclogitisée. Son équivalent plus au Nord correspond au massif de Rocciavré. Le complexe du Viso est classiquement subdivisé en unités lithologiques (Lombardo *et al.*, 1978; Nisio *et al.*, 1985; Philippot, 1988), constituées par l'imbrication de lames de lithosphère océaniques où les ophiolites sont beaucoup plus abondantes que les sédiments. Dans sa partie Sud et sur sa bordure Est, on y remarque d'importantes masses de serpentinites, présentant des blocs d'éclogites, interprétées par Blake *et al.* (1995) comme un mélange au sein d'une portion de manteau supérieur serpentinisé.

Les conditions éclogitiques sont estimées par thermobarométrie conventionnelle et transitions de phases dans un intervalle de 14 à 16 kb pour 450 à 550°C (Lombardo *et al.*, 1978; Lardeaux *et al.*, 1986, 1987; Nisio, 1985). Cependant la récente quantification du métamorphisme de haute pression dans des éclogites à chloritoïde par Messiga *et al.* (1999)

conduit à des conditions encore plus drastiques ($P > 24\text{kb}$). Ce résultat pose le problème de l'hétérogénéité des conditions de l'évènement éclogitique au sein du massif du Viso.

-Pour les unités continentales, nous reprenons en grande partie le découpage proposé par Henry *et al.* (1993), avec cependant une différence quant à la définition de l'unité de Dronero-Sampeyre. Cette unité est constituée de schistes polymétamorphiques recouverts par des meta-volcanoclastites Permo-Triasiques associées à une couverture de méta-sédiments post Triasiques incluant des calcschistes à olistolites (Caron, 1977; Marthaler *et al.*, 1986; Henry, 1990). L'équivalent de cette unité plus au Nord est décrit par Borghi *et al.* (1984) et correspond au complexe de Sellerie, tandis que Bouffette (1993) à l'extrême Nord du massif parle d'unité de Villaretto. Lithologiquement cette unité est bien contrainte, cependant métamorphiquement elle ne semble pas faire l'unanimité. En effet, Henry (1990) et Chopin *et al.* (1991) estiment que cette unité est affectée par un métamorphisme dans le faciès des Schistes Bleus tandis que Bouffette (1993) y a démontré l'existence de conditions éclogitiques. Nous avons pris le parti de considérer toute l'unité de Dronero-Sampeyre, ainsi que sa couverture, comme étant éclogitique comme le propose Bouffette qui seul fourni une quantification par thermobarométrie. Le faciès des Schistes Bleus correspond alors à un stade rétromorphique.

Sous l'unité de Dronero-Sampeyre, on trouve le complexe de base du massif de Dora Maira qui est lithologiquement constitué d'un sousbassement hercynien représenté par l'association schistes polymétamorphiques et orthogneiss, associé à des sédiments Permo-Triasiques. Ce corps principal de Dora Maira est subdivisé en trois unités métamorphiques distinctes, mais toutes éclogitisées. Cependant l'unité I (fig.1-14) présente une paragenèse à pyrope-coesite symptomatique de la Ultra Haute Pression décrite par Chopin pour la première fois en 1984. Ce complexe repose sur les unités schistes bleus de Pinerolo-Sanfront par l'intermédiaire d'un contact anormal actuellement sub-horizontale.

5-CONCLUSION.

La géométrie de la partie Sud des Alpes occidentales (Alpes Cottiennes) résulte des évènements tectono-métamorphiques qui se sont déroulés entre le Crétacé et le Tertiaire, lié à la fermeture du domaine océanique Liguro-Téthysien, et aboutissant à une juxtaposition d'unités lithologiques et métamorphiques contrastées. Cet édifice se termine à l'Ouest par la zone Briançonnaise, véritable ceinture périphérique des zones internes. Cette dernière se caractérise par une structure en double déversement, parcourue par l'important faisceau de faille de la Haute Durance, actif sismiquement. La géométrie, complexe, d'empilement de nappes Briançonnaises, tranche avec la relative simplicité du dispositif de la zone Piémontaise. En effet, cette dernière s'apparente géométriquement à un large prisme

assymétrique à vergence Ouest. Cependant la complexité structurale de la zone est révélée par les conditions physiques hétérogènes du métamorphisme à travers tout le secteur d'Ouest en Est. Ce prisme au sens géométrique repose à l'Ouest sur les unités d'affinité "briançonnaise interne" qui affleurent à la faveur d'extrusions symétriques à assymétriques.

Ce dispositif général pose d'une part (i) le problème de la définition des unités tectonométamorphiques dans les Alpes (i.e. quels sont les volumes des unités théoriquement homogènes?) et pose d'autre part (ii) le problème de la signification des contacts entre les différentes unités dont l'évolution précoce à été largement oblitérée par le développement des structures extensives dont le jeu commence dans le faciès des schistes verts et se poursuit en conditions fragiles.

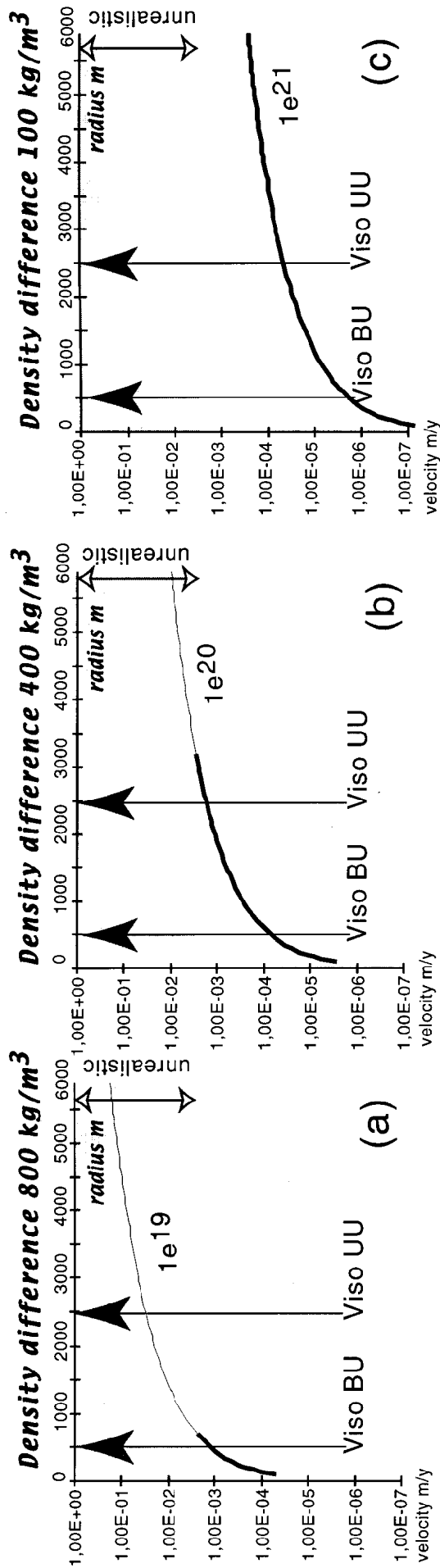


Figure 10-Downward velocity of a particle in a fluid at rest. The dashed areas represent the range of velocities that cannot be sustained by channel flow. Viso Upper Units UU (Traversetta, Costa Ticino, Passo Galarino and Viso Mozzo units) with their maximum width. Viso Basal Unit BU: width of eclogitic bodies in the serpentinite melange localised at the base of the Monviso.

difference between the mantle peridotite and the serpentinite wedge could be an efficient force for the exhumation of high pressure units.

The existence of a deep partially hydrated mantle wedge is consistent with the close association of ultrahigh-*P* rocks with serpentinites and hydrated peridotites in many active and past subduction zones such as the Voltri massif in the Alps (Scambelluri et al., 1995), the Kotchevak massif in Kazakstan (Mayurama et al., 1997) or Dabie Shan in China (Zhang and Liou, 1994).

Acknowledgements

This work was supported by the CNRS-INSU project 'Processus d'exhumation des roches de haute-pression'. We wish to thank Jean-Marc Lardeaux and Keiko Hattori for stimulating discussions.

References

- Ahnert, F., 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid latitude drainage basins. *Am. J. Sci.*, 268: 243-263.
- Allemand P. and Lardeaux J.M., 1997. Strain partitioning and metamorphism in a deformable orogenic wedge: application to the alpine belt. *Tectonophysics*, 280: 157-169.
- Argand, E., 1916. Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclog. Geol. Helv.*, 14: 145-204.
- Ballèvre, M., Lagabrielle, Y. and Merle, O., 1990. Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the Western Alps. *Mem. Soc. Géol. Fr.*, 156: 227-236.
- Barnicoat, A. C., and Fry, N., 1986, High-pressure metamorphism of the Zermatt-Saas ophiolite, Switzerland. *J. Geol. Soc. London*, 143: 607-618.
- Blake, C. and Jayko, A.S., 1990. Uplift of very high pressure rocks in the western Alps: evidence for structural attenuation along low-angle faults. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 156: 228-237.
- Blake, M.C., Moore, D.E. and Jayko, A.S., 1995. The role of the serpentinite melange in the unroofing of UHPM rocks: an example from western Alps of Italy. In: Coleman R.G., Wang X. (Eds) *Ultrahigh Pressure Metamorphism*. Cambridge Univ. Press, 182-205.
- Burg, J.P., Davy, P., Nievergelt, P., Oberli, F., Seward, D., Diao Zhizhong and Meier, M., 1997. Exhumation during crustal folding in the Namche Barwa syntaxis. *Terra Nova*, 9: 53-56.
- Caby, R., 1996. Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacements of middle Penninic units in the western Alps. *Eclog. Geol. Helv.*, 89/1: 229-267.
- Carminati E.; Giunchi C.; Argnani A.; Sabadini R. and Fernandez M., 1999. Plio-quaternary vertical motion of the Northern Apennines: Insights from dynamic modeling. *Tectonics*, 18 (4): 703-718.

- Chemenda, A.I., Mattauer, M., Malavieille, J. and Bokun, A.N., 1995. A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. *Earth Planet. Sci. Letters*, 132: 225-232.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M. and Bokun, A., 1996. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modeling and field data from Oman. *Earth Planet. Sci. Letters*, 143: 173-185.
- Chemenda, A., Burg, J.P. and Mattauer, M., 2000. Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: geopoem based on new modelling, geological and geophysical data. *Earth Planet. Sci. Letters*, 174: 397-409.
- Chopin, C., 1987. Very high pressure metamorphism in the western Alps: implications for subduction of continental crust. *Philosophical Trans. Royal Soc. London*, A321: 183-197.
- Chopin, C., Henry, C. and Michard, A., 1991. Geology and Petrology of the coesite bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps. *Eu. J. Miner.*, 3: 263-291.
- Cliff, R.A., Barnicoat, A.C. and Inger, S., 1998. Early Tertiary eclogite facies metamorphism in the Monviso Ophiolite. *J. Metam. Geol.*, 16: 447-455.
- Cloos, M., 1982. Flow melanges : numerical modelling and geological constraints on their origin in the Franciscan subduction complex. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 330-345.
- Cloos, M. and Shreve, R.L., 1988. Subduction channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subducting erosion at convergent plate margins: 1. Background and description, in subduction zone Part 1. *Pageophysics*, 128: 501-545.
- Clowes R.M., Brandon, M.T., Green, A.G., Yorath C.J., Sutherland-Brown A., Kanasevich E.R., and Spencer, C., 1987. LITHOPROBE- Southern Vancouver Island: Cenozoic subduction complex imaged by deep seismic reflection, *Can. J. Earth Sci.*, 24: 31-51.
- De Bremond d'Ars, J., Lécuyer, C. and Reynard, B., 1999. Hydrothermalism and diapirism in the Archean: gravitational instability constraints, *Tectonophysics*, 304: 29-39.
- De Sigoyer, J., Guillot, S., Lardeaux, J.M. and Mascle, G., 1997. Glaucophane-bearing eclogites in the Tso Moriri dome (eastern Ladakh, NW Himalaya). *Eu. J. Mineral.*, 9: 1073-1083.
- De Sigoyer, J., Chavagnac, V., Blichert-Toft, J., Villa, I.M., Luais, B., Guillot, S., Cosca, M. and Mascle, G., 2000. Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: multichronology of the Tso Moriri eclogites. *Geology*, 28: 487-490.
- De Wever, P. and Caby, R., 1981. datation de la base des Schistes Lustrés post-ophiolitiques par des radiolarites (Oxfordien supérieur-Kimméridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint Vêran, France). *C. R. Acad. Sci.*, 292: 467-472.
- Dewey, J.F., Ryan, P.D. and Andersen, T.B., 1993. Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic phases changes: the role of eclogites. In : *Magmatic Processes and Plate*

- tectonics, H. M. Prochard, T. Alabaster, N. B. W. Harris and C. R. Neary (Editors). Geol. Soc. Sp. Pub. 325-343.
- Duchêne, S., 1997. Approche chronologique et cinétique de l'exhumation des écloğites dans les chaînes de montagnes. Unpubl Ph.D., Univ Lyon I, pp.192.
- Duchêne, S., Lardeaux, J.M. and Albarède, F., 1997a. Exhumation of eclogites: Insights from retrograde depth-time path analysis. *Tectonophysics*, 280: 125-140.
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J.M. and Albarède, F., 1997b. The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, 387: 586-589.
- Ernst, W.G., 1999. Metamorphism, partial preservation, and exhumation of Ultrahigh-pressure belts. *The Island Arcs*, 8: 125-153.
- Evans, B.W., Johannes, W., Otterdoom, H. and Tromsdorff, V., 1976. Stability of Chrysotile and antigorite in the serpentinite multisystem. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 50: 79-93.
- Farris, R.J., 1968. Prediction of the viscosity of multimodal suspensions from unimodal viscosity data. *Trans. Soc. Rheology*, 12: 281-301.
- Furukawa Y., 1999. Interplate coupling and deformation in the accretionary prism in the southwest Japan subduction zone. *Geophys. Res. Letters*, 26 (20): 3145-3148.
- Gardien, V., Lardeaux, J.M., Ledru, P., Allemand, P. and Guillot, S., 1997. Metamorphism during late orogenic extension: Insights from the french Variscan belt. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 168 (3): 271-286.
- Guillot, S., de Sigoyer, J., Lardeaux, J.M. and Mascle, G., 1997. Eclogitic metasediments from the Tso Morari area (Ladakh, Himalaya): evidence for continental subduction during India-Asia convergence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 128: 197-212.
- Guillot, S., Hattori, K. and Sigoyer de, J., 2000. Mantle wedge serpentinitization and exhumation of eclogites: insights from eastern Ladakh, northwest Himalaya. *Geology*, 28: 199-202.
- Hacker, R.R. (1996), Eclogite formation and the rheology, buoyancy, seismicity and H₂O content of the oceanic crust. In : "Subduction: top to bottom" Bebout, G.E., Scholl D.W., Kirby, S.H., Platt J.P. eds, AGU Geophysical Monographs 96: 337-346.
- Jolivet, L., Goffé, B., Monié, P., Truffert-Luxey, C., Patriat, M. and Bonneau, M., 1996. Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, 15: 1129-1153.
- Kienast, J.R., 1983. Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus): données nouvelles sur la pétrologie de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. Thesis, Univ. Paris VI, 384 pp.
- Lagabrielle, Y., Polino, R., Auzende, J.M., Blanchet, R., Caby, R., Fudral, S., Lemoine, M., Mevel, C., Ohnenstter, M., Robert, D. and Tricart, P., 1984. Les témoins d'une tectonique intraocéanique

- dans le domaine Téthysien: analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaises des Alpes franco-italiennes. *Ofioliti*, 9: 67-88.
- Lagabrielle, Y. and Lemoine, M., 1997. Ophiolites des Alpes, de Corse et de l'Apennin : le modèle des dorsales lentes. *C. R. Acad. Sci.*, 325: 909-920.
- Lardeaux, J.M. and Dufour, E., 1987. Champs de déformations superposés dans la chaîne varisque. Exemple de la zone Nord des Monts du Lyonnais (MCF). *C. R. Acad. Sci.*, 305: 61-64.
- Le Pichon, X., Henry, P. and Goffé, B., 1997. Uplift of Tibet: from eclogites to granulites - implications for the Andean and the Variscan belt. *Tectonophysics*, 273: 57-76.
- Liou, J.G., Zhang, R.Y. and Cong, B., 1998. Introduction to geodynamics for High and UHP metamorphism. *Island Arc*, 7(394): 1-5.
- Lombardo, B., Nervo, R., Compagnoni, R., Messiga, B., Kienast, J.R., Mevel, C., Fiora, L., Piccardo, G. and Lanza, R., 1978. Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del monviso (Alpi occidentali). *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 34: 253-305.
- Mayurama, S., Kaneko, Y., Terabayashi, M., Yamamoto, H., Nakajima, Y., Ota, T., Yamauchi, K., Katayama, I., and Ogasawara, Y., 1997, Geology of the Kokchetav UHP-HP unit, Northern Kazakhstan. In : Ogasawara, Y. Ed, Workshop on Kokchetav deep-Drilling Project, extended abstracts, Tokyo, 3-8.
- Messiga, B., Kienast, J.R., Rebay, G., Riccardi, P. and Tribuzio, R., 1999. Cr-rich magnesiochloritoid eclogites from the Monviso ophiolites (Western Alps, Italy). *J. Metam. Geol.*, 17: 287-299.
- Mével, C., Caby, R. and Kienast, J.R., 1978. Amphibolite facies conditions in oceanic crust: example of amphibolitized flaser gabbros and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France). *Earth Planet. Sci. Letters*, 39: 98-108.
- Monié, P. and Philippot, P., 1989. Mise en évidence de l'âge Eocène moyen du métamorphisme de haute-pression de la nappe ophiolitique du Mont Viso (Alpes occidentales) par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. *C. R. Acad. Sci.*, 309: 245-251.
- Nisio, P., 1985. Les domaines d'antiphase des omphacites et la pétrologie des eclogites. Unpubl Ph.D. Univ. Lyon I, 185 pp.
- Paillère H. and Dabbene F., 1995. Initiation à la simulation numérique en mécanique des fluides à l'aide de CASTEM2000, cours Ecole Nationale Supérieure des Techniques avancées, Paliseau, 309pp.
- Peacock, S.M., 1991. Numerical simulation of subduction zone pressure-temperature-time paths: constraints on fluid production and arc magmatism. *Phil. Trans. R. Soc. London, A*, 335, 341-353.
- Peacock, S.M., 1993. Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. *Chem. Geol.*, 108, 49-59.

- Philippot, P. and Van Roermund, H.L.M., 1992. Deformation processes in eclogitic rocks: evidence for the rheological delamination of the oceanic crust in deeper levels of subduction zones. *J. Struct. Geol.*, 14: 1059-1077.
- Philippot, P., 1988. Deformation et éclogitisation progressives d'une croûte océanique subductée : le Monviso, Alpes occidentales. Contraintes cinématiques durant la collision alpine. Ph.D., Univ. Montpellier I, 230pp.
- Philippot, P., 1993. Fluid-melt rock interaction in mafic eclogites and coesite-bearing metasediments: constraints on volatile recycling during subduction. *Chem. Geol.* 108: 93-112.
- Philippot, P., Agrinier, P. and Scambelluri, M., 1998. Chlorine cycling during subduction of altered crust. *Earth Planet. Sci. Letters*, 161: 33-44.
- Platt, J.P., 1986. Dynamic of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Bull. Geol. Soc. America*, 97: 1037-1053.
- Platt, J.P., 1993. Mechanics of oblique convergence. *Journal geological research*, 98 n° B9: 16,239-16,256.
- Poli S., and Schmidt, M. W., 1995. H₂O transport and release in subduction zones: experimental constraints on basaltic and andesitic systems, *J. Geophys. Res.*, 100 (B11): 22299-22314.
- Rolland, Y., Lardeaux, J.M., Guillot, S. and Nicollet, C., 2000. Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure Ouest du Grand Paradis (Alpes Franco-Italiennes). *Geodinamica acta*, 13, 133-148.
- Sato, H., 1992. Rheological structure of a subduction zone: application of high P-T viscous and anelastic properties of mantle rocks. In *High pressure research: application to Earth and Planetary sciences*, Syono Y and Manghnani M. Eds, Terra scientific publishing, 263-268.
- Scambelluri, M., Muntener, O., Hermann, J., Piccardo, G.B. and Trommsdorf, V., 1995. Subduction of water into the mantle: history of an alpine peridotite. *Geology*, 23: 459-462.
- Schmidt, M.W., 1999. La déshydratation dans les zones de subduction et le recyclage des matériaux crustaux dans le manteau. Thèse d'Habilitation à Diriger des Recherches, Univ. Clermont Ferrand I, 268 pp.
- Schwartz, S., 2000. La zone Piémontaise des Alpes Occidentales : un paléo-complexe de subduction. unpubl. Ph.D., Univ. Lyon I, 350 pp.
- Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Guillot, S. and Tricart, P., 2000. Diversité du métamorphisme éclogitique dans le massif ophiolitique du Monviso (Alpes Occidentales, Italie). *Geodinamica Acta*, 13: 169-187.
- Spalla, M.I., Lardeaux, J.M., Dal Piaz, G.V., Gosso, G. and Messiga, B., 1996. Tectonic significance of alpine eclogites. *J. Geodynamics*, 21: 257-285.

- Spencer, D.A., 1993. Tectonics of the higher-and Tethyan Himalaya, Upper Kaghan Valley, NW Himalaya, Pakistan: Implications of an early, high pressure (eclogite facies) metamorphism to the Himalayan belt. Ph-D, 1050p., ETH, Zürich, pp.1050.
- Steck, A., Epard, J.L., Vannay, J.C., Hunziker, J., Girard, M., Moraro, A. and Robyr, M., 1998. Geological transect across the Tso Moarari and Spiti areas: The nappe structures of the Tethys Himalaya. *Eclog. Geol. Helv.*, 91: 103-121.
- Thompson, A., Schulmann, K. and Jezek, J., 1997. Extrusion tectonics and elevation of lower crustal metamorphic rocks on convergent orogens. *Geology*, 25: 491-494.
- Tichelaar, B.W. and Ruff, L.J., 1993. Depth of seismic coupling along subduction zones. *J. Geophys. Res.*, 98 (B2): 2017-2037.
- Trommsdorf, V., Lopez Sanchez-Vizcaino, V., Gomez-Pugnaire, M. and Muntener, O., 1998. High Pressure breakdown of antigorite to spinide-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 132: 139-148.
- Turcotte, D.L, and Schubert, G., 1982. *Geodynamics*. John Wiley and Sons, 450 pp.
- Wang, K., and Suyehiro, K., 1999., How does plate coupling affect crustal stresses in Northeast and Southwest. Japan. *Geophys. Res. Letters*, 26, 15, 2307-2310.
- Wang, K., Dragert H., and Melosh H.J., 1994. Finite element study of uplift and strain across Vancouver Island. *Can. J. Earth Sci.*, 31: 1510-1522.
- Zhang, Y. Q., and Liou, J. G., 1994. Petrogenesis of garnet-bearing ultramafic rocks and associated eclogites in the Sulu ultrahigh pressure metamorphic terrane, China. *J. Metam. Geol.*, 12: 169-186.

Table 1: Petrophysical parameters used in the calculations

	Density kgm^{-3}	Viscosity Pas
Continental crust	2700	10^{23}
Sedimentary wedge	2600	10^{18}
Anhydrous mantle	3300	10^{23}
100% serpentized mantle	2650	10^{19}
50% serpentized mantle	2975	10^{20}
12% serpentized mantle	3200	10^{21}

V-Synthèse.

L'ensemble des informations pétrologiques, discuté précédemment, est synthétisé sur la carte de la figure 2-23. Cette dernière met en évidence trois types d'ensemble métamorphiques principaux: **(1)**-Il faut distinguer en premier lieu l'unité du Chenaillet qui a totalement échappé au métamorphisme alpin et qui repose à la faveur d'un chevauchement sur l'unité métamorphique du Lago Nero (Caby, 1996; Agard, 1999), cette unité représente le seul cas d'obduction dans la zone étudiée. **(2)**-Plus à l'Est, les Schistes lustrés du Queyras correspondent à un second ensemble, qui présente des chemins "pression-température" diversifiés mais compatibles avec une évolution progressive dans les conditions du faciès des schistes bleus. Le découpage dans cet ensemble, en termes d'unité métamorphique c'est à dire présentant des assemblages minéralogiques similaires, permet de définir quatre bandes d'orientation Nord-Sud et d'extension latérale faible (inférieure à 5km). L'enregistrement des conditions métamorphiques dans l'ensemble des quatre bandes, obéit à une logique de répartition géographique qui correspond à l'augmentation progressive d'Ouest en Est des conditions "P-T" depuis 8 kb pour 300°C vers 13 kb pour 450°C. Il est à noter qu'il existe une bonne correspondance entre les découpages lithostratigraphiques de la zone des Schistes lustrés du Queyras proposés dans la littérature (Lagabrielle, 1987; Lagabrielle et Polino, 1988; Deville *et al.*, 1992; Lemoine et Tricart, 1993) et le découpage métamorphique présenté ici. Ces unités aux conditions métamorphiques variées sont juxtaposées à l'heure actuelle, pour former un vaste prisme assymétrique (20 km de large) à pendage Ouest où les unités les moins métamorphiques (assemblage à lawsonite-jadéite-glaucophane) sont bloquées à l'Ouest et en position haute dans l'édifice tandis que les plus métamorphiques (assemblage à jadéite-zoisite-glaucophane) reposent sur l'unité éclogitique du massif ophiolitique du Monviso (fig. 2-24). **(3)**-Il faut enfin distinguer les unités éclogitiques qui constituent le troisième grand ensemble. Elles se localisent d'une part en bordure orientale du secteur d'étude et correspondent alors au massif ophiolitique du Monviso et au complexe de croûte continentale du massif de Dora Maira. D'autre part elles correspondent à des lames tectoniques extrusives dans les Schistes lustrés, comme la zone d'Acceglio. Les différentes unités de cet ensemble présentent des conditions P-T très hétérogènes avec de fortes sautes en pression et avec des températures toujours supérieures à 450°C. Les sautes en pression les plus spectaculaires

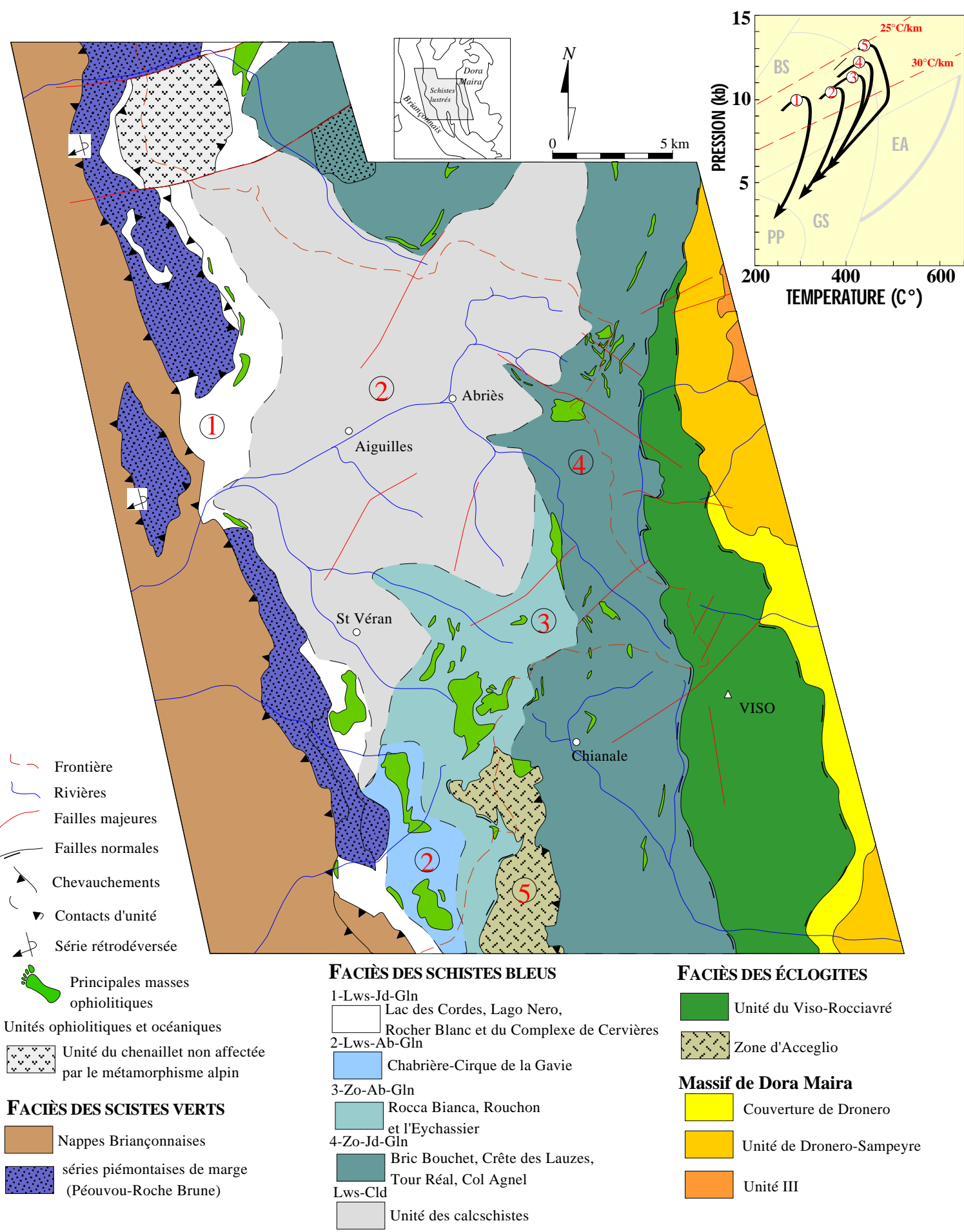


Figure.2-23-Carte présentant les conditions métamorphiques à travers la zone d'étude. Les trajets pression-température des unités constitutives des Schistes lustrés du Queyras sont indiqués, ils montrent une augmentation progressive d'Ouest en Est. La zone d'Acceglio est affectée par un métamorphisme éclogitique.

s'observent aussi bien dans le massif du Monviso (fig.2-25) que dans le massif de Dora Maira (Bouffette, 1993; Henry, 1990; Chopin *et al.*, 1991).

Dans la zone Piémontaise les hétérogénéités métamorphiques (fig.2-25) traduisent des conditions d'enfouissement hétérogènes, et soulignent que les volumes des unités exhumées depuis une même profondeur (c'est à dire à pressions homogènes) sont toujours faibles. Afin d'interpréter ces résultats à l'échelle de la zone Piémontaise, il faut également prendre en compte les forts contrastes lithologiques entre Schistes lustrés du Queyras et domaines éclogitiques en particulier, mais également les contrastes chronologiques importants, en particulier pour ce qui concerne l'âge du métamorphisme "Haute Pression-Basse Température".

1-HETEROGENEITES LITHOLOGIQUES.

Le complexe des Schistes lustrés métamorphisé dans les conditions du faciès des schistes bleus, est caractérisé par d'abondants volumes de sédiments océaniques de nature variée (calcschistes, marbres, quartzites, ophicalcites.....), déposés entre le Jurassique et le Crétacé supérieur. La grande complexité des Schistes lustrés tient, en premier lieu, au changement de la sédimentation au cours du temps qui se traduit, dès le Jurassique, par le dépôt des unités à ophiolites dissociées, suivi par le dépôt des calcschistes monotones au Crétacé inférieur et qui se termine par le dépôt d'unités à olistolites et mélanges tectoniques du Crétacé supérieur (Lagabrielle, 1987; Marthaler et Stampfi, 1989). Cette série reste idéale et simplifiée car elle n'affleure jamais sur le terrain sous cette forme, mais est affectée par de nombreux évènements tectoniques syn à post-sédimentation qui accentuent la complexité de l'édifice.

Les masses ophiolitiques, lorsqu'elles sont présentes, sont constituées de serpentinites, de métagabbros et de prasinites complètement dissociées et dilacérées, il n'existe plus de vrai plancher océanique. Ce démembrement et cette dislocation incombent d'une part à une importante tectonique décrocho-extensive qui accompagne le fonctionnement de failles transformantes (Lemoine, 1980; Lagabrielle *et al.*, 1984) et d'autre part à l'écaillage de la lithosphère océanique (tectonique intra-océanique) lors de la fermeture de l'océan liguro-piémontais (Lagabrielle, 1987).

Les Schistes lustrés présentent clairement une structure stratigraphique désorganisée où des portions de série sont interrompues et parfois répétées. Dans les calcschistes, l'apparente monotonie est liée à des processus de resédimentation successifs (Lemoine et Tricart, 1986). Dans les calcschistes provenant de l'unité du "Lago Nero-Rocher Blanc", vient déjà

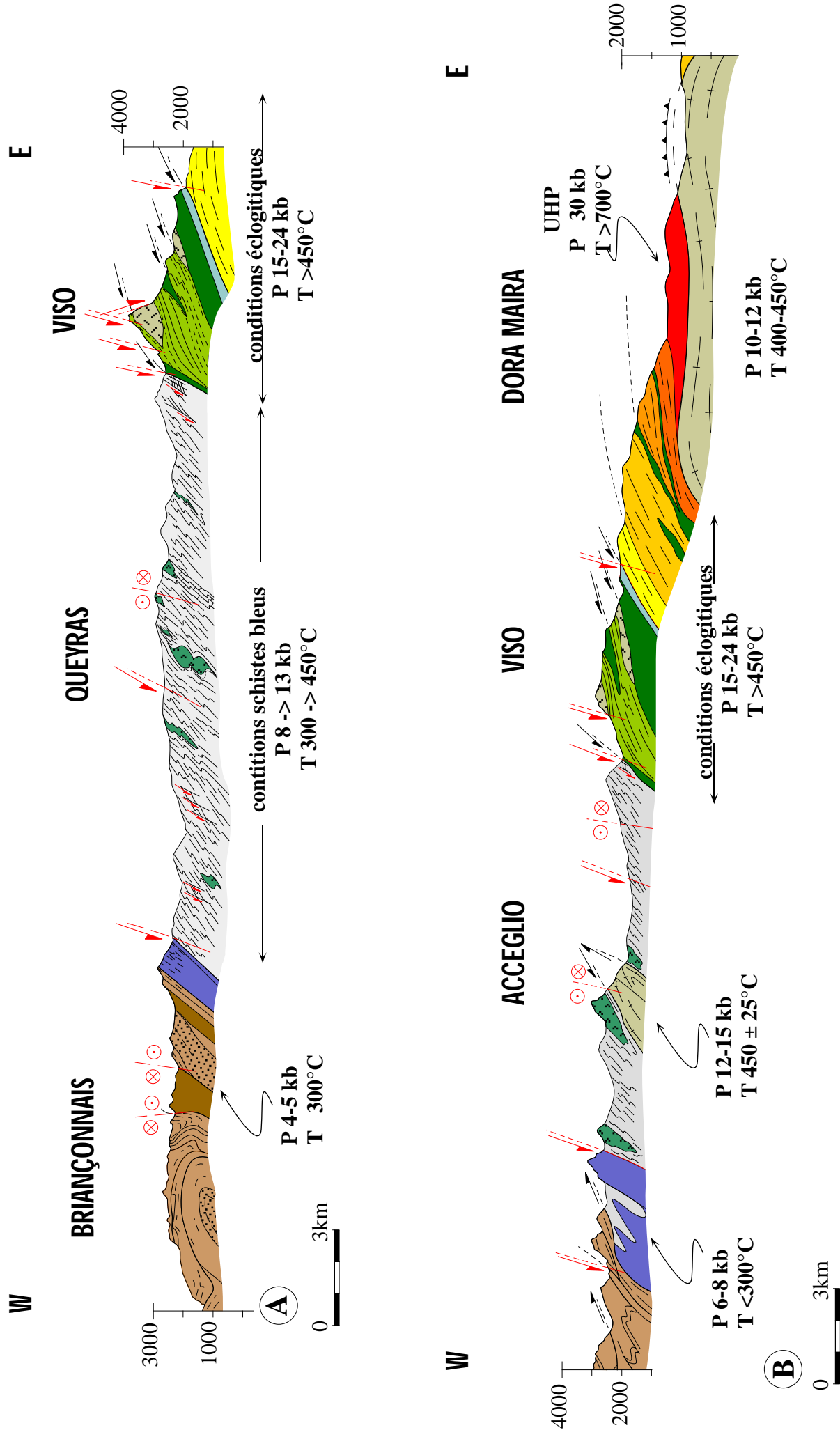


Figure.2-24-Coupes Ouest-Est présentant la géométrie globale de l'édifice des Zones Internes ainsi que les conditions pression-température.

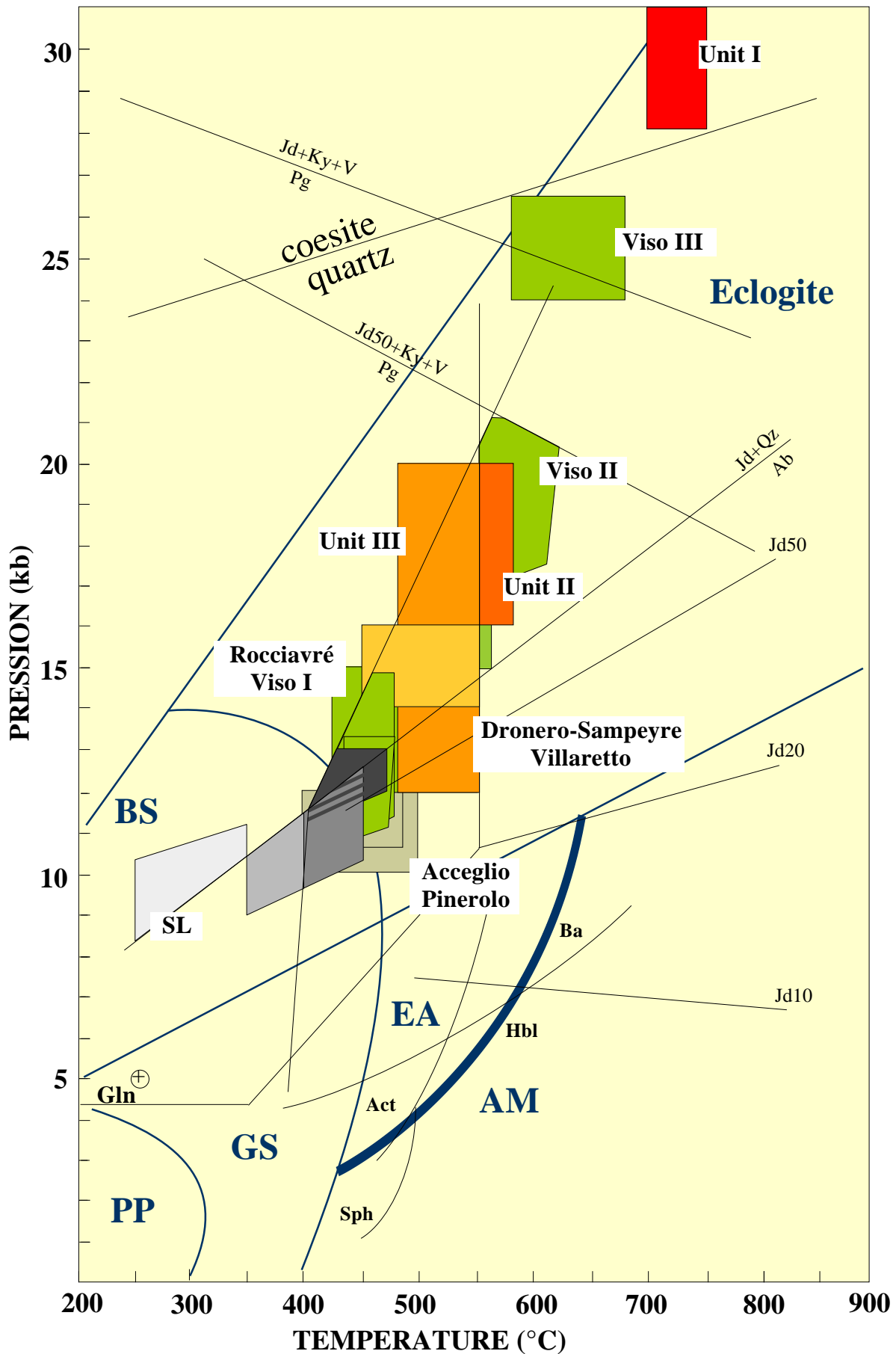


Figure-2-25 -Grille P-T présentant les conditions HP des différentes unités tectono-métamorphiques des zones internes des Alpes occidentales. Les principaux faciès métamorphiques sont représentés avec PP-prehnite pumpellyite, GS-schistes verts, BS-schistes bleus, AM-amphibolite, EA-amphibolite à épidote (d'après Spear, 1993). Compilation réalisée à partir de nos travaux et des données de Caby, 1996; Ballèvre et Lagabrielle, 1994; Nisio et Lardeaux, 1987; Bouffette, 1993; Messiga *et al.*, 1999; Chopin, 1984; Michard *et al.*, 1993.

s'intercaler un détritisme mixte (Polino et Lemoine, 1984) d'origine continentale et océanique (sables basaltiques, quartzites, brèches polygéniques). Ainsi, les caractéristiques des Schistes lustrés, sont: l'abondance du matériel sédimentaire par rapport au matériel ophiolitique, l'aspect de mélange, le détritisme mixte ainsi que des processus de resédimentation. Ces caractères ont conduit certains auteurs à interpréter le complexe des Schistes lustrés comme un prisme d'accrétion sédimentaire (Marthaler et Stampfli, 1989; Deville *et al.*, 1992) associé à la subduction du domaine liguro-piémontais.

Dans les zones éclogitiques la tendance est inverse, les lithologies sont dominées par des ophiolites (basaltes et gabbros) tandis que les sédiments océaniques sont peu abondants. Cela est particulièrement vrai pour le massif ophiolitique du Monviso où plus de 90% des roches à l'affleurement correspondent à de la croûte océanique ou à du manteau. Par ailleurs des niveaux, de faible épaisseur, de croûte continentale sont tectoniquement couplés avec des morceaux de croûte océanique.

2-HETEROGENEITES DES ECHELLES D'ENFOUISSEMENT ET DES PALEOGRADIENTS ASSOCIES.

Nos données métamorphiques montrent clairement l'hétérogénéité des conditions de Haute-Pression du métamorphisme alpin. Ainsi le Chenaillet, a échappé au métamorphisme alpin, ce qui indique qu'il est toujours resté en position superficielle. Sa mise en place résulte alors nécessairement d'un processus dynamique d'obduction. Par contre, les unités des Schistes lustrés sont affectées par un métamorphisme alpin dans les conditions du faciès des schistes bleus. Les pressions varient de 8 à 13kb (fig.2-26-A), c'est à dire que ces unités ont été enfouies à des profondeurs de 20 à 35 kilomètres. La dynamique qui permet l'enfouissement est d'échelle crustale et s'accompagne d'un paléogradient de 25 à 30°C/km. A l'heure actuelle (fig. 2.23 et 2-24), les unités qui sont descendues le moins profondément sont celles qui sont localisées en position la plus externe. Le paléogradient obtenu dans les Schistes lustrés est cohérent avec les modèles de prismes d'accrétion où la remontée des unités sédimentaires se fait par sous-placage compensé par de l'extension en surface (fig.2-27-A). Le champ de vitesse généré à l'intérieur du prisme et la déformation d'un objet dans un tel champ de vitesse ont été modélisés par de nombreux auteurs (Cloos, 1982; Platt, 1986; 1987; Allemand et Lardeaux, 1997) (fig.2-27-B, fig.2.28 et fig.2.29).

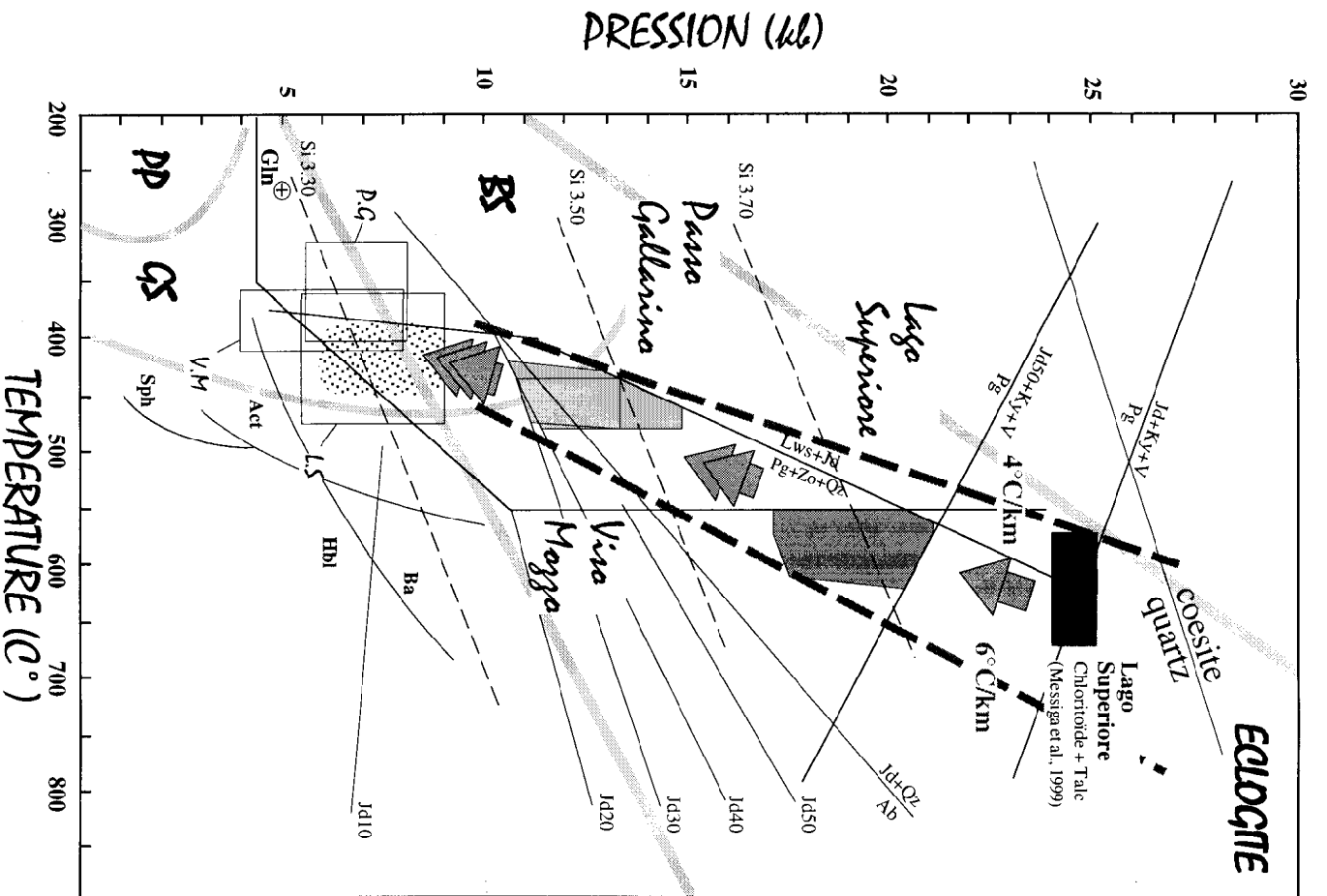
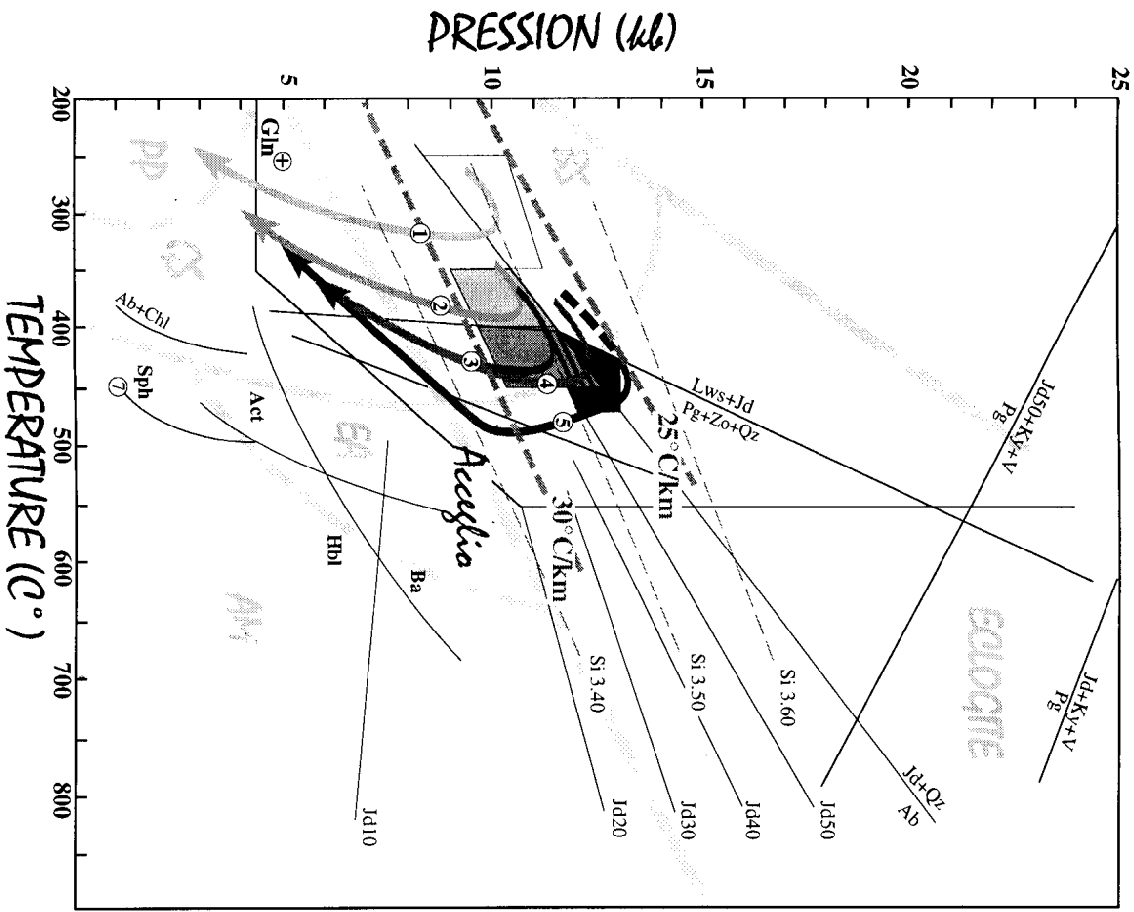


Figure 2-26-Grilles P-T présentant les deux types de gradient métamorphique, les réactions sont les mêmes que la figure 2-22. Les unités des Schistes lustrés du Queyras ainsi que la zone d'Acceglio sont réparties suivant un gradient géothermique chaud de 25 à 30°C/km. Le massif du Monviso présente un gradient géothermique froid de 4 à 6°C/km.

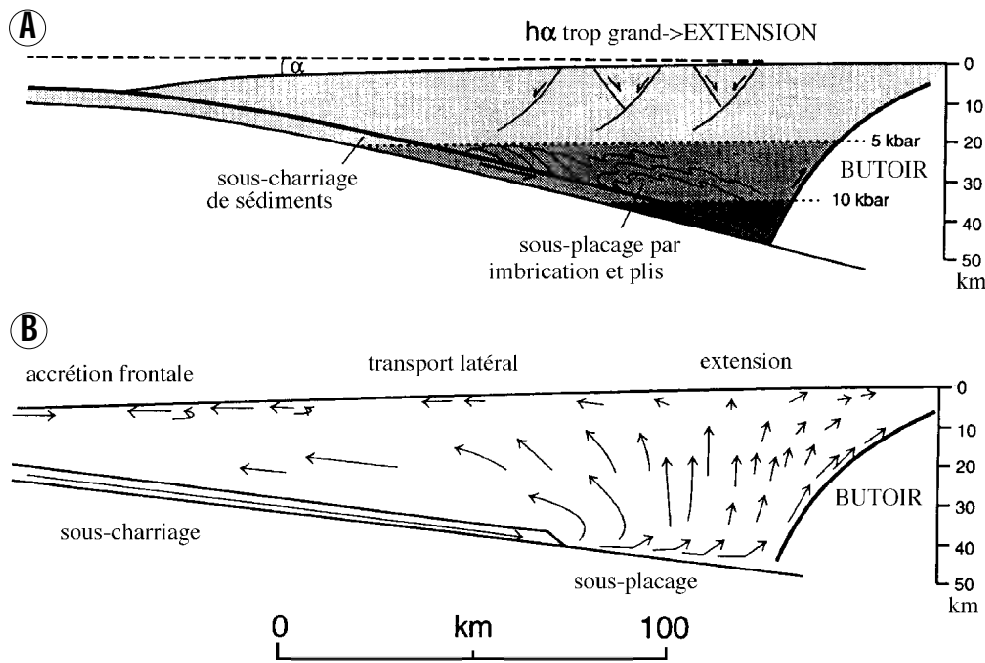


Figure.2-27-Evolution tectonique du complexe Franciscain (Californie) d'après Platt (1986, 1987).

A-Stade de sous-placage de matériel sédimentaire permettant le sur épaissement du prisme, qui devient instable gravitationnellement.

B-Diagramme qualitatif du champ de déplacement de matière dans le prisme. La longueur des flèches indiquent les vitesses relatives.

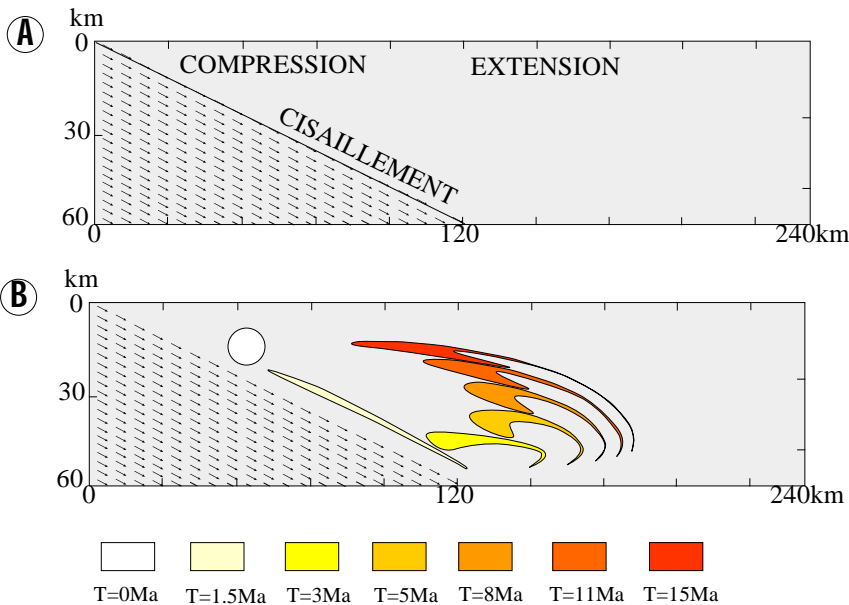


Figure.2-28-Modélisation du partitionnement de la déformation dans un prisme orogénique déformable selon un modèle de corner flow (d'après Allemand et Lardeaux, 1997).

A-Champ de vitesse et de déformation associé, B-évolution de la forme d'un objet initialement sphérique, dans un champ de vitesse.

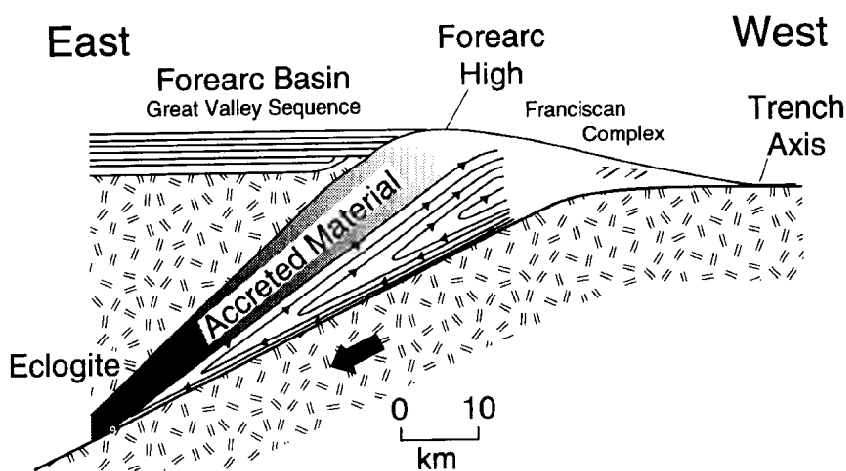


Figure. 2-29-Evolution tectonique du complexe Franciscain (Californie) selon un modèle de channel flow d'après Cloos (1982).

La dynamique d'accrétion du matériel constitutif du prisme est contrôlé par la géométrie du butoir qui est faiblement penté. Le champ de déplacement se fait le long du plan de subduction.

Dans le cas des unités éclogitiques, les conditions P-T sont beaucoup plus sévères et hétérogènes et surtout indiquent un paléogradient froid de 4 à 6°C/km (fig.2-26-B). Ce paléogradient est typique des zones de subductions actuelles (Peacock, 1993). Les roches crustales sont ainsi portées à des profondeurs qui sont celles du manteau dans un contexte de subduction. De plus, ce processus d'enfouissement concerne également des morceaux de croûte continentale comme l'atteste la présence d'unités continentales éclogitiques (Chopin, 1984, Chopin *et al.*, 1991, Henry *et al.*, 1993; Bouffette, 1993). Dans ce contexte les éclogites correspondent à des fragments de croûte subduite détachés de la plaque plongeante le long du plan de Benioff.

3-DIACHRONISME DES EVENEMENTS HAUTE-PRESSION.

En ce qui concerne les Schistes lustrés, les données de Liewig *et al.* (1981), obtenues par la méthode K-Ar sur phengite, conduisent à des âges de 58 et 54 Ma. Une image chronologique plus précise est apportée par les travaux de Takeshita *et al.* (1994), qui ont réalisé une grande quantité de datations K-Ar sur phengite le long d'une géotranverse Ouest-Est, recoupant l'ensemble de l'édifice des Schistes lustrés. Les âges obtenus varient de 40 à 110 Ma. Les âges les plus jeunes sont obtenus sur les échantillons localisés le plus à l'Est. Les âges systématiquement plus anciens que 60 Ma sont localisés le plus à l'Ouest et ils sont interprétés comme une non remise à zéro du chronomètre liée aux faibles conditions thermiques associées au métamorphisme alpin (température inférieure à 350°C). Ainsi des âges entre 60 et 54 Ma semblent caractéristiques du métamorphisme des schistes bleus dans la Queyras.

Les unités éclogitiques ont fait l'objet de nombreuses datations, ainsi le massif du Monviso et plus particulièrement l'unité du Lago Superiore présente un âge pour le pic du métamorphisme à 49.1 ± 1.2 Ma par la méthode Lu-Hf sur grenat-roche totale (Duchêne *et al.*, 1997) et un âge rétro-morphique par Ar-Ar sur phengite (passage sous un isotherme entre 350 et 400°C, von Blanckenburg *et al.*, 1989) à 48.5 ± 1.4 Ma (Monié et Philippot, 1989). Ces deux âges sont voisins, impliquant une exhumation rapide dans les premiers stades de la décompression. Les unités continentales éclogitiques à UHP du massif de Dora Maira présentent les âges les plus jeunes, puisque le pic du métamorphisme est daté entre 32 et 38 Ma (Tilton *et al.*, 1991; Gebauer *et al.*, 1997; Duchêne *et al.*, 1997).

L'ensemble de ces données montre un important diachronisme d'Ouest en Est, et les âges les plus anciens sont observés dans les unités des schistes lustrés. Celles ci reposent sur le massif éclogitique du Monviso, lui même présentant des âges plus anciens que les unités

continentales de Dora Maira situées en dessous. Ainsi à un diachronisme "latéral" Est-Ouest est associé également à un diachronisme "vertical" de la base vers le sommet de l'édifice tectonique de la zone Piémontaise.

4-CONCLUSION: LA ZONE PIEMONTAISE, IMAGE D'UN COMPLEXE DE SUBDUCTION FOSSILE.

Il ressort de la discussion précédente qu'il existe des découpages fondamentaux, au sein de la zone Piémontaise, entre trois types d'ensembles métamorphiques et lithotectoniques :

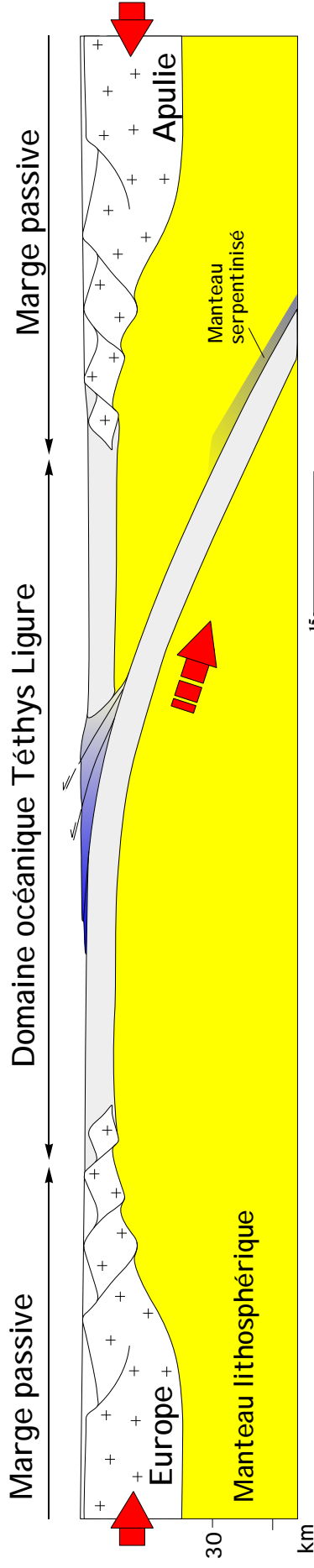
- Les ensembles type Chenaillet associés à un processus d'obduction.
- Les Schistes lustrés du Queyras, à forte composante sédimentaire et détritisme océanique, assimilables à un prisme d'accrétion d'échelle crustale.
- Les ensembles éclogitiques issus de la (ou des) lithosphère(s) subduite(s).

Le seul environnement géodynamique qui associe ces trois types d'évolutions est la subduction intra-océanique (fig.2-30). D'après les données chronologiques disponibles, on peut en proposer un schéma cohérent à l'Eocène.

Les Schistes lustrés peuvent être interprétés un paléo-prisme d'accrétion qui se caractérise par un gradient thermique de 25 à 30°C/km. Ce prisme dont la dimension ne va cesser d'augmenter au cours du temps, du fait du retrait de la plaque plongeante, est constitué de matériel provenant du rabotage progressif des sédiments déposés sur le plancher océanique (fig.2-29). A l'avant du prisme va se constituer un empilement précoce d'unités essentiellement constituées de matériel pélagique et de matériel dérivé de la croûte océanique. Progressivement l'alimentation du prisme va se faire par sous placage en continu de roches métamorphiques qui auront été enfouies à des profondeurs de plus en plus importantes. Ce phénomène d'alimentation continu permet d'expliquer l'évolution progressive des conditions P-T observée dans l'ensemble des Schistes lustrés du Queyras. Dans cette optique, la zone d'Acceglio est la marque de l'entrée en subduction de la marge passive européenne et qui, par sous placage va venir nourrir le prisme d'accrétion dans les derniers moment de sa "vie", c'est à dire avant la collision. Les trajets d'enfouissement et d'exhumation sont similaires à toutes les unités, la forme du trajet est la même (en loupe anti-horaire), et des variations de pression et température traduisent des différences de profondeur d'enfouissement dans un gradient géothermique de 25 à 30°C/km.

Crétacé sup. 90Ma

Tectonique intra-océanique (formation du prisme)



Tertiaire 50Ma

1-Chenaillet (obduction)

Prisme d'accrétion Schistes lustrés

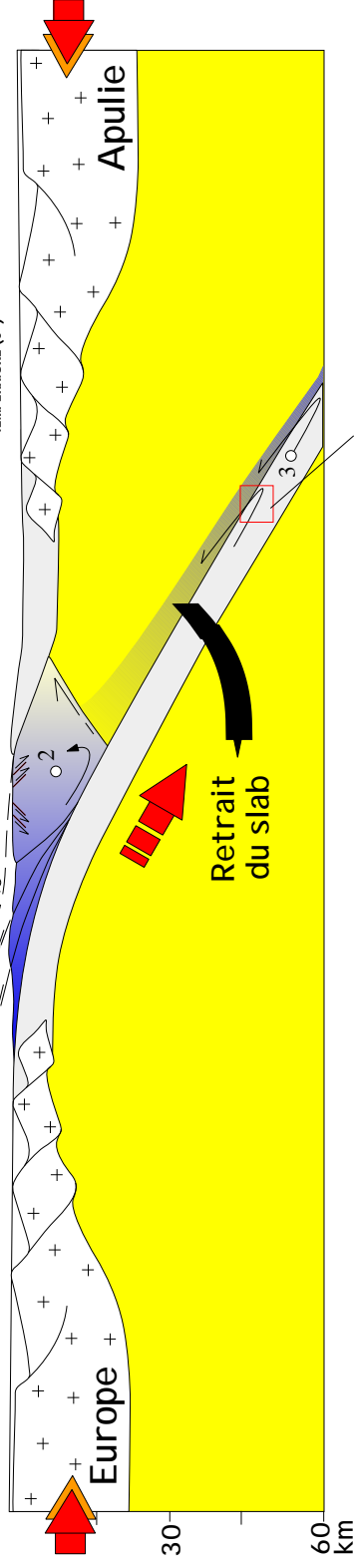
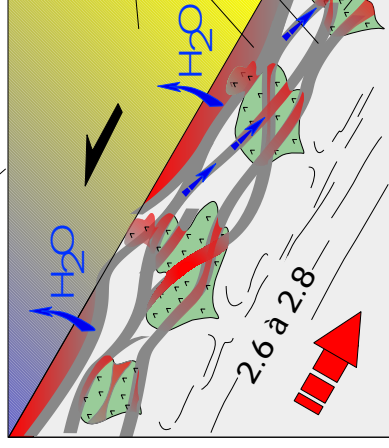


Figure.2-30-Hétérogénéité des conditions P-T associées à la fermeture de l'océan Liguro-piémontais du Crétacé au Tertiaire. Le processus de subduction permet la constitution d'un prisme d'accrétion sédimentaire, permettant le métamorphisme dans les conditions du faciès des schistes bleus des sédiments océaniques subduits (futurs Schistes lustrés). Un paléogradient de 25 à 30°C peut être déduit des conditions HP. Les éclogites correspondent à un échantillonnage dans les conditions mantelliennes. L'éclogitisation progressive de la croûte subuite s'accompagne de changement de densité qui facilitera la fragmentation de la croûte. La déshydratation induite par l'éclogitisation de la croûte océanique permet la libération de fluide acqueux serpentinisant la base du manteau.

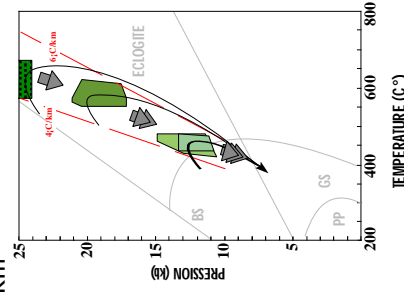
Eclogitisation progressive contrôlée par 4 facteurs :

- Chimie
- Texture
- Déformation
- Fluides (H₂O)

3-Viso faciès des éclogites



Fragmentation de la lithosphère subuite



Les conditions P-T des unités éclogitiques, et ce quelque soit la lithologie considérée (océanique ou continentale), imposent l'enfouissement des roches le long du plan de Benioff, c'est à dire dans le manteau, et un échantillonnage discontinu à différentes profondeurs de la plaque subduite. Le détachement de matériel océanique en cours de subduction a été largement discuté par Hacker (1996). Ce dernier suggère que les détachements de morceaux de croûte océanique sont contrôlés par les contrastes de densité induits par une éclogitisation progressive et hétérogène de la croûte subduite. En effet, de nombreux auteurs ont montré le caractère incomplet et hétérogène des transformations minéralogiques dans le faciès des éclogites (Lardeaux *et al.*, 1982; Pognante, 1985; Jamtveit *et al.*, 1990; Austrheim et Mørk, 1988; Austrheim, 1991; Peacock, 1992; 1993; 1996). Le degré d'avancement de l'éclogitisation dépend de plusieurs facteurs :

- La taille des grains du protolite. Ainsi du basalte à grains fins sera plus rapidement, et donc plus complètement, éclogitisé qu'un gabbro.

- La chimie du protolite, en effet des gabbros ferrotitanés seront plus facilement transformés en éclogites que des gabbros magnésiens.

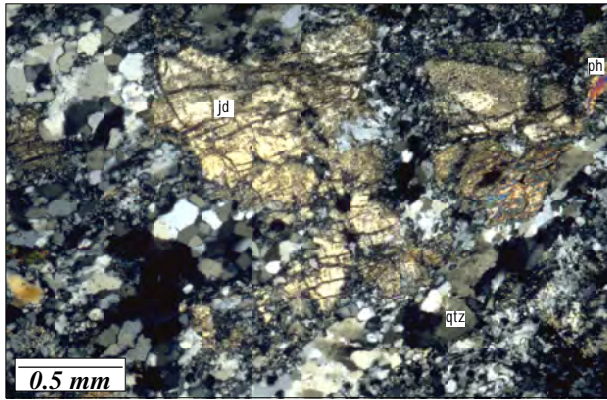
- La présence de fluides qui accélère la cinétique des transformations éclogitiques.

- La déformation ductile qui elle aussi augmente la vitesse des réactions d'éclogitisation. Cette déformation est hétérogène et s'exprime, le plus souvent, par des réseaux de zones de cisaillements.

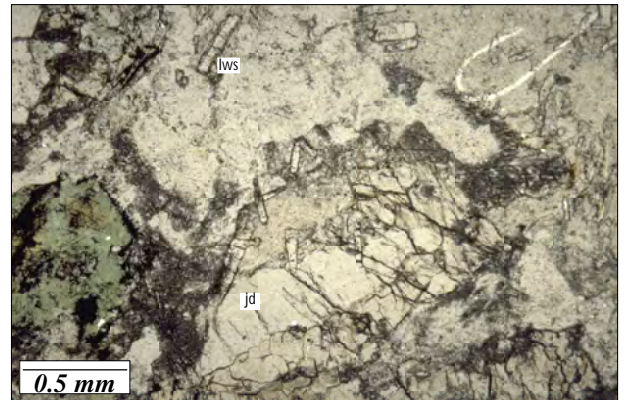
L'hétérogénéité des transformations éclogitiques va conduire à de forts contrastes de densité au sein de la plaque subduite, depuis des volumes totalement éclogitisés à densité voisine 3.5 g/cm³

jusqu'à des volumes préservés de densité de 2.9 g/cm³ ou moins (fig.2.30). Si l'on part d'une croûte océanique déjà hétérogène selon les modèles récents proposés par Lagabriele et Cannat, 1990; Lagabriele et Lemoine, 1997), les contrastes rhéologiques générés par l'éclogitisation partielle de basaltes, de gabbros et par la présence de serpentinites pourront se comporter comme des plans potentiels de rupture et de localisation de la déformation facilitant ainsi la fragmentation de la croûte subduite (fig.2.30). L'exhumation de ces fragments d'éclogite est assurée au sein d'un prisme de serpentine qui est constitué de péridotite partiellement hydratée (entre 5 et 10% de serpentine) et qui est localisé entre 40 et 100 kilomètres de profondeur. La taille critique d'un tel prisme, dont le comportement peut être assimilé à un canal visqueux, est comprise entre 10 et 20 kilomètres de largeur.

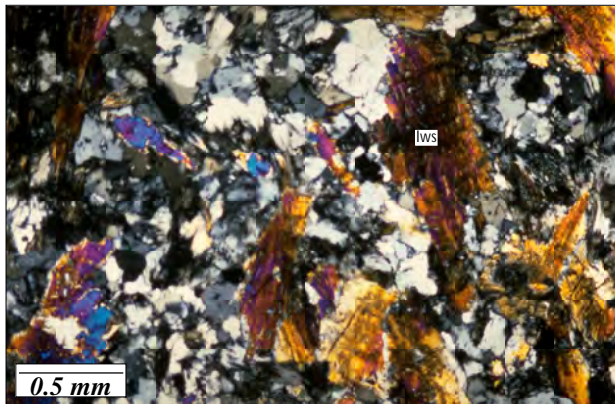
Ainsi, nous obtenons, pour la zone Piémontaise une image à 50 Ma qui est celle de différents niveaux d'une zone de subduction. Cependant aucune de ces données ne permet de contraindre précisément l'exhumation des différentes unités. Pour cela il faut des données sur les vitesses d'exhumation donc sur les âges de refroidissement mais également des données sur l'évolution structurale liée à l'exhumation. Ce sont ces approches qui sont développées dans les deux chapitres suivants.



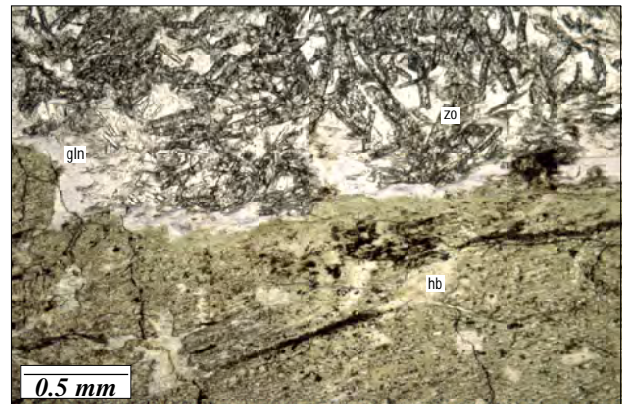
Ph.II-1-Photographie en microscopie optique et lumière polarisée (LP) d'une méta-arkose (CER) provenant des unités à lawsonite-jadéite-glaucophane. La roche est constituée de quartz (qtz), phengite (ph) et de porphyroclastes de jadéite (jd).



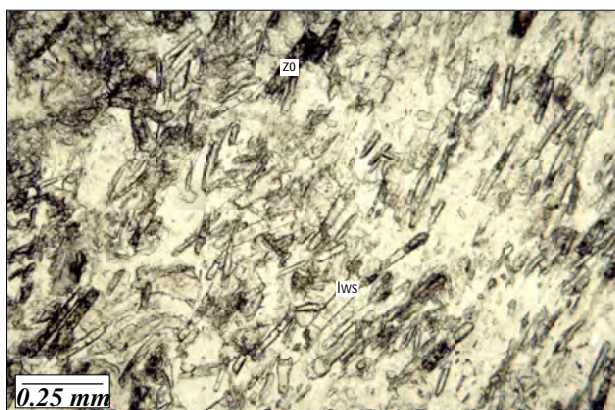
Ph.II-2-Photographie en microscopie optique et lumière naturelle (LN) d'une brèche polygénique à éléments granitoïdes (RB05). La jadéite (jd) en phénocrystal est associée à la lawsonite (lws) automorphe en tablette rectangulaire.



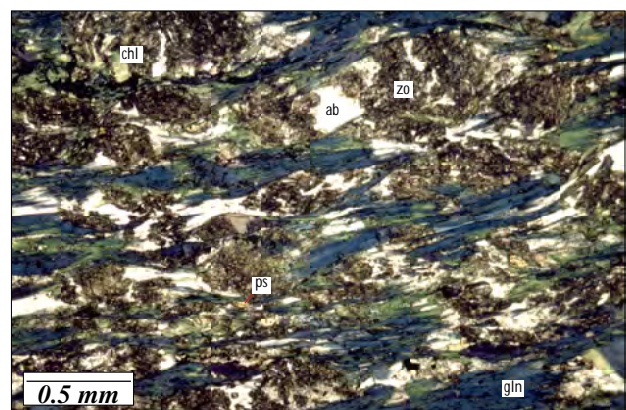
Ph.II-3-Photographie (LP) d'une albitite (CG) provenant des unités à Lws- Ab-Gln. Dans cette lithologie Les lawsonites (lws) cristallisent en gerbe dans une matrice constituée de quartz et d'albite.



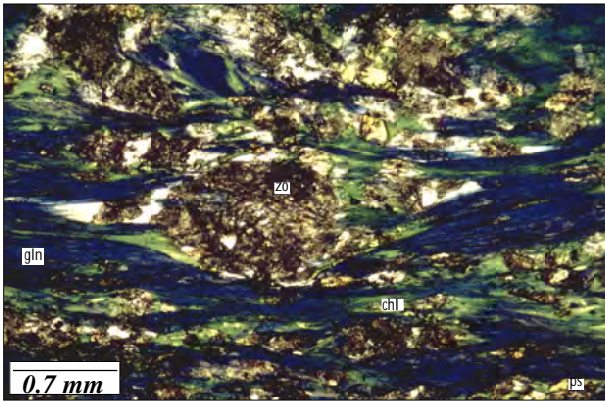
Ph.II-4-Photographie (LN) d'un métagabbro (RBi) non déformé provenant des unités à Zo-Alb-Gln. Le cpx magmatique est remplacé par une amphibole brun-vert (hb) qui elle même est auréolée de glaucophane (gln). La matrice est constituée par de la zoisite (zo) prismatique.



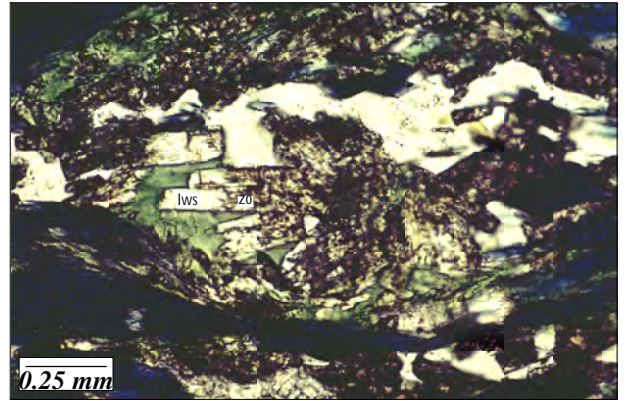
Ph.II-5-Dans les zones abritées des métagabbros la matrice est constituée par des micas blancs et des lawsonites (lws) précoces en cours de déstabilisation en zoisite (zo).



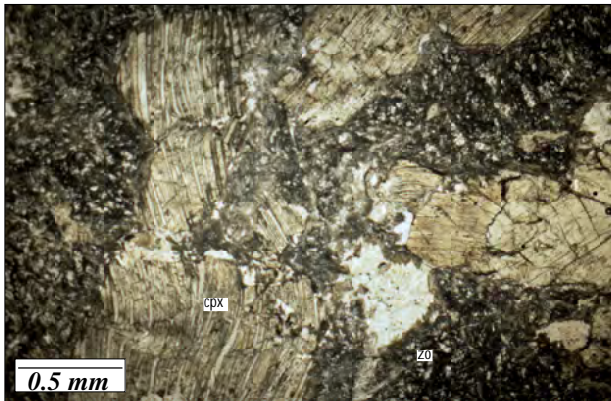
Ph.II-6-Photographie (LN) d'un métagabbro (RBi) déformé, la foliation est soulignée par des baguettes de glaucophane (gln). Des amas pluricristallins de zoisite (zo) sont moulés par la foliation. De l'albite (ab) et de la pistachite (ps) associées à la chlorite (chl) se développent tardivement.



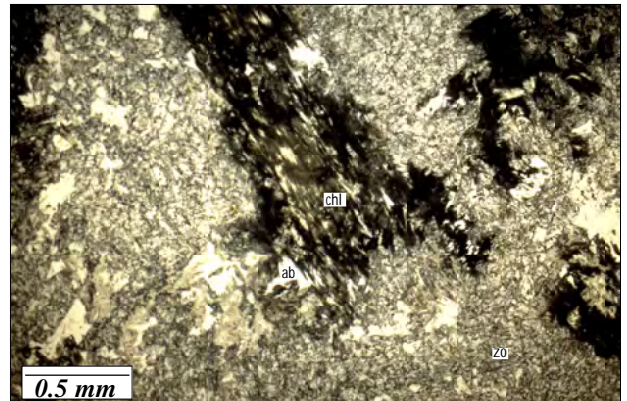
Ph.II-7-Photographie (LN) d'un métagabbro cisailé dont la foliation est soulignée par des glaucophanes (gln). La rétromorphose s'exprime par le développement de pistachite (ps) et de chlorite (chl) en plage xénomorphe.



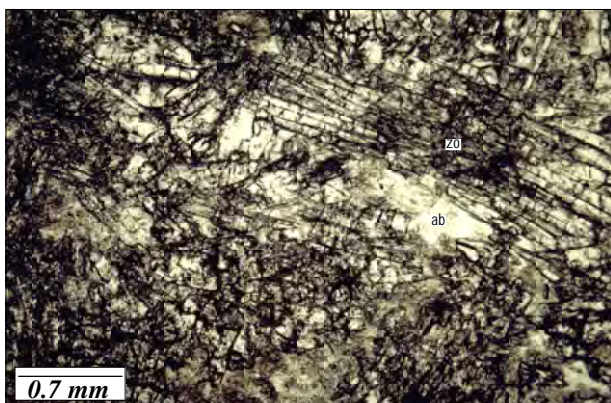
Ph.II-8-Dans les amas à zoisite (zo) il subsiste quelques rares lawsonites (lws) partiellement pseudomorphosées par de la zoisite.



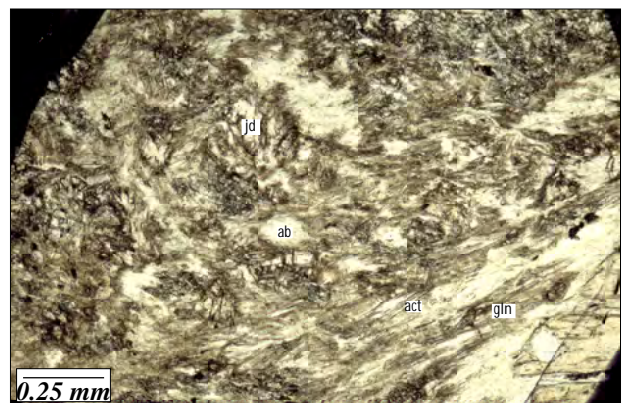
Ph.II-9-Photographie (LN) d'un métagabbro provenant des unités à zo-jd-gln. Les textures magmatiques sont conservées. Les cpx ont des teneurs en jadéite entre 35 et 53%. La zoisite (zo) se développe dans les anciens sites des plagioclases.



Ph.II-10-Les cpx sont rétromorphosés par de la chlorite (chl) alors que dans la matrice se développe de l'albite (ab).



Ph.II-11-La matrice dans les métagabbros est entièrement constituée par de la zoisite (zo). Il se développe tardivement de l'albite (ab).



Ph.II-12-La jadéite (jd) est visible dans les sites des anciens plagioclases et est associée à la glaucophane (gln). La jadéite est déstabilisé par de l'albite (ab) tandis que la glaucophane est remplacée par des fibres d'actinote (act).

CHAPITRE III

Ages de refroidissement et vitesses d'exhumation des roches métamorphiques dans les Alpes cottiennes

AGES DE REFROIDISSEMENT ET VITESSES D'EXHUMATION DES ROCHES METAMORPHIQUES DANS LES ALPES COTTIENNES.

Ce Chapitre est consacré à la présentation des résultats chronologiques acquis par la méthode de datation par Traces de Fission (TF) sur les roches métamorphiques des Alpes Cottiennes. Ces nouvelles données, comparées aux contraintes temporelles disponibles, et réalisées avec d'autres méthodes sur cette zone d'étude, nous permettrons de discuter les âges de refroidissement et les vitesses d'exhumation des roches de haute pression.

I-DATATION PAR TRACES DE FISSION.

-Théorie et techniques-

INTRODUCTION.

La datation par traces de fission est une méthode isotopique basée sur les dommages plus ou moins permanents générés, par fission spontanée de l'uranium 238 dans les minéraux. L'uranium est stocké sous la forme d'élément traces, dont les teneurs peuvent varier de moins d'une centaine de ppt à quelques centaines de ppm.

L'uranium présent dans la nature correspond à >99% à l' ^{238}U , tandis que le <1% restant correspond à l' ^{235}U , qui est aussi un isotope instable.

Le principe général de fission spontanée de l'uranium 238 a été découvert en 1940 par Petrzhak et Flerov. La première observation directe des dommages produits dans les minéraux (micas) par fission de l'uranium est due à l'impulsion conjuguée des travaux de Silk et Barnes (1959). Puis Price et Walker (1962a), reprennent ces expériences et montrent que l'on peut rendre ces défauts -ou traces- visibles en microscopie optique, au moyen d'une attaque chimique appropriée (1962b). Alors que ces premières observations et expériences avaient eu lieu sur des traces de ^{235}U produites en réacteur nucléaire, Price et Walker montrent que l'on peut trouver des traces "fossiles" dans les micas, qu'ils attribuent à la fission spontanée (1962c). Ils proposent alors, dès 1963 une méthode de datation dite par "traces de fission" de l'uranium. L'année suivante, Fleischer

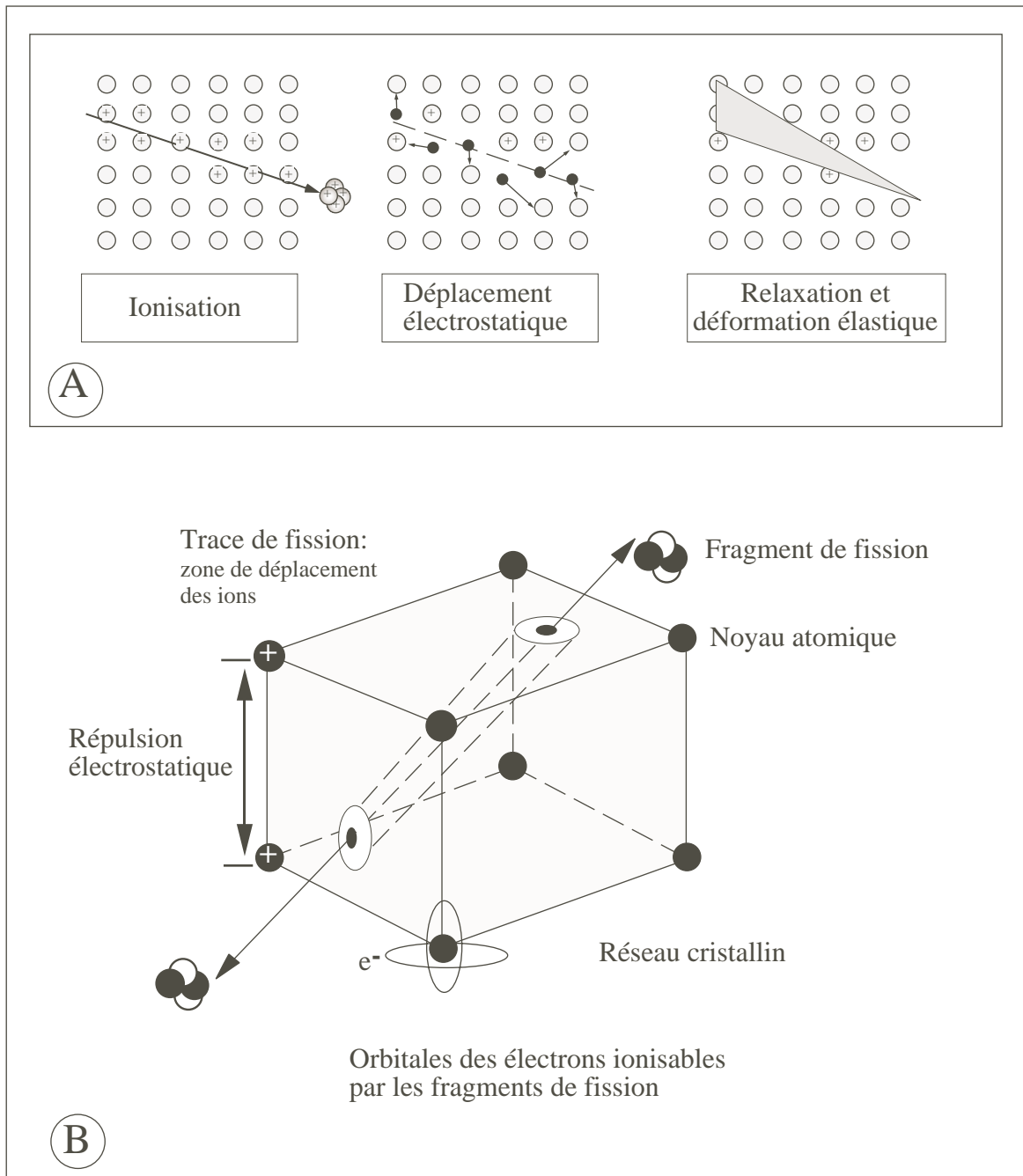


Figure.3-1-Modèle de "pic d'explosion ionique" expliquant la formation des traces latentes dans un solide diélectrique.

A-Représentation 2D de la formation d'une trace latente (D'après Fleischer *et al.*, 1965).

B-Représentation 3D (Modifié d'après Walter 1989).

Dans les deux représentations, le passage d'un fragment de fission chargé positivement ionise les atomes qui se trouvent le long du parcours. Un déplacement d'origine électrostatique en résulte, provoquant une désorganisation du réseau cristallin. Ce dernier se réorganise de manière élastique et la zone nouvellement formée est appelée "trace latente" (*in* Toro, 1999).

et Price (1964), montrent que cette méthode est susceptible de s'appliquer à un grand nombre de minéraux.

En principe, les traces de fission spontanée de ^{238}U et celles induites de ^{235}U devraient avoir la même longueur dans un minéral donné. Or, on s'est aperçu très vite (Maurette *et al.*, 1964; Fleischer *et al.*, 1964) que la longueur moyenne des traces fossiles révélées (celle sur laquelle travaille le géochronologiste) était en général inférieure à celle des traces induites, ce qui fut interprété comme l'effet de l'histoire thermique du minéral considéré. Si l'on a du rapidement tenir compte de ces effets pour la datation des verres naturels (Storzes et Wagner, 1969; Storzes et Poupeau, 1973), ce n'est que vers la fin des années 80 que ce raccourcissement naturel des traces dans les minéraux a pu être utilisé pour retracer une fraction de leur histoire de refroidissement, en particulier pour l'apatite (Gleadow *et al.*, 1986).

Depuis la méthode de datation par traces de fission s'est largement répandue en géologie, où elle couvre de nombreux domaines d'application allant de l'étude des paléotempératures dans les bassins sédimentaires, à l'étude de l'histoire thermique des roches magmatiques, jusqu'aux problèmes de dénudation des terrains métamorphiques.

1-FORMATION DES TRACES DE FISSION.

1-1-Traces latentes.

La méthode de datation par traces de fission est basée sur le principe de la fission spontanée de ^{238}U , qui consiste en une scission d'un atome d'uranium en deux atomes fils ou "fragments de fission". Cette forme de désintégration, qui s'accompagne de l'éjection de quelques neutrons (statistiquement 2.7), libère une énergie d'environ 200 MeV, distribuée sous la forme d'énergie cinétique. Les atomes ainsi générés, fortement ionisés, sont éjectés dans deux directions opposées. Au cours de leur déplacement les deux fragments de fission interagissent avec le milieu ambiant, produisant le long de leur trajet un dommage linéaire dans le réseau cristallin, appelé *trace latente*. Ce dommage est interprété d'après le modèle de "pic d'explosion ionique" (fig.3-1) comme résultant de déplacements atomiques liés à des ionisations multiples (Fleischer *et al.*, 1965).

Du fait de leurs petites dimensions, longueur de 15 à 25 microns (suivant le pouvoir d'arrêt de l'espèce minérale traversée) pour un diamètre inférieur à 100 \AA de la zone la plus perturbée, leur observation nécessite la microscopie électronique par transmission.

1-2-Traces révélées.

Les traces latentes enregistrées dans le minéral ont un diamètre très faible. Pour les rendre visibles en microscopie optique, il est nécessaire de les élargir en utilisant une attaque chimique appropriée. La révélation chimique est réalisée sur les traces recoupant la surface d'un minéral, obtenue préalablement par polissage. De plus les traces de fission révélées présentent une morphologie très variable résultant du rapport entre la vitesse d'attaque des traces V_t et celle du minéral V_g . Le rapport des vitesses d'attaque V_g/V_t est toujours inférieur à 1 et caractérise la forme de la trace (fig.3-2). Ainsi les traces révélées en forme de "pointe de flèche" (observées dans les apatites et les zircons) sont le résultat d'un rapport V_g/V_t très faible, tandis que dans le cas des traces elliptiques à circulaires (cas des verres volcaniques) ce rapport est plus élevé.

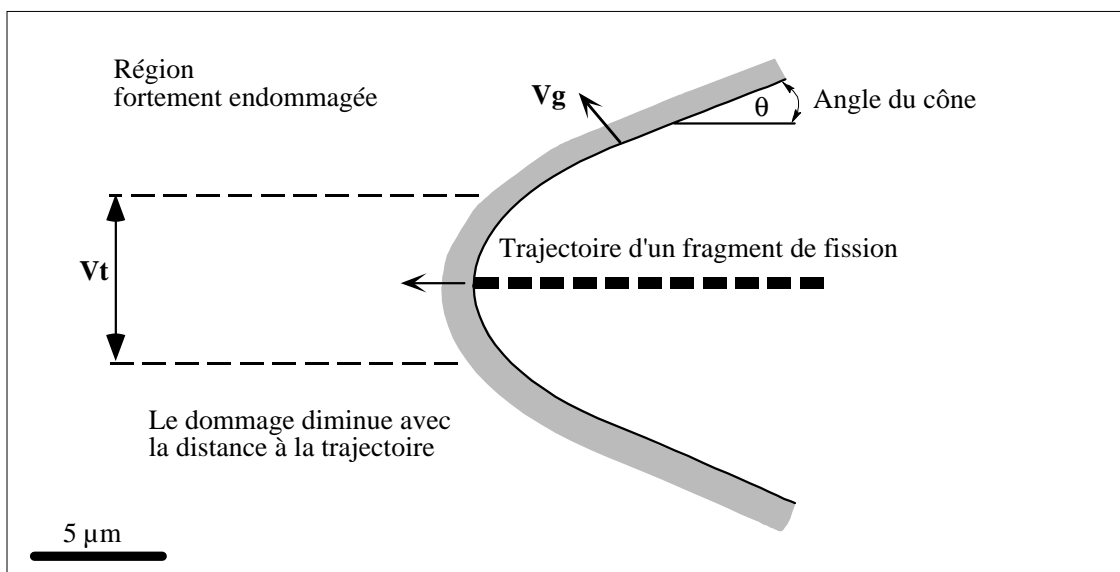


Figure 3-2-Modèle d'attaque d'une trace de fission (Modifié d'après Henke et Benton, 1971, *in* Toro, 1999). V_g et V_t sont respectivement la vitesse de dissolution du matériel sain et endommagé par le passage du fragment de fission.

Dans le cas des apatites et des zircons, la vitesse de dissolution dépend de l'orientation de la trace par rapport à l'axe cristallographique c . En effet les traces orientées perpendiculairement à l'axe c présentent un angle d'ouverture très important tandis que celles orientées parallèlement sont beaucoup plus fines. Cela est dû à une vitesse de dissolution plus importante selon la direction parallèle à l'axe c . De plus l'anisotropie

crystalline des zircons influe sur la dynamique de révélation des traces. Ainsi, lorsque l'on attaque chimiquement les traces (eutectique NaOH-KOH à 220°C), celles orientées perpendiculairement à l'axe c se révèlent les premières.

2-EQUATION D'AGE POUR LA DATATION PAR TRACES DE FISSION.

Dans un minéral, le nombre de traces liées à la fission spontanée de l' ^{238}U (traces fossiles) dépend en première approximation de deux paramètres, d'une part sa teneur en uranium et d'autre part le temps depuis lequel les traces sont enregistrées. Ainsi, si l'on sait déterminer la teneur en ^{238}U du minéral, il est possible de déterminer un "âge" trace de fission.

Le nombre total de désintégration D par fission spontanée suit une loi exponentielle de la forme :

$$D = (\lambda_F / \lambda_D) \cdot ^{238}\text{U} (e^{\lambda_F t} - 1) \quad (1)$$

où :

^{238}U est le nombre d'atome d' ^{238}U par cm^3 au temps présent

$\lambda_D = \lambda_F + \lambda_\alpha$ avec :

λ_F = constante de désintégration par fission spontanée de l' ^{238}U

λ_α = constante de désintégration par radioactivité α de l' ^{238}U

en pratique on utilise $\lambda_D \approx \lambda_\alpha$ car $\lambda_F \ll \lambda_\alpha$

t = âge traces de fission (TF) de l'échantillon.

Dans cette équation (1) la teneur en ^{238}U et t sont des inconnues. Afin de déterminer ^{238}U , on procède à une irradiation par des neutrons thermiques en réacteur nucléaire de l'échantillon à dater. Lors de l'irradiation la capture de neutrons par les atomes ^{235}U engendre une fission induite, dont il est possible de révéler les traces de la même façon que pour celles de la fission spontanée de l' ^{238}U . Sachant que le rapport $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ est une constante on peut déduire la teneur en ^{238}U . Le nombre de traces de fission induite dépend de la teneur en ^{235}U et de la fluence neutronique ϕ (neutrons/ cm^2) utilisée.

La forme générale de l'équation d'âge trace de fission peut alors s'écrire (Fleischer *et al.*, 1975) :

$$t = \lambda_{\alpha}^{-1} \ln \{1 + g(\lambda_{\alpha}/\lambda_F) \phi \sigma I (\rho_s/\rho_i)\} \quad (2)$$

où :

t = âgeTF (Ma)

λ_{α} = constante de désintégration par radioactivité α de ^{238}U (ans^{-1})

g = facteur géométrique, dont la valeur dépend de la méthode utilisée

ϕ = fluence neutronique (neutrons/ cm^2)

σ = section efficace de capture d'un neutron thermique par ^{235}U

I = rapport isotopique $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$

ρ_s/ρ_i = rapport des densités des traces spontanées et induites (traces/ cm^2)

λ_F = constante de désintégration par fission spontanée de ^{238}U (ans^{-1})

Pour caractériser la fluence neutronique, on utilise des verres étalons, enrichis en uranium. Ces verres moniteurs sont systématiquement irradiés avec les échantillons à dater suivant le montage de la figure 3-11.

Les densités de traces de fission induites dans ces moniteurs (ρ_d) sont directement reliées à la fluence neutronique par l'expression :

$$\phi = B\rho_d \quad (3)$$

où B est un facteur de proportionnalité.

La mesure de la fluence neutronique ϕ est très délicate à obtenir. Pour contourner ce problème on utilise une forme différente de l'équation d'âge, en introduisant un facteur "zêta" (ζ). Cette paramétrisation a été proposée pour la première fois par Fleischer et Hart en 1972 puis testée et appliquée dans les années 80 par Hurford et Green (1982). Elle consiste à définir tout d'abord un paramètre zêta (ζ) selon :

$$\zeta = \phi B \sigma I / \lambda_F \quad (4)$$

Pour caractériser la fluence neutronique, on utilise des verres étalons, enrichis en uranium. Ces verres moniteurs sont systématiquement irradiés avec les échantillons à dater suivant le montage de la figure 3-11.

En opérant dans l'équation (2) la substitution (4), l'équation d'âge devient :

$$t = \lambda_\alpha^{-1} \ln \{1 + g(\lambda_\alpha / \lambda_F) \zeta (\rho_s / \rho_i)\} \quad (5)$$

Roche étalon	Localisation	Age (Ma)	Méthodes	références
ZIRCON				
Bishop Tuff	Californie (USA)	0.730± 0.03	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar (sanidine)	Hurford et Hammerschmidt (1985)
Buluk Tuff	Bakata (Kenya)	16.40± 0.20	K/Ar (feldspath)	MacDougall et Watkins (1985)
Fish Canyon Tuff	Colorado (USA)	27.80± 0.20	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar (biotite)	Hurford et Hammerschmidt (1985)
Tardree rhyolite	Irlande du Nord	58.70± 1.10	K/Ar et ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar (sanidine)	Hurford et Green (1983)
APATITE				
Fish Canyon Tuff	Colorado (USA)	27.90± 0.70	K/Ar (Plagioclase, sanidine biotite et hornblende)	Stevens <i>et al.</i> , 1967
		27.42± 0.41	K/Ar (Plagioclase, sanidine biotite et hornblende)	Hurford et Hammerschmidt (1985)
		27.79± 1.40	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar (Plagioclase, sanidine biotite et hornblende)	Kunk <i>et al.</i> , 1985
		27.80± 0.20	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar (biotite)	Hurford et Hammerschmidt (1985)
Durango	Mexique	31.40± 0.30	K/Ar (feldspath)	Naeser et Fleischer (1975)
Mount Dromedary	Australie	98.80± 0.60	Rb/Sr (biotite)	Naeser et Fleischer (1975)

Figure.3-3-Liste des étalons d'âge internationalement reconnus pour la datation par traces de fission des zircons et des apatites.

cette équation a été utilisée lors de ce travail. Cependant il reste à déterminer expérimentalement le facteur ζ . On emploie pour cela d'une part des échantillons-étalons internationaux adaptés aux minéraux à dater dont l'âge est calé par l'utilisation de méthodes de datation différentes (fig.3-3), d'autre part on utilise l'équation (6) :

$$t = \text{Exp}(\lambda_{\alpha} t_{\text{std}} - 1) / (\lambda_{\alpha} (\rho_s / \rho_i)_{\text{std}} g \rho_d) \quad (6)$$

3-METHODE DE DATATION PAR DETECTEUR EXTERNE.

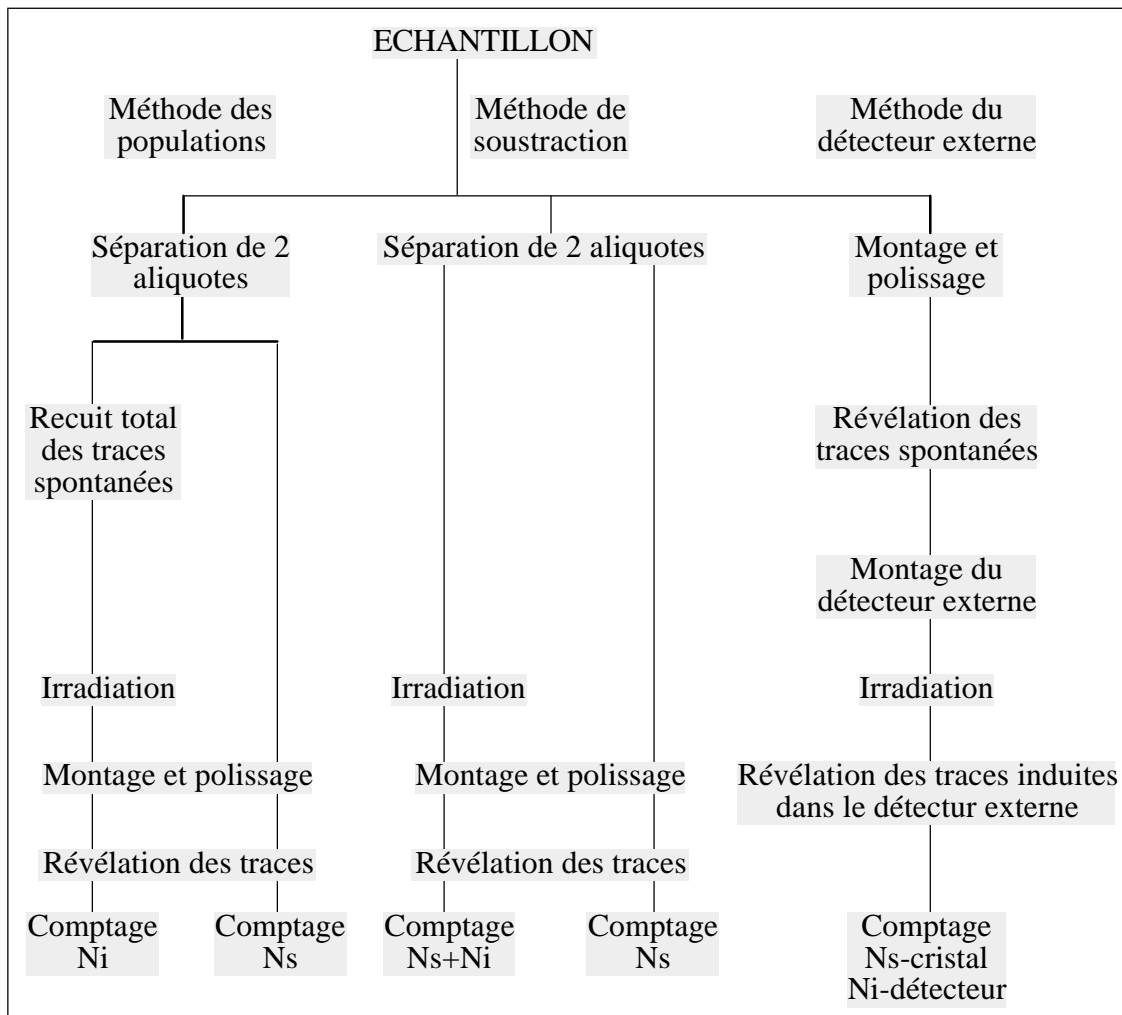


Figure.3-4-Principales méthodes utilisées en datation par traces de fission (Ns et Ni sont respectivement le nombre de traces spontanées et induites) (d'après Gleadow, 1981).

Plusieurs approches expérimentales de la datation par traces de fission ont été proposées (Gleadow, 1981) et testées (fig.3-4). Cependant la datation d'échantillons métamorphiques nécessite d'une part l'utilisation d'une méthode peu consommatrice en minéraux, au vu des faibles quantités de zircons et d'apatites parfois présentes dans ces roches et d'autre part nécessite l'utilisation d'une méthode de datation grain par grain de l'échantillon, permettant dans ce dernier cas de contourner le problème lié aux hétérogénéités chimiques des différents cristaux d'un échantillon, résultant d'histoires thermiques et tectoniques complexes enregistrés par la roche. Ainsi seule la méthode dite du détecteur externe (Gleadow et al., 1976; Hurford, 1990) permet de pallier toutes ces difficultés, en permettant de dater individuellement les minéraux, et d'obtenir ainsi des indications chronologiques exploitables.

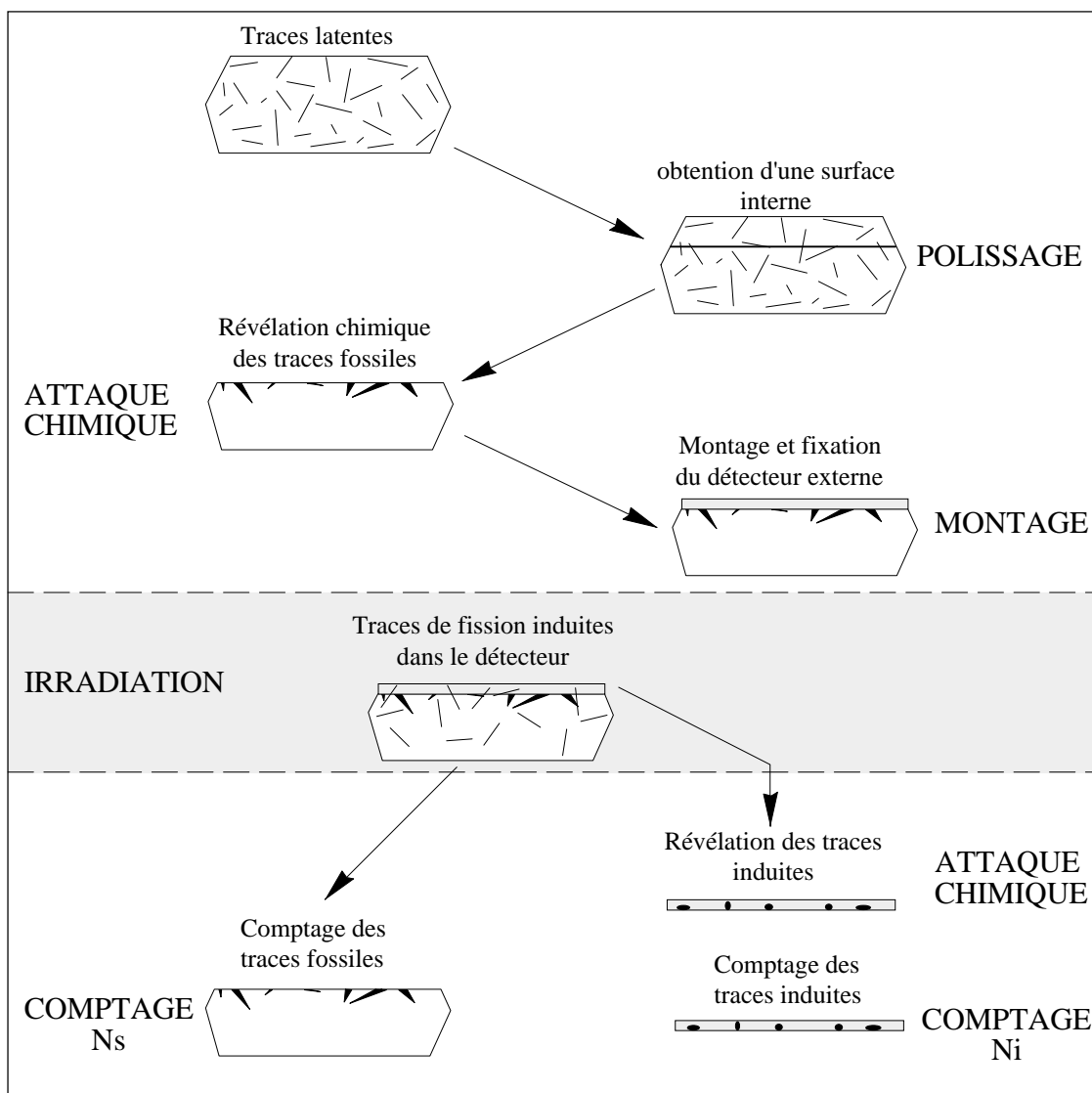


Figure.3-5-Procédure expérimentale pour la datation par la méthode du détecteur externe

Dans cette technique, la mesure des traces fossiles se fait après inclusion des minéraux dans de la résine, polissage et révélation chimique (fig.3-5). Les traces induites sont enregistrées par un détecteur externe placé au contact des minéraux à dater. Cette disposition garantit l'obtention d'une image dans le détecteur, de la même forme que celle du cristal à dater. Après révélation chimique des traces induites dans le détecteur, on détermine, pour chaque cristal, le rapport du nombre de traces fossiles sur le nombre de traces induites. La datation s'effectue si possible sur au moins une vingtaine de cristaux dans les apatites et au moins cinq zircons pour chaque échantillon.

4-PRECISION D'UN AGE TRACE DE FISSION ET TEST DU KHI-DEUX (χ^2).

La précision d'un âge trace de fission par la méthode du détecteur externe, dépend des erreurs statistiques liées aux comptages, aussi bien sur les traces fossiles et induites que sur les verres moniteurs. Elle dépend également de la concordance des âges entre chaque cristal d'un même échantillon. Ainsi Galbraith (1981) et Green (1981) proposent les premiers, l'utilisation du test de Khi-deux (χ^2) pour tester l'homogénéité des âges trace de fission. Il s'agit de compter le nombre de traces fossiles et induites dans chaque grain puis de le comparer avec le nombre attendu pour une distribution poissonnienne $(1/\text{nombre})^{1/2}$ dont la moyenne est celle des N_j des grains comptés. Le χ^2 se calcule donc pour un degré de liberté $v = n-1$ où n est le nombre de grains datés.

On considère que si la probabilité du χ^2 est supérieure à 5%, le test est considéré comme positif. Nous sommes en présence d'un seul type de population, c'est à dire que tout les grains datés appartiennent à une seule population d'âge. Il est à noter également que plus la valeur est proche de 100%, plus cela traduit une faible dispersion des âges.

Dans les tableaux analytiques présentés en annexe, les âges ont été calculés selon la méthode conventionnelle de Green (1981) en utilisant une *pooled statistics*, c'est à dire que l'âge apparent global est calculé comme s'il s'agissait d'un monocristal. On ne prend alors en compte que le nombre total de traces fossiles et induites comptées. La précision est donnée par :

$$\sigma_t = t (1/N_s + 1/N_i + 1/N_d)^{1/2}$$

Si maintenant la probabilité du χ^2 est inférieure à 5%, le test est considéré comme négatif. Nous sommes alors en présence d'au moins deux populations d'âges. Néanmoins le test du χ^2 ne peut nous fournir le nombre de population. Cette inhomogénéité de population d'âge traduit, pour des roches métamorphiques, des histoires thermiques complexes ou liées à une variabilité de composition chimique de certains minéraux (pôle fluoroapatite ou chloroapatite). Grâce à l'utilisation de visualisations graphiques, on peut éventuellement séparer différentes populations.

5-REPRESENTATION GRAPHIQUE DES RESULTATS.

Plusieurs types de représentations graphiques sont utilisées pour rendre compte de la distribution et de la précision des âges apparents de différents cristaux d'un même échantillon. D'une part l'utilisation de diagrammes de type "isochrone" et d'autre part les diagrammes de type "radiaux". L'intérêt de ces deux représentations est de mettre en évidence une ou plusieurs population d'âge.

5-1-Diagramme isochrone.

La première représentation graphique à avoir été utilisée pour les datations par la méthode du détecteur externe, est le diagramme de type isochrone (fig.3-6).

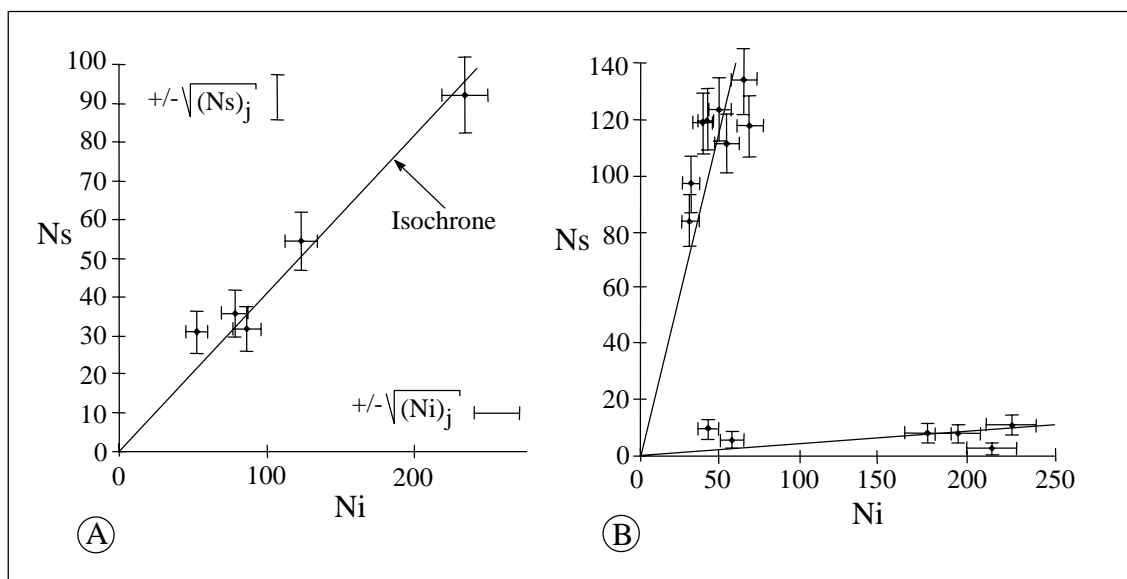


Figure.3-6-Représentation des âges dans un diagramme isochrone. Chaque point matérialise un cristal daté, caractérisé par son rapport $(N_s/N_i)_j$, avec les barres d'erreurs associées.

A-diagramme à une isochrone visualisant une famille de population. **B**-Diagramme à deux isochrones caractérisant deux populations distinctes (Modifié, d'après Toro, 1999).

Dans un diagramme de ce type, chaque point est relatif à un grain daté. Le nombre de traces fossiles et induites relatives à ce grain constituent les coordonnées de ces points. La pente du segment joignant un point à l'origine des axes dépend de son âge TF et de la fluence utilisée. Si tous les grains d'une roche appartiennent à une même population d'âge, ils sont alignés, aux incertitudes près, selon une isochrone. Les barres d'incertitudes sont calculées selon une statistique de Poisson, soit $\sigma(N) = (N)^{1/2}$ où N est le nombre de traces fossiles (N_s) ou induite (N_i) comptées par grain.

Ce diagramme met en évidence la dispersion des teneurs en uranium de grain à grain (lorsque l'on utilise la même surface de comptage pour tous les grains).

5-2-Diagramme radial.

La représentation radiale ou polaire (Galbraith, 1988) est fréquemment utilisée à l'heure actuelle, du fait de son excellente facilité de lecture des données, puisque l'âge de chaque grain est directement donné avec son incertitude par un seul point. Elle permet ainsi de rendre compte de la distribution des âges apparents autour d'un âge de référence, mais tient compte également de la précision de l'âge apparent par rapport à l'ensemble de la population. L'erreur sur chaque âge individuel est calculée selon une loi de poisson où $\sigma = (1/N_s + 1/N_i + 1/N_d)^{1/2} \cdot t$.

Dans le diagramme radial, l'échelle des ordonnées de droite est en $\log t$ (Ma) (fig.3-7). L'âge d'un cristal est visualisé par un point situé sur un segment de droite qui joint l'origine de l'axe des ordonnées de gauche à un point de la courbe de droite correspondant à son âge. Sa position sur ce segment dépend de sa précision. L'échelle inférieure des abscisses est en $1/\sigma$ où σ est la précision relative (Ma) sur l'âge de ce grain. Ainsi, dans cette représentation un âge précis sera situé à droite tandis qu'un âge moins ou peu précis se trouvera à gauche du graphique. L'échelle supérieure des abscisse exprime en pourcentage la précision sur chaque grain. La bande de $+2/-2$ à gauche, représente la précision à $+ ou - 2\sigma$ de la valeur de l'âge de référence. Cet âge de référence, t_0 , est appelé âge central. Lorsque tous les cristaux d'un même échantillon appartiennent à une seule population d'âges, ils sont situés dans la bande grisée. Dans le cas de plusieurs familles, chaque population de grains occupe un secteur différent.

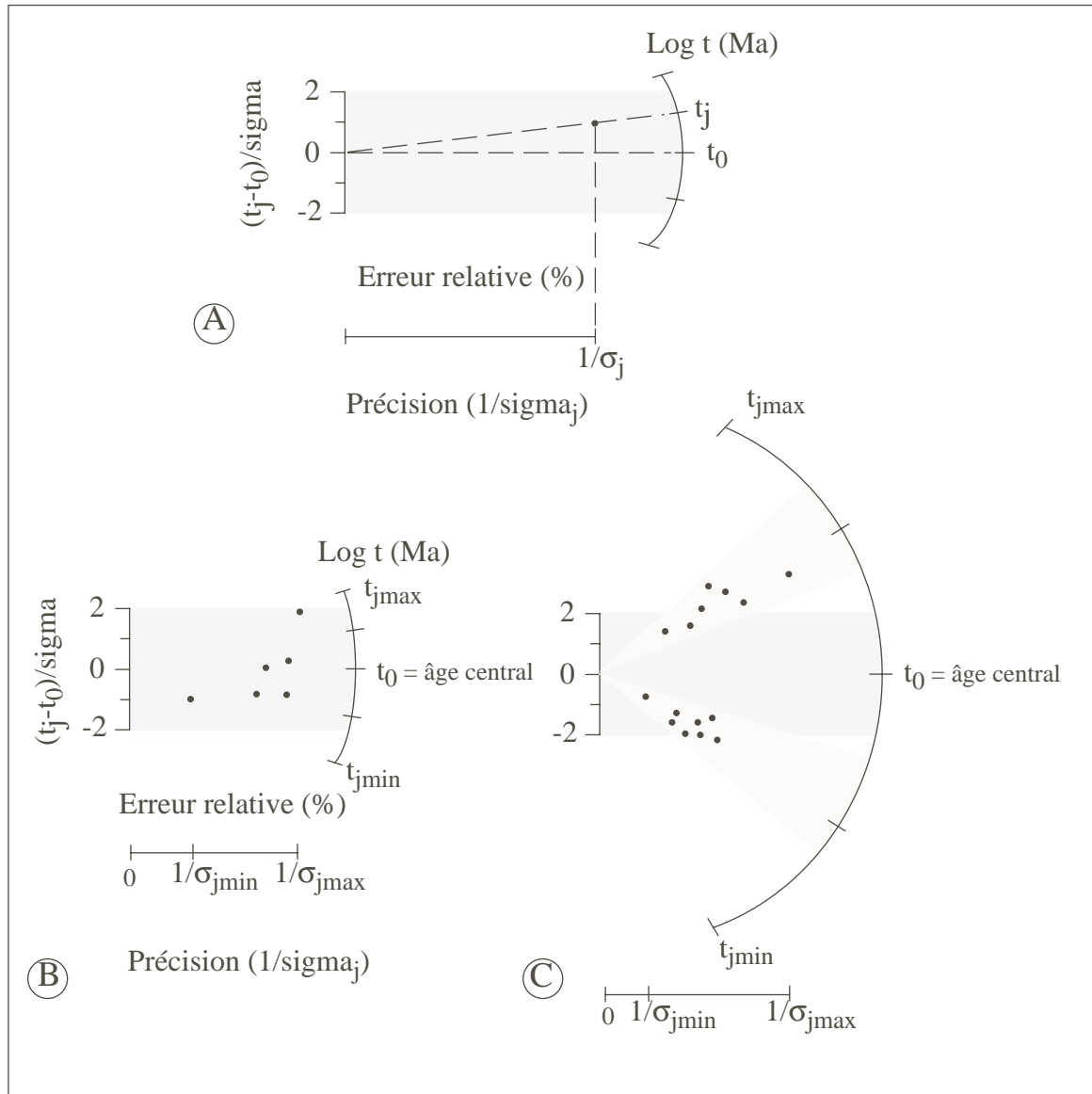


Figure.3-7-Diagramme radial, d'après la méthodologie de Galbraith (1988). L'âge central est calculé selon l'algorithme de Galbraith et Laslett (1993). Représentation graphique obtenue sous Mathematics 2.3.

A-Chaque point représente un cristal daté, avec $\sigma_j = (1/N_{s,j} + 1/N_{i,j} + 1/N_d)^{1/2} \cdot t_j$ où $N_{s,j}$ =nombre de traces fossiles, $N_{i,j}$ =nombre de traces induites dans le j^{ème} grains et N_d =nombre de traces comptées dans le verre moniteur. **B**-représentation d'une population d'âges. **C**-représentation de deux populations d'âges

De plus, le calcul d'un âge central permet d'évaluer la dispersion des âges apparents autour de l'âge de référence qu'est l'âge central, en utilisant pour cela leurs précisions respectives. Ce paramètre de dispersion est donné en pourcentage. On considère que l'on a affaire à plusieurs population d'âge lorsqu'il est >30% et une population unique lorsqu'il est <15%. Lorsque la dispersion est comprise entre ces deux valeurs, la situation est incertaine.

6-SIGNIFICATION D'UN AGE TRACE DE FISSION.

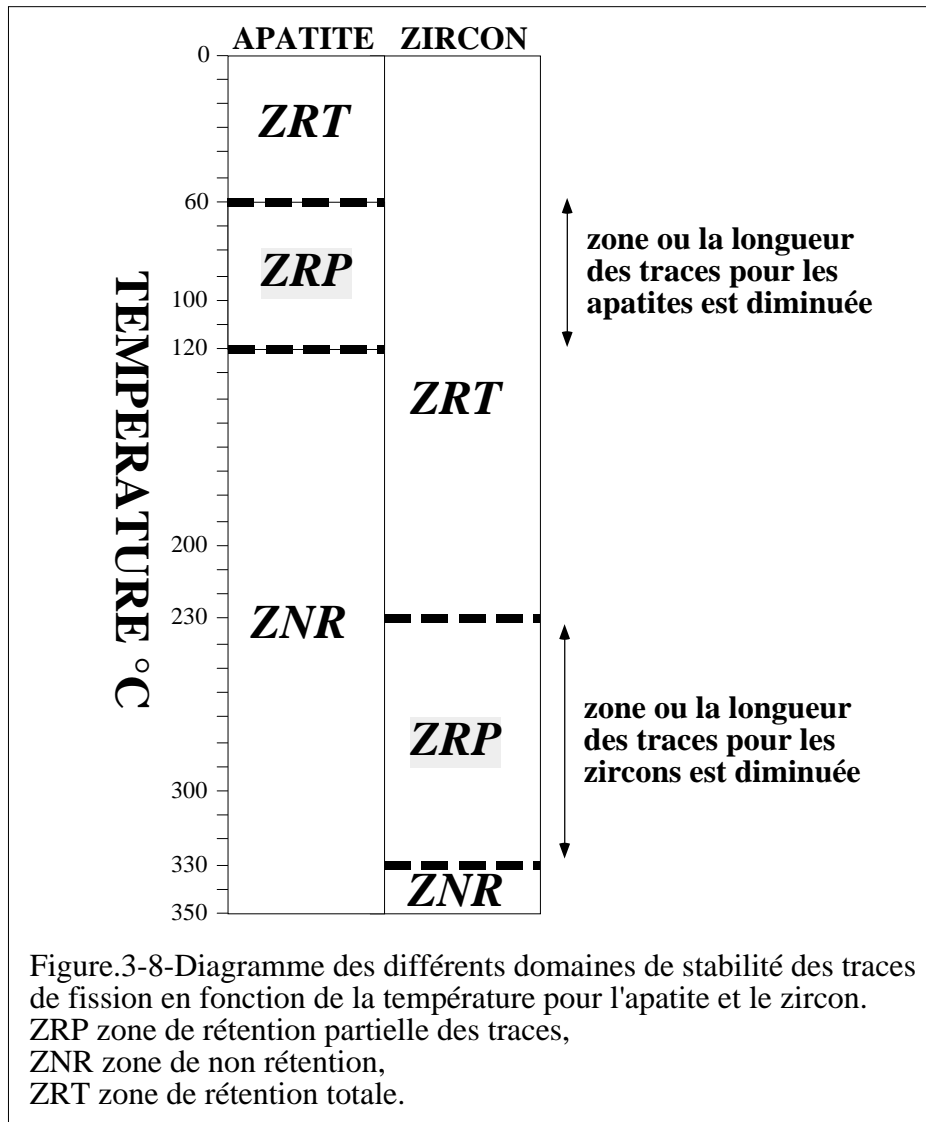
Nous avons vu précédemment que le phénomène de fission nucléaire est un phénomène continu qui engendre des "défauts" dans le réseau cristallin appelés traces. Ces dernières possèdent une longueur révélable initiale constante, pouvant être cependant altérée thermiquement. En effet, sous l'action de la température le réseau cristallin se réorganise progressivement de manière à résorber la trace, produisant une diminution de sa longueur révélable. On distingue ainsi classiquement 3 domaines de température (fig.3-8) à comportement du réseau cristallin différent (Wagner et Storzer, 1972) :

- **Zone de Non Rétention** des traces, correspond à un domaine de comportement élastique du réseau. Les traces sont générées au sein du minéral mais instantanément résorbées, il n'y a pas d'enregistrement.

- **Zone de Rétention Totale**, les traces générées sont stables et ne sont que peu ou pas altérées thermiquement sur des durées pouvant atteindre 10^8 ans. La longueur révélable est alors maximale 15 μm .

- **Zone de Rétention Partielle**, située entre les 2 précédents domaines. Le réseau cristallin conserve les traces générées mais sont néanmoins raccourcies au cours du temps. Pour Les apatites la ZRP se situe entre 60°C et 120°C (Wagner et Van den Haute, 1972), pour les zircons cette zone est plus haute en température et se situe entre 230°C et 330°C (Yamada *et al.*, 1995; Tagami *et al.*, 1996; Tagami et Shimada, 1996).

Les âges trace de fission sont des âges apparents qui dépendent directement de l'histoire de l'échantillon dans la zone de rétention partielle. Les datations par trace de fission permettent de dater le passage d'un échantillon sous un isotherme donné il s'agit donc d'un âge de refroidissement (cooling age).

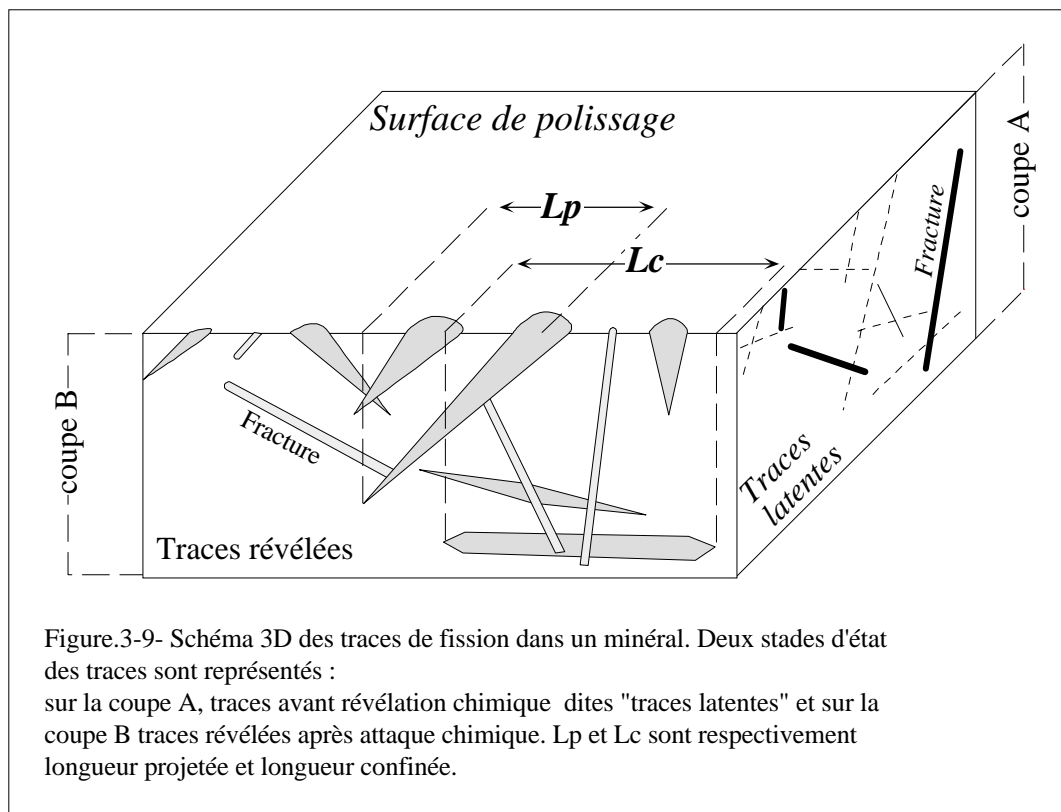


Dans le cas d'un refroidissement rapide, comme c'est le cas d'une roche volcanique, l'âge obtenu sera celui de mise en place. Dans le cas d'une roche dont l'histoire thermique est plus complexe (roches métamorphiques), l'âge trace de fission correspondra à un âge de refroidissement dont la signification dépendra du trajet de l'échantillon dans la ZRP.

Dans le cas des zircons et des apatites leur ZRP respective est proche correspondant à un intervalle de 110°C. La datation couplée zircon/apatite sur un même échantillon permet donc d'obtenir un enregistrement thermique pratiquement continu depuis 300°C jusqu'à 60°C.

6-1-Longueurs des traces de fission.

Le parcours d'un échantillon dans la ZRP peut être complexe. Dans ce cas l'information fournie par la seule utilisation de l'âge trace de fission ne permet pas d'obtenir une interprétation sur l'histoire de l'échantillon dans cette zone de température. L'utilisation de la distribution des longueurs révélables totales des traces fossiles permet d'interpréter plus précisément un âge trace de fission. Pour cela on mesure la longueur des "traces confinées". Ces dernières correspondent à des traces "entières" non coupées lors du polissage. Elles sont incluses totalement dans le cristal et révélées chimiquement uniquement lorsqu'elles sont recoupées par une fracture (track in cleavage) ou par une autre trace (track in track) recoupant la surface de polissage (fig.3-9).

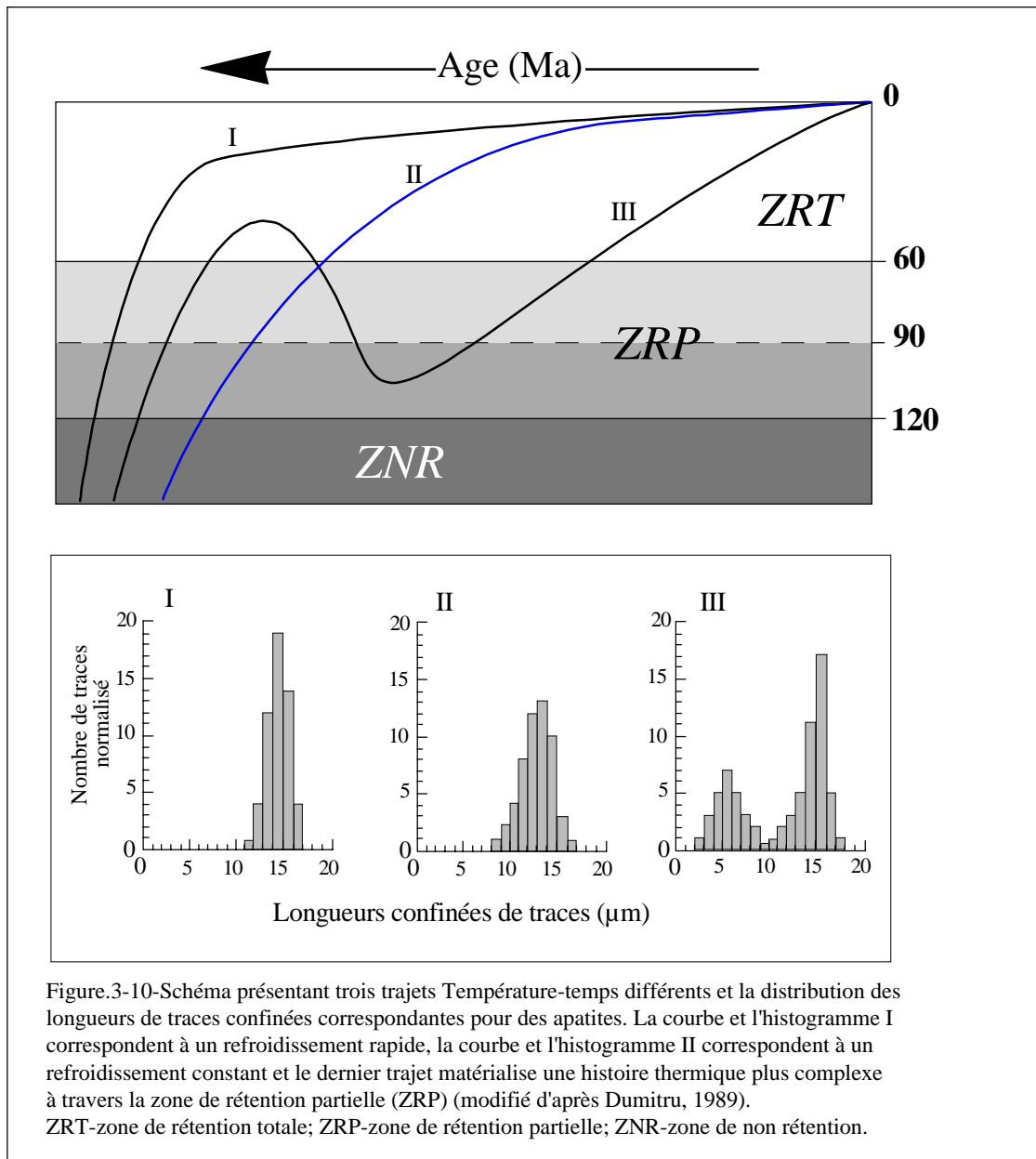


6-2-Interprétation des distributions de longueur.

La distribution des longueurs de traces fossiles est fonction du parcours du minéral daté dans un espace temps température. La **figure 3-10** idéalise trois scénarios types :

- la courbe **I** représente le chemin Température-temps pour des roches qui ont subi des vitesses de refroidissement très rapides. Ce type de trajet est caractéristique du refroidissement de roches volcanique ou de roches exhumées par dénudation tectonique.

Le temps passé dans la ZRP étant très court, les traces fossiles seront peut affectée par le raccourcissement. L'histogramme de distribution des longueurs est centré sur un pic dont la déviation standard est faible généralement inférieure à 1 μ m.



- la courbe **II** caractérise un refroidissement progressif et constant caractéristique d'une dynamique par simple surrection-érosion et dénudation progressive. Le temps passé dans la ZRP étant plus long, la longueur moyenne des traces sera plus courte tandis que la déviation standard deviendra plus importante, entre 1 et 2 μ m selon le taux de refroidissement.

-la courbe **III** matérialise le parcours plus complexe d'un échantillon effectué au cours d'un enfouissement sous une pile sédimentaire ou d'un métamorphisme de

contact assisté par la circulation de fluides hydrothermaux. La courbe matérialise un refroidissement rapide de l'échantillon jusqu'à la ZRT, puis le matériel subit un réchauffement qui le conduit dans la ZRP. Ce type de trajet Température-temps va donner un histogramme bimodal très large avec une forte déviation standard de l'ordre de 3 μ m.

7-ASPECTS EXPERIMENTAUX.

Les datations présentées dans ce travail ont été réalisées sur zircons et apatites. Pour cela 5 à 10 kg de matériel ont été prélevés sur chaque affleurement afin d'effectuer broyage et séparation. Ces opérations ont été réalisées en utilisant les techniques conventionnelles correspondant à l'utilisation de liqueurs denses, d'un séparateur magnétique et finalement par tri de minéraux effectué manuellement sous une loupe binoculaire.

7-1-Préparation des zircons.

Pour la datation par traces de fission avec la méthode du détecteur externe, une sélection de zircons dans chaque séparation à été effectuée au préalable afin d'obtenir un stock de zircons homogènes morphologiquement (forme, couleur, opacité...) et surtout représentatif de l'échantillon daté. Puis les zircons ont été inclus par pression à chaud (180-200°C) dans des feuilles de Téflon de 1cm² et de 0,5 mm d'épaisseur. Une cinquantaine de zircons maximum sont inclus dans le Téflon afin de faciliter le repérage des grains lors de la datation. Le Téflon est ensuite poli avant d'être attaqué chimiquement.

La révélation des traces à été faite suivant le protocole expérimental proposé par Gleadow *et al.* (1976), qui préconise un eutectique NaOH-KOH. Nous avons travaillé à une température constante de 220°C avec un bain eutectique dans une capsule de Téflon maintenue dans une étuve à température contrôlée à $\pm 1^\circ\text{C}$. Les temps d'attaque ont été adaptés aux réactivités spécifique de chaque famille de zircons. En effet la révélation chimique pour chaque échantillon est très variable de 10 à 30 heures. Pour palier à ce problème de révélation différentielle, nous avons procédé dans tous les cas de la façon suivante : après une attaque de 10 heures nous avons effectué un premier examen au

microscope afin de tester l'état d'avancement de la révélation. En cas de besoin, l'attaque a été prolongée par séquences de 2 à 5 heures avec contrôle de l'état de révélation des traces au microscope entre chaque séquence. La dernière étape avant l'irradiation consiste à déposer à la surface sur chaque Téflon un feuille de kapton de 250 μm d'épaisseur

7-2-Préparation des apatites.

Les cristaux d'apatite ont été sélectionnés suivant leur morphologie afin d'obtenir un lot de grains homogène. Les cristaux sont alignés par dix suivant leur axe c, afin d'obtenir une centaine d'apatites. Elles sont ensuite coulées dans de la résine pour obtenir une pastille ronde de 2.5 cm de diamètre et 0.5 cm d'épaisseur, dont la surface est polie. Cette opération est importante car elle est le garant d'une attaque chimique réussie. En effet si le polissage laisse des rayures ou des imperfections elles seront systématiquement amplifiées lors de la révélation empêchant toutes datations.

Les traces fossiles sont révélées à l'acide nitrique (HNO_3) dosée à 1N, à température ambiante pendant 50 à 80 secondes. Puis une feuille de kapton est disposée sur chaque pastille avant d'être irradiée.

7-3-Conditions d'irradiation.

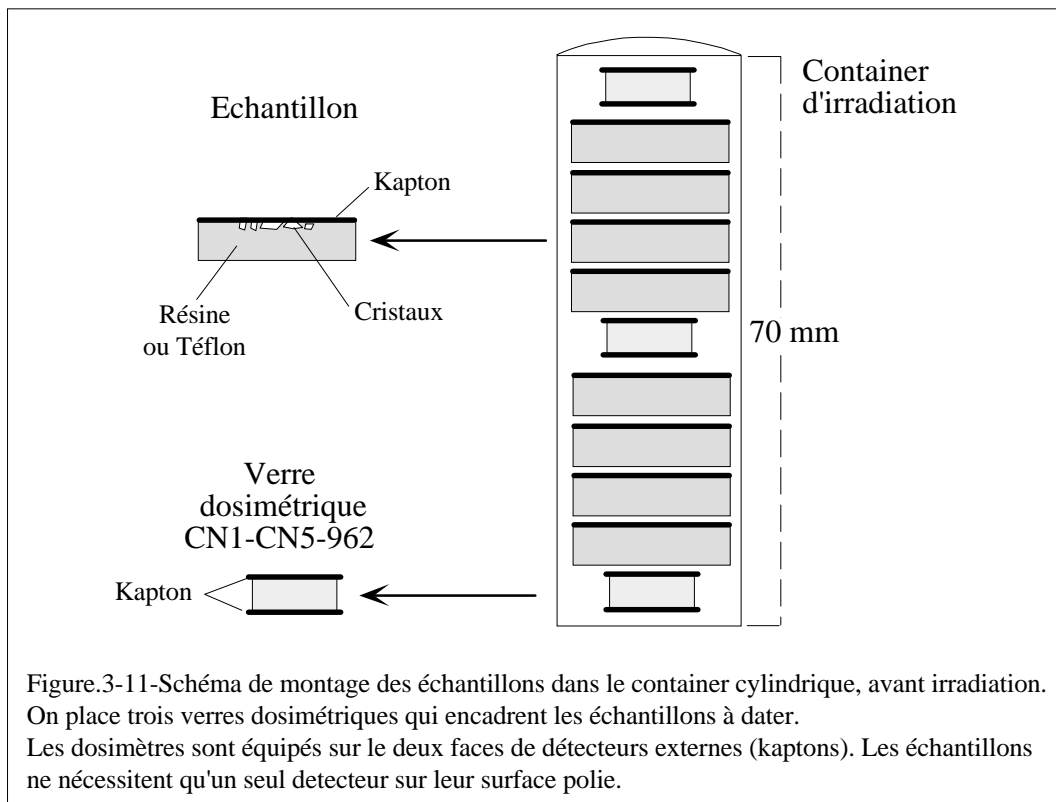
L'irradiation neutronique des échantillons est effectuée dans la position P1 du réacteur nucléaire ORPHEE du Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay.

Dans cette position le flux nominal de neutrons thermiques est de $1,4 \cdot 10^{13}$ n/cm²/sec.

Les durées d'irradiation demandée sont variables, avec en moyenne 26 secondes pour les zircons correspondant à un flux neutronique d'environ $3,6 \cdot 10^{14}$ n/cm² et 80 secondes pour les apatites.

Les irradiations pour les zircons et pour les apatites sont séparées. Cependant la procédure de montage reste la même. Il s'agit de placer les échantillons dans un furet cylindrique de 3 cm de diamètre et de 7 cm de longueur. En général, trois dosimètres de fluence neutronique chargés de contrôler le gradient de flux de neutron sont disposés au centre et aux deux extrémités du conteneur cylindrique. Ces dosimètres sont des pastilles de verre CN-1; CN-5 et 962 du NIST (National Institute of Standards and

technology, Gaithersburg, Maryland, USA). Ces détecteurs sont recouverts sur chacune de leur face d'une feuille de kapton (fig.3-11). Après irradiation, les pastilles de kapton sont attaquées pendant une durée de 8 minutes dans un bain NaOCl (14%) + NaCl (12%) porté à ébullition, afin de révéler les traces induites de ^{235}U dans les détecteurs externes.



Les mesures des densités de traces induites et fossiles sont effectuées au microscope optique avec un objectif X100 à immersion d'huile et des oculaires X10, en lumière transmise.

7-4-Détermination du facteur zêta (ζ).

La détermination du zêta a été effectuée à partir d'échantillons standards provenant de roches volcaniques dont l'âge été obtenu par l'utilisation couplées de méthodes de datation comme ^{39}Ar - ^{40}Ar et le K-Ar (fig.3-3).

Le zêta est obtenu d'après:

$$\zeta = (\rho_i / \rho_s) \cdot (1/g) \cdot (1/\rho_d) \cdot t_{\text{standard}}$$

en utilisant comme facteur de géométrie $g=0.5$ (Rapport entre la géométrie d'irradiation de type 4π stéradians dans un cristal et celle obtenue dans 2π stéradians pour son détecteur externe).

Les valeurs personnelles du zêta pour les apatites et les zircons ont été obtenues en utilisant des étalons provenant du Fish Canyon Tuff, Durango et de Corse. Plusieurs montages et irradiations ont été utilisées afin d'obtenir des valeurs pondérées des zêtas relatif aux moniteurs CN et 962 (Tableau.3-I). Pour l'ensemble des datations, présenté dans ce travail, nous avons adopté la valeur pondérée de 125 ± 3 (dosimètre CN1) pour le (ζ) des zircons et 289 ± 13 (dosimètre CN5) pour le (ζ) des apatites.

Standard Montage *	Nombre de cristaux	Spontanées ρ_s (Ns)	induites ρ_i (Ni)	Dosimètre ρ_d (Nd)	Zeta ($\pm\sigma$) ζ	Irradiation
ZIRCON						
Fish Canyon Tuff				CN1		
FCT 7	10	36.68 (1364)	16.90 (630)	2.05 (10854)	124.7 (6.1)	98-09
FCT 6	9	32.21 (1628)	14.90 (751)	2.05 (10854)	124.5 (5.6)	98-09
FCT 59	10	29.36 (1468)	13.90 (694)	2.05 (10854)	127.6 (6.0)	98-09
				valeur pondérée	125.5 (3.4)	
ZIRCON						
Fish Canyon Tuff				962 NIST		
FCT 5	8	35.32 (1225)	15.90 (551)	0.63 (9351)	394.7 (20.7)	95-10
FCT 3G	10	43.45 (2943)	17.80 (1204)	0.62 (10395)	360.3 (12.8)	98-05
FCT 7G	8	50.19 (1744)	21.30 (740)	0.63 (10395)	373.7 (16.8)	98-05
				valeur pondérée	370.9 (9.2)	
APATITE						
Fish Canyon Tuff				CN5		
FCT B	20	1.65 (250)	3.11 (468)	3.37 (9090)	307.8 (24.3)	97-07
FCT A	22	1.24 (216)	2.08 (362)	3.36 (8876)	276.7 (24.0)	97-06
FCT C	24	1.63 (301)	2.80 (517)	3.36 (8876)	283.5 (20.8)	97-06
				valeur pondérée	288.6 (13.2)	
APATITE						
Fish Canyon Tuff				962 NIST		
FCT A	34	1.28 (290)	2.53 (574)	3.48 (11034)	315.5 (22.9)	96-12
Durango						
D80 S	38	4.46E+4 (1428)	8.91E+4 (2853)	3.48 (11034)	359.8 (12.2)	96-12
Corse						
DR02-1	19	2.62 (319)	10.70 (1301)	3.85 (10196)	349.6 (22.1)	96-01
				valeur pondérée	349.9 (9.7)	

Tableau .3-I -Détermination du paramètre zêta (ζ), obtenu à partir des données analytiques relatives aux dosimètres CN et 962 du NIST.

* Nomenclature du Groupe de Physique Nucléaire de l'Institut Dolomieu, UJF grenoble.

ρ_s , ρ_i , ρ_d , densités de traces fossiles dans les cristaux (s), induites dans les kaptons (i) et

dans les kaptons dosimétriques (d). Les densités mesurées sont en ($\times 10^5$ traces/cm²).

(Ns), (Ni), (Nd), nombre de traces comptées.

Toutes les analyses ont été obtenues en utilisant la méthode du détecteur externe en utilisant une valeur de 0.5 comme facteur correctif de géométrie ($4\pi/2\pi$).

Âges de référence : Fish Canyon Tuff = 27.8 ± 0.7 Ma (Hurford, 1990), Durango = 31.4 ± 0.3

(Naeser and Fleischer, 1975) et la marge Corse = 17.2 ± 0.9 .

II- DATATIONS PAR TRACES DE FISSION DANS LES ALPES COTTIENNES.

INTRODUCTION.

La partie méridionale des Alpes Occidentales correspond à la juxtaposition de domaines lithologiques et métamorphiques contrastés (Cf.Chapitre II). Le passage d'une unité tectonique à l'autre se faisant soit de façon progressive (Schistes lustrés du Queyras) soit par l'intermédiaire de sautes de pression et de température. Toutes ces unités sont juxtaposées à l'heure actuelle par l'intermédiaire de grandes structures cassantes extensives (fig.3-12) correspondant à l'empreinte d'une importante tectonique extensive syn-convergence tardi schistes verts (Sue, 1998; Agard, 1999; Bistacchi *et al.*, 2000 et discussion Chapitre IV). Dans ce contexte, un des problèmes géologiques majeurs est de comprendre le lien entre l'exhumation d'unités Haute Pression et le développement d'une importante tectonique extensive.

Une réponse peut être apportée grâce aux données géochronologiques. Ces dernières, une fois compilées, peuvent être utilisées pour construire des trajets P-T-t et ainsi contraindre les processus d'exhumation. Cependant, aujourd'hui seul les stades précoces d'exhumation sont suffisamment documentés. Il est donc nécessaire d'obtenir de nouvelles contraintes à l'aide des méthodes géochronologiques adaptées à la datation des stades finaux de l'exhumation. Pour cela nous avons la méthode de datation par traces de fission sur zircon et apatite qui permet de documenter la fin des trajets P-T-temps d'exhumation des différentes unités. En effet, comme nous l'avons vu précédemment, les datations par cette méthode sont interprétées comme le passage d'isothermes: Isotherme $\approx 110^{\circ}\text{C}$ pour les apatites et $\approx 240^{\circ}\text{C}$ pour les zircons. Toutes nos datations ont été réalisées au sein du Laboratoire de Physique Nucléaire de l'Université Joseph Fourier de Grenoble.

1-ECHANTILLONNAGE.

L'échantillonnage a été réalisé lors de 2 campagnes de terrain, qui se sont déroulées durant les étés 97 et 98. Le choix des sites de prélèvement a été gouverné par la nécessité d'échantillonner des lithologies "fertiles" à la fois en zircons et apatites. En

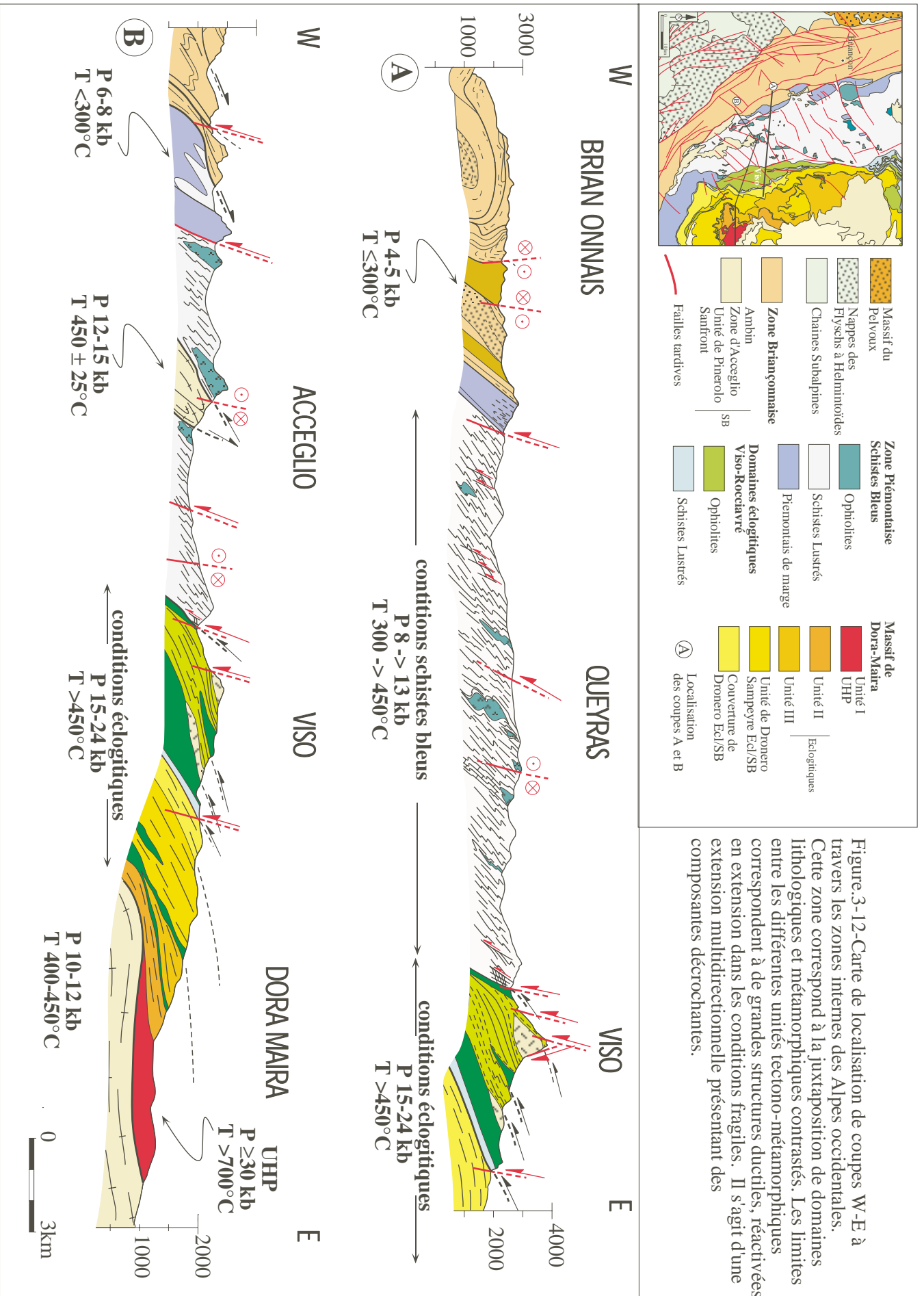
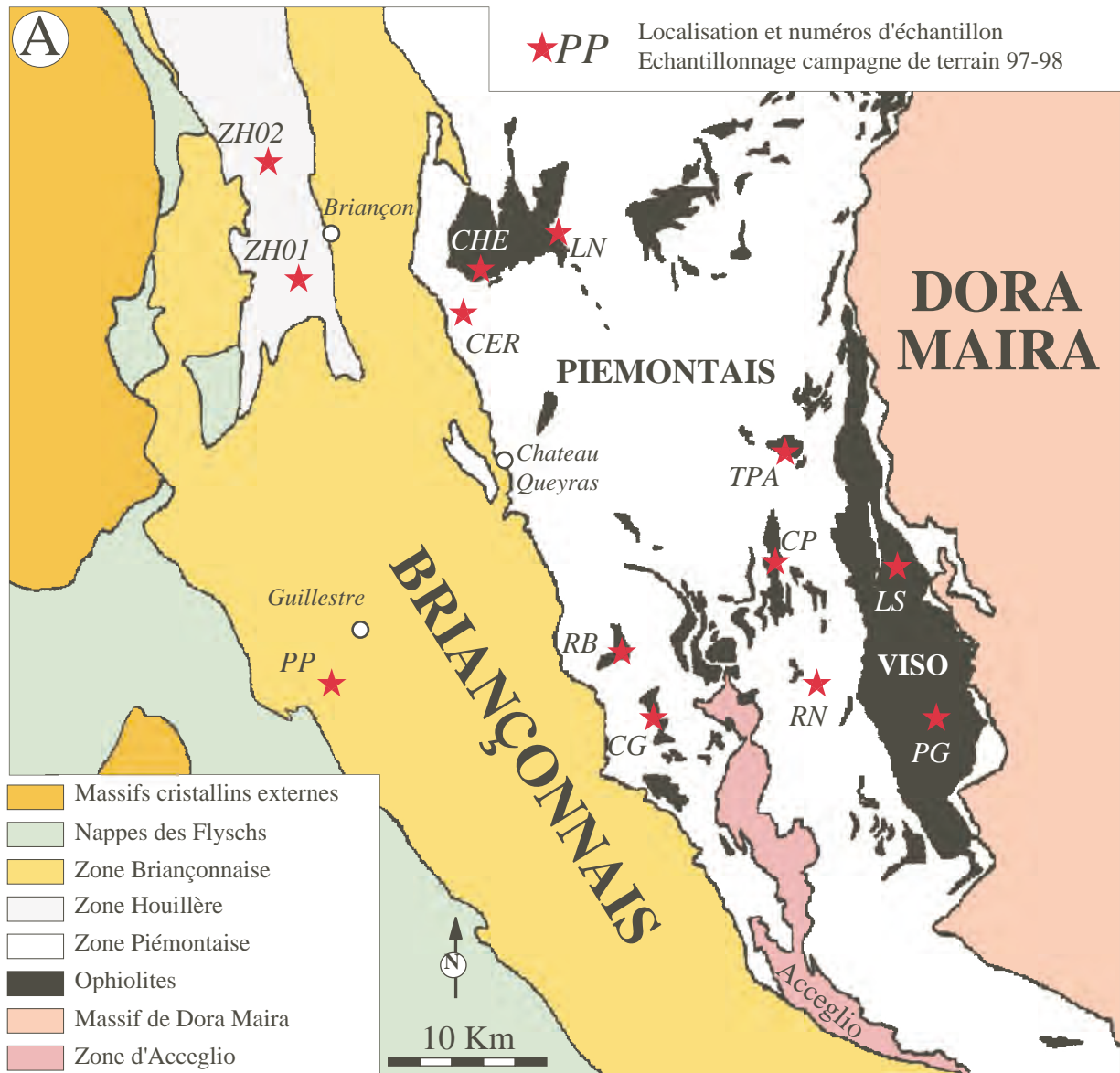


Figure 3-12-Carte de localisation de coupes W-E à travers les zones internes des Alpes occidentales. Cette zone correspond à la juxtaposition de domaines lithologiques et métamorphiques contrastés. Les limites entre les différentes unités tectono-métamorphiques correspondent à de grandes structures ductiles, réactivées en extension dans les conditions fragiles. Il s'agit d'une extension multidirectionnelle présentant des composantes décrochantes.



B

N°échantillon	Localisation	Coordonnées géographiques	Altitude	Roche	Zircon	Sphène	Apatite
CG	Cirque de la Gavie	44°36'N, 6°54'E	2700 m	Albite	★		★
PG	Passo Gallarino	44°38'N, 7°7'E	2621 m	Gabbro ferro-titané	★		★
RB	Rocher Blanc	44°40'N, 6°52'E	2700 m	Granitoïde	★		★
TPA	Tête du Pelvas d'Abriès	44°47'N, 7°0'E	2530 m	Gabbro ferro-titané		★	
CP	Casse de Peyroun	44°44'N, 6°59'E	1956 m	Trondhémite	★		
RN	Rocca Nera	44°41'N, 6°59'E	2750 m	Arkose	★		★
CER	Cervièrè	44°53'N, 6°44'E	1630 m	Granitoïde	★		
PP	Plan de Phasy	44°39'N, 6°36'E	900 m	Granite	★		★
ZH01	Combarine	44°52'N, 6°36'E	1461 m	Microdiorite	★		★
ZH02	Granon	44°56'N, 6°35'E	1498 m	Microgranite	★		★
CHE-T87	Chenaillet	44°53'N, 6°44'E	2600 m	Albite	★		★
LN-T86	Lago Nero	44°53'N, 6°47'E	2030 m	Arkose	★		★
LS	Lago Superiore	44°42'N, 7°6'E	2330 m	Gabbro Magnésien	★		

★ Présence de minéraux après broyage et séparation

Figure.3-13-A-carte d'échantillonnage pour la datation par la méthode des traces de fission. Toutes les zones échantillonnées sont indiquées, même celles non datées. B-Tableau d'échantillonnage indiquant la présence de phases minérales après broyage et séparation.

effet l'utilisation couplée des datations zircons / apatites permet seule de contraindre plus précisément les âges de refroidissement de chaque unité tectonique. Dans cette optique, la zone Briançonnaise n'a pas posé de problème du fait de l'abondance des lithologies acides constitutives d'un substratum hercynien. Par contre les unités Piémontaises d'affinité océanique n'ont autorisé que l'échantillonnage des roches les plus différenciées dans les édifices ophiolitiques (albitites et trondhémities), tandis que pour les sédiments associés, seul les niveaux détritiques ont été échantillonnés (arkoses). Cependant pour le massif du Viso, nous avons sélectionné des gabbros Fe-Ti et Mg-Al, riches en apatites et zircons (Lombardo *et al.*, 1978).

Pour effectuer nos datations, nous avons prélevé une dizaine de kilos de roche par site, dans 13 localités différentes, échelonnées entre des altitudes de 900 à 2750 mètres (fig.3-13). Cependant l'accent a été porté sur la zone Piémontaise des Schistes lustrés dont est issue plus de la moitié des échantillons prélevés (fig.3-13-A). Le broyage et les séparations minérales ont été effectuées à Grenoble. Ils ont permis d'obtenir des zircons, des apatites ainsi que des sphènes (échantillon TPA) dans une fraction entre 80 et 120 μm afin d'être utilisés pour la méthode de datation du détecteur externe (fig.3-5). Cependant, l'observation au microscope et à la loupe binoculaire, a révélé que certains lots de zircons ne pouvaient faire l'objet d'aucune datation du fait soit de leur opacité (zircon brun-rouge) et/ou d'une grande densité de fractures (PP-ZH2-LS). En définitive 18 datations ont été réalisées, 9 sur zircons et sur 9 apatites.

2-RESULTATS.

2-1-Ages apparents.

Le **tableau 3-II** présente l'ensemble des résultats de nos datations par la méthode du détecteur externe sur apatites et zircons. Le tableau est subdivisé en quatre zones d'après le faciès du métamorphisme et l'affinité paléogéographique de chaque unité. Certains échantillons définis comme difficiles (peu de traces fossiles, cristaux très fracturés), ont nécessité un comptage croisé effectué par d'autres personnes du Laboratoire de Géochronologie de Grenoble (Erika Labrin et Gloria Toro), afin d'obtenir un âge apparent pondéré, plus fiable statistiquement.

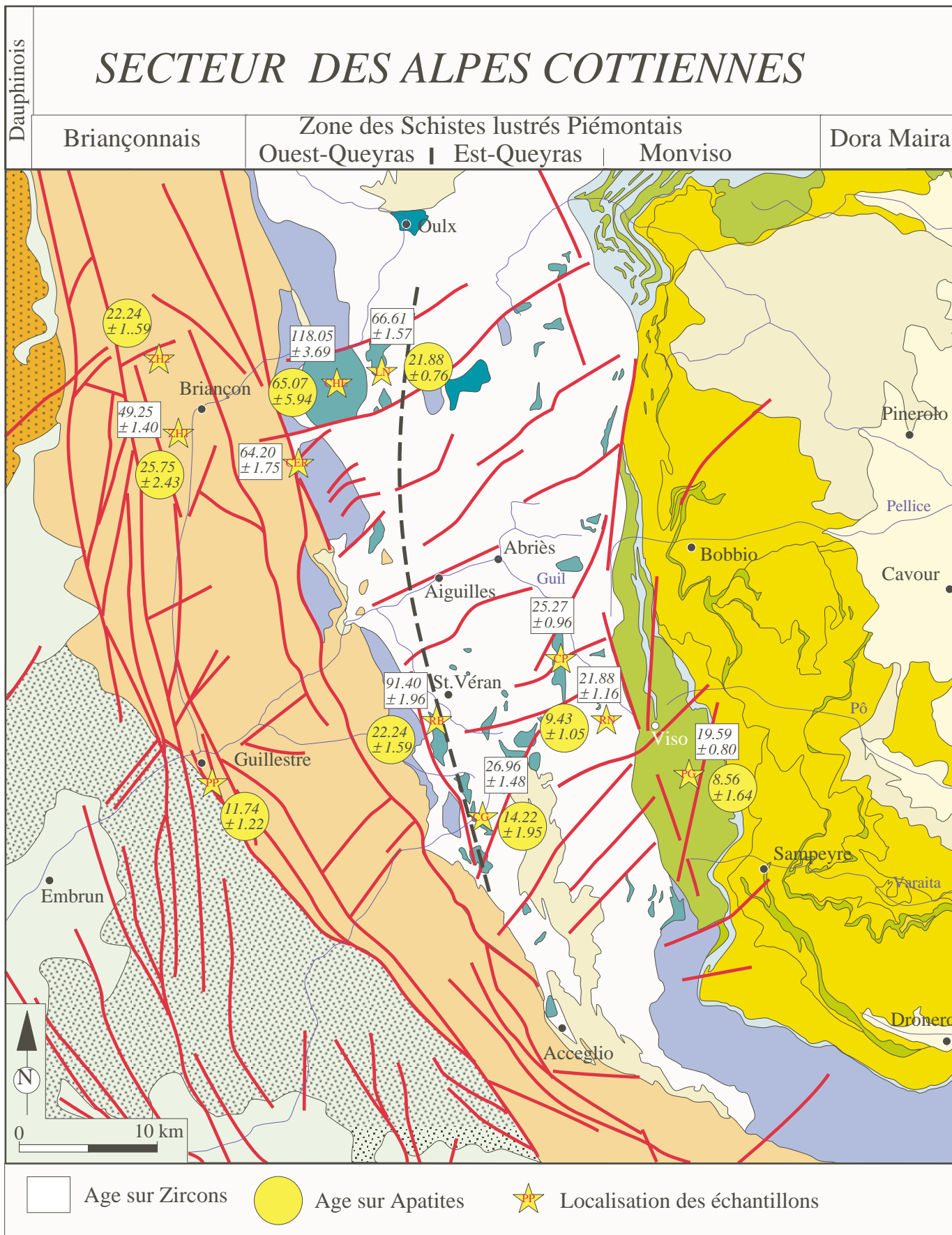


Figure.3-14-Répartition géographique des âges apparents sur zircon et apatite dans les Alpes Cottiennes

Echantillon	Mineral	Nombre de Cristaux	Spontanées ρ_s (Ns)	induites ρ_i (Ni)	$p\chi^2$ %	RE %	Dosimètre ρ_d (Nd)	Zeta ($\pm\sigma$) ζ	Age $\pm 1\sigma$ Ma	
Domaine Eclogitique(Monviso)										
PG	apatite	23	0.049 (28)	1.59 (914)	>99	<1	19.39 (15899)	289 \pm 13	8.56 \pm 1.64	
	zircon	43	2.43 (764)	2.25 (709)	>99	<1	2.90 (10734)	125 \pm 3	19.59 \pm 0.80	
Domaine SB (Queyras)										
RN	apatite	14	0.810 (94)	24.03 (2786)	99.85	<1	19.39 (15899)	289 \pm 13	9.43 \pm 1.05	
	zircon	3	39.40 (164)	23.30 (97)	56.54	<1	2.05 (10854)	125 \pm 3	21.74 \pm 1.51	
	zircon*	3	36.10 (150)	23.60 (98)	35.94	<1	2.05 (10854)	141 \pm 7	22.10 \pm 1.81	
									Age pondéré	21.88 \pm 1.16
CP	zircon	15	5.27 (489)	2.64 (245)	99.58	<1	2.05 (10854)	125 \pm 3	25.66 \pm 1.16	
	zircon*	9	4.28 (233)	2.57 (140)	>99	<1	2.05 (10854)	141 \pm 7	24.40 \pm 1.73	
									Age pondéré	25.27 \pm 0.96
CG	apatite	31	0.255 (57)	5.01 (1120)	>99	<1	19.39 (15899)	289 \pm 13	14.22 \pm 1.95	
	zircon	19	1.80 (285)	1.21 (192)	>99	<1	2.90 (10734)	125 \pm 3	26.96 \pm 1.48	
RB	apatite	26	1.32 (263)	2.87 (574)	>99	<1	3.37 (9090)	289 \pm 13	22.24 \pm 1.59	
	zircon	6	56.90 (1525)	8.39 (225)	96.78	<1	2.05 (10854)	125 \pm 3	86.73 \pm 2.97	
	zircon	12	73.00 (2532)	9.86 (342)	95.25	<1	2.05 (10854)	125 \pm 3	94.67 \pm 3.04	
	zircon*	9	50.90 (2241)	7.63 (336)	36.37	<1	2.05 (10854)	141 \pm 7	96.04 \pm 5.11	
									Age pondéré	91.40 \pm 1.96
LN	apatite	14	4.62 (374)	9.92 (803)	>99	<1	3.37 (9090)	289 \pm 13	22.61 \pm 1.47	
	apatite	11	3.72 (300)	9.09 (733)	98.48	<1	3.37 (9090)	289 \pm 13	19.87 \pm 1.37	
	apatite*	17	3.63 (417)	7.62 (875)	99.60	<1	3.37 (9090)	285 \pm 3	22.84 \pm 1.15	
										Age pondéré
	zircon	11	72.50 (2425)	13.80 (462)	99.76	<1	2.05 (10854)	125 \pm 3	67.26 \pm 2.17	
	zircon	11	51.00 (1476)	9.91 (287)	96.80	<1	2.05 (10854)	125 \pm 3	65.91 \pm 2.27	
									Age pondéré	66.61 \pm 1.57
CER	zircon	2	165.00 (423)	33.60 (86)	70.65	<1	2.05 (10854)	125 \pm 3	63.05 \pm 2.90	
	zircon*	2	187.00 (478)	40.60 (104)	46.16	<1	2.05 (10854)	141 \pm 7	66.15 \pm 4.02	
	zircon**	2	172.00 (441)	30.10 (77)	78.13	<1	2.05 (10854)	110 \pm 17	64.31 \pm 2.61	
									Age pondéré	64.20 \pm 1.75
Domaine SV (Queyras)										
CHE	apatite	9	0.958 (57)	2.00 (119)	87.07	<1	9.88 (10454)	289 \pm 13	67.93 \pm 8.44	
	apatite*	8	0.727 (44)	1.65 (99)	99.94	<1	9.88 (10454)	285 \pm 3	62.27 \pm 8.37	
									Age pondéré	65.07 \pm 5.94
	zircon	14	80.50 (3385)	8.70 (366)	91.75	<1	2.05 (10854)	125 \pm 3	118.05 \pm 3.69	
Zone Briançonnaise										
ZH1	apatite	15	0.541 (51)	5.90 (556)	>99	<1	19.39 (15899)	289 \pm 13	25.61 \pm 3.64	
	apatite*	9	0.617 (32)	6.15 (319)	90.84	<1	19.39 (15899)	285 \pm 3	27.65 \pm 4.87	
	apatite*	10	0.526 (31)	5.94 (350)	75.08	<1	19.39 (15899)	285 \pm 3	24.42 \pm 4.39	
									Age pondéré	25.75 \pm 2.43
	zircon	1	205.00 (328)	55.00 (88)	-	-	2.05 (10854)	125 \pm 3	47.83 \pm 2.40	
	zircon*	1	222.00 (355)	63.10 (101)	-	-	2.05 (10854)	141 \pm 7	50.64 \pm 3.26	
	zircon**	1	274.00 (438)	62.20 (99)	-	-	2.05 (10854)	110 \pm 17	49.74 \pm 2.04	
									Age pondéré	49.25 \pm 1.40
ZH2	apatite	14	6.61 (477)	16.30 (1174)	>99	<1	3.90 (10293)	289 \pm 13	22.24 \pm 1.59	
PP	apatite	11	1.97 (99)	9.41 (474)	68.47	20	3.90 (10293)	289 \pm 13	11.74 \pm 1.22	

Tableau.3-II-Table récapitulatifve des datations réalisées dans les Alpes Occidentales.

ρ_s , ρ_i , ρ_d , densités de traces fossiles dans les cristaux (s), induites dans les kaptons (i) et

dans les kaptons dosimétriques (d). Les densités mesurées sont en ($\times 10^5$ traces/cm²).

(Ns), (Ni), (Nd), nombre de traces comptées.

Les âges sur apatites et zircons sont obtenus en utilisant respectivement les verres dosimétriques CN-5 et CN-1 (HURFORD ET GREEN, 1983).

Toutes les analyses ont été obtenues en utilisant la méthode du détecteur externe en utilisant une valeur de 0.5 comme facteur correctif de géométrie ($4\pi/2\pi$).

$P(khi 2)$ est la probabilité d'obtenir une valeur du ($khi 2$) pour v degrés de liberté (ou $v =$ nombre de cristaux-1).

RE correspond à l'erreur relative de l'âge central.

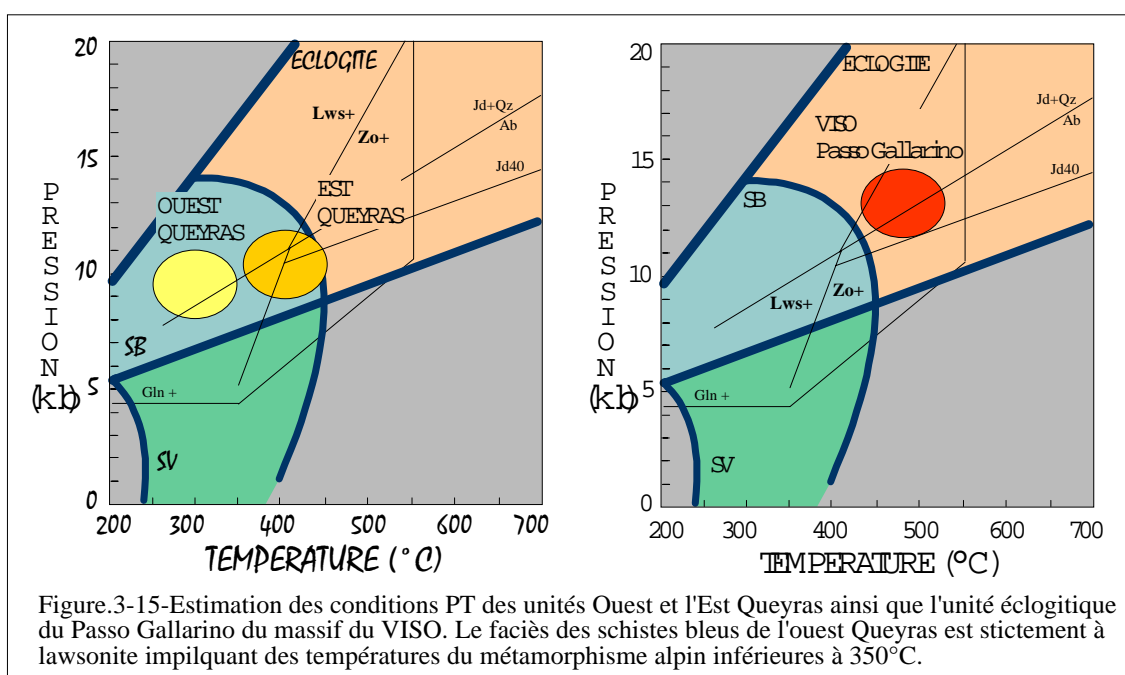
* Datation réalisée par Erika Labrin, ** par Gloria Toro.

2-2-Répartition géographique.

Les âges apparents traces de fission sur zircons et apatites sont reportés sur **la figure 3-14**. La répartition géographique des âges montre, au premier ordre, un rajeunissement progressif des âges d'Ouest en Est qui est enregistré aussi bien par les apatites que pour les zircons. Cependant si l'on s'intéresse à chaque zone tectonique de façon détaillée, la répartition des âges ne suit pas une logique aussi simple.

En effet pour la zone Briançonnaise les âges sont hétérogènes résultant de la datation d'un matériel de départ extrêmement difficile. De plus la datation sur zircon sur le site ZH1 porte sur un seul cristal et doit être pris avec précaution. Les datations sur apatites provenant de la zone Houillère sont elles plus homogènes avec des âges aux alentours de 24 Ma.

La répartition des âges apparents zircons / apatites au sein de la zone Piémontaise et plus particulièrement la zone des Schistes lustrés du Queyras, montre clairement un diachronisme d'Ouest en Est. Nous avons choisi pour plus de clareté dans la suite de la discussion, de découper la zone Piémontaise en quatre domaines aux conditions métamorphiques différentes. En effet à l'exception du massif du Chenaillet qui a échappé au métamorphisme alpin, l'ensemble de la zone a été métamorphisé dans les conditions HP-BT, avec une augmentation progressive d'Ouest en Est des conditions physiques du métamorphisme alpin (fig.3-15).



On évolue en effet, depuis des conditions de pression de 8-11 kb et de température <350°C dans la zone de l'Ouest-Queyras, il s'agit des unités à lawsonite-albite-glaucophane définies dans le chapitre II (Rocher Blanc, complexe de Cervières et du Lago Nero), jusqu'à des conditions de pression >10 kb et de température de 350-450°C dans la zone Est-Queyras. Cette zone regroupe les unités à zoisite-albite-glaucophane, lawsonite-albite-glaucophane et zoisite-jadéite-glaucophane définies dans le chapitre II. Le domaine plus à l'Est correspond à l'unité du Monviso, qui a subi les conditions du faciès des éclogites avec des pressions >15 kb et des températures $\geq 450^\circ\text{C}$. Les résultats traces de fission pour chaque domaine sont les suivants :

-Les ophiolites ayant échappé au métamorphisme alpin (massif du Chenaillet), présentent des âges vers 120 Ma pour les zircons et 65 Ma pour les apatites.

-Le domaine Ouest-Queyras fournit une gamme d'âge sur zircon très large de 91 à 64 Ma tandis que pour les apatites la gamme d'âge est plus resserrée, aux alentours de 22 Ma.

-Le domaine Est-Queyras présente des âges sur zircons entre 26 et 21 Ma et de 15 à 9 Ma sur apatites.

-Les ophiolites éclogitiques (Monviso) présentent des âges apparents sur zircons vers 19 Ma et 9 Ma pour les apatites.

3-DISCUSSION ET SIGNIFICATION DES AGES APPARENTS.

La discussion des âges apparents se fait suivant chaque domaine défini précédemment, à partir des représentations graphiques de type isochrone et radial. Pour discuter et valider les âges obtenus nous présenterons une description pétrographique succincte des échantillons.

3-1-La Zone Briançonnaise.

Trois sites ont été échantillonnés, deux dans la zone Houillère (ZH1 et ZH2), et un en bordure Ouest de la zone Briançonnaise (PP).

3-1-1-Zone Houillère.

Cette zone correspond au sous-bassement Briançonnais. Ils s'agit de bassins sédimentaires carbonifères constitués par des dépôts détritiques correspondant à des conglomérats, grés, pélites et des couches d'antracite. Cet ensemble puissant et monotone est injecté par des sills et dykes de roches éruptives microgrenues du Carbonifère supérieur. Ces dernières lithologies ont été utilisées pour la datation et correspondent aux échantillons ZH1 et ZH2.

-L'échantillon ZH1 provient du filon de la Combarine (SW de Briançon) et correspond à une microdiorite à texture porphyrique constituée de phénocristaux de plagioclase, de hornblende et de quartz rhyolitique plongés dans une mésostase quartzo-feldspathique. Cette roche a fourni de nombreuses apatites et quelques zircons rosés dont un seul grain a pu être daté.

-L'échantillon ZH2 provient d'un affleurement situé en bordure de la route qui monte au col du Granon (NW de Briançon). La lithologie prélevée correspond à un sill de microgranite d'épaisseur métrique à décamétrique qui intrude des grés fins micacés. La roche possède une texture porphyrique à quartz rhyolitiques et biotites chloritisées. Nous avons pu extraire des apatites et des zircons, cependant ces derniers se sont révélés être métamictes et n'ont pu être utilisés pour la datation.

Les âges obtenus sur **apatite** pour ZH1 et ZH2 sont similaires, les barres d'erreur se recoupent à $\pm 1\sigma$. Les âges obtenus sont de 25.75 ± 2.43 Ma et 22.24 ± 1.59 Ma (fig.3-16 et 3-17).

La datation sur l'échantillon ZH2 a été réalisée à partir de 14 cristaux qui ont fourni un âge de 22.24 ± 1.59 Ma (fig.4-17). Les points représentatifs des âges apparents de tous les cristaux datés s'alignent presque parfaitement sur une droite dans la représentation de type isochrone.

La datation de l'échantillon ZH1 a été plus difficile à obtenir du fait du faible nombre de traces, surtout pour les traces fossiles (1 à 6 traces par cristal). Les barres d'erreur sur chaque grain sont alors très grandes (fig.3-16). En conséquence un comptage croisé a été réalisé entre deux observateurs (S.Schwartz et E.Labrin) permettant d'obtenir un âge pondéré de 25.75 ± 2.43 Ma.

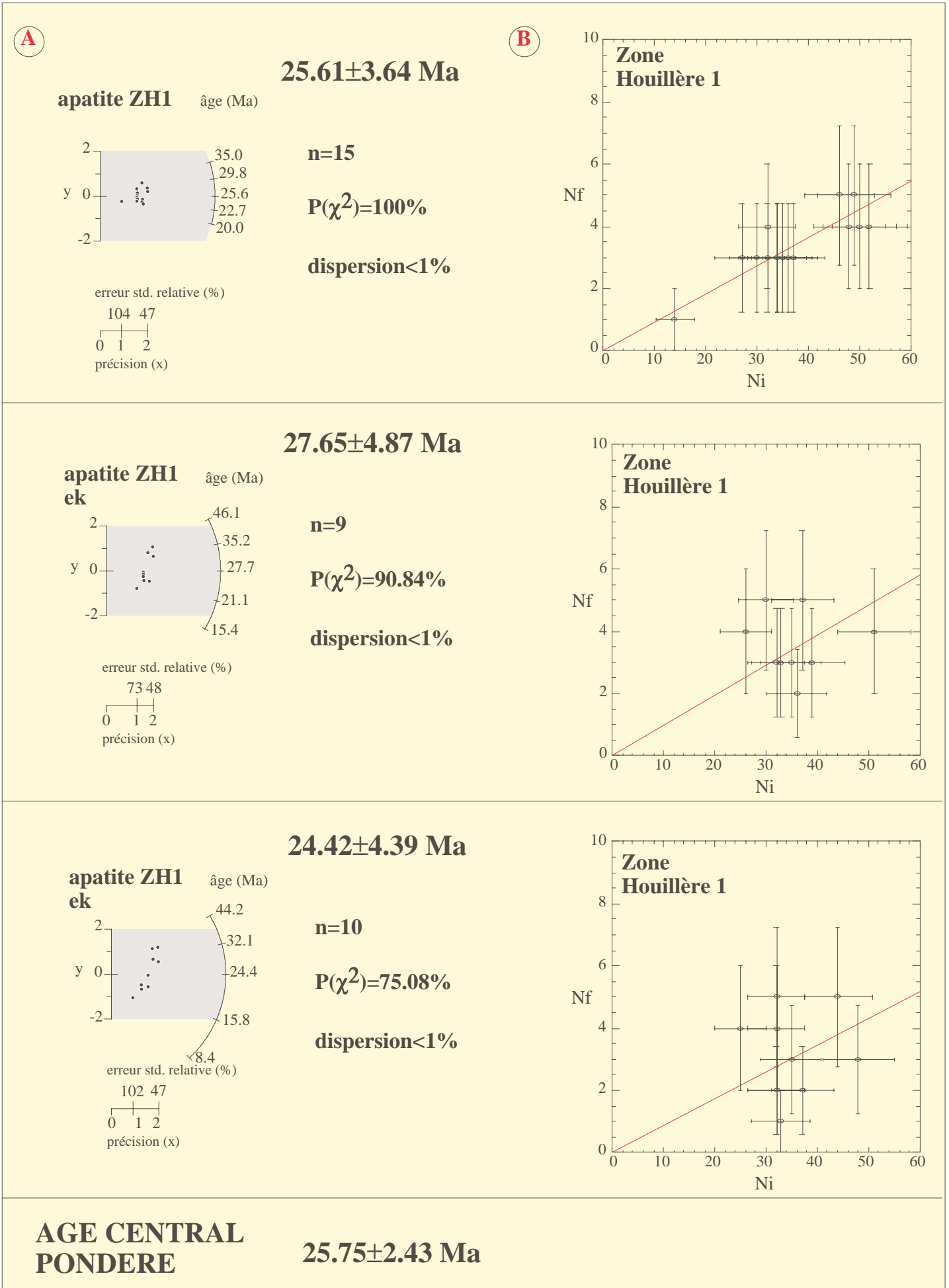


Figure.3-16- Représentation de type radial (A) et isochrone (B) des âges apparents sur apatites d'un échantillon provenant de la Zone Houillère (ZH1), prélevé dans le filon de la Combarine. Cette datation a été effectuée par un comptage croisé entre deux observateurs (ek : E.Labrin).

Age pondéré de l'échantillon ZH1 sur ZIRCON

	AGES	$\pm 1\sigma$	$1/\sigma^2$	val.($1/\sigma^2$)
S.Schwartz	47.83	2.4	0.1736	8.3038
E.Labrin	50.64	3.26	0.0941	4.7650
G.Toro	49.74	2.04	0.2403	11.9521
	Somme		0.5080	25.0209
	1/somme		1.9685	

AGE PONDERE	$\pm 1\sigma$
49.2540 Ma	1.4030

A

apatite ZH2

âge (Ma)

22.24 \pm 1.59 Ma

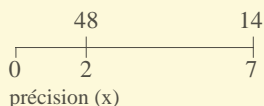
n=14

P(χ^2)=100%

dispersion < 1%

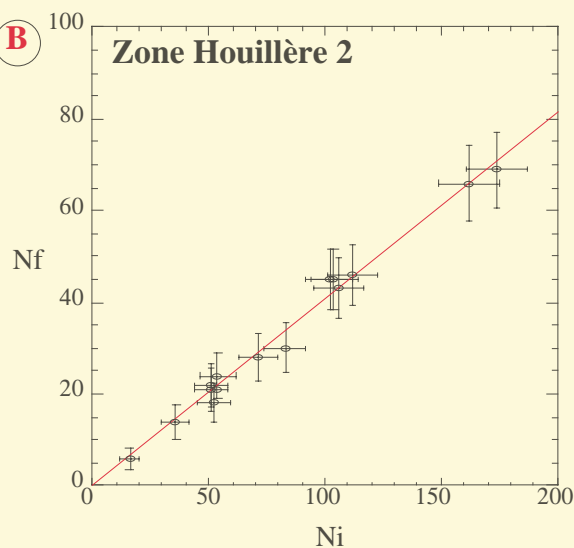


erreur std. relative (%)



B

Zone Houillère 2



apatite PP

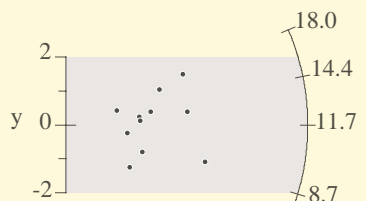
âge (Ma)

11.74 \pm 1.22 Ma

n=11

P(χ^2)=68.47%

dispersion = 20%



erreur std. relative (%)

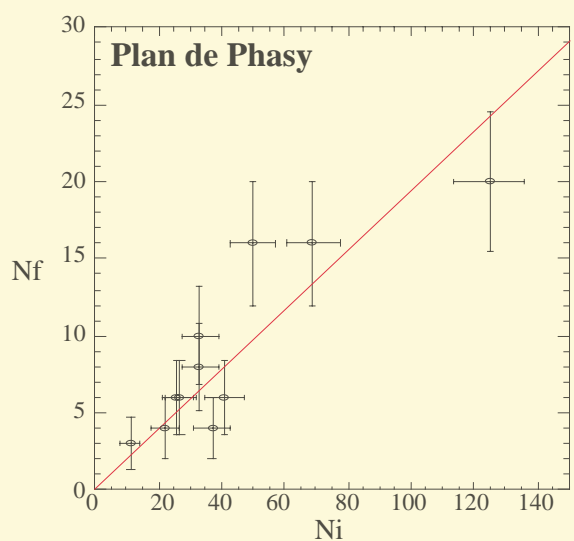
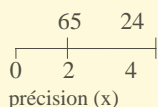


Figure.3-17-Tableau des âges apparents de l'échantillon (ZH1) à partir d'un cristal de zircon obtenus par trois observateurs différents permettant d'obtenir un âge pondéré. Représentation de type radial (A) et isochrone (B) des âges apparents sur apatites d'un échantillon provenant de la Zone Houillère (ZH2), prélevé le long de la route du col du Granon.

Les échantillons ZH1 et ZH2 ont fourni quelques **zircons** après broyage et séparation. Cependant après quelques heures d'attaque chimique les cristaux se sont révélés être particulièrement métamictes empêchant tout comptage de traces. Seul l'échantillon ZH1 à donné un zircon pouvant être daté (fig.3-17). Cette datation à été couplée par trois observateurs (G.Toro, E.Labrin et S.Schwartz), l'âge pondéré obtenu est de 49.25 ± 1.40 Ma. Cependant ce résultat obtenu sur un seul grain de zircon ne peut en aucun cas être considéré comme un âge représentatif du refroidissement de ces roches. En conséquence il ne sera pas pris en compte dans la suite de notre discussion.

Les deux nouvelles datations (ZH1 et ZH2) obtenues sur apatite, sont présentées dans un article soumis au **Bulletin de la Société Géologique de France** et présenté deans les pages qui suivent. Les principaux résultats déduits de ces deux datations inédites sont :

- 1-L'exhumation de la zone Houillère à moins de 4-5 km de profondeur est datée à 24Ma.
- 2-Ces âges, comparés à ceux existant sur la bordure orientale de la zone Dauphinoise, sont plus vieux de 14 Ma.
- 3-Ce diachronisme transversal confirme l'inversion du front Briançonnais Frontal (CBF).

PUBLICATION

*La dénudation tectonique de la
zone ultradauphinoise et
l'inversion du Front
Briançonnais au sud-est du
Pelvoux (Alpes occidentales) :
une dynamique miocène à
actuelle*

*Bulletin de la Société Géologique de France
(2000)*

La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du Front Briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales) : une dynamique miocène à actuelle

par Pierre TRICART¹, Stéphane SCHWARTZ^{1,2}, Christian SUE³, Gérard POUPEAU¹ et Jean Marc LARDEAUX²

Mots clés. - Alpes occidentales, Front Briançonnais, Zone Houillère, inversion négative, dénudation tectonique, extension tardi-orogénique, exhumation, âge traces de fission, apatite.

Résumé. - Des âges traces de fission dans l'apatite, désormais disponibles de part et d'autre du chevauchement briançonnais frontal au sud-est du Pelvoux, sont confrontés aux données tectoniques régionales. Ce chevauchement oligocène des zones internes sur la zone externe (Front Pennique) est localement replissé à l'Oligocène supérieur. Inversé, il fonctionne ensuite en détachement distensif depuis le Miocène. Sous le chevauchement, la zone ultradauphinoise est exhumée par dénudation tectonique à une vitesse moyenne de l'ordre du demi-millimètre/an. Au dessus du chevauchement, l'exhumation de la zone briançonnaise est plus lent (de l'ordre du dixième de millimètre/an) tandis qu'elle subit une importante extension multidirectionnelle, reconnue vers l'est jusqu'en zone piémontaise. La comparaison avec les transversales plus au nord fait apparaître un important diachronisme.

¹ Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (CNRS, UMR 5025), Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble, BP53, F-38041 Grenoble ; ptricart@ujf-grenoble.fr

² Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère (CNRS, UMR 5570), Université Cl. Bernard et Ecole Nationale Supérieure de Lyon, 27 Bd du 11 Novembre, F-69622 Villeurbanne.

³ Institut de Géologie, Case Postale 2, CH-2007 Neuchâtel.

The tectonic denudation of the Ultradauphiné Zone and the inversion of the Briançonnais Frontal Thrust to the south-east of the Pelvoux massif (Western Alps): a Miocene to present-day dynamics

Key words. - Western Alps, Briançonnais Front, Zone Houillère, negative inversion, tectonic denudation, late orogenic extension, exhumation, fission-track dating, apatite.

Abstract. - New fission-track ages of apatites from both sides of the Briançonnais Frontal Thrust, south-east of the Pelvoux massif, are confronted with the main tectonic data in the area. The oligocene thrust of the internal zones onto the external zone (Penninic Front) was locally refolded during the Late Oligocene. It has subsequently been inverted and has been working as an extensional detachment from the Miocene onwards. In the footwall, tectonic denudation drove the exhumation of the Ultradauphiné zone at a rate of 0,58 mm/yr. In the hangingwall, the exhumation of the Briançonnais zone was slower (0,16 mm/yr). Concurrently, a still active multitrend extension which is also recognized in the Piémont zone, developed at a regional scale. A preliminary comparison with data available along other transects further to the north in the arc, indicates a strong diachronism.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

In the Western Alps, to the south-east of the Pelvoux massif (Champsaur-Embrunais-Briançonnais-Queyras transect: fig. 1, 2 and 3), the Briançonnais zone consists of the southern tip of the "Zone Houillère" [Fabre *et al.*, 1982] and small nappes of Mesozoic sediments, emplaced during the Eocene in HP-LT metamorphic conditions [Saliot, 1978; Tricart, 1984]. During the Oligocene this tectonic pile was thrust onto a Late Eocene to Early Oligocene flexural basin [Champsaur Sandstones: Waibel, 1990], deformed in low grade metamorphic conditions [Arahamian, 1988; Tricart, 1984; Bürgisser and Ford, 1998; Frey *et al.*, 1999] and belonging to the Ultradauphiné zone [*sensu* Debelmas, 1980a]. This major thrust, called here CBF [Chevauchement Briançonnais Frontal: Tricart 1986] represents the boundary between the external and the internal zones of the Western Alps. It contains thin tectonic lenses of Subbriançonnais origin [Debelmas and Lemoine, 1966], so that the Briançonnais Front and the Penninic Front (classical nomenclature: fig. 4) almost merge.

Late Alpine extension. We have recently discovered that the CBF was subsequently reactivated as an extensional detachment [Sue, 1998; Sue and Tricart, 1999]. This major negative inversion is associated with widespread extension in the internal (Briançonnais and Piémont) zones, resulting in multiscale normal faulting [Lazarre *et al.*, 1994; Virlovet *et al.*, 1996; Tricart *et al.*, 1996; Sue, 1998]. Current field work in the Queyras area [Schwartz, Lardeaux, Paul, Cattaneo *et al.*, 1999; Schwartz,

Lardeaux, Paul, Tricart *et al.*, 1999] shows that this brittle multitrend extension is a continuation of the ductile extension that accompanied the exhumation of blue-schist bearing metamorphic units. Along the same transect, the external (Ultradauphiné) zone was not affected by late-Alpine extension. This is still the present situation: to the east of the aseismic Pelvoux massif, the CBF bounds the Briançonnais Seismic Arc [Thouvenot 1996], the activity of which may be the continuation of the late-Alpine extension [Sue, 1998; Sue *et al.*, 1999]. At the scale of the Western Alpine arc, active extensional-transensional tectonics dominate in the internal zones while compressional uplift affects the external zone. In this contrasted stress field, the thrust-fault zone between internal and external arcs plays a major role of decoupling that can be demonstrated in several sites between the area analysed here and the Central Alps [Ménard, 1988; Schmid *et al.*, 1989; Steck, 1990; Seward and Mancktelow, 1994; Maurer *et al.*, 1997], including along the Ecors profile [Aillères *et al.*, 1995; Cannic *et al.*, 1999; Fügenschuh *et al.*, 1999].

Contribution of thermochronology. In this paper, we compare apatite fission track (FT) ages from both sides of the inverted CBF to the south-east of the Pelvoux massif (fig. 2). In the hangingwall of the CBF, two ages were obtained from magmatic intrusions within the Zone Houillère, close to Briançon. They are compared to recently published ages [Seward *et al.*, 1999] from the Champsaur Sandstones unit in the footwall of the CBF, along the same transect (tab. 1 and 2).

Analytic procedure and results. Samples were dated by the external detector technique [Gleadow, 1981], using the zeta calibration [Hurford and Green, 1983], in the Grenoble laboratory. After mineral separation, the apatite grains were mounted in an epoxy disk, polished and etched in 1 N nitric acid at room temperature for 50 sec. The samples were irradiated with a thermal neutron flux of $\sim 2 \times 10^{15}$ n.cm⁻², which did not produce sufficient induced tracks in sample ZH1. This sample was therefore re-irradiated with a higher, $\sim 10^{16}$ n.cm² flux. Analytical data and central ages [Galbraith and Laslett, 1993] are reported in table 1. Sample ZH1 was dated by two observers (twice by one of them) from the same grain mount. The results are in good agreement and the weighed age of 25.7 ± 2.4 Ma is concordant (within 2σ) with that of sample ZH2, 22.8 ± 1.4 Ma. The dispersion parameters (tab. 1) show that only one age population is present in our samples, which clearly appears in the radial plots of figure 5.

Interpretation. These apparent ages are considered as cooling ages below 100°C, corresponding to a exhumation at a depth not exceeding 4-5 km, for a geothermal gradient close to 25°C/km. This exhumation followed the main regional-scale tectono-metamorphic event corresponding to the Oligocene thrusting phase along the CBF. We propose a two-stage scenario (fig. 6): (1) during Oligocene thrusting onto the Ultradauphiné zone along the CBF, the Briançonnais zone was uplifted and its denudation was driven by the erosion of the newly created relief; coevally, the Ultradauphiné

zone was tectonically buried; (2) during subsequent extension in the Briançonnais zone, the Ultra-dauphiné zone was mainly exhumed by tectonic denudation below the inverted CBF. This second process started in the Miocene and is still active today.

Above the CBF (Zone Houillère), apatite FT ages are close to 24 Ma (Latest Oligocene). Below the CBF (Champsaur Sandstones foreland basin) the mean FT age is close to 7 Ma (Late Miocene). The difference (14 m.y.) is important when considering the short distance between sampling sites and their similar altitudes (tab. 2). Final exhumation was more recent for the footwall in the CBF than in its hangingwall. This is consistent with reversal of movement along the CBF, as was suggested by neotectonic and sismotectonic data.

The mean cooling rate approaches 4°C/m.y. in the hangingwall and 14°C/m.y. in the footwall, corresponding to 0.16 and 0.58 mm/yr exhumation rates respectively, for the proposed geothermal gradient. In the simplest hypothesis, the difference (0.42 mm/yr) is entirely linked to the inversion of the CBF. For a surface dip of the thrust of 25°, this corresponds to a horizontal extension rate approaching 1mm/yr.

The onset of the "late-Alpine" to present-day brittle extension in the Briançonnais and Piémont zones to the south-east of the Pelvoux massif was hitherto undated [Tricart *et al.*, 1996]; the ages presented here imply that extension was already active during the Miocene.

Alpine context. More than one hundred FT ages are available for the External Crystalline Massifs (Pelvoux, Belledonne, Mont-Blanc): they share relatively young ages (2-10 Ma for apatites and 10-20 Ma for zircons), no overall trend being observed [Fügenschuh and Seward, 1999]. Cooling (10-20°C/m.y.) could be mainly controlled by the erosion (0.5-1 mm/yr) of the rising relief, in response to compression or transpression [Ménard, 1979; Mugnier *et al.*, 1990; Hubbard and Mancktelow, 1992; Seward and Mancktelow, 1994; Maurer *et al.*, 1997]. Along the internal margins of these massifs, in the frontal Zone Houillère, the now available apatites FT ages are: (1) 6-7 Ma to the rear of the Northern Mont-Blanc massif [Seward and Mancktelow, 1994]; (2) 9-13 Ma to the rear of the Southern Mont-Blanc massif [Fügenschuh *et al.*, 1999]; (3) 16-18 Ma to the rear of the Belledonne massif [Fügenschuh *et al.*, 1999]; (4) 24 Ma to the rear of the Pelvoux massif (new data presented here). It appears that the final exhumation of the Zone Houillère is gradually older from north to south along the arc. The 14 m.y. diachronism for the exhumation of units on both sides of the Briançonnais Frontal Thrust demonstrated here, close to the Pelvoux, represents a maximum value in this context.

INTRODUCTION

Dans les Alpes occidentales, les régions du Sud-Pelvoux (Embrunais-Champsaur-Briançonnais-

Queyras: fig. 1 et 2) composent une des transversales classiques pour la compréhension des rapports tectoniques zone externe - zones internes. La propagation vers l'extérieur de l'arc des plis et chevauchements y caractérise à l'Eocène-Oligocène une dynamique de raccourcissement-épaississement diachrone [Tricart, 1984]. A une époque jusqu'ici indéterminée, un régime extensif toujours actif s'installe en zones internes [Sue et al., 1999], tandis que la dynamique de plis et chevauchements perdure en zone externe [Jura, nappe de Digne : Lemoine et al., 2000]. Cette extension, dont la signification reste discutée, est accompagnée d'une inversion du chevauchement au front des zones internes [Sue & Tricart, 1999]. A la faveur de nouvelles données thermochronologiques qui situent au Miocène cette inversion, on fait le point sur l'ensemble du dispositif structural associé.

LES RELATIONS ZONES INTERNES-ZONE EXTERNE

Au sud-est du Pelvoux (fig. 2 et 3), la zone briançonnaise est représentée par une pile de nappes de couverture décollées à différents niveaux du Trias et supportant quelques klipptes de flyschs d'origine plus interne [Debelmas et Lemoine, 1966]. Cette pile surmonte la Zone Houillère, elle-même affectée de plis en chevrons plurikilométriques serrés [Fabre *et al.*, 1982]. L'ensemble est charrié vers l'ouest sur la bordure orientale de la zone dauphinoise [Tricart, 1984] ou zone ultradauphinoise *sensu* Debelmas [1980a]. La surface de ce charriage est bien exposée dans les gorges du Fournel et de la Biaysse (affluents en rive droite de la Durance) où elle apparaît jalonnée de minces écailles subbriançonnaises [Debelmas et Lemoine, 1966]. Front Briançonnais et Front Subbriançonnais sont là quasi-confondus à quelques dizaines ou centaines de mètres près (fig. 4) ; dans ce qui suit, ce charriage majeur est désigné CBF [Chevauchement Briançonnais Frontal: Tricart 1986]. C'est aussi le Front Pennique qui désigne dans les Alpes le front des nappes internes, quels que soient leur âge et leur mode de mise en place (fig. 1). Lorsque ce met en place le CBF à l'Oligocène (voir plus loin) la zone briançonnaise est déjà constituée d'une pile de nappes affectées d'une première schistosité associée à des recristallisations métamorphiques HP-BT [phase éocène: Tricart, 1986].

Sous ce charriage, la zone ultradauphinoise est représentée par les Grès du Champsaur qui témoignent d'un bassin flexural éocène supérieur-oligocène inférieur en bordure est du domaine externe, au front des actuelles zones internes [Waibel, 1990]. La sédimentation des Grès n'est pas directement datée (microfaune priabonienne uniquement remaniée) mais le volcanisme associé d'âge $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ proche de 31 Ma [Lapierre et al., 1995] implique pour le charriage un âge médio-oligocène au plus vieux. Le bassin a alors été tectonisé tandis que se développait dans le flysch la première schistosité régionale [Tricart, 1986; Bürgisser et Ford, 1998]. Dans le même temps, la pile des nappes briançonnaises était reprise dans des chevauchements et plis à vergence ouest, associés à une

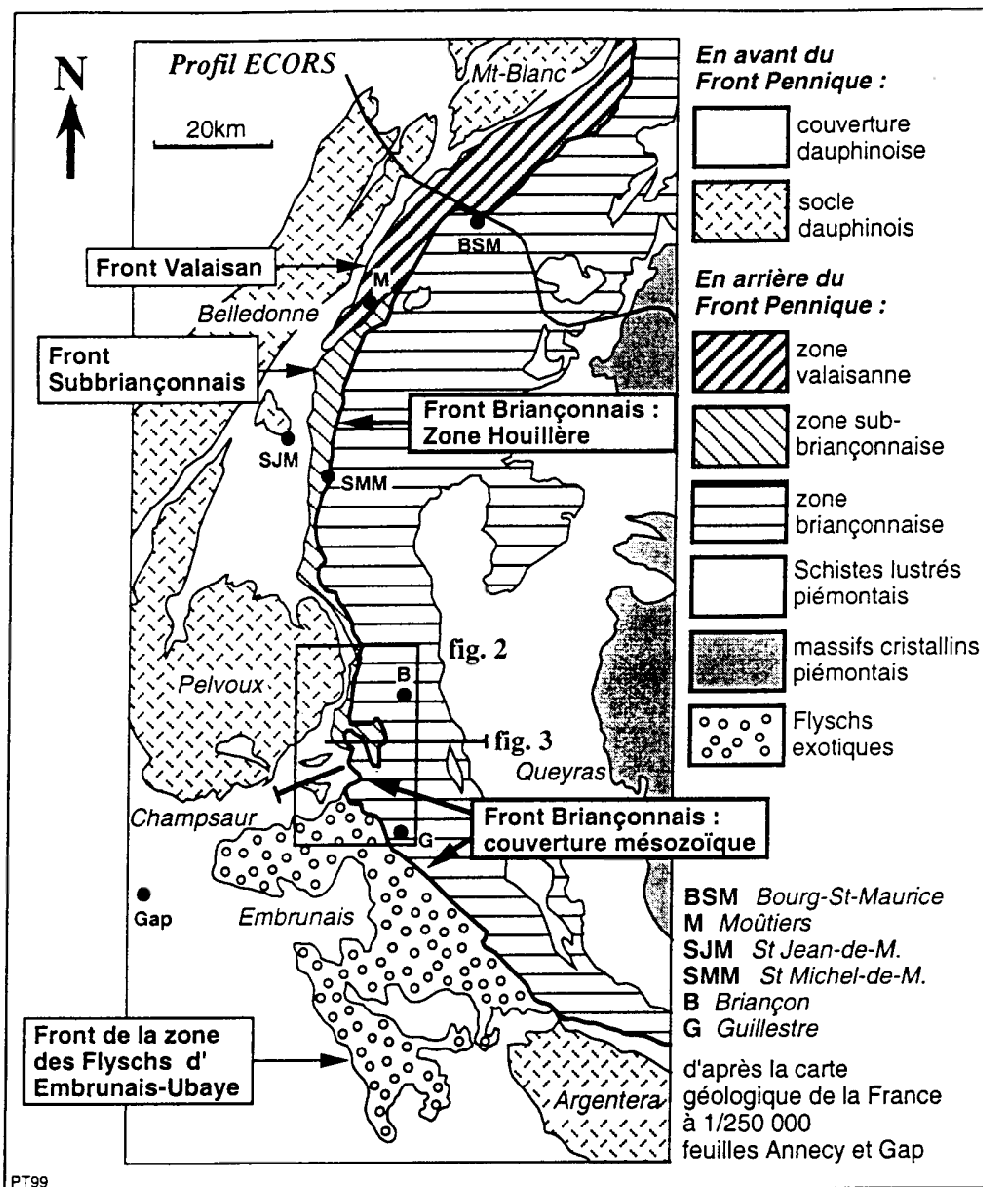


Fig. 1. - Nomenclature des principaux fronts chevauchants aux confins zone externe-zones internes des Alpes occidentales (d'après Debelmas, 1980b et Kerckhove, 1980) et localisation des figures 2 et 3. Du nord au sud, le Front Pennique (front des zones internes) correspond au Front Valaisan, au Front Subbriançonnais et au front des flyschs à Helminthoïdes (et leurs écaïles basales briançonnaises et subbriançonnaises).

Fig. 1. - Nomenclature of the main tectonic fronts close to the boundary between the external and internal zones of the Western Alps after Debelmas [1980b] and Kerckhove [1980]; location of figure 2 and 3. Form north to south, the Penninic Front corresponds to the Valaisan Front, the Subbriançonnais Front, and the front of the Helminthoids Flysch nappes (with their basal tectonic slices of Subbriançonnais and Briançonnais origin).

deuxième schistosité [Tricart, 1986].

Au sud, dès la transversale de la Biaysse, le charriage de la zone briançonnaise se fait directement sur des nappes superficielles précoces ; ce sont essentiellement des flyschs à Helminthoïdes, d'origine ultra-briançonnaise, ayant entraîné à leur base quelques écailles briançonnaises et subbriançonnaises [Kerckhove, 1969; Merle et Brun, 1984]. Plus au sud, en Embrunais, toute la structure est reprise dans des plis rétrodéversés et des rétrochevauchements, associés à la dernière schistosité régionale [la seconde en zone dauphinoise, la troisième en zone briançonnaise: Tricart, 1986]. Cette reprise s'amplifie vers le sud, en direction de l'Argentera [Gidon *et al.*, 1994]. La surface du CBF est elle-même plissée [écailles subverticales de Réotier et Plan de Phasy près de Guillestre: Tricart, 1986].

A l'opposé, vers le nord, le caractère cisailant des structures au front des zones internes est partiellement oblitéré par le soulèvement du massif du Pelvoux [Tricart, 1981]. Au nord de ce massif, dès la transversale du Galibier, ce caractère réapparaît clairement dans le paysage tandis que plus au nord un charriage d'ampleur lithosphérique a été reconnu suivant le profil ECORS [Mugnier *et al.*, 1993; Nicolas *et al.*, 1990; Schmid et Kissling, 2000]. A cause du relèvement axial des structures et/ou d'une obliquité sur les domaines paléogéographiques, l'ensemble charrié à l'affleurement n'est plus la pile des nappes de couverture méso-cénozoïque mais la Zone Houillère tandis que se développent la zone subbriançonnaise et la zone valaisane (fig. 1) [Debelmas, 1980b]. Le Front Briançonnais est alors le Front Houiller [Füghenschuh *et al.*, 1999].

L'EXTENSION TARDI-ALPINE EN ZONES INTERNES

En zones internes, la dernière décennie a vu la découverte de structures distensives superposées aux plis et chevauchements synschisteux, et qualifiées de "tardives" en l'absence d'éléments de datation. En zone piémontaise ce fut la découverte d'une faille normale ductile au pied ouest du Monviso [Ballèvre *et al.*, 1990; Phillipot., 1990; Black et Jakyo, 1990]. Vint ensuite la découverte de failles normales dans l'ensemble des Schistes lustrés du Queyras [Lazarre *et al.*, 1994]. Regroupées suivant la direction générale de la chaîne (NNW-SSE) et suivant une direction transverse (NE-SW), elles découpent la structure plissée alpine en un système de blocs effondrés ou basculés de toutes dimensions. L'analyse des plans striés conduit à reconnaître une extension multidirectionnelle. Cette extension cassante relaie au cours du temps une extension ductile de géométrie comparable ayant accompagné l'exhumation des nappes métamorphisées dans le faciès des schistes bleus [Schwartz, Lardeaux, Paul, Cattaneo *et al.*, 1999].

La même extension cassante a été découverte dans la région de Briançon [Virilouvet *et al.*, 1996] puis étudiée dans l'ensemble de la zone briançonnaises entre Pelvoux et Queyras par Sue [1998]. Les directions de failles et les jeux normaux sont voisins de ceux observé en Queyras mais la continuité

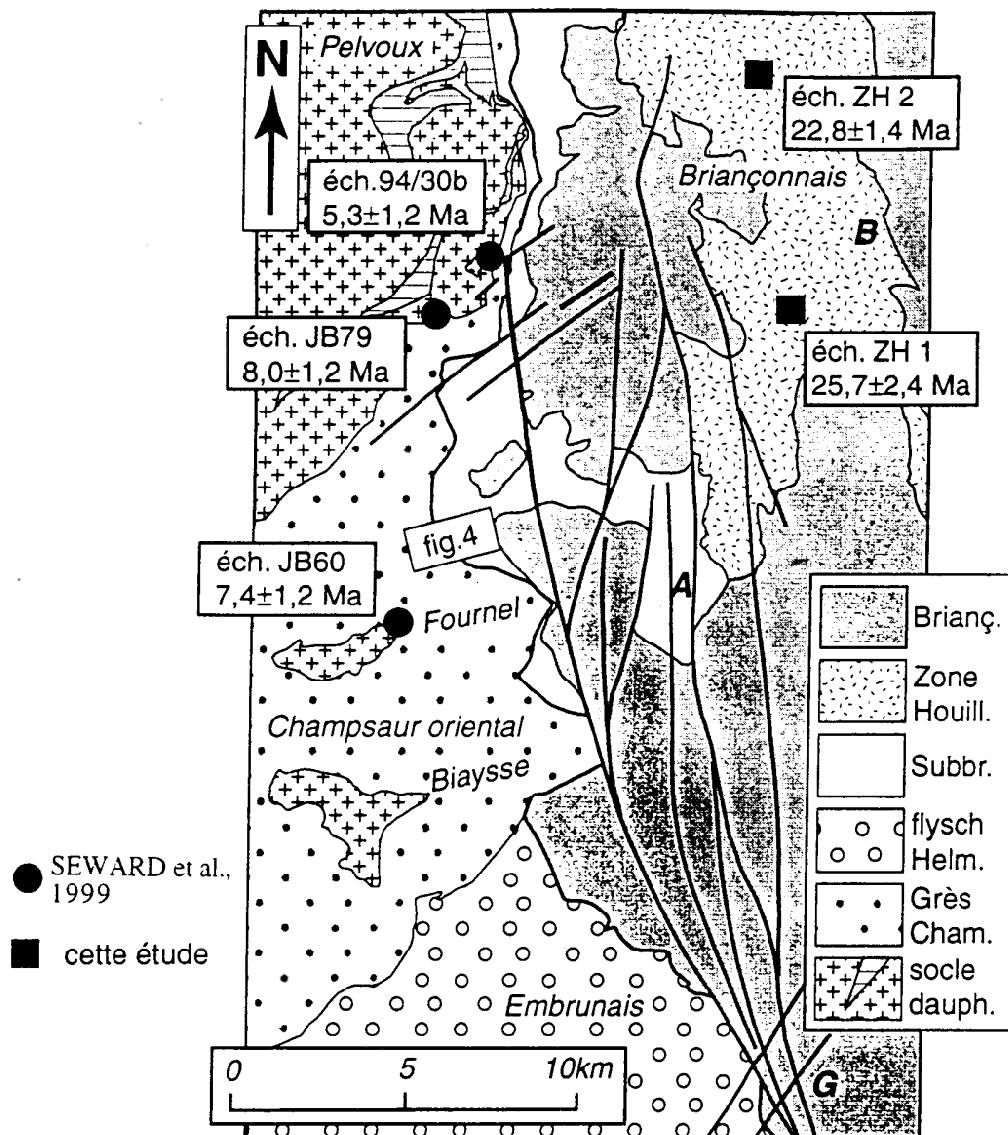


Fig. 2. - Carte de localisation des échantillons. Le fond structural, simplifié d'après Debelmas et Lemoine [1966], Barfèty *et al.* [1996] et Debelmas [1980c] a été complété par une esquisse du Faisceau Faillé de Haute Durance [Tricart *et al.*, 1996]. B. Briançon; A. L'Argentière; G. Guillestre. Grandes unités tectoniques (de haut en bas): nappes de couverture méso-cénozoïque briançonnaise. Zone Houillère briançonnaise, écaïlles subbriançonnaises au front de la zone briançonnaise, nappes de Flyschs à Helminthoïdes et écaïlles basales, Grès du Champsaur et sédiments associés (zone ultradauphinoise), socle anté-alpin externe et principales pincées de sédiments liasiques. Localisation figure 1.

Fig. 2. - Location of the samples. Simplified structural map after Debelmas et Lemoine [1966], Barfèty *et al.* [1996] and Debelmas [1980c], completed by a sketch of the High Durance Faulted Zone [Tricart *et al.*, 1996]. B. Briançon; A. L'Argentière; G. Guillestre. Main tectonic units: 1, Briançonnais Meso-Cenozoic sedimentary cover nappes. Briançonnais Zone Houillère (Carboniferous metasediments), Subbriançonnais tectonic slices at the front of the Briançonnais zone, Helminthoids Flysch nappes with their basal slices, Champsaur Sandstones and associated sedimentary formations (Ultradaphiné zone); 6. External pre-Alpine basement with pinched "synclines" of Liassic sediments. Location figure 1.

verticale des failles, leur pendage et leur espacement différent à cause d'une lithologie plus contrastée. De place en place des blocs hectométriques-kilométriques (motif en dominos) sont basculés autour d'axes orientés soit NE-SW à E-W, soit NNW-SSE. Les premiers dominant suivant l'axe de la zone Briançonnaise au sein de lanières longitudinales alors que les seconds commandent la structure de la partie frontale de cette zone. La limite entre ces deux domaines suit grossièrement la "faille de la Durance" de Debelmas [1953], branche principale d'un large faisceau faillé subméridien né en extension [Zone Faillée de Haute Durance: Tricart *et al.*, 1996].

Au sud-est du Pelvoux, les relations entre le CBF et le faisceau faillé de Haute-Durance suggèrent un rejeu en extension (inversion négative) du CBF en profondeur, la faille de la Durance représentant un raccourci à moindre profondeur [Tricart *et al.*, 1996]. Cette inversion est aussi suggérée par les structures à l'affleurement dans le vallon du Fournel [Sue et Tricart, 1999]; là, au-dessus des Grès du Champsaur indemnes de toute faille normale tardive, les nappes Briançonnaises frontales sont découpées, en blocs basculés vers l'ouest. Ces blocs sont limités par des failles normales listriques à regard est qui se branchent vers le bas sur le faisceau d'écaillés subBriançonnaises jalonnant le CBF (fig. 4). L'extension cassante dans ces nappes Briançonnaises frontales et leur effondrement vers l'est accommodent la dénudation tectonique du compartiment chevauché (Grès du Champsaur: zone ultradauphinoise). Les tenseurs de contrainte/déformation correspondants sont comparables à ceux reconstitués en Briançonnais et Queyras, montrant qu'il s'agit bien de la même dynamique régionale tardi-alpine.

Caractérisée par des événements nombreux mais de faible magnitude, la sismicité relativement superficielle des zones internes au sud-est du Pelvoux est une des plus fortes de la chaîne [Thouvenot 1996]. En analysant les solutions focales, Sue [1998] a montré que cette sismicité traduit la poursuite du régime d'extension qui a engendré la fracturation tardive analysée à l'affleurement, ce que confirment de récentes mesures géodésiques en Briançonnais [sue *et al.*, 2000]. Le rejeu en extension du CBF explique la localisation des séismes. Ce régime caractérise l'essentiel des zones internes dans la branche nord de l'arc alpin occidental [Sue *et al.*, 1999]. Le lien est fait au nord, aux confins des Alpes centrales, avec l'extension tardi-alpine à actuelle qui accompagne le jeu dextre du système faille du Rhône - faille du Simplon - faille insubrienne [Ménard, 1988; Schmid *et al.*, 1989; Steck, 1990; Seward et Mancktelow, 1994; Maurer *et al.*, 1997].

Au nord du Pelvoux, dans la branche nord de l'arc alpin occidental, de nombreuses observations (géométrie des différentes surfaces, indicateurs cinématiques, sautes dans les conditions de métamorphisme, refroidissement diachrone...) illustrent comment les structures de charriage aux confins zone externe - zones internes sont reprises tardivement en extension, que les surfaces de charriages soient elles-mêmes localement inversées ou qu'elles soient recoupées par des failles

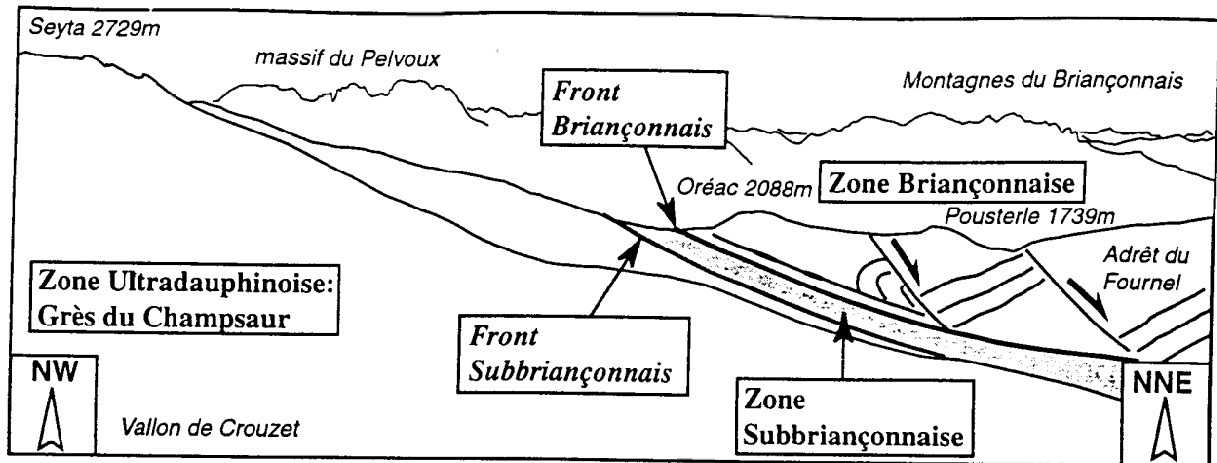


Fig. 3. - Coupe schématique transverse, de la zone ultra-dauphinoise (zone externe) à la zone piémontaise, d'après Kerckhove [1969], Bürgisser et Ford [1998] et Claudel [1999]. Localisation figure 1. CBF : Front chevauchant de la zone briançonnaise avec écaïlles subbriançonnaises.

Fig. 3. - Schematic cross-section running from the Ultra-dauphiné (external) zone to the Piémont zone, after Kerckhove [1969], Bürgisser et Ford [1998] and Claudel [1999]. Location figure 1. CBF : Briançonnais Frontal Thrust and small tectonic lenses of Subbriançonnais origin.

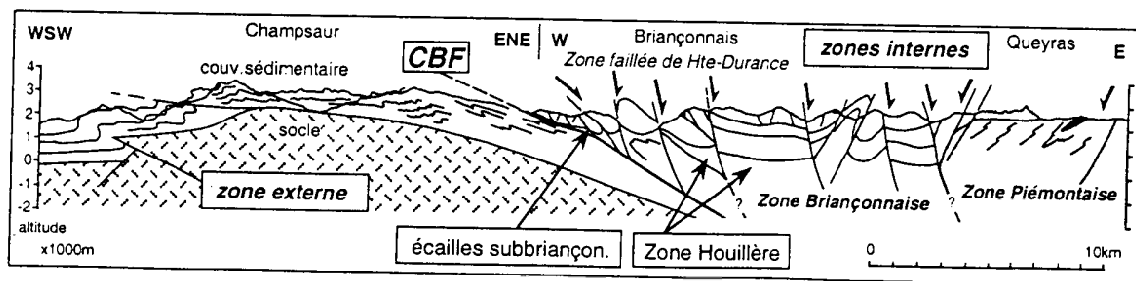


Fig. 4. - Le Chevauchement Briançonnais Frontal (CBF) au nord du Fournel: les Fronts Briançonnais et Subbriançonnais sont quasi confondus (vue vers le nord, localisation fig. 2).

Fig. 4. - The Briançonnais Frontal Thrust (CBF) to the north of the Fournel valley : the Briançonnais Front and the Subbriançonnais Front almost merge (looking northwards, location fig. 2).

normales, ductiles à cassantes [Aillères *et al.*, 1995; Cannic *et al.*, 1999; Fügenschuh *et al.*, 1999].

DATATION DE L'EXTENSION TARDI-ALPINE

Au SE du Pelvoux, la dernière phase compressive engendre les structures à vergence interne [plis des nappes briançonnaises du Guil: Tricart, 1975; nappe piémontaise de Rochebrune: Tricart *et al.*, 1985]. Non datée, cette phase de rétrocharriages succède à la phase de charriage de la zone briançonnaise sur la zone dauphinoise (CBF), médio-oligocène au plus vieux. Vers le sud, en Ligurie, les derniers rétrocharriages en bordure du bassin padan sont oligocènes [Lorenz, 1969]. Vers le nord, suivant la transversale du profil ECORS, les derniers rétrocharriages sont oligo-aquitaniens et anté-transgression burdigalienne [Roure *et al.*, 1989]. Ces comparaisons à distance ne fournissent cependant qu'une indication, car un diachronisme est possible à l'échelle de l'arc.

Près de Briançon, un karst s'est développé à la faveur des failles normales tardives avant d'être colmaté alors que les failles continuaient de fonctionner [Tricart *et al.*, 1996]. Ce colmatage à "cachet fini-Tertiaire ou Quaternaire ancien" [Barféty *et al.*, 1996] reste malheureusement non daté.

Au total, avant les nouvelles données présentée ici, on pouvait seulement situer l'extension tardi-alpine au sud-est du Pelvoux après la dernière compression alpine, elle-même mal datée (oligocène supérieur ou miocène inférieur ?), sans plus de précision.

Contribution nouvelle de la thermochronologie: origine des données.

Il est pour la première fois possible de comparer des données thermochronologiques obtenues par la méthode des traces de fission (TF) dans des apatites, en zone externe et en zone interne, au sud-est du Pelvoux. On compare deux âges inédits obtenus en zone briançonnaise, région de Briançon, peu à l'est du CBF à des âges concernant la zone ultradauphinoise, sous le CBF, suivant la même transversale (fig. 2).

Les échantillons briançonnais proviennent de la Zone Houillère au nord-ouest et au sud-ouest immédiats de Briançon:

- l'échantillon ZH1 provient d'une microdiorite affleurant au bord de la route D35 entre Briançon et Puy Saint André, dans le ravin du Fossa (près du point 1461m de la carte IGN 3536 OT, échelle 1/25 000), en rive droite de la Durance;

- l'échantillon ZH2 provient d'un microgranite affleurant 0,5 km au nord-ouest de Villard Latté, au bord de la route du Col du Granon, dans la première épingle rencontrée dans le sens de la montée (près du point 1498m sur la carte IGN 3536 OT, échelle 1/25 000), en rive gauche de la Guisane.

Dans les deux cas il s'agit de sills injectés au sein du Namurien [Barféty *et al.*, 1996].

Les échantillons ultradauphinois sont ceux publiés par Seward *et al.* [1999] qui se situent en

bordure est de l'ancien bassin des Grès du Champsaur, au plus proche du CBF, mais à l'écart des grandes failles bordières du massif du Pelvoux. Du nord au sud:

- l'échantillon 94/30b provient d'un banc d'arkose au sein des Grès du Champsaur, au nord de Vallouise, (altitude 1600m);

- l'échantillon JB79 provient du socle paléozoïque directement transgressé par la série des Grès du Champsaur, vallée de l'Onde, à l'ouest de Vallouise (altitude 1445m);

- l'échantillon JB60 a été prélevé dans la même position stratigraphique que le précédent mais dans la vallée du Fournel, à l'ouest de l'Argentière-La-Bessée (altitude 1588m).

Procédure analytique et résultats.

Les datations par TF sur les échantillons Briançonnais ont été réalisées au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de Grenoble. Ces données ainsi que celles publiées par Seward *et al.* [1999] ont été obtenues en utilisant la méthode du détecteur externe [Gleadow, 1981] et la paramétrisation "zêta" [Hurford et Green, 1983]. Les apatites ont été séparées en utilisant les méthodes conventionnelles de broyage, tamisage, liqueurs denses et séparation magnétique, puis sélectionnées individuellement sous un stéréomicroscope. Après inclusion dans une pastille de résine, les apatites de chaque échantillon ont été polies et les TF spontanées révélées par une attaque dans une solution 1 N d'acide nitrique pendant 50 secondes à la température ambiante. Une première irradiation neutronique des échantillons ZH1 et ZH2 a été effectuée dans le canal P1 du réacteur ORPHEE (Centre d'Etude Nucléaires de Saclay) avec une fluence d'environ 2×10^{15} n/cm², contrôlée par des verres dosimètres (verres "CN5"). L'analyse des TF induites ayant montré que les apatites de l'échantillon ZH1 comportaient près de 15 fois moins d'uranium que celles de ZH2, il a été procédé à une seconde irradiation, d'une fluence de l'ordre de 10^{16} n/cm².

Les âges TF reportés dans le tableau 1 sont calculés avec le formalisme des âges centraux de Galbraith et Laslett [1993]. Les apatites ZH1 ont été datées par deux observateurs (deux fois par l'un d'entre eux), à partir du même montage. Les résultats sont en bon accord et l'âge pondéré de cet échantillon s'établit à $25,7 \pm 2,4$ Ma. Cet âge est concordant (à 2σ) avec celui de ZH2, de $22,8 \pm 1,4$ Ma. Les paramètres de dispersion : χ^2 de Galbraith [1981] et écart-type relatif associé à l'âge central [Galbraith et Laslett, 1993] indiquent que dans chaque échantillon une seule population d'âges est présente, ou en d'autres termes, que les âges individuels de chacun des n grains datés sont concordants, aux incertitudes statistiques près. C'est ce qui apparaît bien dans les diagrammes radiaux de la figure 5, où les âges TF des grains datés restent dans l'intervalle $\pm 2\sigma$ (bande grisée) autour de l'âge central.

Ces âges apparents peuvent être considérés comme des âges de refroidissement sous l'isotherme

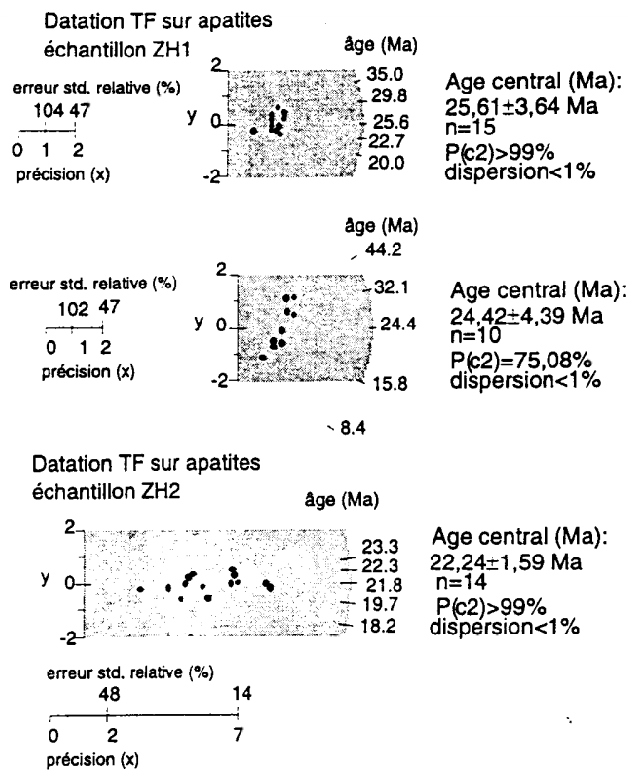


Fig. 5. - Représentation des âges apparents sur apatites dans un diagramme radial [Galbraith, 1990].
L'échantillon ZH1 a été daté par deux observateurs.

Fig. 5. - Radial plot [Galbraith, 1990] of apatites apparent ages. The ZH1 sample was dated by two observers.

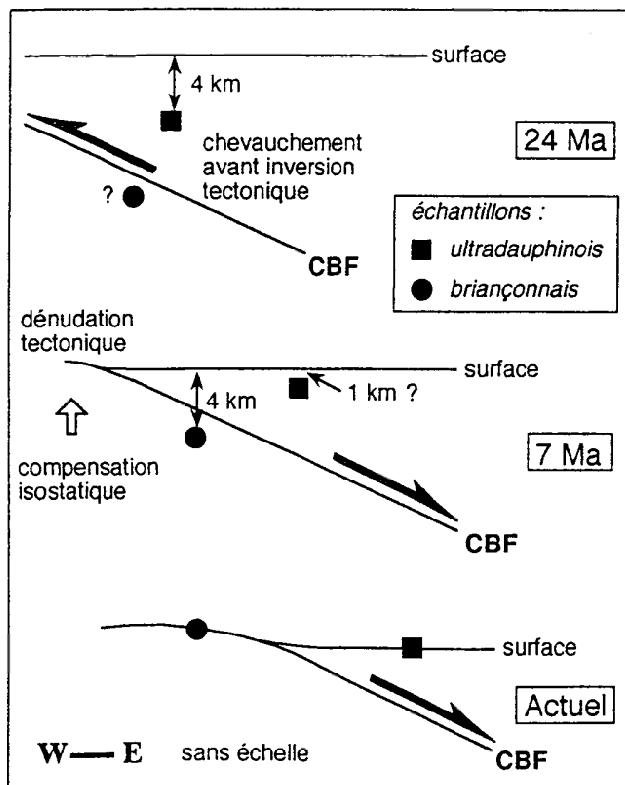


Fig. 6.-Schéma évolutif (coupes sans échelle).
UD échantillons ultra-dauphinois.
B échantillons Zone Houillère briançonnaise.

Fig. 6.-Sketch of evolution (out of scale sections).
UD ultra-dauphiné zone samples,
B Zone Houillère samples.

100°C comme l'indique l'existence d'une seule population d'âge. Pour un gradient géothermique moyen de l'ordre de 25°/km, cette température est franchie vers une profondeur de 4 km durant l'exhumation finale des unités.

Pour comparaison, nous avons reporté dans le tableau 2 les âges TF sur apatites dans ce travail et ceux obtenus par Seward *et al.* [1999]. Une différence nette apparaît de part et d'autre du CBF :

- à l'est, dans le compartiment chevauchant (briançonnais), les âges sont proches de 24 Ma (tabl. 1), soit fini-oligocènes ;

- à l'ouest, dans le compartiment chevauché (ultradauphinois), la moyenne est proche de 7 Ma , donc miocène supérieur.

Cette différence d'au moins 14 Ma, est importante si l'on tient compte de la faible distance entre ces échantillons et de leurs altitudes voisines de prélèvement. Elle traduit une exhumation finale sensiblement plus récente du compartiment chevauché, relativement au compartiment chevauchant, la surface du chevauchement jouant en extension.

DISCUSSION

Principaux repères dans l'histoire thermique régionale.

Le dernier événement tectonométamorphique aux confins Briançonnais-Champsaur est celui qui accompagne le charriage synschisteux de la zone briançonnaise sur la zone ultradauphinoise durant l'Oligocène (CBF). *En Champsaur oriental*, des conditions anchizonales à épizonales ont été atteintes sous la zone briançonnaise charriée [Aprahamian, 1988; Frey *et al.*, 1999]; en comparant les TF dans les apatites (remises à zéro: température de 100°C atteinte) et dans les zircons (non remis à zéro: 250°C non atteints), Seward *et al.* [1999] estiment que l'enfouissement est resté compris entre 4 et 10 km, pour les Grès du Champsaur comme pour le socle sous-jacent. Les effets du serrage synschisteux N-S pyrénéo-provençal, antérieur au dépôt des Grès [Ford, 1996] n'ont pas à être pris en compte ici. *En zone briançonnaise frontale* est marqué par des associations à préhnite-pumpellyite et par la recristallisation de phengites moins substituées que celles développées durant les charriages éocènes [Saliot, 1978].

Dans les deux zones, en-dessous comme au-dessus du CBF, le dernier serrage, générateur de structures rétrodéversées, n'est pas accompagné de recristallisations métamorphiques suggérant un nouveau pic de température. Ce n'est que vers l'est, en zone briançonnaise interne, que se développent progressivement des conditions de Schistes verts [Saliot, 1978].

Le scénario proposé.

La confrontation des données thermochronologiques et tectoniques conduit à proposer une évolution

régionale en deux stades (fig. 6).

(1) Le CBF, chevauchement majeur vers l'ouest, se met en place; le compartiment supérieur (briançonnais) est exhumé par une érosion d'autant plus vive qu'il lui correspond un relief en cours de surrection (montée sur la rampe de chevauchement); concurremment, le compartiment inférieur (ultradauphinois), progressivement chevauché, se trouve enfoui tectoniquement. On se situe à l'Oligocène.

(2) La surface de chevauchement est inversée en faille de détachement distensif; le compartiment inférieur (ultradauphinois) est exhumé par dénudation tectonique. On se situe au Miocène. Ce processus reste actif actuellement.

Entre (1) et (2), s'insère la phase de rétrodéversement briançonnais qui, développant encore des structures ductiles, doit être antérieure à 24 Ma c'est à dire encore oligocène. Elle affecte l'ensemble de la structure liée au CBF mais sans rejeu de celui-ci. Les gradients de déformation observés à l'affleurement suggèrent que le relief correspondant était plus important en zone briançonnaise qu'en zone ultradauphinoise, qu'il croissait vers le sud en partant de la transversale du Pelvoux et qu'il croissait vers l'est au travers de la zone briançonnaise en direction de la zone piémontaise.

Autres implications au sud du Pelvoux.

L'exhumation diachrone des unités ultradauphinoises et briançonnaises externes implique l'inversion finale du CBF, en accord avec les structures tardives à l'affleurement [Sue & Tricart, 1999].

(1) *Vitesse d'extension suivant le CBF inversé.* La température effective de rétention des TF dans l'apatite se situe aux environs de $100 \pm 10^\circ\text{C}$. Les âges indiqués correspondent à un taux moyen de refroidissement jusqu'à l'actuel de $4^\circ\text{C}/\text{Ma}$ dans le compartiment supérieur (Briançonnais) et de $14,5^\circ\text{C}/\text{Ma}$ dans le compartiment inférieur (Champsaur oriental), pour une température moyenne de surface de 0°C . Pour un gradient géothermique de $25^\circ\text{C}/\text{km}$, les vitesses d'exhumation correspondantes sont respectivement de 0,16 et 0,58 mm/an. La différence est de 0,42 mm/an. Si cette différence résultait essentiellement de l'inversion du CBF (pendage estimé à 25°), la vitesse moyenne d'extension horizontale accommodée par cette inversion serait de l'ordre du mm/an.

(2) *Empreinte morphologique.* Les données néotectoniques et sismotectoniques de Sue [1998] indiquent que la dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise au sud du Pelvoux reste active; cela peut expliquer que les montagnes en rive droite de la Durance, entre Briançon et Guillore (Champsaur oriental) soient globalement plus élevées (longues crêtes dépassant 3000 m d'altitude) que leurs vis-à-vis briançonnais en rive gauche (sommets isolés autour de 2700 m), pour des lithologies qui paraissent également résistantes à l'érosion.

(3) *Age.* L'extension "tardive" en zone briançonnaise au sud-est du Pelvoux a pu commencer au

début du Miocène, bien avant les indices néotectoniques "fini-Tertiaire à Quaternaire" déjà évoqués (karst colmaté et faillé). C'est compatible avec les âges TF miocènes en cours d'acquisition plus à l'est en zone piémontaise [Schwartz, Lardeaux, Paul, Tricart *et al.*, 1999].

Comparaison avec d'autres transversales

Juste au nord-ouest des régions étudiées ici, les datations récentes de Seward *et al.* [1999] confirment que le Massif du Pelvoux est l'objet d'une exhumation rapide et récente (nombreux âges par TF sur apatite entre 3 et 4 Ma seulement); ces caractères sont communs avec les massifs cristallins externes plus au nord (Belledonne et Mont Blanc). Une centaine d'âges par TF ont été publiés durant la dernière décennie pour ces massifs [Fügenschuh et Seward, 1999]: il se regroupent entre 2 et 10 Ma pour les apatites et entre 10 et 20 Ma pour les zircons. La vitesse de refroidissement correspondante, de l'ordre de 10 à 20°/Ma, peut traduire une exhumation à une vitesse de l'ordre de 0,5 à 1 mm/an. Le processus dominant serait l'érosion du relief créé par la montée de ces massifs vers l'ouest ou le nord-ouest sur une ou plusieurs rampes de chevauchement [Ménard, 1979; Mugnier *et al.*, 1990] dans une cinématique transpressive [Hubbard et Mancktelow, 1992, Seward et Mancktelow, 1994; Maurer *et al.*, 1997].

Suivant le profil ECORS, Cannic *et al.* [1999] ont mis en évidence une extension ductile à cassante au sein de la zone valaisane, au front de la zone briançonnaise (Front Houiller) et, en arrière, jusqu'en bordure de la zone Sesia. L'inversion finale du Front Houiller est démontrée, la composante verticale du rejet en extension pouvant atteindre 35 km. De manière complémentaire Fügenschuh *et al.* [1999] montrent qu'au sud du profil et jusqu'en Maurienne une faille normale prend en écharpe les différentes unités valaisanes et subbriançonnaises, coïncidant au nord avec le Front Houiller et plus au sud avec le Front Pennique. Les données thermochronologiques indiquent que le compartiment oriental a été effondré de 3-4 km durant les 5 derniers Ma. Auparavant, les unités de part et d'autre de cette faille ont été exhumées à des vitesses comparables, de l'ordre de 0,5 à 0,7 mm/an.

Les âges par TF dans l'apatite en Zone Houillère sont:

- dans une fourchette 6 - 7 Ma sur la transversale Nord-Mont Blanc [Val des Bagnes: Seward et Mancktelow, 1994];
- dans une fourchette 9 - 13 Ma sur la transversale Sud-Mont Blanc [profil ECORS: Fügenschuh *et al.*, 1999];
- dans une fourchette 16 - 18 Ma en Maurienne [vallée de l'Arc: Fügenschuh *et al.*, 1999];
- proches de 24 Ma au sud-est du Pelvoux, près de Briançon (nouvelles données présentées ici).

Bien au-delà des différences d'âge pouvant s'expliquer par les différences d'altitude de prélèvement, une tendance se dégage : l'exhumation finale serait plus ancienne du nord au sud quand

on suit l'arc briançonnais, ou du moins sa partie frontale. Première conséquence, l'âge d'exhumation des massifs cristallins externes étant partout aussi jeune [Fügenschuh et Seward, 1999], le différentiel avec la Zone Houillère augmenterait du nord vers le sud, et la valeur de 14 Ma au sud-est du Pelvoux représenterait dans ce contexte un maximum. Ceci demande à être confirmé par de nouvelles analyses.

CONCLUSIONS

Les données présentées permettent de préciser l'histoire tectonique des confins zone externe - zones internes au sud-est du Pelvoux, au stade le plus évolué de la collision alpine. A l'Oligocène, des éléments de la chaîne métamorphique HP-BT éocène (nappes briançonnaises de couverture méso-cénozoïque, Zone Houillère) sont charriés (CBF) sur la bordure de la zone externe (zone ultradauphinoise) et les nappes pelliculaires (flyschs à Helminthoïdes) glissées en précurseurs dans un bassin flexural (Grès du Champsaur) développé là depuis l'Eocène supérieur. Ceci était acquis et reste inchangé. Toute la structure engendrée dans ce cisaillement est reprise dans un dernier serrage régional, générateur de plis rétrodéversés; ceci aussi était acquis mais on se situe encore à l'Oligocène et non déjà au Miocène comme parfois envisagé auparavant. En effet dès la fin de l'Oligocène le Briançonnais est déjà suffisamment exhumé (moins de 4-5 km de profondeur) pour se situer en domaine cassant (température de l'ordre de 100°). Le régime tectonique qui prévaut alors est une extension multidirectionnelle affectant l'ensemble de la zone briançonnaise. Le Chevauchement Briançonnais Frontal (CBF) mis en place à l'Oligocène rejoue en détachement distensif. Dans le compartiment supérieur et se branchant sur cet accident majeur inversé, se développe la Zone Faillée de Haute Durance ("faille de la Durance"). En-dessous de ce même accident, la zone ultradauphinoise échappe à l'extension mais se voit exhumée plus rapidement par un processus de dénudation tectonique, s'ajoutant aux effets de l'érosion. Ce régime, actif au Miocène, perdure actuellement.

Remerciements. - Contribution n° 000 du programme GéoFrance 3D. Le manuscrit a grandement bénéficié des suggestions d'Olivier Merle et d'André Michard.

Références

- AILLERES L., BERTRAND J. M., MACAUDIERE J. & CHAMPENOIS M. (1995). - New structural data from the "Zone Houillère Briançonnaise" (French Alps), neoalpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front. - *C. R. Acad. Sci. Paris*, (II), **321**, 3, 247-254.
- APRAHAMIAN J. (1988). - Cartographie du métamorphisme faible à très faible dans les Alpes françaises externes par l'utilisation de la cristallinité de l'illite. - *Geodyn. Acta*, **2**, 1, 25-32.
- BALLEVRE M., LAGABRIELLE Y. & MERLE O. (1990). - Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the Western Alps. - *Mém. Soc. Géol. France*, **156**, 27-236.
- BARFETY J.-C., LEMOINE M., MERCIER D., POLINO R., NIEVERGELT P., BERTRAND J., DUMONT T., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., PÊCHER A. & MONTJUVENT G. (1996). - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 823 : Briançon. - Orléans : BRGM. - 1 file en coul., et notice explicative par BARFETY J.-C., LEMOINE M., de GRACIANSKY P. C., TRICART P. & MERCIER D., 1995, 180 p.
- BLACK M.C. & JAKYO A.S. (1990). - Uplift of very high pressure rocks in Western Alps: evidence for structural attenuation along low-angle faults - *Mém. Soc. géol. Fr.*, **156**, 237-246.
- BURGISSER J. & FORD M. (1998). - Overthrust shear deformation of a foreland basin; structural studies south-east of the Pelvoux massif, SE France. - *J. Struct. Geol.*, **20**, 11, 1455-1475.
- CANNIC S., MUGNIER J.-L. & LARDEAUX J.-M. (1999). - Neogene extension in the Western Alps. - *Mem. Sci. Geol. Padova*, **51**, 1, 33-45.
- CLAUDEL M.-E. (1999). Reconstitution paléogéographique du domaine Briançonnais au Mésozoïque: ouvertures océaniques et raccourcissements croisés. - Thèse Sci., Grenoble, 236 p. -

Mémoire en dépôt à l'Institut Dolomieu, rue M.Gignoux, 38031 Grenoble.

DEBELMAS J. (1953). - Schéma structural du bassin de la Durance entre Queyrières et Guillestre (Hautes-Alpes). - *Bull. Soc. Géol. France*, **3**, 123-131.

DEBELMAS J. (1980a). - Alpes, Bassin Rhodanien, Provence et Corse. *in* : C. Lorentz, éd., Géologie des Pays Européens: France, Luxembourg. - Dunod, p. 263-352.

DEBELMAS J. (1980b). - Carte géologique de la France à 1/250 000, feuille 30 : Annecy. - Orléans : BRGM. - 1 file en coul., et notice explicative par DEBELMAS J., 1979, 56 p.

DEBELMAS J. (1980c). - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 846 : Orcières. - Orléans : BRGM. - 1 file en coul., et notice explicative par DEBELMAS J., 1980, 27 p.

DEBELMAS J. & LEMOINE M. (1966). - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille XXXV-37 : Guillestre. - 1 file en coul., et notice explicative par DEBELMAS J. & LEMOINE M., 1966, 19 p.

FABRE R., GIDON M. & TRICART P. (1982). - La structure du Paléozoïque de la zone Briançonnaise axiale au nord de Névache. - *Géologie Alpine*, **58**, 31-52.

FORD M. (1996). - Kinematics and geometry of early alpine , basement-involved folds, SW Pelvoux Massif, SE France. - *Eclogae Geol. Helv.*, **89**, 1, 269-295.

FREY M., DESMOND J. & NEUBAUER F. (1999). - Metamorphic maps of the Alps 1/1 000 000. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **79** (1).

FUGENSCHUH B., LOPRIENO A., CERIANI, S. & SCHMID S. (1999). - Structural analysis of the subbriançonnais and valais units in the area of Moûtiers (Savoy, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences. - *Int. Journ. Earth Sciences*, **88**, p.201-218

FUGENSCHUH B. & SEWARD D. (1999). - Cooling and exhumation history of the Western Alps: constraints from fission-track dating. - *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (A)*, **52**, 33.

- GALBRAITH R. F. (1981). - On statistical models for fission track counts. - *Math. Geol.*, **13**, 488-491.
- GALBRAITH R. F. (1990). - The radial plot: graphical assessment of spread in ages. - *Nuclear Tracks*, **17**, 207-214.
- GALBRAITH R. F. & LASLETT G. M. (1993). - Statistical models for mixed fission track ages. - *Nuclear Tracks Radiat. Meas.*, **21**, 459-470.
- GIDON M., KERCKHOVE C., MICHARD A., TRICART P., GOTTELAND P., GOUT C., LEBLANC D., LEFEVRE R., LE GUERNIC J., MEGARD-GALLI J. & MICHEL-NOEL G. (1994). - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 872 : Aiguille de Chambeyron. - Orléans : BRGM. - 1 file en coul., et notice explicative par GIDON M., 1994, 90 p.
- GLEADOW A. J. W. (1981). - Fission track dating methods: what are the real alternatives? - *Nuclear Tracks*, **5**, 3-14.
- HUBBARD M. & MANCKTELOW N. S. (1992). - Lateral displacement during Neogene convergence in the Western and Central Alps. - *Geology*, **20**, 10, 943-946.
- HURFORD A. D. & GREEN P. F. (1983). - The zeta age calibration of fission track dating. - *Isotope Geoscience*, **1**, 285-317.
- KERCKHOVE C. (1969). - La "zone du Flysch" dans les nappes d'Embrunais-Ubaye. - *Géologie Alpine*, **45**, 5-204.
- KERCKHOVE C. (1980). - Carte géologique de la France à 1/250 000, feuille 35 : Gap. - Orléans : BRGM. - 1 file en coul., et notice explicative par KERCKHOVE C., 1979, 46 p.
- LAZARRE J., TRICART P. & VILLEMEN T. (1994). - L'extension cassante tardi-orogénique dans les Schistes lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentales). - *C. R. Acad. Sci. Paris*, (II), **319**, p.1415-1421.

- LAPIERRE H., TARDY M., TRICART P., FÉRAUD G., MASCLE G.H., STÉPHAN J.F. & SENEBIER F. (1995). - Contexte géodynamique des magmatismes calco-alcalins des grès de Taveyannaz, du Champsaur et de Saint Antonin. - Magmatisme dans le Sud-Est de la France, séance sp. de la Soc. géol. France, 25-26 oct. 1995, Nice-Sophia Antipolis (résumé), p.35-37.
- LEMOINE M., de GRACIANSKY P.C. & TRICART P. (2000). - De l'océan à la chaîne de montagnes : tectonique des plaques dans les Alpes. - Soc. Géol. Fr. Coll. Géosciences, Gordon and Breach Sc. Publ., 207p.
- LORENZ C. (1969). - Contribution à l'étude stratigraphique de l'Oligocène et du Miocène inférieur des confins liguro-piémontais (Italie). - *Atti. Ist. Geol. Univ. Genova*, 6, 1-888.
- MAURER H. R., BURKHARD M., DEICHMANN N. & GREEN A. G. (1997). - Active tectonism in the central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhone valley. - *Terra Nova*, 9, 2, 91-94.
- MENARD G. (1979). - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France:essai d'utilisation de données géophysiques. - Thèse 3ème cycle, Grenoble, 178 p. - Mémoire en dépôt à l'Institut Dolomieu, rue M.Gignoux, 38031 Grenoble.
- MENARD G. (1988). - Structure et cinématique d'une chaîne de collision : les Alpes occidentales et centrales. - Thèse d'état, Grenoble, 268 p. - Mémoire en dépôt à l'Institut Dolomieu, rue M.Gignoux, 38031 Grenoble.
- MERLE O. & BRUN J.-P. (1984). - The curved translation path of the Parpaillon nappe (French Alps). - *J. Struct. Geol.*, 6, 711-719.
- MUGNIER J. L., GUELLEC S., MENARD G., ROURE F., TARDY M. & VIALON P. (1990). - Crustal balanced cross-sections through the external Alps deduced from ECORS profile. in : Heitzman P, Roure F. & Polino R., eds., Deep structure of the Alps, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 156, p. 203-216.

- MUGNIER J.-L., LOUBAT H. & CANNIC S. (1993). - Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains of the Western Alps. - *Bull. Soc. Géol. France*, **164**, 5, 697-708.
- NICOLAS A., HIRN A., NICOLICH R., POLINO R. & Group E.-C. W. (1990). - Lithospheric wedging in the Western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. - *Geology*, **18**, 587-590.
- PHILIPPOT P. (1990). - Opposite vergence of nappes and crustal extension in the French-Italian Western Alps. - *Tectonics*, **9**, 5, 1143-1164.
- ROURE F., POLINO R. & NICOLICH R. (1989). - Poinçonnement, rétrocharriages et chevauchements post-basculement dans les Alpes occidentales: évolution intracontinentale d'une chaîne de collision. - *C. R. Acad. Sci. Paris*, (II), **309**, 283-290.
- SALIOT P. (1978). - Le métamorphisme dans les Alpes françaises. - Thèse d'état, Paris, 183 p. - Mémoire en dépôt à l'Institut Dolomieu, rue M.Gignoux, 38031 Grenoble.
- SCHMID S. M., AEBLI H., HELLER, F. & ZINGG A. (1989). - The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. *in* : M. Coward, D. Dietrich et R.G. Park, éd., *Alpine Tectonics, Geol. Soc. Sp. Publ.*, London, **45**, 153-171.
- 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.
- SCHWARTZ S., LARDEAUX J.-M., PAUL A., CATTANEO M., TRICART P., GUILLOT S., LAGABRIELLE Y. & POUPEAU G. (1999). - Syn-convergence extension, mantle indentation and exhumation of high-pressure rocks: insights from the Western Alps. - *E.U.G.10, Strasbourg, Abstract Volume*, 30-31.
- SCHWARTZ S., LARDEAUX J.-M., PAUL A., TRICART P. & POUPEAU G. (1999). - Significance of synconvergence extension in the Western Alps revealed by fission track analysis and geophysical modelling. - *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, **A52**, 18.

- SEWARD D., FORD M., BURGISSER J., LICKORICH H., WILLIAMS E. D. & MECKEL I. L. D. (1999). - Preliminary results of fission-track analyses in the southern Pelvoux area, SE France. - *Mem. Sci. Geol. Padova*, **51**, 1, 25-31.
- SEWARD D. & MANCKTELOW N. S. (1994). - Neogene kinematics of the Central and Western Alps - Evidence from fission-track dating. - *Geology*, **22**, 9, 803-806.
- STECK A. (1990). - Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes Centrales. - *Eclogae Geol. Helv.*, **83**, 603-627.
- SUE C. (1998). - Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes - approche structurale et sismologique. - Thèse Sci., Grenoble, 325 p. - Mémoire en dépôt à l'Institut Dolomieu, rue M.Gignoux, 38031 Grenoble.
- SUE C., THOUVENOT F., FRECHET J. & TRICART P. (1999). - Widespread extension in the core of the Western Alps revealed by earthquake analysis. - *J. Geophys. Res.*, **104**, (B11), 25611-25622.
- SUE C. & TRICART P. (1999). - Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. - *Eclogae Geol. Helv.*, **92**, 171-181.
- SUE C., MARTINOD J., TRICART P., THOUVENOT F., GAMOND J.-F., FRECHET J., MARINIER D., GLOT J.-P. & GRASSO J.-R. (2000). - Active deformation in the inner western Alps inferred from comparison between 1972-classical and 1996-GPS geodetic surveys. - *Tectonophysics*, **320**, 17-29.
- THOUVENOT F. (1996). - Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogènes (Atlas, Pyrénées, Oural). - Thèse d'état, Grenoble, 378 p.
- TRICART P. (1975). - Les rétrocharriages dans les Alpes franco-italiennes :  volution des structures sur la transversale Embrunais-Queyras (Hautes-Alpes). - *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, **28**, 3, 239-259.

- SEWARD D., FORD M., BURGISSER J., LICKORICH H., WILLIAMS E. D. & MECKEL I. L. D. (1999). - Preliminary results of fission-track analyses in the southern Pelvoux area, SE France. - *Mem. Sci. Geol. Padova*, **51**, 1, 25-31.
- SEWARD D. & MANCKTELOW N. S. (1994). - Neogene kinematics of the Central and Western Alps - Evidence from fission-track dating. - *Geology*, **22**, 9, 803-806.
- STECK A. (1990). - Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes Centrales. - *Eclogae Geol. Helv.*, **83**, 603-627.
- SUE C. (1998). - Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes - approche structurale et sismologique. - Thèse Sci., Grenoble, 325 p. - Mémoire en dépôt à l'Institut Dolomieu, rue M.Gignoux, 38031 Grenoble.
- SUE C., THOUVENOT F., FRECHET J. & TRICART P. (1999). - Widespread extension in the core of the Western Alps revealed by earthquake analysis. - *J. Geophys. Res.*, **104**, (B11), 25611-25622.
- SUE C. & TRICART P. (1999). - Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. - *Eclogae Geol. Helv.*, **92**, 171-181.
- SUE C., MARTINOD J., TRICART P., THOUVENOT F., GAMOND J.-F., FRECHET J., MARINIER D., GLOT J.-P. & GRASSO J.-R. (2000). - Active deformation in the inner western Alps inferred from comparison between 1972-classical and 1996-GPS geodetic surveys. - *Tectonophysics*, **320**, 17-29.
- THOUVENOT F. (1996). - Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogènes (Atlas, Pyrénées, Oural). - Thèse d'état, Grenoble, 378 p.
- TRICART P. (1975). - Les rétrocharriages dans les Alpes franco-italiennes : évolution des structures sur la transversale Embrunais-Queyras (Hautes-Alpes). - *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, **28**, 3, 239-259.

Tableau 1

Datations par traces de fission : nouvelles données analytiques

Echantillon	n	ρ_f	ρ_i	Dispersion		ρ_m	ξ	$t \pm 1\sigma$
		10^5 t/cm^2 (N_f)	10^5 t/cm^2 (N_i)	75 %	E. T. %			
ZH1	15	$0,54 \pm 0,07$ (51)	$5,90 \pm 0,25$ (556)	>99	<1	$19,390 \pm 0,15$ (15899)	289	$25,6 \pm 3,7$
	9	$0,617 \pm 0,11$ (32)	$6,15 \pm 0,34$ (319)	91	<1	$19,390 \pm 0,15$ (15899)	285	$25,6 \pm 4,9$
	10	$0,526 \pm 0,09$ (31)	$5,94 \pm 0,32$ (350)	75	<1	$19,390 \pm 0,15$ (15899)	285	$24,4 \pm 4,4$ <u>$25,7 \pm 2,4$</u>
ZH2	14	$6,61 \pm 0,30$ (477)	$16,30 \pm 0,47$ (1174)	>99	<1	$3,640 \pm 0,05$ (4815)	289	$22,8 \pm 1,4$

n nombre de grains ; ρ_f et ρ_i , densités de traces fossiles et induites relatives aux apatites ; ρ_m , densité de traces relative aux dosimètres neutroniques (verres CN5) ; N_f , nombre total de traces comptées dans les apatites (f), leur détecteur externe (i) et les détecteurs externes associés aux verres moniteurs (m).

Paramètres de dispersion : probabilité de χ^2 de Galbraith (1981) et écart-type relatif de l'âge central (Galbraith et Laslett, 1993) ; comme dans tous les cas on a $P(\chi^2) > 5\%$ ou E.T. < 15%, il n'y a qu'une population d'âges par échantillon.

Tableau 2

Âges TF sur apatites et localisation des échantillons situés de part et d'autre du CBF

Zone	Lithologie	Altitude	Distance	$P(\chi^2)$	$t \pm 1\sigma$	Référence
Echantillon		m	km	%	Ma	
Briançonnaise						
ZH1	microdiorite	1461	+9	>75	$25,7 \pm 2,4$	ce travail
ZH2	microgranite	1498	+8	>99	$22,8 \pm 1,4$	ce travail
Dauphinoise						
JB60	socle	1588	-4	<5	$7,4 \pm 1,2$	Seward et al. 1999
JB79	socle	1445	-3	34	$8,0 \pm 1,2$	Seward et al. 1999
94/30b	arkose	1600	-1	14	$5,3 \pm 1,2$	Seward et al. 1999

* Distance horizontale au CBF, positive à l'Est du CBF, négative à l'ouest.

3-1-2-Bordure Ouest Briançonnaise.

La zone échantillonnée se situe en bordure Ouest de la zone Briançonnaise au coeur de la vallée de la Durance sur le réseau de faille (Tricart *et al.*, 1996).

-L'échantillon (PP) provient du lieu dit le Plan de Phasy connu depuis l'antiquité pour son hydrothermalisme. Il s'agit d'un granite mylonitisé à phénocristaux de quartz, feldspath et biotite. Cette lithologie nous a fourni des zircons et des apatites. Les zircons se sont révélés inutilisables car trop métamictes. Les seuls résultats proviennent des apatites qui donnent un âge à 11.74 ± 1.22 Ma. Si l'on regarde le diagramme isochrone (fig.3-17) de l'échantillon PP, l'on s'aperçoit que la majeure partie des grains possède peu de traces aussi bien fossiles que induites. Seul un grain sur onze possède un nombre élevé de trace fossiles. Ce cristal attire l'isochrone vers le haut donnant un âge plus ancien. Le Khi deux est faible aux alentours de 68% pour une dispersion élevée de 20%. Cet âge est plus jeune que ceux obtenus pour les échantillons provenant de la zone Houillère. Une hypothèse simple pour expliquer ce rajeunissement est celle du fonctionnement des sources hydrothermales lié à la circulation de fluides à haute température ($>80^{\circ}\text{C}$) le long d'une partie du réseau de failles de la Durance.

3-2-La Zone Piémontaise.

Ce Domaine a fourni le "gros" de nos datations. Nous présentons en effet 6 datations sur apatites et 7 datations sur zircons, réparties sur l'ensemble de la zone Piémontaise des Alpes cottiennes.

3-2-1-Le massif du Chenaillet.

Le massif ophiolitique du Chenaillet correspond à l'unité Ligure la plus externe (Tricart et Lemoine, 1988; 1991). Situé en position haute dans l'édifice de nappes piémontaises, il a pratiquement échappé au métamorphisme Alpin. En effet il n'est affecté que par un métamorphisme océanique depuis le faciès amphibolite jusqu'au faciès à prehnite-pumpellyite ($T \leq 300^{\circ}\text{C}$ et $P \leq 3$ kb) (Mével *et al.*, 1978).

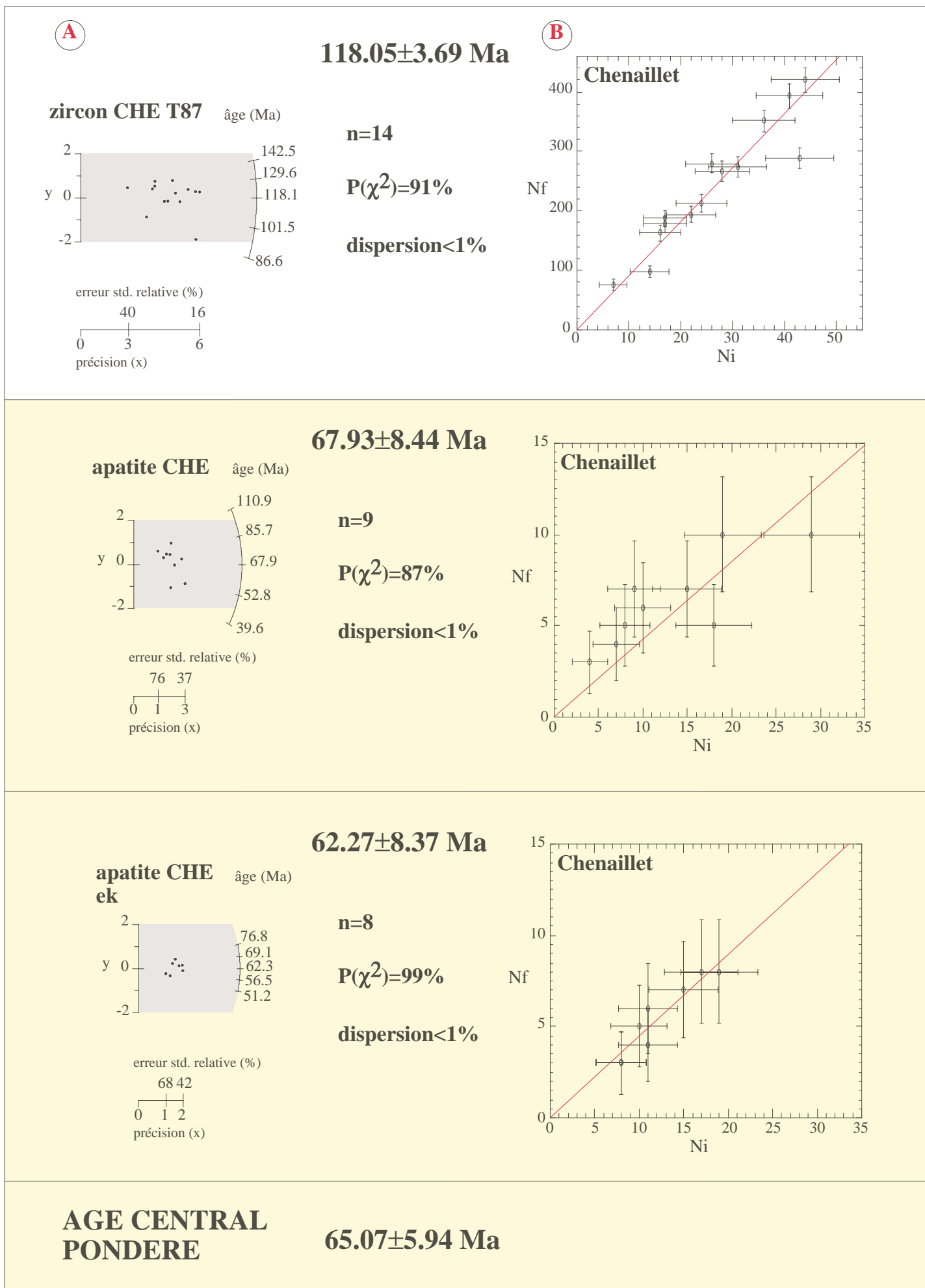


Figure.3-18- Représentation de type radial (A) et isochrone (B) des âges apparents sur zircons et apatites d'un échantillon provenant du massif du Chenaillet (CHE), prélevé dans un filon d'albitite. La datation sur apatite a été effectuée par un comptage croisé entre deux observateurs (ek : E.Labrin).

D'un point de vue lithologique, le Chenaillet est constitué par les termes classiques de l'assemblage ophiolitique correspondant à des peridotides serpentinisées, des gabbros et des basaltes en coussins, recoupés par des filons de dolérites et d'albitites. Ces filons leucocrates sont minéralogiquement constitués par l'assemblage à amphibole et plagioclase. Un filon d'albitite (T87-CHE) a été échantillonné à des fins de datation, il s'est révélé être riche en zircon et apatite.

-L'âge TF sur **zircon** obtenu est d'environ 120 Ma, cette datation a été réalisée sur 14 grains (fig.4-18). 13 s'alignent sur une isochrone avec une barre d'erreur à + ou - 1 sigma seul un grain passe à + ou - 2 sigmas, donnant ainsi un âge plus jeune vers 90 Ma. Cependant le test du khi-deux passe à 91% indiquant nettement une seule population de zircon.

-La datation sur **apatite** a fourni un âge vers 65 Ma, il s'agit d'un âge apparent pondéré, effectué par deux observateurs (E.Labrin et S.Schwartz) sur 8 à 9 apatites. Malgré de faible teneur en uranium des apatites (nombre de traces fossile <10 et nombre de traces induites <20), les âges apparents pour chaque cristal se répartissent convenablement le long d'une isochrone (Figure 3-18). Les deux âges obtenus ont des barres d'erreur qui sont larges $\pm 8-9$ Ma. De plus la dispersion des âges est très faible <1%.

3-2-2-La zone Ouest-Queyras.

Cette zone regroupe l'ensemble des datations effectuées sur des unités piémontaises situées en bordure de la zone Briançonnaise. Toutes les unités ont été métamorphosées dans les conditions du faciès des schistes bleus (Cf.chapitre II). En tout 5 datations ont été réalisées, 2 sur apatites qui se révèlent être homogènes aux alentours de 22 Ma et 3 datations sur zircons très hétérogènes, les âges variant de 64 et 92 Ma.

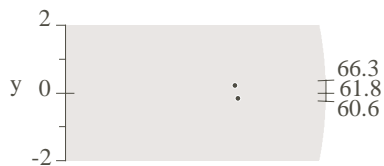
-L'échantillon CER appartenant au complexe de Cervières, provient d'un affleurement localisé sur la route des Fonts de Cervières. Il s'agit de roches dérivant du domaine océanique Ligure, qui affleurent sous l'unité de Rochebrune et sous la surface de rétrocharriage. Il s'agit d'une brèche de matériel détritique d'origine continentale.

A

zircon CER

âge (Ma)

63.05±2.90 Ma



n=2

P(χ^2)=70%

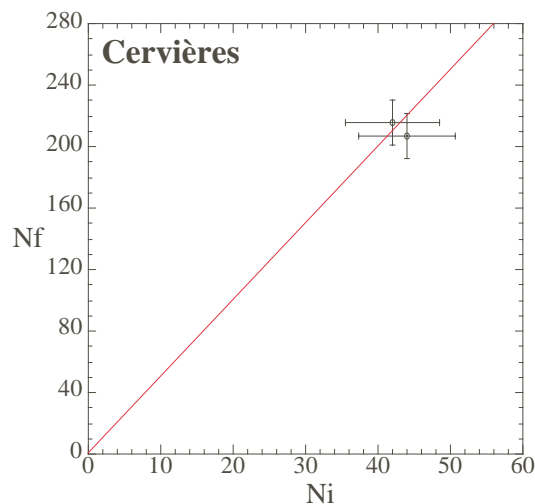
dispersion<1%

erreur std. relative (%)

17

précision (x)

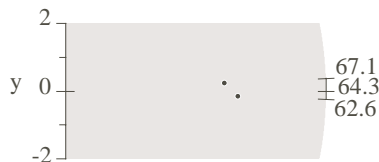
B



**zircon CER
gt**

âge (Ma)

64.31±2.61 Ma



n=2

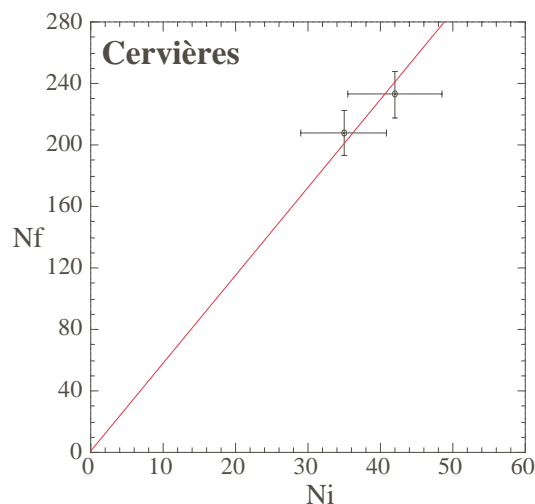
P(χ^2)=78%

dispersion<1%

erreur std. relative (%)

18 17

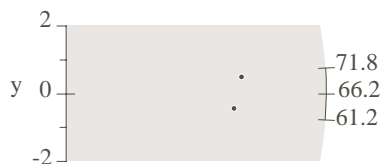
précision (x)



**zircon CER
ek**

âge (Ma)

66.15±4.02 Ma



n=2

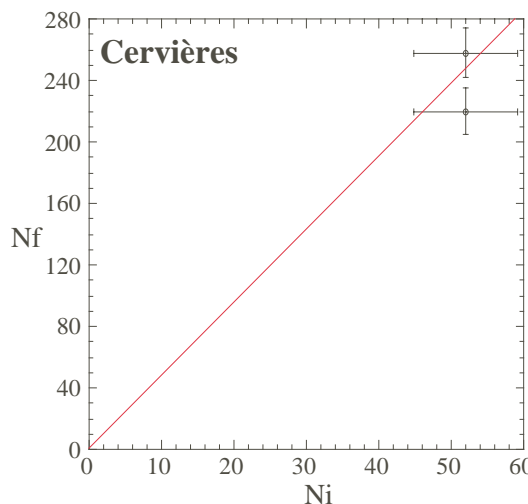
P(χ^2)=46%

dispersion<1%

erreur std. relative (%)

16 15

précision (x)



**AGE CENTRAL
PONDERE**

64.20±1.75 Ma

Figure.3-19- Représentation de type radial (A) et isochrone (B) des âges apparents sur zircons et apatites d'un échantillon provenant de la route des Fonds de Cervières (CER), prélevé dans une brèche de matériel détritique d'origine continentale. La datation sur zircon a été effectuée par un comptage croisé entre trois observateurs (ek : E.Labrin, gt : G.Toro).

Microscopiquement la roche est constituée par un assemblage de quartz, phengite, et jadéite le plus souvent déstabilisé en chlorite, albite et en phyllosilicates.

Cette lithologie ne nous a fourni aucune apatite et très peu de zircons. Cependant CER a fait l'objet d'un comptage croisé de la part de 3 observateurs (E.Labrin, G.Toro et S.Schwartz) sur 2 cristaux de zircons, permettant d'obtenir un âge apparent pondéré à 64 Ma (fig.3-19). Cette datation sur 2 grains ne nous semble pas significative, en effet on ne peut pas affirmer que d'une part ces deux cristaux soient représentatifs de l'ensemble des zircons de l'échantillon et d'autre part que les âges obtenus soient des âges de refroidissement. En effet les zircons présentent des traces de fission spontanées abondantes (>200 traces), l'erreur statistique est alors plus importante pour le comptage des traces induites (Ni), quatre à cinq fois moins nombreuses.

-L'échantillon LN-T86 provient de l'unité du Lago Nero, localisée géométriquement sous le massif du Chenaillet (Polino et Lemoine, 1984). Il s'agit d'une unité liguro-piémontaise métamorphisée dans le faciès des schistes bleus. Elle comprend une semelle ophiolitique discontinue, associée à des brèches sédimentaires mixtes à éléments d'origine océanique et continentale. Ces dernières ont fourni un abondant stock de zircon et d'apatite. Les **zircons** se caractérisent par des cristaux de grande dimension et des teneurs en uranium importantes. Nous avons daté par deux fois l'échantillon, l'âge apparent pondéré ainsi obtenu est de 66 ± 2 Ma (fig.3-20). Un test du Khi-deux > à 95% ainsi qu'une très faible dispersion <1% indique clairement que l'on peut considérer ces zircon comme appartenant à une seule population d'âge.

Les **apatites** ont fait l'objet de 3 datations successives sur trois montages différents par deux observateurs indépendants (E.Labrin et S.Schwartz). Une quinzaine de cristaux ont été datés, le test du Khi-deux est >95% les datation pour chaque montage est très faible. Pour cet échantillon, là aussi, nous pouvons considérer une seule population de d'âge (fig.3-21). L'âge apparent pondéré obtenu est de 22 ± 1 Ma.

-L'échantillon RB provient du massif ophiolitique du Rocher Blanc, qui correspond à un fragment du fond océanique liguro-piémontais. Ce massif à la particularité de posséder des brèches polygéniques à éléments granitoïdes associées aux ophiolites. Pour Tricart et Lemoine (1983), ces brèches acides témoignent d'un remaniement de la croûte continentale voisine anté-rifting, tandis que Caby (1990)

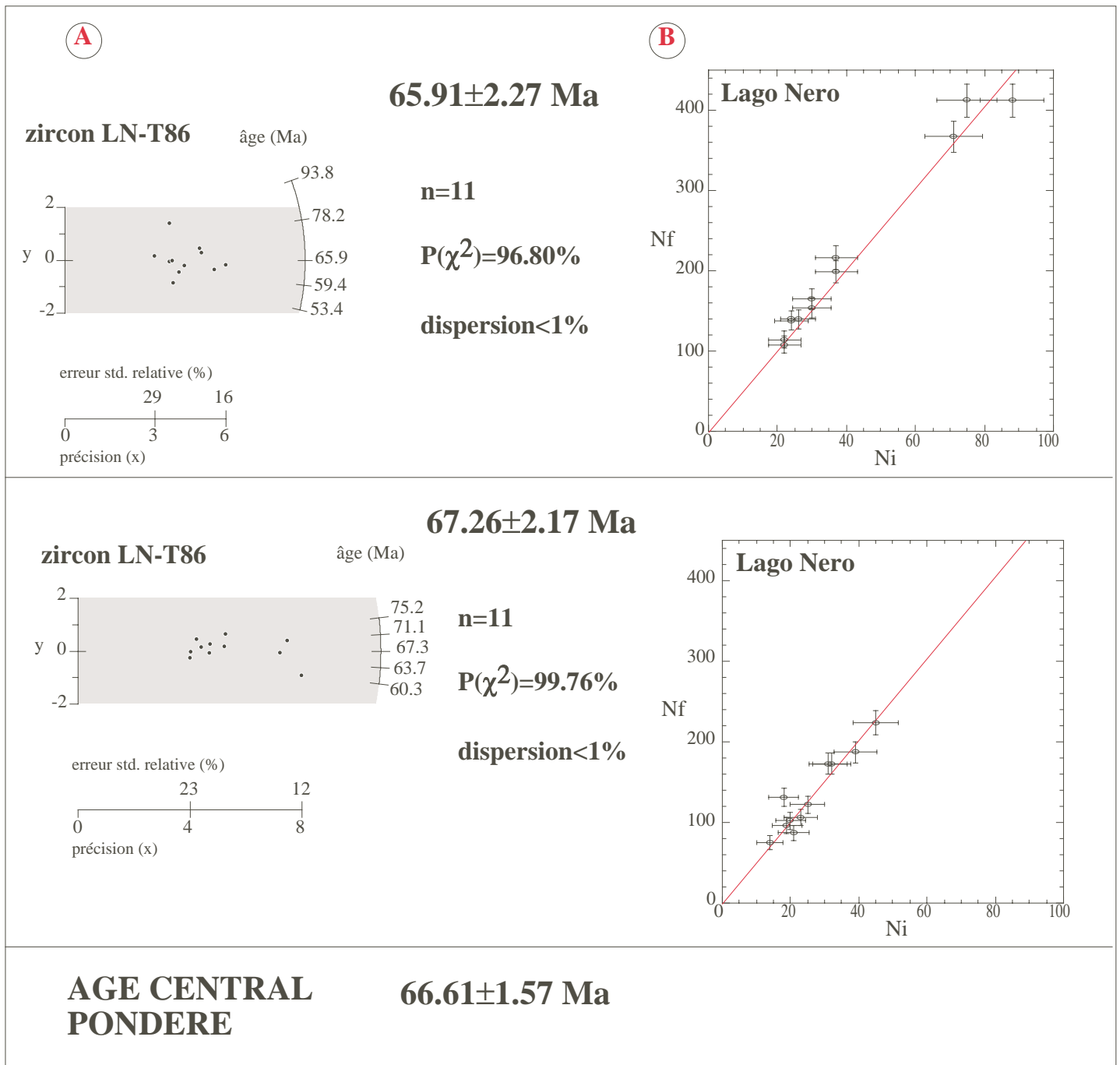


Figure.3-20- Représentation de type radial (A) et isochrone (B) des âges apparents sur zircons et apatites d'un échantillon provenant de l'unité du Lago Nero, prélevé dans un niveau détritique à matériel d'origine continentale.

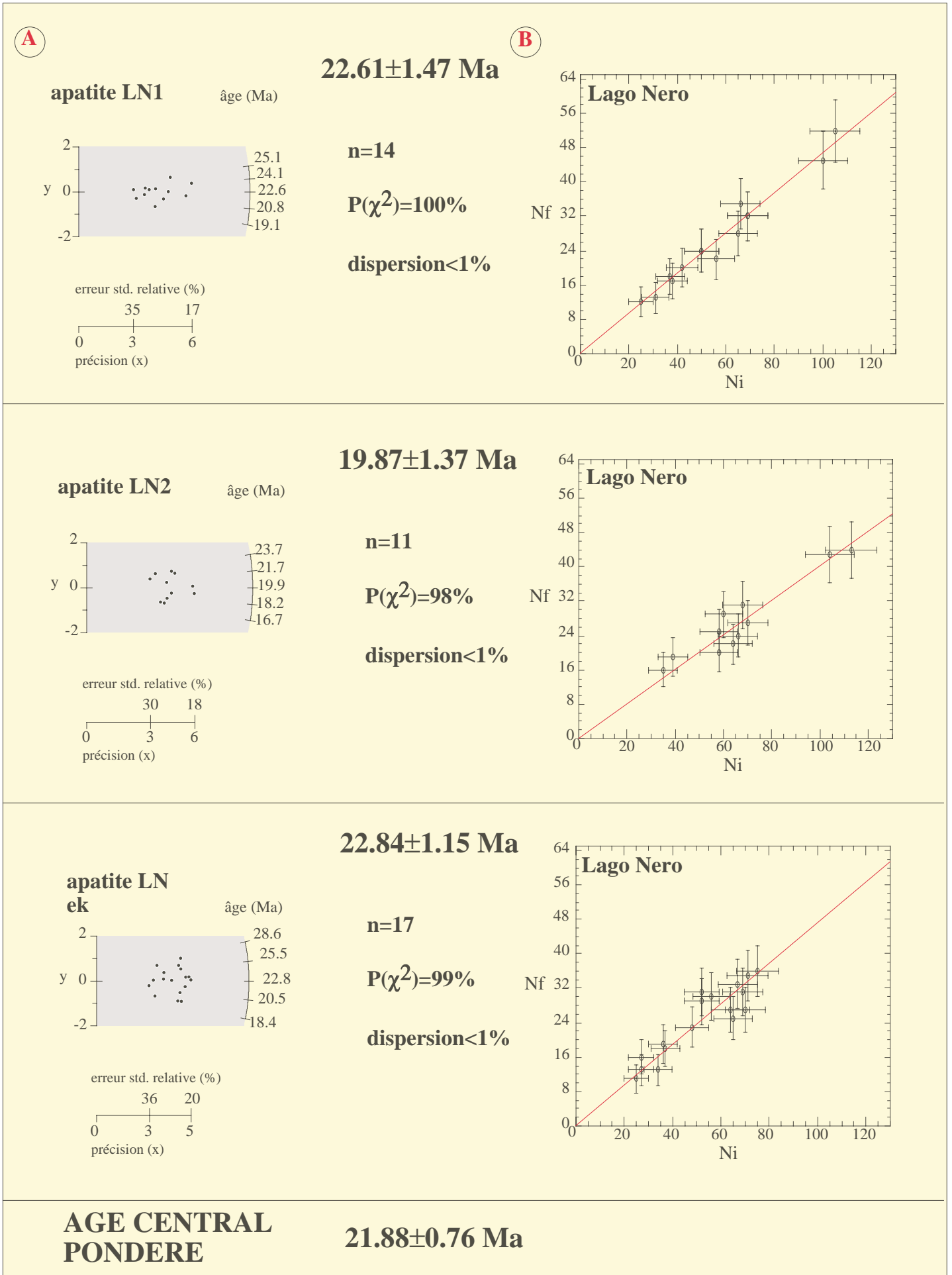


Figure.3-21- Représentation de type radial (A) et isochrone (B) des âges apparents sur apatites d'un échantillon provenant de l'unité du Lago Nero. Les lithologies utilisées correspondent à des méta-arkoses. Cette datation a été effectuée par un comptage croisé entre deux observateurs (ek : E.Labrin) sur trois montages différents.

propose plutôt des conditions de gisement sous la forme de filons et sills intrudant les basaltes se rapprochant des granites d'Islande. Nous avons utilisé, pour nos datations, les niveaux acides de la brèche polygénique (fig.3-22).

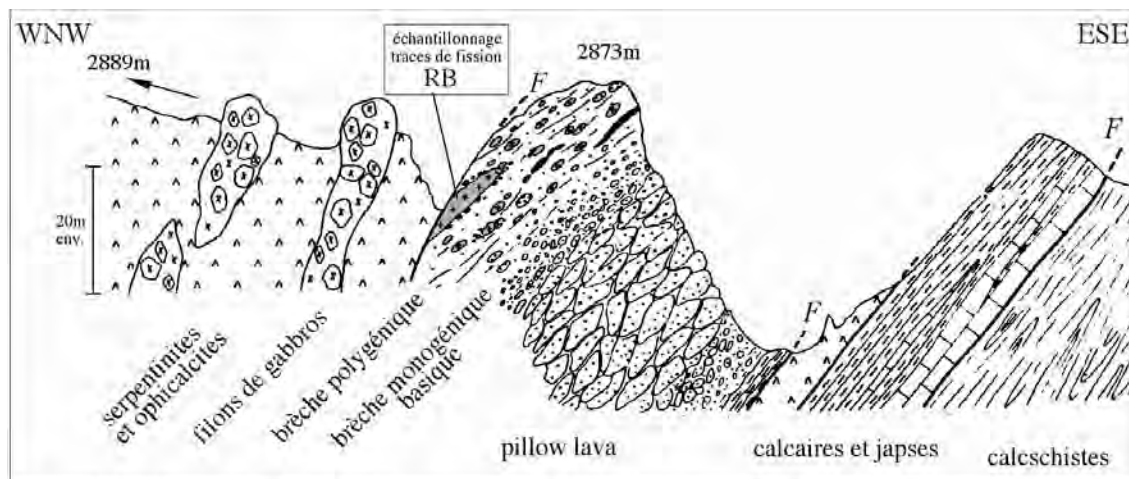


Figure.3-22-Coupe du Rocher Blanc, précisant les relations entre les différents termes plutono-volcaniques (modifié d'après Caby *et al.*, 1971). Les éléments acides de la brèche polygénique ont été échantillonnés pour la datation par la méthode des traces de fission.

Elle est constituée par une prédominance d'éléments granitoïdes formant parfois un système de veines anastomosées dans les metabasaltes. L'ensemble de la roche a été métamorphosée dans les conditions P-T du faciès des Schistes Bleus. Les paragenèses successives correspondent au développement de jadéite, quartz, lawsonite, phengite et glaucophane rétro-morphosés en albite et chlorite.

Les conditions P-T ont été quantifiées (Cf. Chapitre II), les conditions obtenues sont de $350 \pm 50^\circ\text{C}$ et de 13 ± 2 kb. La température estimée est très faible pour les conditions pression calculées. Ces faibles températures sont des éléments essentiels pour l'interprétation des âges TF sur zircon. En effet une température de 370°C est nécessaire pour une remise à zéro complète du chronomètre zircon. L'âge obtenu pour cette zone est donc un âge mixte représentant à la fois l'âge de cristallisation et une réouverture incomplète du système considéré lors du métamorphisme alpin.

-Les âges apparents **zircon** ont été couplés par deux observateurs (E.Labrin et S.Schwartz), ils varient de 86 à 96 Ma. Nous n'avons représenté graphiquement, sur la **figure 3-23**, que deux des trois datations. Si l'on observe plus précisément les âges apparents fournis par chaque zircon on constate une forte variation de ces âges de 130 à 75 Ma (S.Schwartz) et de 126 à 78 Ma (E.Labrin). Cependant dans les deux datations le test du khi-deux est supérieur à 36% dans le plus bas des cas. Cette dispersion des âges et le faible khi-deux peut être interprété comme résultant de conditions thermiques trop

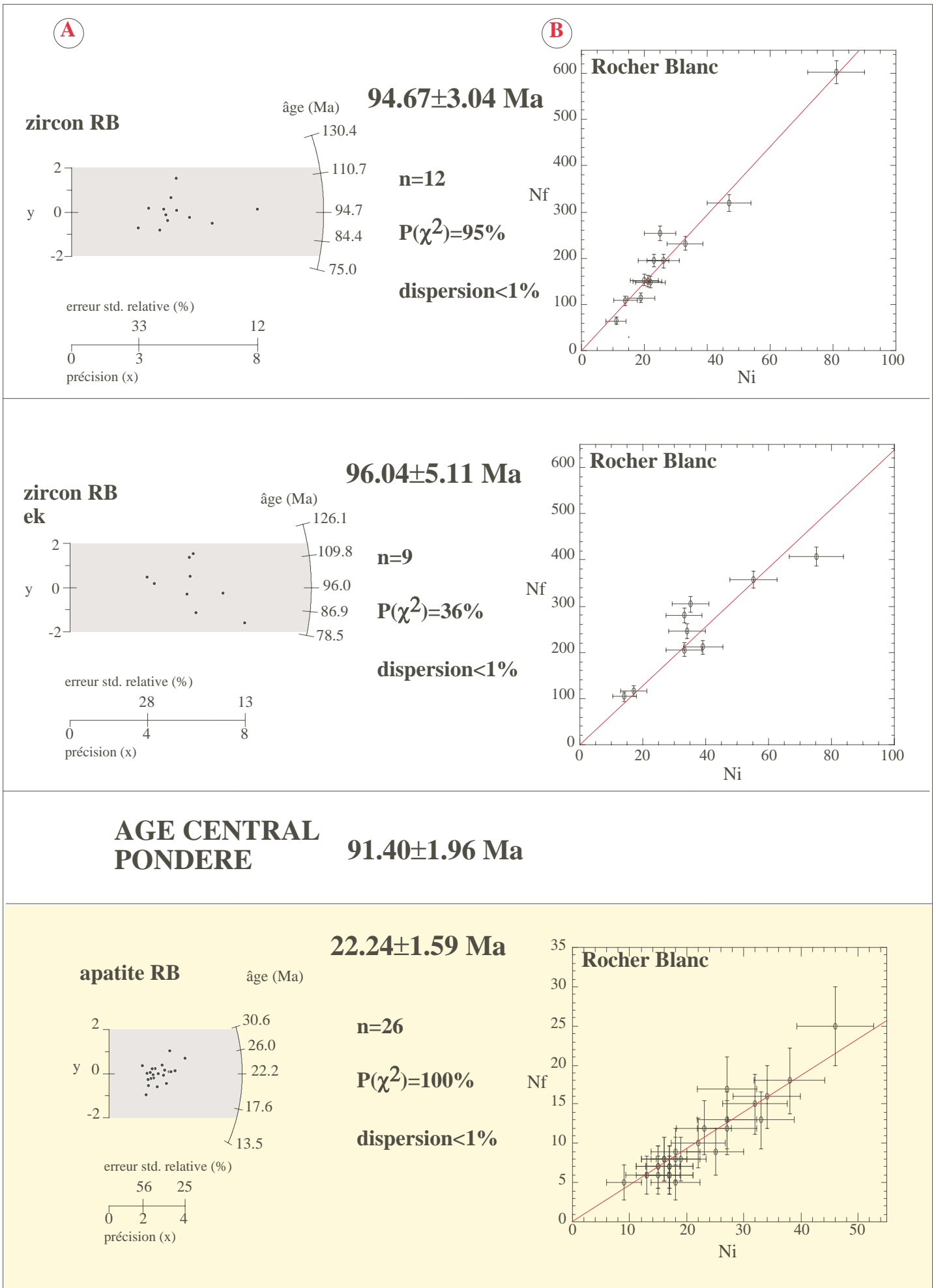


Figure.3-23- Représentation de type radial (A) et isochrone (B) des âges apparents sur zircons et apatites d'un échantillon provenant du Rocher Blanc (CHE), prélevé dans une brèche à éléments granitoïdes. La datation a été effectuée par un comptage croisé entre deux observateurs (ek : E.Labrin).

faibles (<370°C) en parfait accord avec nos estimations P-T. La température du métamorphisme est trop faible pour permettre l'effacement de toutes les traces "magmatiques" originelles. Ainsi l'âge apparent pondéré est un âge de mélange entre un âge de cristallisation magmatique et un âge métamorphique, sans signification géologique. On ne peut donc le considérer comme un âge de refroidissement.

-Les 26 **apatites** provenant de l'échantillon RB (fig.3-23) présentent des âges très homogènes (dispersion <1% et khi-deux >99%). L'âge obtenu est de 22±2 Ma. Nous constatons que la température du métamorphisme a été largement suffisante pour remettre à zéro le "compteur" des apatites, mais pas assez élevée pour le chronomètre zircon. Si il ne s'agit pas d'un problème thermique lié à l'enregistrement des traces par les zircons.

-En conclusion les datations effectuées pour la zone Ouest-Queyras montrent des âges TF sur zircon anciens >70 Ma traduisant de très faibles conditions thermiques. Les âges alors obtenus sont des âges mixtes sans signification géologique véritable. Par contre les âges TF sur apatites sont homogènes aux alentours de 22 Ma, pouvant être interprétés comme un âge de passage de l'isotherme 110°C et considéré comme un âge de refroidissement véritable.

3-2-3-La zone Est-Queyras.

Cette zone regroupe l'ensemble des datations effectuées au coeur des Schistes Lustrés dans les différentes masses ophiolitiques et niveaux détritiques siliceux. Toutes les roches ont été métamorphosées dans les conditions du faciès des schistes bleus pour des températures supérieures à 350°C (fig.3-15). Dans certaines zones d'échantillonnage la lawsonite, minéral omniprésent et emblématique de l'Ouest Queyras, disparaît au détriment de la zoïsite (Cf.Chapitre II). En tout 5 datations ont été réalisées, 2 sur apatites qui donnent des âges entre 9 et 14 Ma tandis que les 3 datations sur zircon couvrent une gamme d'âge entre 21 et 27 Ma.

-L'échantillon CG provient du Cirque de la Gavie, il s'agit de filons d'albite boudinés dans les serpentinites. La roche est recristallisée à 80% en jadéite, quartz et

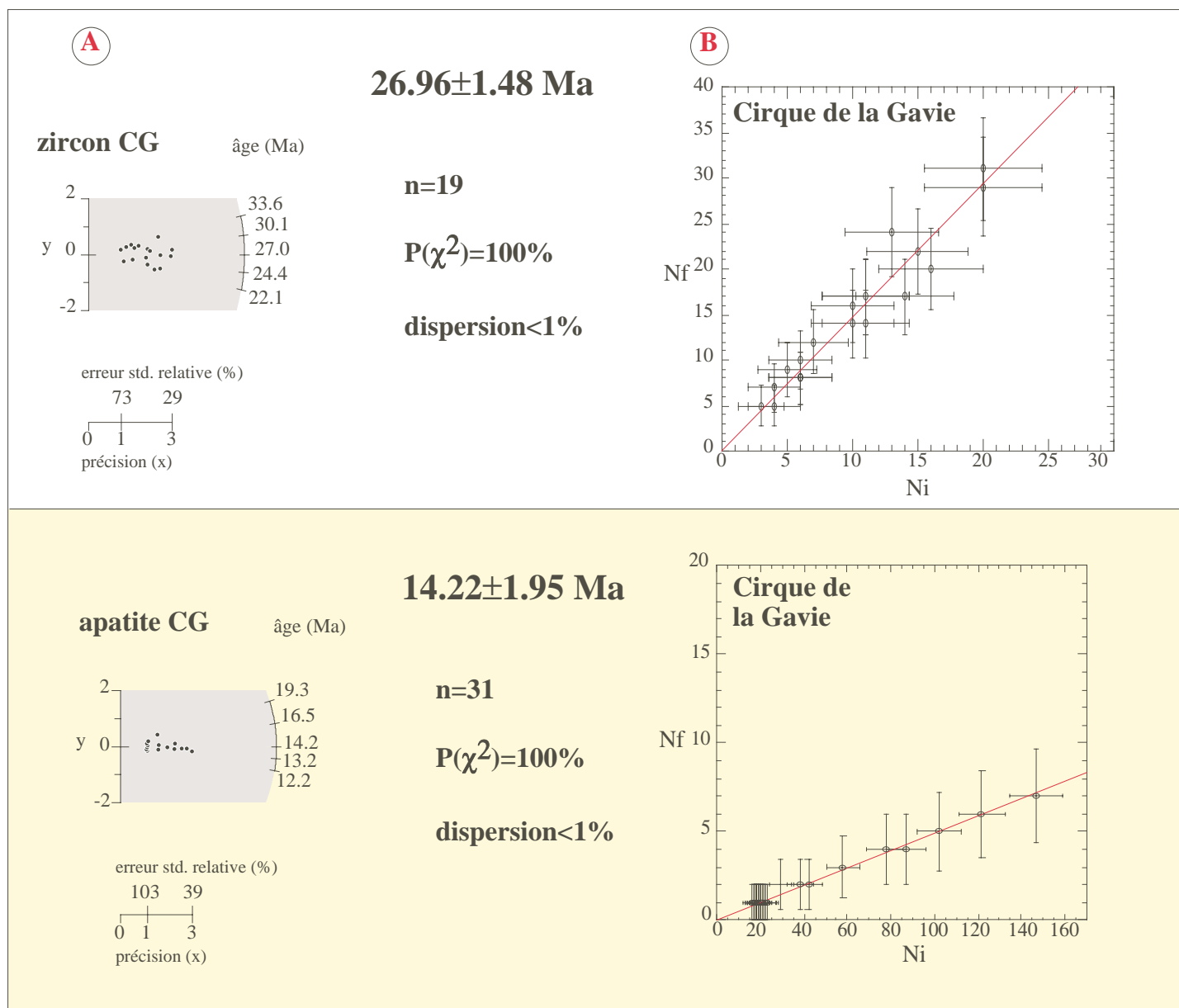


Figure.3-24- Représentation de type radial (A) et isochrone (B) des âges apparents sur zircons et apatites d'un échantillon provenant du Cirque de la Gavie (CG), prélevé dans un filon d'albitite.

lawsonite durant le métamorphisme HP schistes bleus. La datation sur les **zircons** à été réalisée sur 19 grains. Les âges apparents de chaque cristal suivent parfaitement une isochrone à 27 Ma (fig.3-24).

Les **apatites** ont été plus difficiles à dater du fait de leur faible teneur en uranium. Ainsi il a fallu irradier cet échantillon sous une fluence plus importante (irradiation 99-5) $1.023E^{16}$ n/cm². Ces apatites présentent un nombre de traces fossiles faible inférieur à 10 traces par grain, tandis au contraire les traces induites sont beaucoup plus nombreuses entre 20 et 150 traces par grain (fig.3-24). Nous avons pu dater 31 apatites qui fournissent un âge apparent vers 15 Ma.

On constate que pour cet échantillon la datation couplée zircon / apatite donne des âges significativement différents de plus de 10 Ma. Toutes les conditions sont enregistrées ici (test du khi-deux >95, faible dispersion <1% et température >400°C) pour permettre d'interpréter les âges TF sur zircon et apatites comme des âges de passage d'isothermes donnés, donc comme des âges de refroidissement.

-L'échantillon CP provient de l'affleurement de la Casse de Peyroun. La lithologie échantillonnée correspond au ciment clair d'une brèche à éléments doléritiques. L'analyse pétrologique montre que la roche est constituée par un assemblage à jadéite, zoisite et glaucophane typique de la paragénoise des schistes bleus de haute température. De nombreux cristaux sub-automorphes de zircon sont visibles en microscopie. Il est à noter l'absence d'apatite dans cette lithologie.

La datation sur **zircon** à fait l'objet d'un comptage croisé par deux observateurs (E.Labrin et S.Schwartz), les âges obtenus sont similaires pour les deux observateurs aux barres d'erreur près. L'âge apparent pondéré est de 25 ± 1 Ma (fig.3-25).

-L'échantillon RN, provient d'un affleurement de méta-arkose localisé le long de la route du col Agnel sur le versant italien au lieu dit Rocca Nera. Il s'agit d'un niveau arkosique centimétrique interstratifié dans les calcschistes. Cette lithologie s'est révélée être particulièrement riche en apatites et a également livré quelques rares zircons.

La datation effectuée sur les **zircons** à été réalisée sur un montage qui ne présentait que 3 grains datables. Nous avons croisé la datation avec E.Labrin, les âges obtenus sont similaires similaires aux barres d'erreur près. L'âge pondéré ainsi obtenu est de 22 ± 1

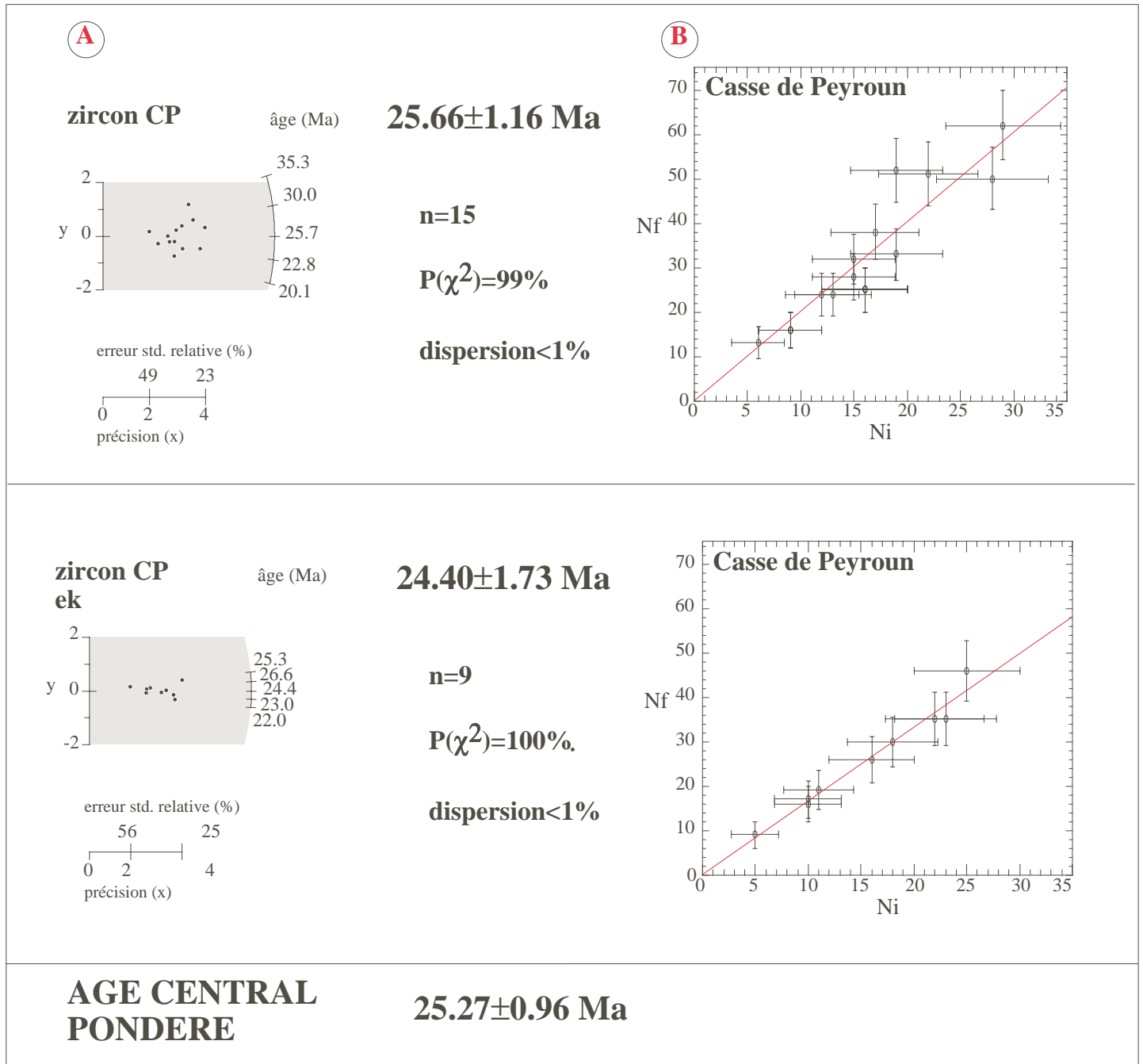


Figure.3-25- Représentation de type radial (A) et isochrone (B) des âges apparents sur zircons d'un échantillon provenant de la casse de Peyroun (CP), prélevé dans le ciment d'une brèche à éléments doléritiques d'albite. La datation a été croisée par E.Labrin (ek).

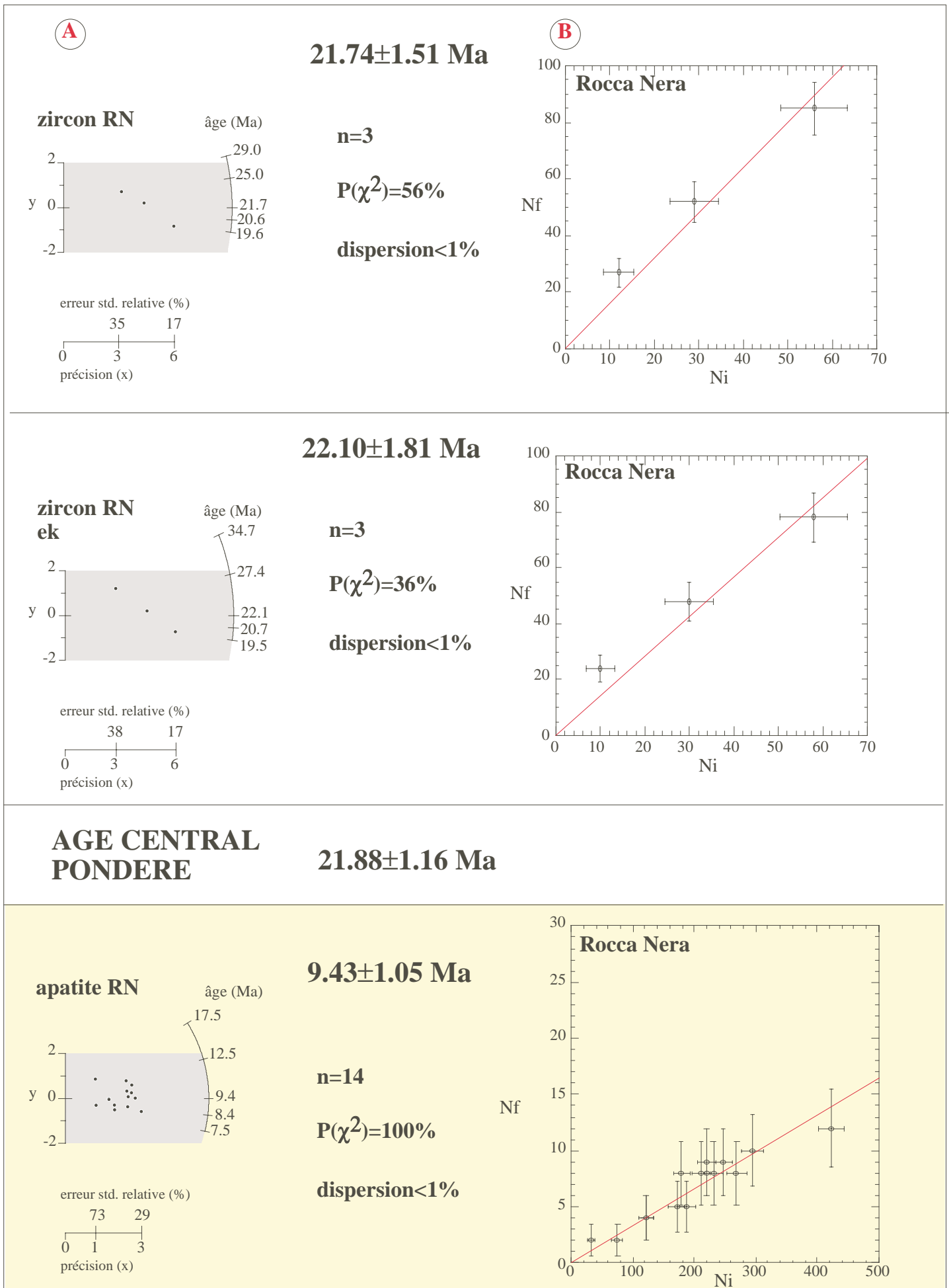


Figure.3-26- Représentation de type radial (A) et isochrone (B) des âges apparents sur zircons et apatites d'un échantillon provenant de Rocca Nera (RN), prélevé dans un niveau arkosique centimétrique. La datation sur zircon a été effectuée par un comptage croisé entre deux observateurs (ek : E.Labrin).

Ma (fig.3-26). Il reste fortement compatible avec les précédents âges sur zircon pour la zone Est-Queyras.

La datation à partir des **apatites** à été plus facile à obtenir du fait d'un nombre plus important de cristaux susceptibles d'être datés (14 grains). La gamme d'âge obtenue pour tous les grains varie de 7.5 à 17.5 Ma avec cependant un âge centré vers 9 Ma (fig.3-26). L'âge pondéré obtenu est de 9 ± 1 Ma.

Les datations traces de fission réalisées dans la zone Est-Queyras indiquent une augmentation des âges apparents zircon et apatite d'Est en Ouest. Par ailleurs les âges zircons sont toujours plus anciens d'une dizaine de millions d'années que ceux obtenus sur apatites pour une même localité d'échantillonnage. Les âges traces de fission sont interprétés pour cette zone comme des âges de refroidissement.

3-2-4-La zone éclogitique.

Cette zone correspond au complexe ophiolitique du Monviso qui représente un témoin essentiel d'une lithosphère océanique subductée puis exhumée (fig.3-27).

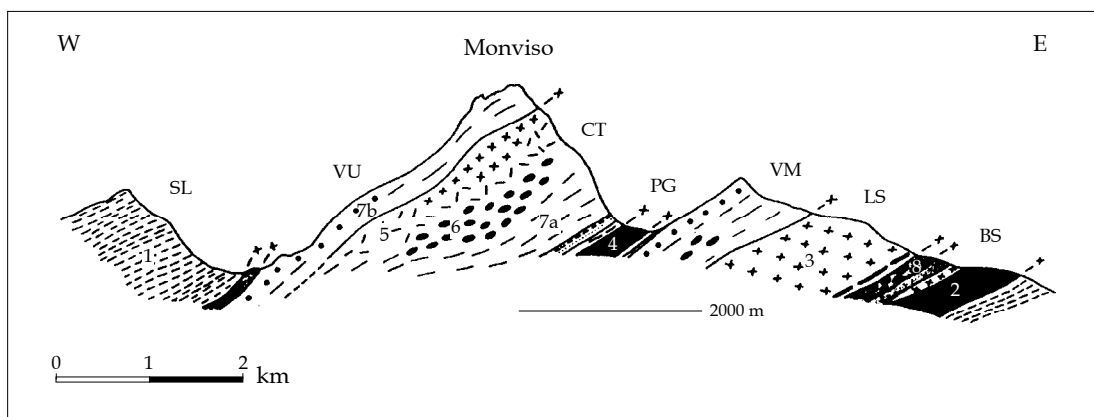


Figure.3-27-Coupe schématique du Monviso (modifié d'après Lombardo *et al.*, 1978).

(SL)-Schistes lustrés piémontais; (VU)-Unité de Vallanta; (CT)-Série de la Costa Ticino; (PG)-Unité du Passo Gallarino; (VM)-Unité du Viso Mozzo; (LS)-Unité du Lago Superiore; (BS)-Serpentine basale.

1-Calcschistes; 2-Schistes à antigorite et serpentinites; 3-Métagabbros; 4-Métaferrogabbros et éclogites; 5-Métagabbros massifs; 6-Métabasaltes en coussin; 7a-Métabasites litées; 7b-Métabasites à texture bréchitique; 8-schistes à antigorite contenant des boudins d'éclogite.

Ce complexe est classiquement subdivisé en unités lithologiques (Lombardo *et al.*, 1978; Philippot, 1988). Ces dernières ont toutes subi une évolution structurale commune, caractérisée par la succession de 3 événements dans des environnements (1)

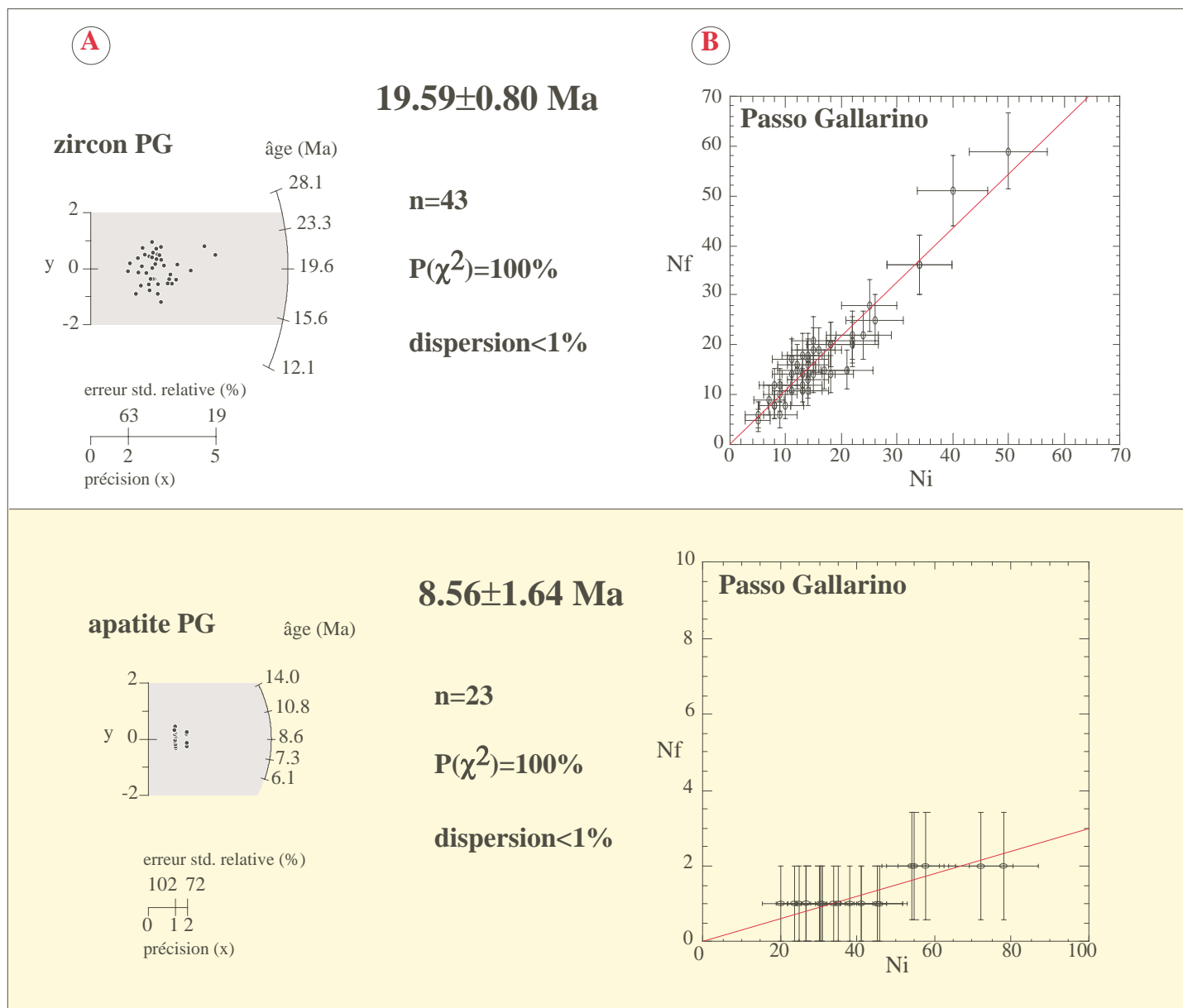


Figure.3-28- Représentation de type radial (A) et isochrone (B) des âges apparents sur zircons et apatites d'un échantillon provenant du Passo Gallarino (PG), prélevé dans des boudins de gabbros ferrotitané éclogitisés.

éclogitiques, (2) schistes bleus puis (3) schistes verts (Lardeaux *et al.*, 1987). Les conditions éclogitiques sont estimées, par thermobarométrie conventionnelle et dimension des domaines d'antiphase dans les omphacites, dans un intervalle de pression et de température de 14 à 24 kbar pour 450 à 650°C (Lombardo *et al.*, 1978; Lardeaux *et al.*, 1986; Nisio *et al.*, 1987; Messiga *et al.*, 1999).

-Nous avons échantillonné l'unité du Passo Gallarino (PG) et l'unité du Lago Superiore (LS). Seul les boudins de gabbros ferrotitanés du Passo Gallarino ont fourni des apatites et des zircons exploitables à des fins de datation par la méthode des traces de fission.

-Une quarantaine de **zircons** a été datée, la dispersion des âges individuels est faible inférieure à 1%, elle varie de 28.1 à 12.1 Ma. Le khi-deux est élevé >99%. L'âge central obtenu est de 19.6 ± 0.8 Ma (fig.3-28). Il peut être considéré comme un âge de refroidissement et correspond au passage de l'échantillon sous l'isotherme 240°C.

-Les **apatites** ont été beaucoup plus difficiles à dater. En effet deux types d'apatites de morphologie et de chimie distinctes ont été observées. L'une optiquement fortement laiteuse sans forme cristalline bien développée, pourtant abondante, s'est montrée à l'usage trop peu riche en uranium. L'autre famille d'apatite, très faiblement représentée possédant des teneurs en uranium plus élevée, plus translucide, a fait l'objet de la datation. Cependant les teneur de ces apatites a nécessité une irradiation spéciale avec une fluence neutronique de $1.023E^{16}$ n/cm². Les points représentant les traces fossiles et induites dans le diagramme radial ou isochrone sont très peu dispersés pour un nombre de cristaux important (23 apatites). Cela permet de palier la très faible densité de traces fossiles (<4) et permet malgré tout l'obtention d'un âge pondéré précis à 8.56 ± 1.64 Ma (fig.3-28).

4-CONCLUSION : LES AGES DE REFROIDISSEMENT DANS LES ALPES COTTIENNES.

Les datations par l'utilisation de la méthode des traces de fission sur zircon et apatite, effectuées dans les zones Internes des Alpes occidentales, a permis de préciser les points suivants :

-Pour la zone Briançonnaise deux âges obtenus sur apatites (ZH1-ZH2) indiquent que la zone Houillère est passée sous l'isotherme 110°C, aux alentours de 24 Ma. La déformation ductile du Briançonnais (Tricart, 1980) est donc anté 24 Ma. En effet cette déformation ductile implique des cisaillements syn-schisteux et une déformation à l'échelle des grains contrôlée par des processus de dissolution-cristallisation (Tricart, 1980). Ce mécanisme intergranulaire nécessite des températures supérieures à 250°C pour être efficace. Ce résultat est également en accord avec les contraintes tectono-sédimentaires disponibles à l'échelle des Alpes occidentales qui indiquent que le fonctionnement du front Pennique et les phases de déformation syn-schisteuses du Briançonnais qui y sont associées est comprise entre 38-35 et 25 Ma (Tricart, 1980; Dumont *et al.*, 1997; Sue, 1998; Claudel, 1999).

L'âge sur apatite provenant du Plan de Phasy (PP) doit être interprété comme lié au fonctionnement des sources hydrothermales à l'origine d'une réouverture ("rajeunissement") du système apatite. Ce résultat indique clairement que le système de faille de la Durance est actif depuis au moins 10 Ma.

-Pour le massif du Chenaillet, nos résultats confirment que cette ophiolite n'a jamais été affectée par le métamorphisme Alpin. Les faciès de basse température (schistes verts et prehnite-pumpellyite) sont clairement antérieurs à 65 Ma. Elle est probablement depuis 60 Ma en condition de sub-surface, c'est à dire obduite sur la marge Européenne.

-Les datations effectuées dans la zone Piémontaise, mettent en évidence deux comportements du zircon différents. Dans la zone **Ouest-Queyras** les âges obtenus sur zircons sont très hétérogènes, en opposition avec les âges homogènes sur apatites, aux alentours de 22 Ma. Cette hétérogénéité est interprétée comme le résultat des faibles

conditions thermiques $<350^{\circ}\text{C}$ qu'a subit la zone Ouest-Queyras durant durant le métamorphisme alpin. La température limite d'effacement des traces de fission sur zircon est actuellement estimée à 330°C (Yamada *et al.*, 1995; Tagami *et al.*, 1996 Tagami et Shimada, 1996). Ainsi les âges obtenus par les traces de fission sur zircon ne peuvent pas être interprétés comme des âges de refroidissement en dessous de 240°C mais correspondent à des âges de mélange entre un âge magmatique et un âge métamorphique, sans signification géologique précise (Schwartz *et al.*, 1999).

Par contre la zone **Est-Queyras** et la zone **éclogitique du Monviso** présentent une logique de répartition des âges traces de fission sur zircon et apatite. En effet les âges augmentent progressivement d'Est en Ouest, mais également du bas vers le haut de la pile tectonique. Toutes les datations obtenues sont interprétées comme des âges de passage de l'isotherme 110°C pour les apatites et 240°C pour les zircons. Les conditions thermiques du métamorphisme sont ici largement supérieures 350°C permettant une remise à zéro complète des chronomètres zircon et apatite durant l'évènement métamorphique alpin.

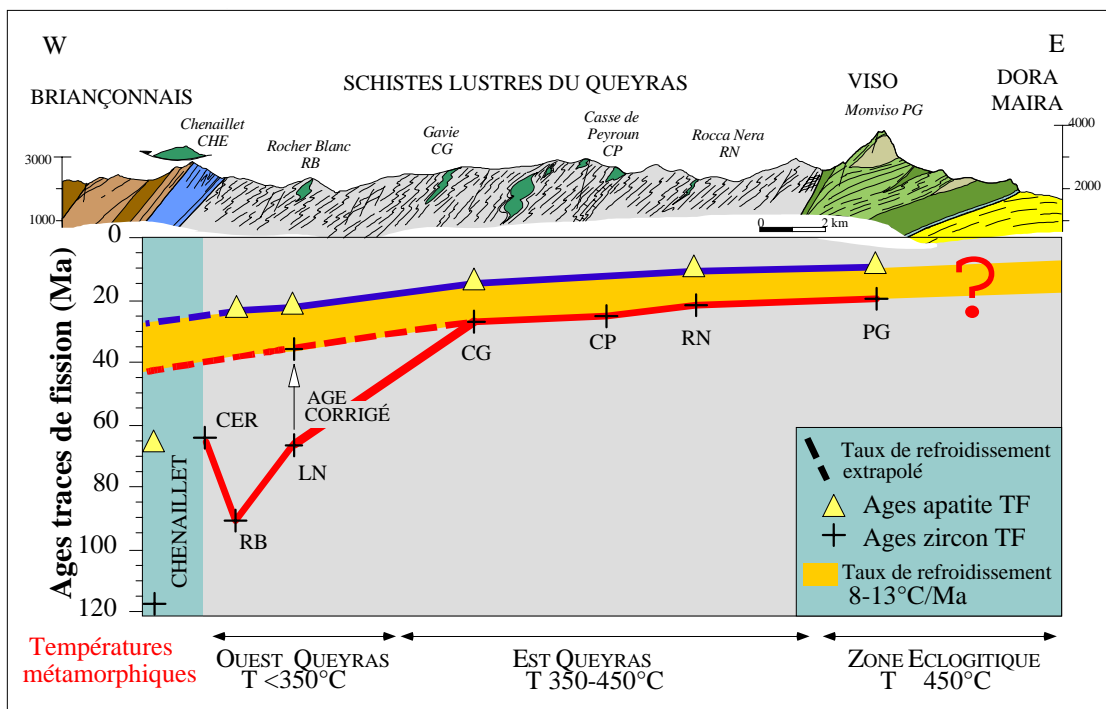


Figure.3-29- Représentation en coupe des différentes datations TF sur zircons et apatites de la zone Piémontaise. Ces âges apparents TF sur zircon et apatite sont interprétés comme des âges de passage de l'isotherme 110°C pour les apatites et 240°C pour les zircons, permettant d'obtenir des vitesses de refroidissement de 8 à $13^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ d'Est en Ouest. Les datations sur zircon du domaine Ouest Queyras peuvent être corrigé en utilisant par extrapolation les vitesses de refroidissement.

Le report des âges de refroidissement zircon et apatite sur une coupe (fig.3-29) souligne le diachronisme des histoires de refroidissement des différentes unités tectoniques.

L'utilisation couplée des âges zircon / apatite permet d'obtenir une vitesse de refroidissement moyenne pour les différentes unités tectoniques Piémontaises. Cette vitesse de refroidissement est de l'ordre de 8 à 13°C/Ma. Cependant dans le détail, ces vitesses diminuent d'Est en Ouest, on passe progressivement de 13°C/Ma (130°C/10Ma) dans l'unité du Viso (PG) à 10°C/Ma pour le Cirque de la Gavie (CG) (fig.3-29).

De plus, l'extrapolation des vitesses de refroidissement obtenues par l'utilisation couplée zircon / apatite dans l'Est-Queyras et le Viso, permet de corriger les âges sur zircon de l'Ouest-Queyras. En effet, en prenant comme hypothèse des taux de refroidissement inférieurs à 10°C/Ma (taux estimé au Cirque de la Gavie), nous pouvons corriger les âges traces de fission sur zircon. Pour cela nous utilisons comme repère les âges de refroidissement sur apatite qui ne sont pas sensibles aux faibles conditions thermiques du métamorphisme. Les âges zircon ainsi nouvellement obtenus vont de 38 à 42 Ma au lieu de 95-65 Ma.

Ces âges apparents calculés (théoriques) sur zircon deviennent ainsi compatibles avec l'ensemble des datations réalisées. Dans cette logique d'âge de refroidissement plus jeune plus l'on se déplace vers l'Est, l'on doit s'attendre à obtenir des âges de refroidissement les plus jeunes aussi bien sur zircon que sur apatite pour les unités UHP du massif de Dora Maira.

Il existe donc un important diachronisme d'Est en Ouest à la fois des histoires et des vitesses de refroidissement. Ce diachronisme est couplé à la zonation métamorphique. En effet les unités les plus métamorphiques, donc les plus à l'Est, sont celles qui remontent le plus tardivement avec des vitesses de refroidissement les plus importantes de 13°C/Ma. Tandis que les unités les plus occidentales remontent précocement avec des vitesses de refroidissement les plus faibles de 10°C/Ma. Ces estimations du taux d'exhumation sont réalisées dans une gamme de température de 240 à 110°C définie respectivement par les températures moyennes de fermeture des zircons et des apatites. Ce résultat nous impose de réviser un "postulat" communément admis pour l'histoire des domaines orogéniques (voir Choukroune, 1995) à savoir que les zones les plus internes, sont métamorphisées, structurées et exhumées avant les zones externes.

III-VITESSES D'EXHUMATION DES ROCHES METAMORPHIQUES SUR LA GEOTRAVERSE "CHATEAU-QUEYRAS - DORA MAIRA".

Nous nous proposons dans ce qui suit de combiner les résultats thermochronométriques, obtenus par l'utilisation de la méthode des traces de fission sur zircons et apatites, avec les résultats chronologiques obtenus par d'autres techniques et disponibles dans la littérature (fig.3-30). Ceci afin de contraindre les trajets "Température-temps" et "profondeur-temps" des roches métamorphiques dans les Alpes Cottiennes.

La synthèse géochronologique porte sur 4 unités de la zone Piémontaise (Est et Ouest Queyras, Viso, Dora Maira). Leurs caractéristiques thermobarométriques et radiochronologiques sont présentées dans le tableau 3-III. Pour ces 4 zones les températures de fermeture des différents systèmes utilisés couvrent une gamme thermique très large depuis 700°C jusqu'à 60°C. Nous pouvons ainsi définir des trajets Température-temps complets pour les 4 unités (fig.3-30).

1-TRAJETS TEMPERATURE-TEMPS DANS LES DIFFERENTES ZONES.

1-1-Zone Ouest et Est-Queyras.

Les trajets Température-Temps ont été réalisés d'après nos datations traces de fission sur zircons et apatites mais également d'après les données K-Ar sur phengite obtenues dans les Schistes lustrés du Queyras, par Liewig *et al.*, (1981) et dans une zone plus au Nord, le long du Val Chisone, par Takeshita *et al.*, (1994).

Ces derniers auteurs ont défini différentes zones métamorphiques suivant la présence ou l'absence de phases minéralogiques. Ils décrivent ainsi une zone à rutile, la plus à l'Est, à laquelle succède une zone à chloritoïde et enfin une zone à chlorite localisée à l'Ouest en bordure Briançonnaise. Ces trois zones présentent un diachronisme progressif Est-Ouest. En effet l'unité à rutile, la plus métamorphique, présente les âges les plus jeunes avec une distribution uniforme, aux alentours de 50 Ma (fig.3-31). Tandis que les 2 autres domaines présentent des âges de plus en plus vieux et hétérogènes plus l'on se déplace vers l'Ouest.

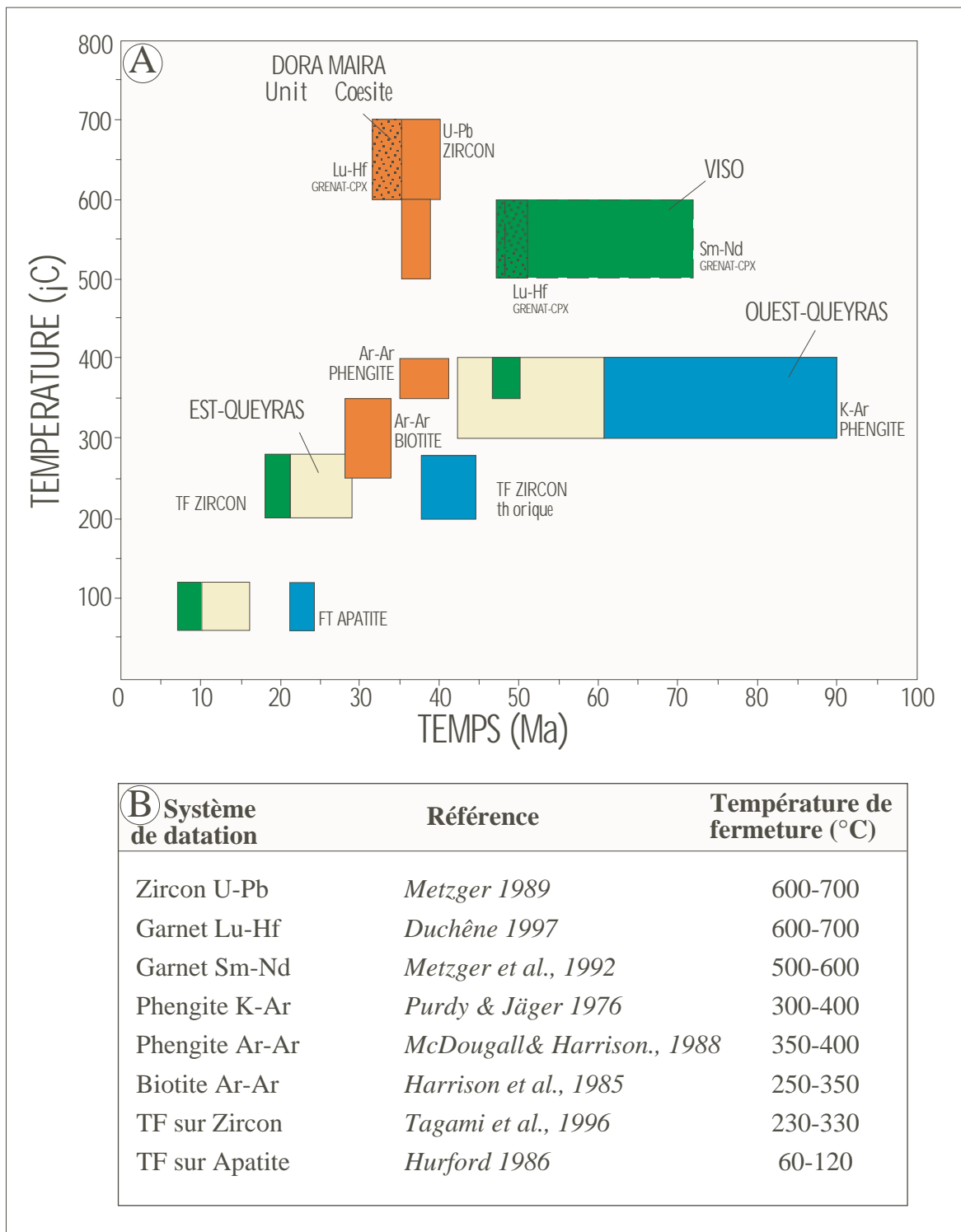


Figure.3-30-Synthèse des datations effectuées par géochronologie dans les zones internes des Alpes Occidentales.

A-Graphique température/temps pour 4 unités différentes.

B-Température de fermeture et références associées pour les différents systèmes utilisés.

Données thermobarométriques et âges radiométriques de l'unité à coesite du massif de Dora Maira				
Pression-Température data				
	Pression (kbar)		Température (°C)	Référence
Stage HP	30		700-750	Chopin <i>et al.</i> , 1991
Stage de rétro-morphose	3-6		350-500	Chopin <i>et al.</i> , 1991
Âges radiométriques				
	Age (Ma)	Système	Température (°C)	Référence
Stage HP	31-39	U-Pb zircon	600-700	Tilton <i>et al.</i> , 1991
	31-34	Lu-Hf grenat	600-700	Duchêne <i>et al.</i> , 1997
	34-38	Sm-Nd grenat	500-600	Tilton <i>et al.</i> , 1989
Stage de rétro-morphose	35-41	Ar-Ar phengite	350-400	Monié et Chopin, 1991
	28-34	Ar-Ar biotite	250-350	Monié et Chopin, 1991
Données thermobarométriques et âges radiométriques du massif du Monviso				
Pression-Température data				
	Pression (kbar)		Température (°C)	Référence
stage HP	18-20		450-550	Schwartz <i>et al.</i> , 2000
Stage de rétro-morphose	6-10		350-450	Lardeaux <i>et al.</i> , 1985
Âges radiométriques				
	Age (Ma)	Système	Temperature (°C)	Référence
Stage HP	48-72	Sm-Nd grenat	500-600	Cliff <i>et al.</i> , 1998
	46-51	Lu-Hf grenat	500-600	Duchêne <i>et al.</i> , 1997
Stage de rétro-morphose	48-51	Ar-Ar phengite	350-400	Monié et Philippot, 1989
	18-21	TF zircon	230-330	Ce travail
	8-10	TF apatite	60-120	Ce travail
Données thermobarométriques et âges radiométriques de la zone Est-Queyras				
Pression-Température data				
	Pression (kbar)		Température (°C)	Référence
Stage HP	> 9-10		350-400	Caby 1996
Âges radiométriques				
	Age (Ma)	Système	Température (°C)	Référence
Stage HP	48-61	K-Ar phengite	300-400	Liewig <i>et al.</i> , 1981
	51-65	K-Ar phengite (zone à chloritoïde)	300-400	Takeshita <i>et al.</i> , 1994
Stage de rétro-morphose	21-29	TF zircon	230-330	Ce travail
	9-16	TF apatite	60-120	Ce travail
Données thermobarométriques et âges radiométriques de la zone Ouest-Queyras				
Pression-Température data				
	Pression (kbar)		Température (°C)	Référence
Stage HP	8-10		≤ 300	Caby 1996
Âges radiométriques				
	Age (Ma)	Système	Température (°C)	Référence
Stage HP	65-90	K-Ar phengite (zone à chlorite)	300-400	Takeshita <i>et al.</i> , 1994
Stage de rétro-morphose	38-42	TF zircon (théorique)	230-330	Ce travail
	21-24	TF apatite	60-120	Ce travail

Tableau.3-III-Présentation des données thermobarométriques et radiochronologiques dans les zones internes des Alpes Occidentales.

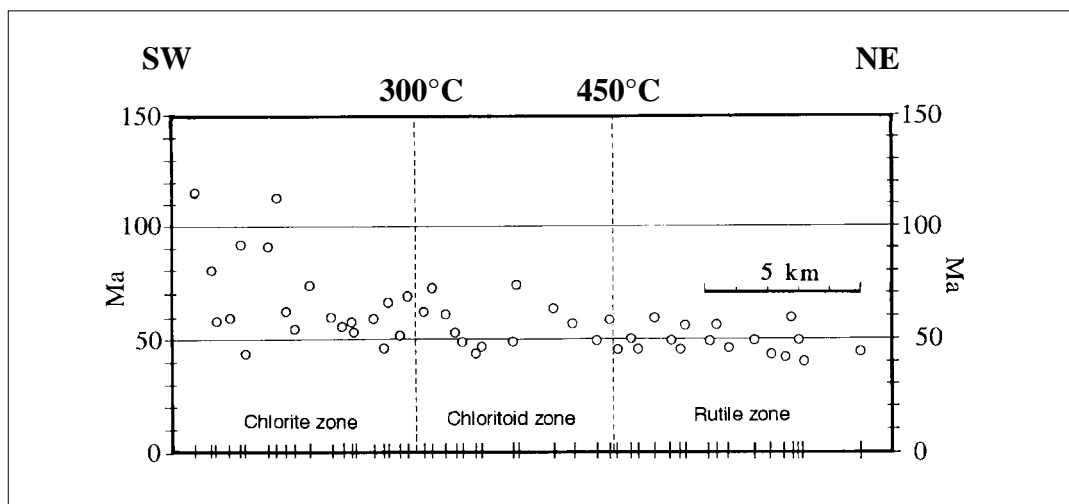


Figure.3-31-Datations K-Ar sur micas blanc placées le long d'une traverse SW-NE. Les 3 zones sont définies d'après la minéralogie des calcschistes. La limite de température entre les différentes zones est obtenue par l'analyse en diffractométrie de l'espace interplanaire d_{002} du matériel phylliteux provenant des calcschistes (modifié d'après Takeshita *et al.*, 1994).

Les limites entre les trois domaines, correspondent à des limites thermiques établies d'après l'espace interplanaire d_{002} du matériel phylliteux contenu dans les calcschistes.

-La zone à chlorite définie par Takeshita peut être interprétée comme le prolongement plus au Nord de la zone Ouest-Queyras. En effet ces deux zones présentent des températures du métamorphisme haute pression faibles ($<350^{\circ}\text{C}$). D'un point de vu des datations la gamme d'âge obtenue est très importante entre 120 Ma et 45 Ma pour la méthode K-Ar sur phengite rappelant la dispersion des âges traces de fission sur zircon entre 95 et 60 Ma. Pour les 2 méthodes la cause de l'étalement des âges est la même, il s'agit de la température. En effet dans les domaines occidentaux des Schistes Lustrés la température du métamorphisme est inférieure à 350°C , ne permettant pas une remis à zéro des chronomètres. Les âges obtenus sont alors des âges mixtes sans signification géologique précise.

-La zone à chloritoïde présente des âges plus homogènes entre 40 et 60 Ma, compatibles avec les datations effectuées plus au Sud (vallée du Guil) par Liewig *et al.*, (1981). Les isochrones alors obtenues sont à 49 et 58 Ma.

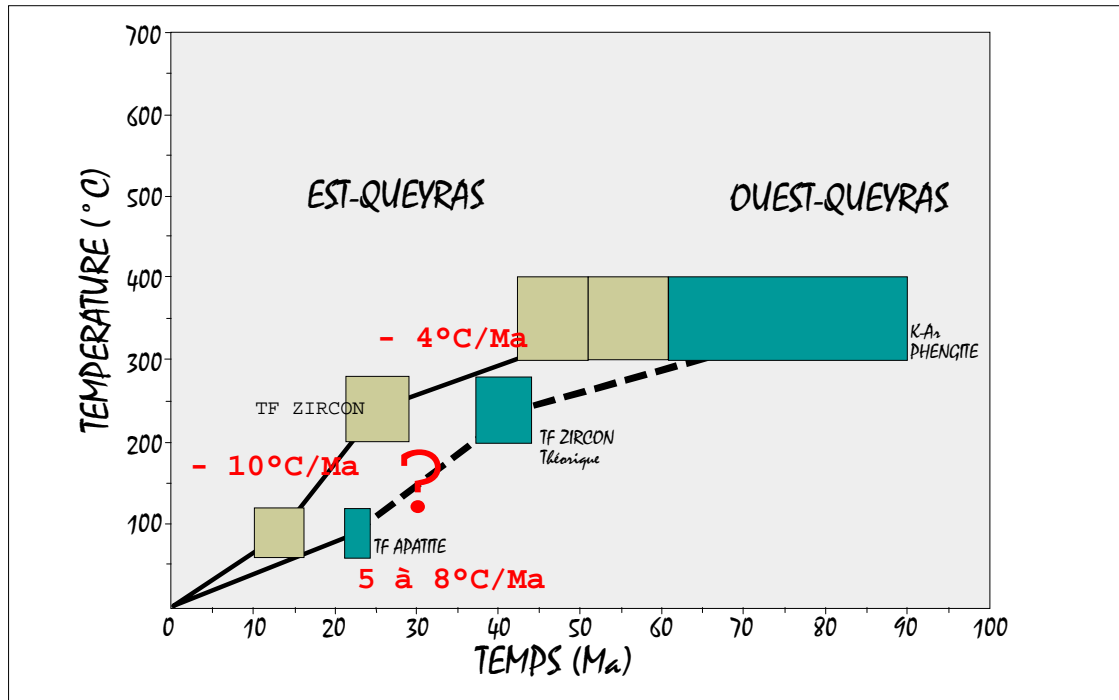


Figure.3-32-Trajets Température-Temps des deux unités du Queyras. Ces trajets sont semblables, ils traduisent un important diachronisme dans l'exhumation, l'unité Ouest-Queyras étant exhumée la première.

Les trajets Température-temps, de l'Ouest et l'Est Queyras sont présentés sur la **figure 3-32**, ils montrent des formes similaires mais décalées dans le temps (10 Ma environ).

Les ruptures de pente des trajets correspondent à des changements de vitesses de refroidissement. Trois changements sont observés pour un même trajet. Le décalage dans le temps des trajets traduit un diachronisme de l'exhumation pour les 2 unités Ouest et Est-Queyras. L'unité la plus occidentale, la moins métamorphique est exhumée très tôt dès 70-60 Ma, tandis que l'unité Est-Queyras, plus métamorphique, est exhumée au minimum 10 Ma plus tard. La forme similaire des 2 trajets indique un mécanisme de refroidissement et d'exhumation similaire pour les deux unités.

1-2-L'unité éclogitique du Monviso et le massif de Dora Maira.

-Le trajet Température-temps de l'unité éclogitique du Monviso est le mieux documenté. En effet, il a fait l'objet de nombreuses datations par différentes méthodes géochronologiques (Cliff *et al.*, 1998; Duchêne *et al.*, 1997; Monié et Philippot 1989).

Le trajet de refroidissement est présenté dans la **figure 3-33**.

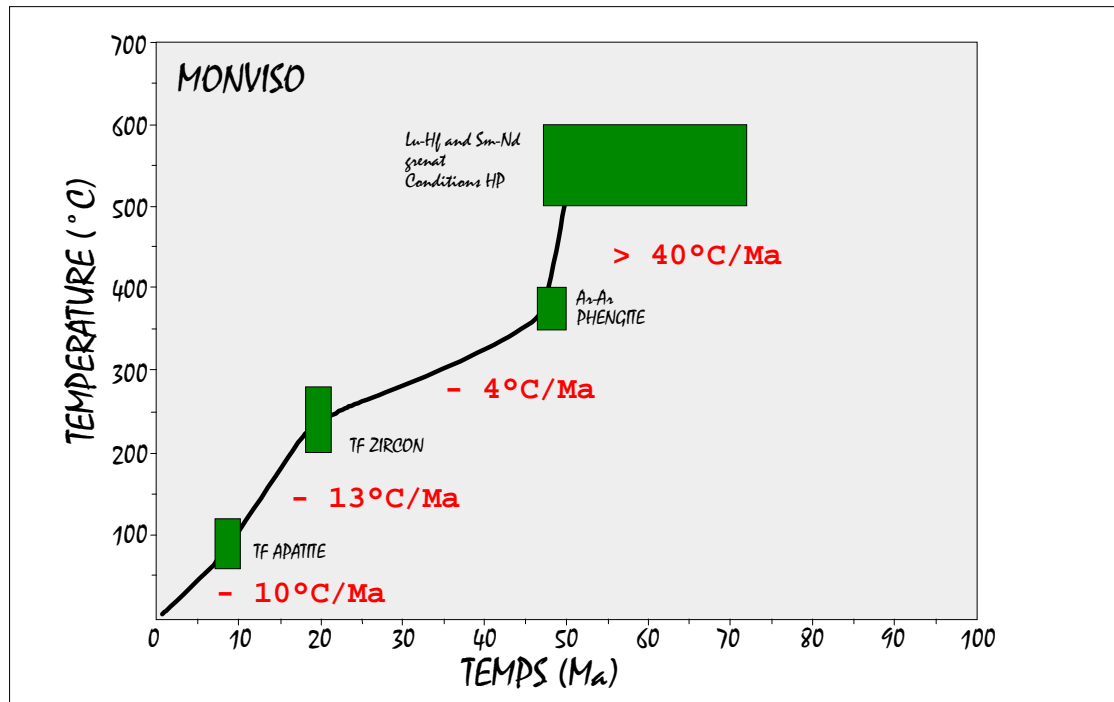


Figure.3-33-Trajets Température-Temps pour le massif éclogitique du MONVISO et vitesses de refroidissement associées.

Le début du chemin de refroidissement se caractérise par des vitesses de refroidissement extrêmement rapides, supérieures à $40^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, correspondant à un mécanisme d'exhumation très rapide.

Entre 300 et 400°C les vitesses de refroidissement chutent à $3-4^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ caractérisant un changement de dynamique d'exhumation. Cela est confirmée par l'observation des trajets pression-température des différentes unités éclogitiques du Viso. En effet les principales unités type Lago supérieure, Viso Mozzo, Passo Gallarino montrent des conditions haute pression hétérogènes (Cf. Chapitre II). La juxtaposition de ces unités se fait sous les conditions du faciès des schistes bleus, dans un environnement à $350-400^{\circ}\text{C}$ et à $7-9\text{kb}$. Cette juxtaposition correspond à l'empilement et au stockage des unités éclogitiques entre 20 et 25 km de profondeur. Cette juxtaposition d'unités éclogitiques implique un ralentissement d'une part des vitesses d'exhumation et d'autre part des vitesses de refroidissement.

Les derniers stades de refroidissement imposés par les traces de fission sur zircon et apatite, indique une accélération dans le processus de refroidissement ($13^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$) vers 250°C , à laquelle succède un ralentissement à partir de 100°C où le refroidissement passe à une dizaine de degrés par million d'années. Tout se passe comme si on avait deux phases de refroidissement associées à deux phases d'exhumation. La première permet d'exhumer les éclogites de façon très rapide jusqu'à une vingtaine de kilomètres

de profondeur. La seconde correspond à un refroidissement plus modéré intéressant les derniers kilomètres de l'exhumation.

De plus, la forme de la zone à faible vitesse de refroidissement est similaire au chemin Température-temps observés pour l'Ouest et l'Est-Queyras. L'unité écolitique du

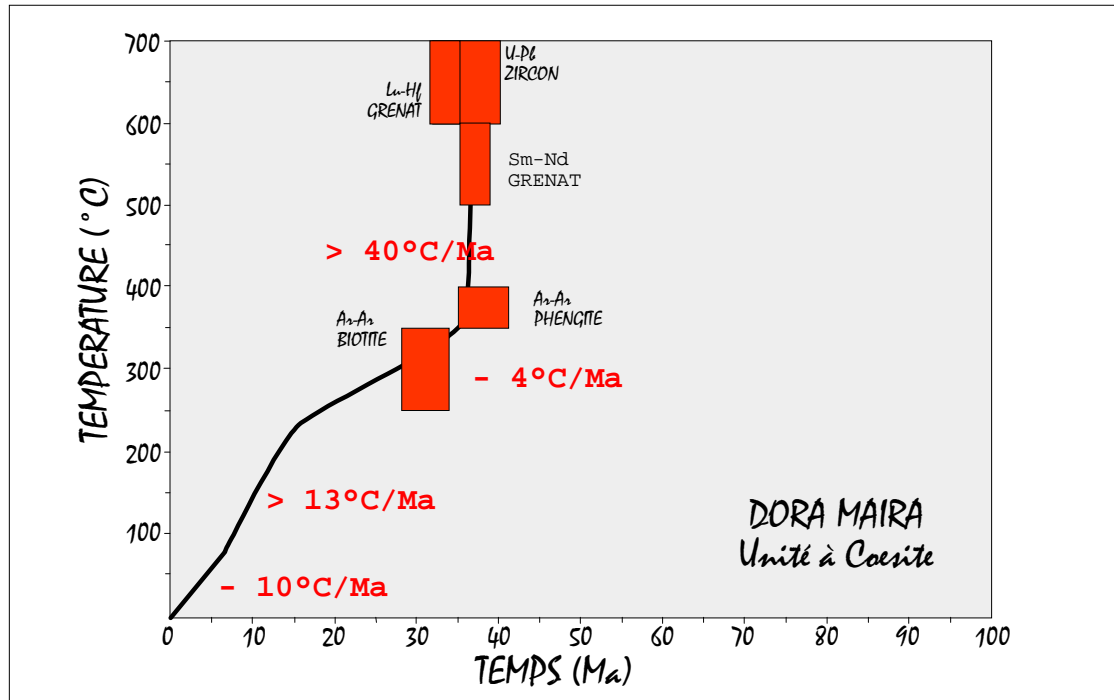


Figure 3.34-Trajets Température-Temps pour l'unité à coesite du massif de Dora Maira.

Monviso étant refroidie et exhumée plus tardivement le long de notre géotrasverse.

-Le trajet de refroidissement de l'unité UHP du Massif de Dora Maira est présenté dans la **figure 3-34**. Le début du trajet de refroidissement est bien documenté, il bénéficie des nombreux travaux réalisés sur systèmes géochronologiques (Tilton *et al.*, 1991; Tilton *et al.*, 1989; Duchêne *et al.*, 1997; Monié et Chopin, 1991) et métamorphiques (Chopin *et al.*, 1991; Michard *et al.*, 1993) (Cf. Tableau 3-III).

Par contre la fin du trajet n'est pas contraint, il n'a fait l'objet d'aucune datation par la méthode des traces de fission. Cependant pour des températures inférieures à 250°C, nous avons extrapolé et calqué la forme globale du trajet de refroidissement sur celui du Monviso et des deux unités du Queyras. Nous avons cependant pris soin de garder le décalage en temps, en partant de nos résultats précédents qui montrent que les unités les plus métamorphiques et les plus orientales sont celles qui sont exhumées le plus tardivement. Le décalage maximal en temps étant fixé par les conditions haute pression.

Ainsi le diachronisme de la haute pression peut être estimé à une dizaine de millions d'années avec le Viso.

Comme pour le massif du Viso, l'unité UHP de Dora Maira présente 2 domaines à vitesse de refroidissement différentes. L'une extrêmement rapide supérieure à $40^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ puis beaucoup plus lent entre 10 et $14^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$. Le changement de vitesse se fait pour des températures entre 300 et 400°C .

Là encore, comme pour le Viso, le changement des vitesses de refroidissement traduit deux moteurs d'exhumation radicalement différents pour les unités éclogitiques. La transition se fait dans le faciès des Schistes bleus entre 20 et 25 kilomètres de profondeur.

1-3-Comparaison des trajets Température-temps.

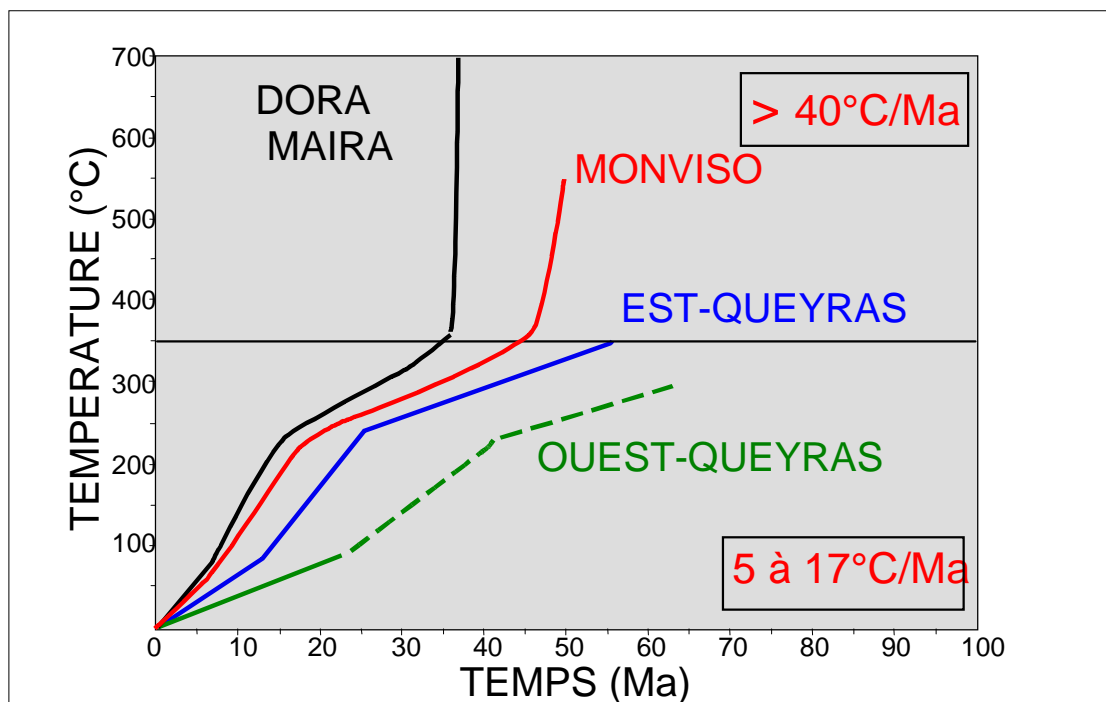


Figure.3-35-Compilation des différents trajets Température-Temps pour 4 unités internes des Alpes Occidentales. On peut définir 2 domaines de vitesses de refroidissement différents.

La compilation des différents trajets Température-temps (fig.3-35) pour les quatre unités montrent des trajets de refroidissement diachrones d'Ouest en Est mais également du sommet vers la base de l'édifice tectono-métamorphique.

Ainsi les unités les moins métamorphiques sont exhumées et refroidies les premières avec des taux de refroidissement faibles. Il existe donc un découplage fondamental entre les unités schistes bleus (Queyras) et les unités éclogitiques (Viso-Dora-Maira). Pour les premières la dynamique de refroidissement se fait de manière lente (5 à $12^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$) et

précoce (Paléocène-Eocène). Pour les secondes la dynamique de refroidissement se fait suivant deux stades:

-l'un profond, entre 100 et 20km de profondeur, associé à des vitesses de refroidissement rapide ($>40^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$),

-l'autre superficiel, entre 20 et 3km de profondeur, associé à des vitesses de refroidissement lentes (7 à $17^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$).

Ce découplage important traduit des différences dans la dynamique d'exhumation et de refroidissement, le changement de régime se faisant globalement dans les conditions du faciès des schistes bleus.

2-TRAJETS PROFONDEUR-TEMPS.

Le passage d'un trajet Température-temps (vitesse de refroidissement) au trajet profondeur-temps (vitesse d'exhumation) nécessite que l'estimation de la correspondance entre la température et la profondeur. L'utilisation d'un gradient géothermique constant et le plus largement utilisé (Zeitler *et al.*, 1982; Hurford *et al.*, 1991). Cette utilisation n'est en toute rigueur valable que dans le cas d'une croûte stable caractérisée par un régime en steady-state, et en aucun cas dans un environnement orogénique où les déplacements tectoniques deviennent significatifs. Cependant dans le cas des systèmes géochronologiques possédant des températures de fermeture relativement faibles ($110\text{-}350^{\circ}\text{C}$), et n'intéressant que des profondeurs n'excédant pas une quinzaine de kilomètres, l'utilisation d'un géotherme constant est moins criticable. Une seconde méthode consiste à évaluer la relation Température-profondeur en utilisant le trajet pression-Température contraint par les études pétrologiques. Cette approche a été utilisée par Duchêne *et al.* (1997), sur des éclogites provenant des Alpes et de la Chaîne Varisque. Nous avons utilisé la même méthode pour les massifs du Viso et de Dora Maira.

Ces deux unités éclogitiques (Dora Maira et Viso) sont affectées précocément par des vitesses de refroidissement rapides supérieures à $40^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$. Ces pertes thermiques importantes indiquent une remontée des unités éclogitiques dans un encaissant froid permettant la perte de chaleur importante. Puis les vitesses de refroidissement diminuent très rapidement en quelques millions d'années pour se stabiliser à $10^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$.

L'observation des trajets **Profondeur-temps** de ces deux unités (fig.3-36), indiquent clairement que les trajets d'exhumation se font également suivant deux étapes. Une exhumation précoce extrêmement rapide, les vitesses sont de l'ordre du centimètre par an, à laquelle succède une exhumation plus lente entre 0.2 et 0.4 mm/an.

En résumé nous pouvons décrire pour les unités éclogitiques une évolution P-T-t polyphasée correspondant à deux stades d'exhumation. D'une part une exhumation rapide associé à une forte vitesse de refroidissement ($>40^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$) et d'autre part une exhumation lente associée à une faible vitesse de refroidissement ($10^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$).

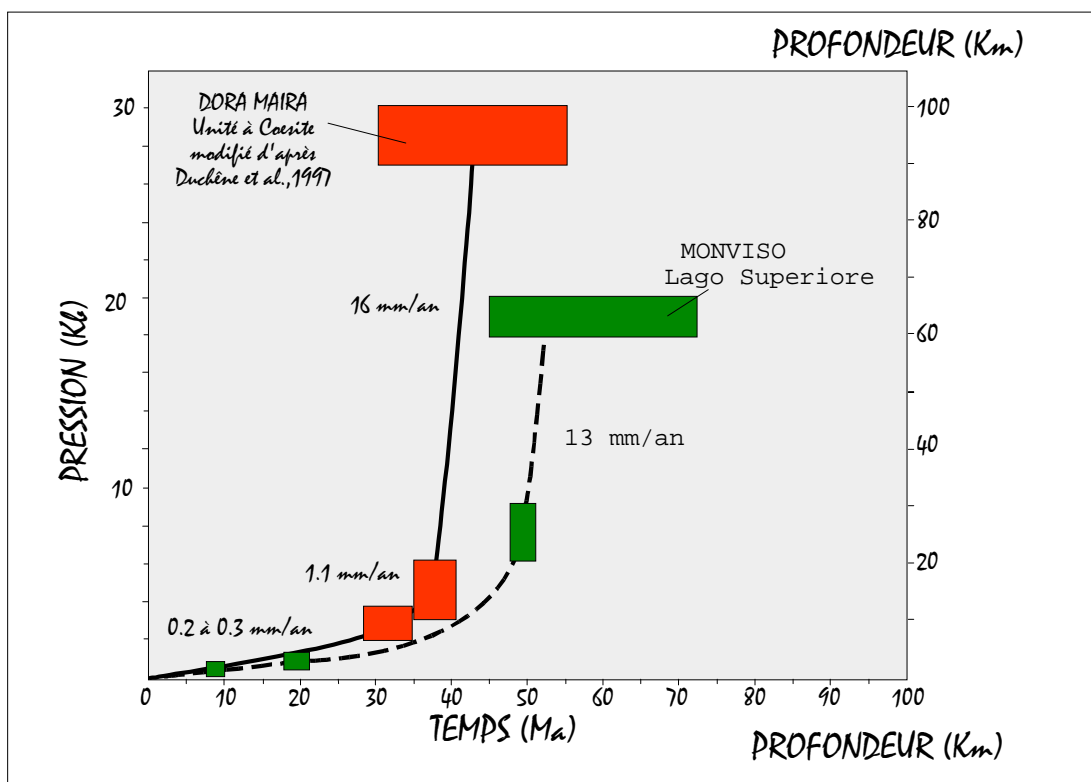


Figure.3-36-Trajets P-t de l'unité à coésite du Massif de Dora Maira et de l'unité éclogitique du lago Superiore. Les vitesses d'exhumation sont indiquées pour chaque segment de trajet. La forme globale des 2 trajets est identique. Il existe un décalage dans le temps des deux trajets correspondant à une dizaine de Ma.

Les unités schistes bleus du Queyras à la différence des unités éclogitiques se caractérisent par une unique évolution thermique correspondant à un refroidissement lent entre 5 et $10^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$.

3-DYNAMIQUES D'EXHUMATION.

L'interprétation des différences des trajets de refroidissement des unités schistes bleus (Queyras) et éclogitiques (Viso et Dora-Maira) (fig.3-37) permet de mettre en évidence

le fonctionnement simultané de deux dynamiques d'exhumation, l'une superficielle (entre 20 et 3km) et l'autre profonde (entre 100 et 20 km). La fin du trajet d'exhumation en domaine superficiel est commune et intéresse la totalité des unités tectono-métamorphiques.

-Une de ces dynamiques d'exhumation n'intéresse que les unités éclogitiques. Elle correspond à une exhumation très rapide de l'ordre du centimètre par an, associée à un fort refroidissement supérieur à $40^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, pour une durée maximale de l'ordre de 5 Ma. Cette dynamique caractérise le stade précoce de remontée depuis les conditions éclogitiques jusqu'aux conditions schistes bleus (20-25 km de profondeur).

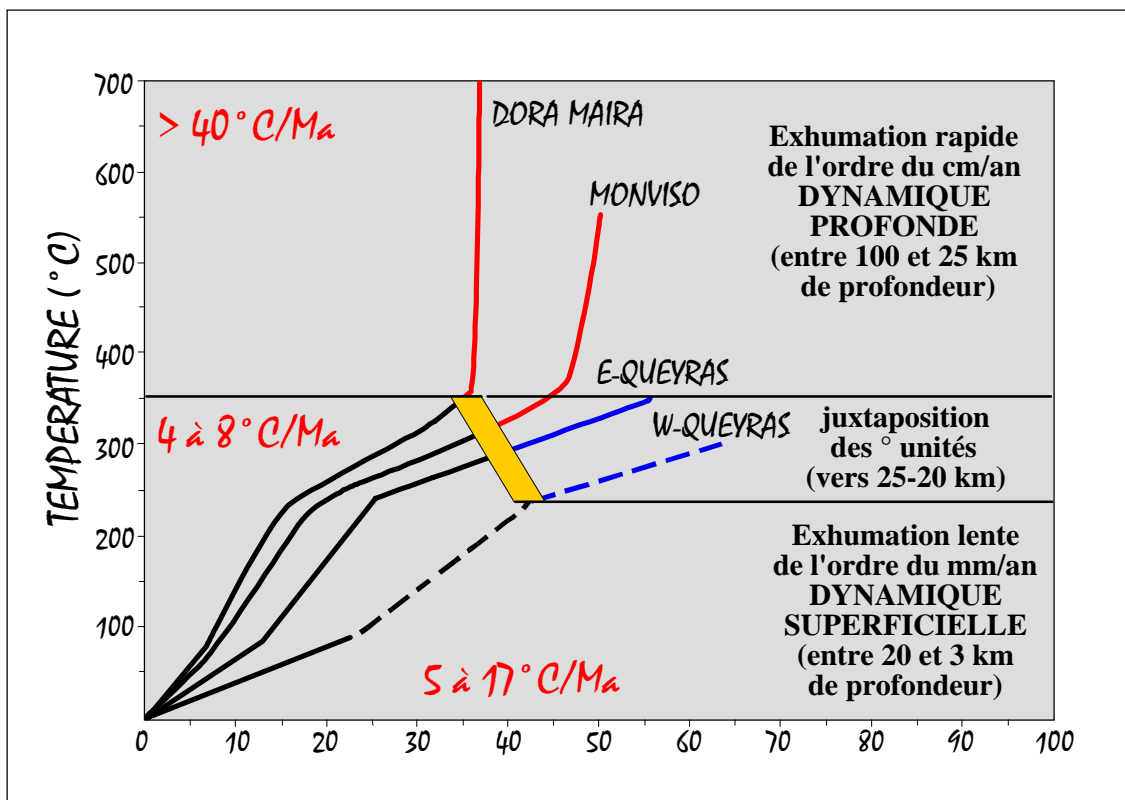


Figure.3-37-Diagramme présentant la succession des 3 mécanismes d'exhumation dans les Alpes Occidentales, d'après l'interprétation des trajets Température-temps. La durée de chaque événement est également indiquée. L'exhumation est fortement diachrone pour chaque unité, même lorsque l'édifice de nappe est constitué à 30Ma.

Un aspect essentiel de cette dynamique d'échelle lithosphérique est que plus les unités sont enfouies profondément plus elles remontent rapidement. De plus elles sont toutes stockées par sous placage à 20-25 km de profondeur. La durée du stockage pour l'unité du Viso est estimée à 10 Ma environ et inférieure à 5 Ma pour Dora Maira. Enfin la durée totale d'exhumation et de stockage des unités haute pression éclogitiques est estimée à 15 Ma (fig.3-37).

-Simultanément fonctionne une autre dynamique d'exhumation beaucoup plus lente, dont les vitesses sont inférieures au mm/an et qui est associée à de faibles pertes thermiques 4 à 8°C/Ma. Cette dynamique d'échelle crustale permet la mise en place d'unités sédimentaires schistes bleus (Schistes lustrés du Queyras). Cette étape s'initie très précocement à partir de 60-65 Ma durant le fonctionnement de la subduction océanique (fig.4-36).

-A partir de 30 Ma, l'édifice de nappes actuel des Alpes Occidentales est constitué. En effet la juxtaposition des unités s'est faite de façon diachrone, et elle se termine par le stockage de l'unité de Dora Maira à 30 Ma. La fin d'exhumation pour toutes les unités se fait de façon lente, inférieure au mm/an associée à une faible perte de chaleur de 5 à 17 °C/Ma. Là encore les unités à la base de l'édifice remontent plus rapidement et tardivement. Cette dynamique est clairement associée au contexte de collision continentale (fig.3-37).

4-COMPARAISON AVEC LE SIGNAL SEDIMENTAIRE DETRITIQUE.

L'étude sédimentologique et pétrographique des niveaux conglomératiques des bassins molassiques Tertiaires, permet d'obtenir une image précise de l'évolution des apports détritiques. Ces sédiments terrigènes proviennent du démantèlement de la chaîne alpine tertiaire en voie d'immersion. Dans ce contexte, toutes les variations dans le signal détritique pourront être reliées à un changement d'évolution de la chaîne. L'apparition des paragenèses Haute-Pression dans les conglomérats se révèle être un excellent marqueur de la dynamiques d'exhumation des zones internes. Ainsi la présence de clastes haute pression dans les conglomérats indiquera la présence à l'affleurement d'unité interne dans la zone source des sédiments détritiques.

4-1-Le bassin molassique Liguro-Piémontais.

Le plus important bassin molassique alpin correspond au bassin Liguro-Piémontais (Gnaccolini, 1974; Dallagiovanna *et al.*, 1984; Di Giulio, 1990), dont l'abondant apport détritique est drainé par le système fluvial du Pô. Les conglomérats, actuellement les plus proches géographiquement de notre zone d'étude, correspondent aux sédiments détritiques constituant la colline de Turin. Cette dernière a fait l'objet d'une étude

sédimentologique et pétrographie précise au début des années 90 (Polino *et al.*, 1991). Elle constitue un élément indépendant du Bassin Liguro-Piémontais; qui s'étend sur une trentaine de kilomètres, pour former un anticlinal assymétrique à vergence Nord qui

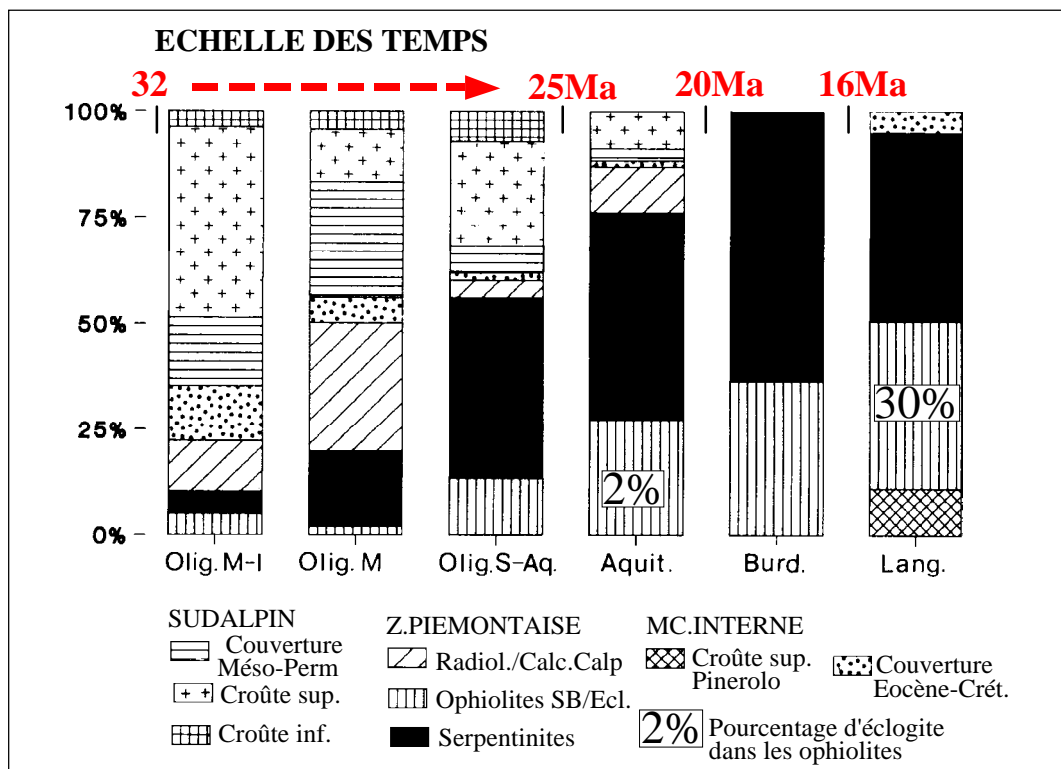


Figure.3-38-Distribution des clastes de la colline de Turin (Italie), regroupés par domaines structuraux. Les proportions d'ophiolites éclogitisées par rapport à celles Schistes bleus sont également indiquées (modifié d'après Polino *et al.*, 1991). L'apparition des premières éclogites océaniques se fait dès l'Aquitainien.

domine la plaine du Pô. La succession stratigraphique couvre un intervalle qui va depuis l'Eocène supérieur jusqu'au Messinien. La localisation des zones sources devait être, d'après R.Polino, proche du bassin pour tenir compte de l'existence de faciès de deltas, mais également pour rendre compte de la présence de blocs de dimension métrique.

Les clastes ont été regroupés en domaines structuraux suivant leur lithologie et leur assemblage métamorphique (fig.3-38). R.Polino définit ainsi 3 grands domaines:

- un domaine sudalpin correspondant à des clastes qui présentent une forte ressemblance avec les lithologies rencontrées actuellement à l'affleurement dans la Zone d'Ivrea et dans la Zona dei Laghi. Il s'agit de croûte inférieure continentale et de de manteau supérieur ne montrant aucune association minéralogique haute pression / basse température.

- un domaine Piémontais constitué par des serpentinites, des ophiolites schistes bleus et éclogitiques mais également les méta-sédiments associés.

-le dernier domaine correspond à de la croûte continentale supérieure (transition éclogite / schistes bleus) interprétée comme pouvant provenir d'un massif cristallin interne. L'association gneiss-quartzites, rappelle sur notre géotransverse les lithologies typiques de l'unité Pinerolo du massif de Dora Maira.

L'étude de la distribution des clastes met en évidence la progressive apparition des clastes référés au domaine Piémontais au détriment de ceux du domaine Sudalpin. Les clastes d'affinité sudalpine disparaissent dès la fin de l'Aquitanién. Ce changement dans l'apport détritique peut être interprété de deux façons : soit les zones sources du détritisme changent avec le temps, soit la source sudalpine a totalement été érodée. Dans ce dernier cas on peut imaginer un édifice de nappe constitué par une unité sudalpine reposant sur des unités piémontaises. L'exhumation progressive de ces dernières permet l'érosion de la nappe supérieure sudalpine qui disparaît totalement dès la fin de l'Aquitanién.

L'étude stratigraphique indique clairement la présence de clastes d'ophiolites schistes bleus dans les niveaux de l'Oligocène inférieur et moyen, tandis que l'apparition des premiers clastes éclogitiques n'intervient qu'à l'Aquitanién. Ils ne représentent alors que 2% des clastes ophiolitiques. Ce n'est qu'au Langhien que leur apparition devient massive (30%). A partir 25 Ma, il existait donc à l'affleurement dans la zone source des clastes une unité Piémontaise éclogitique. Ces données sont compatibles avec nos datations thermochronologiques traces de fission sur le Viso qui donnent un âge zircon à 19 ± 2 Ma et apatite à 8 ± 2 Ma.

En conclusion, l'étude du signal détritique dans les conglomérats Tertiaire de la colline de Turin est en accord avec nos datations traces de fission sur l'ensemble de la zone Piémontaise. Les unités schistes bleus les plus occidentales sont en sub-surface dès 40-35 Ma (TF zircon) et à l'affleurement dès 22-25 Ma (TF sur apatite), en accord avec l'approche sédimentaire qui décrit les premiers clastes schistes bleus dans les conglomérats oligocène moyen-inférieur. Il apparaît également un diachronisme d'apparition des clastes éclogitiques par rapport à ceux schistes bleus. Le faciès éclogitique n'est décrit qu'à partir de l'Aquitanién. De plus la distribution des clastes correspond à l'édifice tectonique de la zone piémontaise interne cohérente avec une

exhumation de plus en plus tardive des unités les plus orientales. En effet la succession est la suivante: ophiolite schistes bleus, puis éclogite suivi de l'apparition d'une croûte éclogitisée d'une unité pennique.

4-2-Le synclinal de Barrême.

Le synclinal de Barrême comporte des formations continentales de l'Eocène-Oligocène. Elles sont décrites par De Graciansky *et al.*, 1971 et Bodelle, 1971. Elles contiennent des galets de serpentinites, de gabbros, de prasinites présentant des paragenèses métamorphiques à amphiboles bleues et lawsonites. L'étude des directions de paléocourants (Bodelle, 1971), indique une provenance du matériel détritique depuis le Nord Est impliquant des sources situées dans le domaine Piémontais des Alpes Occidentales (fig.3-39).

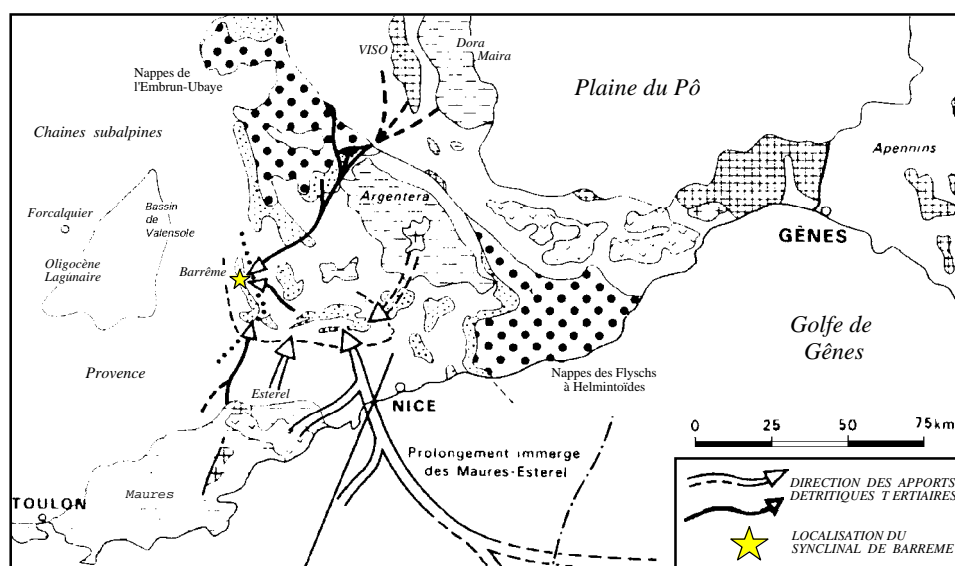


Figure.3-39-Carte des directions des apports détritiques grossiers dans les formations conglomératiques Tertiaires. (modifié d'après Bodelle, 1971).

Ainsi, comme pour la colline de Turin, le synclinal de Barrême présente un signal détritique similaire, à savoir la présence dès l'Oligocène inférieur de galets schistes bleus d'origine Piémontaise. Ce signal sédimentaire indique clairement qu'il existait à l'affleurement, au moins depuis 35 Ma, des unités schistes bleus de type schistes lustrés Piémontais dans les zones sources de ces conglomérats. Tout cela est en faveur d'une dynamique de mise en place d'unités schistes bleus précoce en accord avec nos données traces de fission pour les unités schistes bleus du Queyras.

IV-CONCLUSIONS.

Par rapport à l'évolution géodynamique des Alpes occidentales, notre étude thermochronologique apporte les contraintes suivantes :

1-La tectonique en extension responsable du faisceau de failles de la Durance est active depuis au moins 10 Ma.

2-La zone Briançonnaise est refroidie (passage sous l'isotherme 110°C) depuis 24 Ma. La déformation ductile, acquise par dissolution cristallisation sous des conditions thermiques d'au moins 250°C, est donc antérieure à 24 Ma. Cet âge moyen est plus vieux de 14 Ma que les âges publiés en bordure orientale de la zone Dauphinoise sur laquelle cette zone Briançonnaise à été pourtant charriée à l'Oligocène. Ainsi l'existence d'un tel diachronisme transversal implique une inversion finale du contact chevauchant (CBF) entre zone Dauphinoise et zone Briançonnaise, qui rejoue donc en faille normale.

3-L'ophiolite du Chenaillet, située en position haute dans l'édifice de nappes Piémontaises, a été refroidie sous l'isotherme 110°C depuis au moins 65 Ma. Elle a échappé totalement au métamorphisme alpin. Il s'agit donc d'une portion de croûte océanique qui a été obductée sur une marge continentale depuis probablement 60 Ma.

4-Il existe, au sein de la zone Piémontaise, un découplage fondamental, qui correspond sur le terrain à la faille normale du Viso (Ballèvre *et al.*, 1990), entre les unités schistes bleus (Queyras) et les unités éclogitiques (Viso-Dora Maira-Rocciavré) et qui est cohérent avec les contrastes métamorphiques mis en évidence au chapitre II. Les unités schistes bleus sont exhumées les plus précocément et sont à l'affleurement depuis 25 Ma. Les unités éclogitiques sont exhumées les plus tardivement. Les éclogites type Viso ayant été refroidies sous l'isotherme 110°C depuis 8 Ma seulement. Les résultats obtenus sont en accord avec le signal sédimentaire détritique, qui indique la présence des premiers clastes ophiolitiques éclogitisés dès 25 Ma (Aquitaniens) tandis que les clastes schistes bleus sont observés dès 35 Ma (Oligocène inférieur).

5-L'existence de deux domaines aux vitesses de refroidissement différentes, reflète deux mécanismes d'exhumation différents:

-L'un rapide, de l'ordre du cm/an associé à un fort refroidissement et qui n'intéresse que les unités éclogitiques. Il est efficace entre 100 et 20 km de profondeur.

-L'autre, correspond à une exhumation lente de l'ordre du mm/an, associé à de faibles pertes thermiques de 5 à 17°C/Ma et efficace entre 20 et 3 km de profondeur.

Ces deux mécanismes ont fonctionné de façon synchrone en début d'histoire jusqu'à la juxtaposition des différentes unités. Cette accréation des unités schistes bleus et éclogitiques qui constitue l'actuelle "pile de nappes des zones internes" est achevée à 30 Ma.

6-D'un point de vue méthodologique, la thermochronologie par traces de fission est une technique efficace pour contraindre l'évolution thermomécanique des zones orogéniques. Il faut néanmoins remarquer que pour des températures inférieures à 350°C aucun âge ne peut être obtenu à l'aide du chronomètre zircon.

CHAPITRE IV

*Analyse structurale :
Signification de l'extension
syn-convergence et
caractérisation de la
transition ductile/fragile*

ANALYSE STRUCTURALE : SIGNIFICATION DE L'EXTENSION SYN-CONVERGENCE ET CARACTERISATION DE LA TRANSITION DUCTILE / FRAGILE.

INTRODUCTION.

Ce chapitre présente l'étude structurale du domaine Piémontais de la partie Sud des Alpes occidentales. Ce domaine a fait l'objet de nombreux travaux dans les années 70 à 80 dont le but était de comprendre la structuration synchrone des conditions de Haute-Pression dans la zone des Schistes lustrés (Caron, 1973; 1974; 1979; Caron *et al.*, 1973; Caby, 1973; Tricart, 1973; Tricart *et al.*, 1977; Lagabrielle, 1982), et des zones éclogitiques (Vialon, 1966; Henry, 1991; Nisio, 1985; Philippot, 1988). Ainsi tous les auteurs ont reconnu et démontré l'existence d'une importante déformation ductile qui correspond au développement d'un plan de foliation majeur souligné par des assemblages minéralogiques de Haute-Pression, schistes bleus dans les Schistes lustrés et éclogitiques dans le massif du Monviso et de Dora Maira. Ce plan d'aplatisement majeur Haute-Pression est affecté par une intense déformation plicative polyphasée à toutes les échelles. Ce polyphasage a été reconnu comme l'empreinte d'une dynamique de nappe en pro et rétro-chevauchement, la première permettant la mise en place des unités internes sur le domaine externe. Puis dans les années 90 un regard neuf a été porté sur les zones internes mettant en avant l'importance d'une tectonique extensive syn-convergence (Ballèvre *et al.*, 1990; Merle et Ballèvre, 1992; Lazarre *et al.*, 1994; Agard, 1999; Sue, 1998; Bistacchi *et al.*, 2000) qui débute dans un régime ductile dans les conditions pression-température du faciès des schistes verts. Notre étude tectonique, après un bref descriptif des principales structures ductiles générées dans les conditions Haute-Pression, sera donc focalisée sur l'analyse des structures extensives syn à post-schistes verts observées dans le secteur d'étude et donc sur la caractérisation de la déformation à la transition ductile-fragile. De plus l'analyse microthermométrique des fluides contemporains de la déformation syn-schistes verts sera également développée, permettant de typer la nature des fluides et de caler en pression et température les différentes générations de structures extensives syn à post schistes verts.

I-La déformation en conditions de Haute-Pression et Basse-Température.

1-LES UNITES PIEMONTAISES EN FACIES DES SCHISTES BLEUS.

Les analyses de structures ductiles Haute-Pression dans les Schistes lustrés Piémontais, de Schumacher (1972), de Caron (1973) et de Tricart (1973), ont permis très tôt (Caron *et al.*, 1974) de reconnaître la succession de plusieurs épisodes de déformation syn-schisteux affectant un plan de foliation précoce. Ce plan d'aplatissement majeur est souligné par l'orientation préférentielle de minéraux symptomatiques des conditions du faciès des schistes bleus, telle que la glaucophane, la lawsonite ou la zoisite. Il est localement bien visible dans les alternances quartzo-phylliteuses, où il est le plan axial de plis isoclinaux très effilés (fig.4-1). La rareté de ces structures et leur reprise presque systématique par des structures plus tardives (fig.4-1) rendent difficiles toute reconstitution des directions originelles, cependant il est admis (Gidon, 1994; Baféty *et al.*, 1995) que ces structures plicatives présentent des axes orientés N110 à N120 et surtout admettent une linéation minérale d'étirement (l_x) plus ou moins parallèle aux axes (fig.4-1-A). L'origine des plis avec des axes parallèles à X (axe d'étirement principal) est discutée encore à l'heure actuelle (James et Watkinson, 1994; Grujic et Mancktelow, 1995). Ces plis peuvent être interprétés comme des plis en fourreau générés sous une forte composante cisailante, ou bien générés dans un régime de déformation coaxiale. Cependant, il n'existe pas de structures concentriques ou fermées, et de variations de l'orientation des axes à l'échelle de l'affleurement, suggérant la prédominance d'une déformation coaxiale où X est dominant sur Y (Twiss et Moores, 1997).

Cette foliation précoce est déformée par des structures plicatives, associées au développement d'une schistosité pénétrative de type "strain slip cleavage" qui crénule et tend à transposer la foliation antérieure (fig.4-1-B). Ce nouveau plan d'aplatissement est plan axial de plis sub-isoclinaux à charnière arrondie d'orientation N60 à N80, qui enroulent la linéation minérale d'étirement précoce (fig.4-1-B) et génèrent de multiples structures de superposition (fig.4-1-C). Localement, ces plis admettent des axes courbes, qui sont alors associés à la formation d'une nouvelle linéation minérale d'étirement de direction N-S soulignée par les minéraux symptomatiques de Haute-Pression (phengite, zoisite, glaucophane...). Ces plis témoignent, contrairement aux plis précoces, d'une déformation rotationnelle importante qui localement s'exprime par une forte composante cisailante N-S.

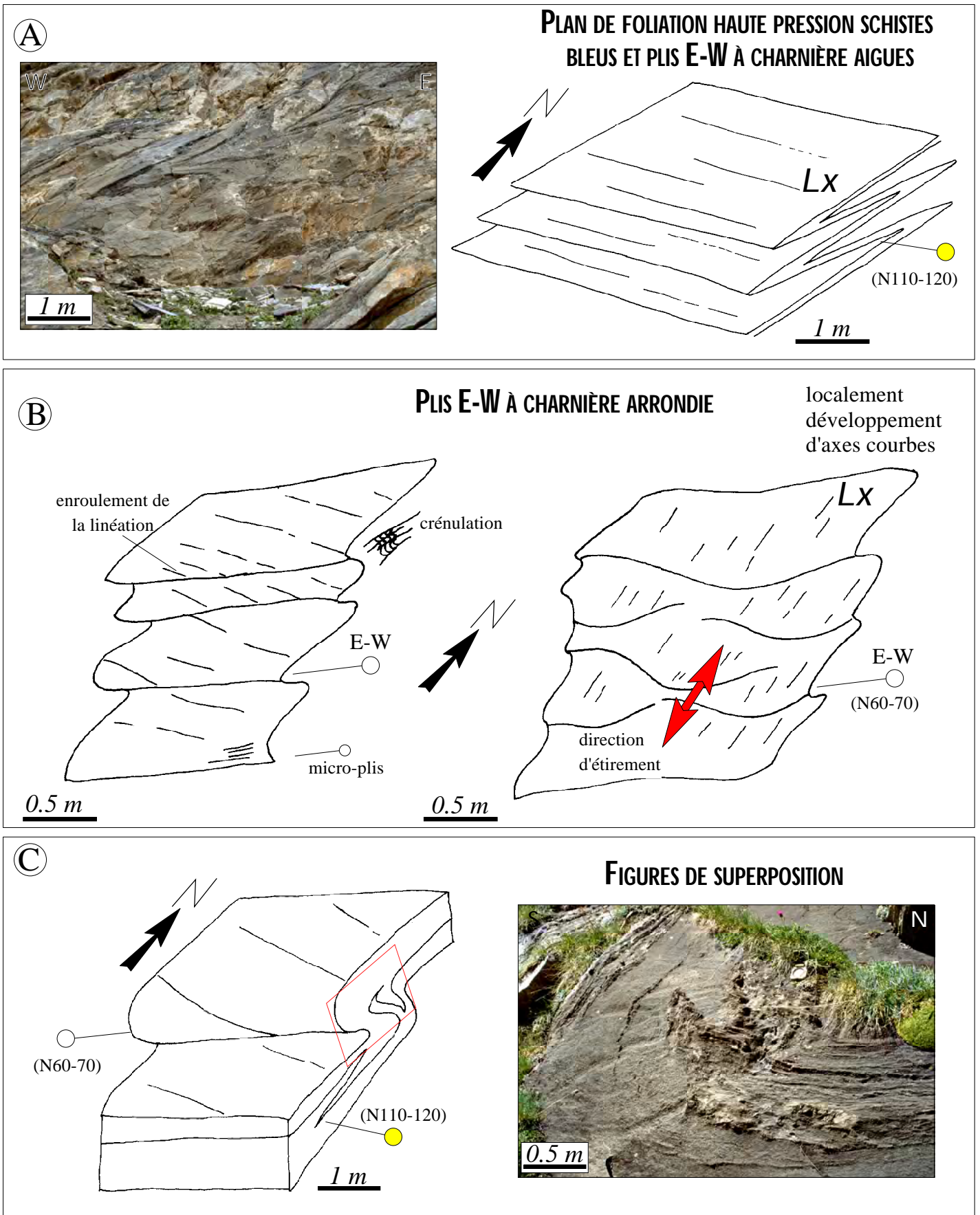
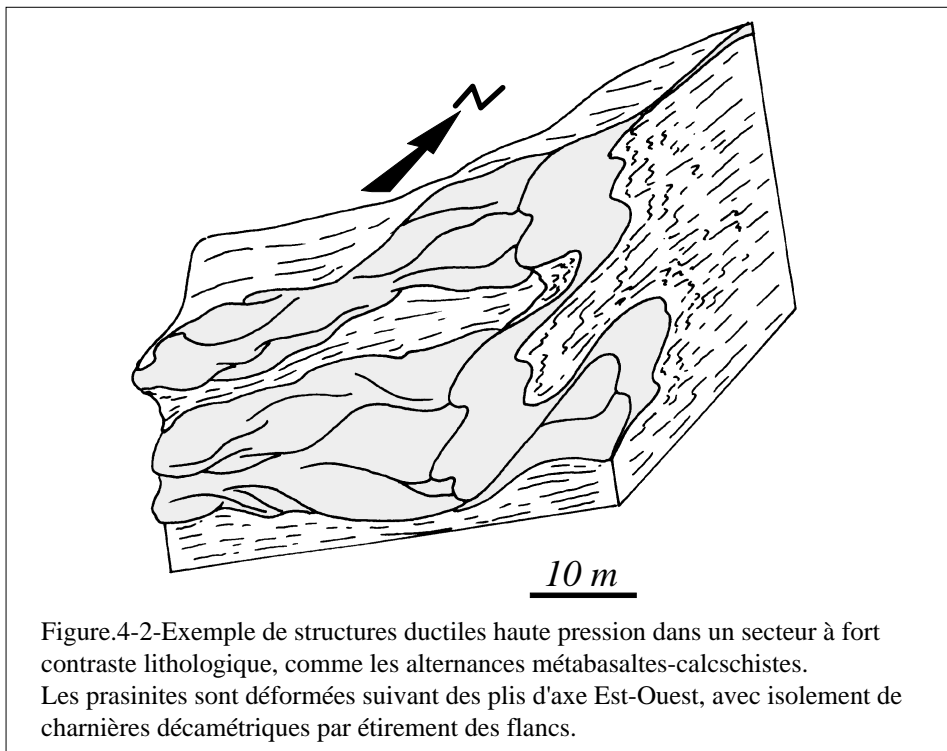


Figure.4-1- Caractérisation des structures plicatives HP dans les Schistes lustrés du Queyras.

A-Première génération de plis présentant des charnières aigues orientées N110 à N120 et admettant une linéation minérale d'étirement parallèle aux axes de plis. B-Les structures dominantes à l'échelle de la zone d'étude correspondent à des plis d'axe Est-Ouest associés au développement d'une schistosité de crénulation. Ces plis ont des flancs asymétriques et localement présentent des axes courbes. C-De nombreuses figures de superposition sont observées, elles correspondent à la reprise des plis précoces N110-120 par les plis d'axe ENE-WSW.

Dans les zones à fort contraste lithologique (fig.4-2), comme les alternances metabasaltes-calcschistes, la déformation permet l'isolement de méga-charnières de matériel basique (prasinities et/ou métagabbros) par étirement des flancs (plis déracinés).

La formation de ces différentes structures Haute-Pression peut être interprétée soit (i) comme résultant d'une déformation plicative polyphasée dont la chronologie des phases de plissement est discutée par différents auteurs (Caron, 1973; 1974; 1977, Tricart; 1980), soit peut être interprétée (ii) en terme de déformation progressive suivant un même continuum de déformation. Dans tout les cas de figure, les variations du style et des directions des axes de plis sont attribués à des changements du régime de la déformation au cours du temps, depuis un régime en aplatissement dominant, qui permet la génèse des plis aux charnières aigues, vers un régime franchement cisailant vers le Sud développant des plis aux axes courbes.



Ces structures plicatives d'axe globalement Est-Ouest sont associées à d'autres structures plicatives d'échelle kilométrique qui jouent un rôle dominant dans la constitution architecturale de l'édifice des Schistes lustrés Piémontais, comme le soulignent à ce sujet Lemoine et Tricart (1993).

2-LES UNITES PIEMONTAISES ECLOGITIQUES.

Dans les unités éclogitiques des Alpes occidentales, et quelque soit la lithologie initiale (à savoir continentale et/ou océanique), ont été reconnues des déformations pénétratives syn-

éclogitiques et syn-schistes bleus similaires (Monviso, Nisio, 1985; Lardeaux *et al.*, 1987; Philippot, 1988; Rocciavré, Pognante, 1979; 1985; Bouffette, 1993; Dora Maira, Henry, 1990; Chopin *et al.*, 1991). En effet toutes les unités présentent une foliation majeure éclogitique (fig.4-3-A) qui porte une forte linéation minérale d'étirement soulignée par des minéraux de haute pression (zoisite; omphacite, agrégats étirés de rutile....). A l'échelle des zones internes, la mesure systématique des linéations éclogitiques, même si la superficie des affleurements est faible (fig.4-3-C), montre clairement une orientation des linéations en Nord-Sud (Choukroune, 1986; Philippot, 1988). De plus ce plan d'aplatissement précoce Haute-Pression est décrit comme plan axial de structures plicatives de dimensions variables (fig.4-3-B), auxquels sont associées d'importants phénomènes de recristallisation à Haute-Pression avec l'identification de plusieurs générations de grenat ou d'omphacite (Nisio, 1985; Lardeaux *et al.*, 1986; van Roermund et Lardeaux, 1991).

Dans le massif du Monviso, l'étude des structures éclogitiques en terme de régime de déformation permet de mettre en évidence le caractère fortement non coaxial de la déformation éclogitique (fig.4-3-B). La génération de plis la plus précoce correspond à des plis à axes plus ou moins courbes, orientés en Est-Ouest, perpendiculairement à la linéation éclogitique. De plus à l'échelle du massif les linéations minérales d'étirement syn-éclogitiques (fig.4-3-C) sont orientées dans une direction Nord-Sud. Cette direction Nord-Sud de déplacement de la matière au cours de l'évènement HP éclogitique, semble être un caractère commun à l'ensemble des unités éclogitiques des Alpes occidentales (Choukroune *et al.*, 1986).

Au Viso, les zones éclogitiques sont préservées à la faveur d'amandes de dimensions variables (centimétriques à hectométriques) dont le grand axe est orienté en N-S. Elles sont emballées par une foliation soulignée par des minéraux du faciès des schistes bleus. Les structures tectoniques générées au cours de la déformation dans le faciès des schistes bleus correspondent à d'abondantes figures de double boudinage associées à de nombreuses zones de cisaillements conjuguées et des plis à flancs symétriques de plan axial subhorizontal. Ce double boudinage est accentué dans les zones où existent des contrastes de rhéologie importants, comme au Passo Gallarino, où le contraste rhéologique est dû à des variations de la chimie des métagabbros (fig.4-4). Ces variations de la chimie depuis des gabbros magnésiens et alumineux vers des gabbros ferro-titanés, s'expriment à l'affleurement sous la forme d'alternance où les niveaux ferro-titanés sont fortement boudinés. Le plan

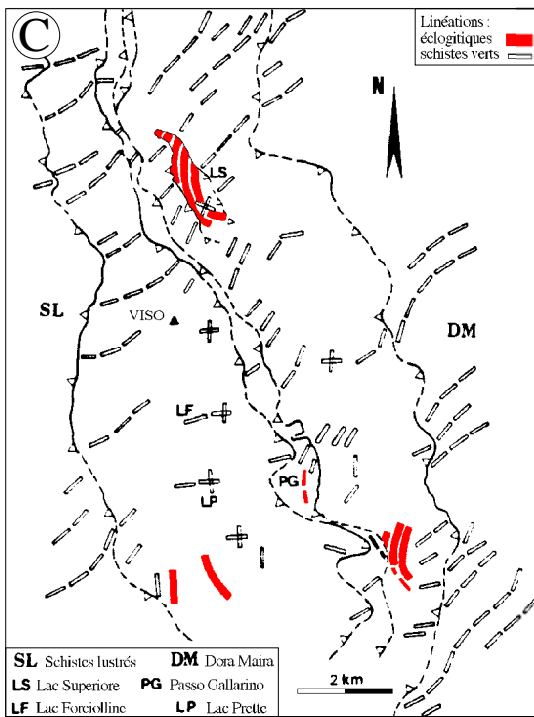
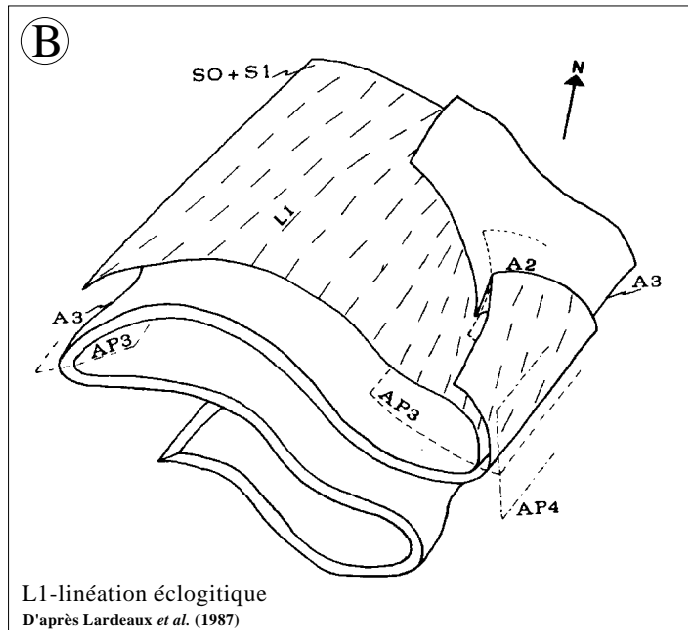


Figure.4-3-Principales structures observées dans le massif éclogitique du Monviso.

A-Photographie d'une éclogite basique; la foliation majeure haute pression est marquée par l'alternance de niveau à grenat et de niveau à omphacite. B-Au Lago Superiore le plan d'aplatissement éclogitique porte une linéation minérale d'étirement. Cette foliation haute pression est affectée par des déformations plicatives polyphasées, dont les plus précoces sont syn-éclogitiques (A2). L'ensemble est redéformé lors de la rétroformation par un ensemble de plis générés à la transition du faciès des schistes bleus et des schistes verts (AP3), puis syn-schistes verts (AP4). Ces dernières structures correspondent à de grandes ondulations qui admettent un plan axial vertical (d'après Lardeaux *et al.*, 1987). C-Carte des linéations éclogitiques et schistes verts au sein du massif du Monviso (modifié d'après Philippot et Caby, 1988). Les linéations éclogitiques sont globalement orientées en Nord-Sud tandis que les linéations dans les conditions du faciès des schistes verts sont orientées SW-NE à Est-Ouest.

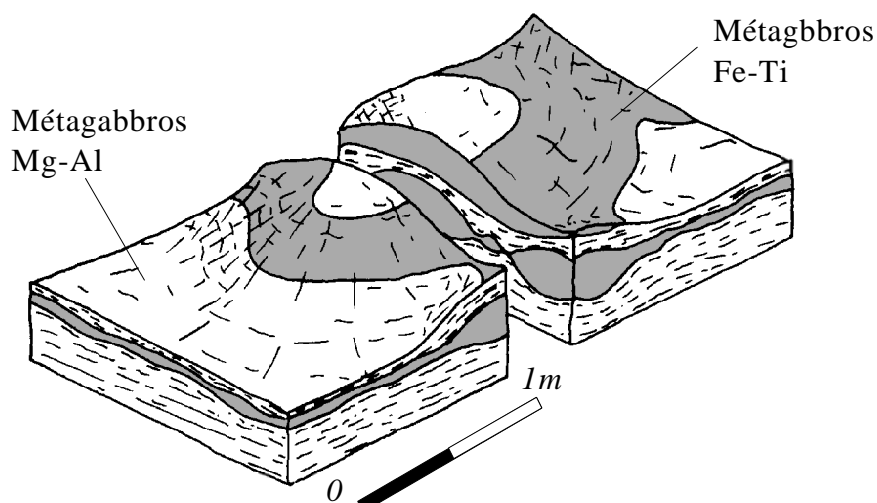


Figure.4-4-Exemple de structures de double boudinage dans le massif du Monviso (Passo Gallarino), générées dans les conditions du faciès des schistes bleus (modifié d'après Nisio, 1985).

Le boudinage est accentué par les changements de chimie des métagabbros, qui varient depuis des chimies ferro-titanées vers des chimies magnésiennes et aluminées.

d'aplatissement est porté par des minéraux rétro-morphiques symptomatiques du faciès des schistes bleus et est bien exprimé dans les méta-gabbros magnésiens et alumineux.

L'architecture générale du Monviso est ainsi clairement contrôlée par la déformation générée au cours de la rétro-morphose couplée à l'existence de forts contrastes de rhéologie, ce dernier permettant l'accentuation du double boudinage généré au cours d'un fort raccourcissement vertical.

En résumé, dans les zones éclogitiques des Alpes occidentales la déformation Haute-Pression est marquée par une variation du régime de la déformation au cours du temps, depuis un régime franchement cisailant dans les stades précoces éclogitiques marqué par une linéation N-S, suivi dans les conditions du faciès des schistes bleus par un régime en aplatissement dominant permettant un important boudinage. Ce boudinage important est interprété comme résultant d'un raccourcissement vertical, lié au phénomène du stockage tectonique des unités éclogitiques dans les conditions du faciès des schistes bleus à une vingtaine de kilomètres de profondeur.

3-COMPARAISON DES STRUCTURES HAUTE-PRESSION DANS LES DEUX DOMAINES METAMORPHIQUES.

Si l'on compare les directions d'étirement générées dans les conditions Haute-Pression, c'est à dire schistes bleus pour les Schistes lustrés du Queyras et éclogitiques pour le massif du Monviso et de Dora Maira, on constate que les linéations minérales de Haute-Pression sont globalement parallèles entre elles suivant une direction Nord-Sud.

Cependant, dans le cas des éclogites, la structuration précoce s'accompagne d'une forte composante cisailante de direction N-S. Ce n'est que lors de l'exhumation, c'est à dire dans les conditions du faciès des schistes bleus, que le régime de déformation change et témoigne d'un fort raccourcissement vertical.

Au contraire, dans le cas des Schistes lustrés du Queyras, la déformation précoce montre une composante coaxiale avec un fort raccourcissement vertical. Progressivement, la déformation devient rotationnelle avec des plis de plus en plus asymétriques et localement développement de plis aux axes courbes associés à une linéation de direction Nord-Sud.

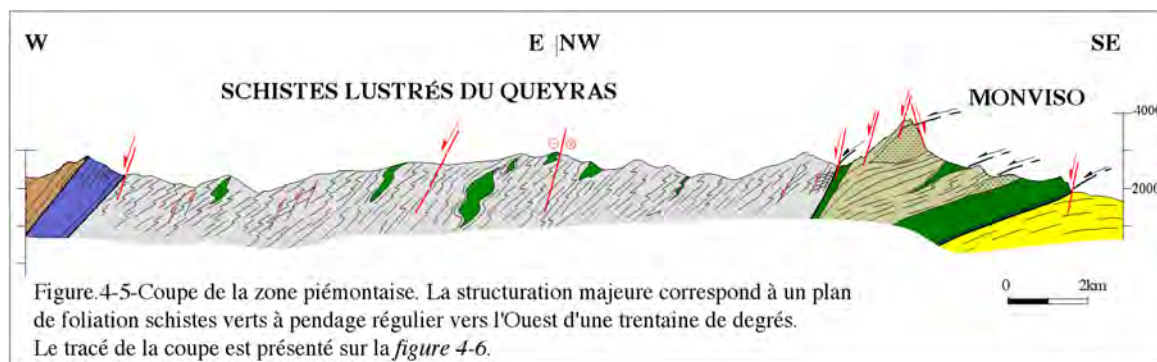
II-Le champ de déformation en faciès des schistes verts et la transition ductile / fragile.

Quelque soit l'importance des structures de Haute-Pression, toutes les unités étudiées ici, sont affectées par une importante tectonique syn-schisteuse à post-schisteuse dans les conditions du faciès des schistes verts qui évolue vers une tectonique fragile.

Nous présenterons et discuterons dans un premier temps le champ de déformation synchrone du faciès des schistes verts (trajectoires du plan de foliation et directions des linéations). Dans un deuxième temps nous décrirons l'ensemble des structures ductiles à semi-ductiles associées à ce champ de déformation et nous discuterons la transition ductile-fragile à l'échelle régionale. Enfin une étude microthermométrique des inclusions fluides piégées dans le quartz et l'albite, nous permettra de caractériser les fluides contemporains de cette tectonique, et de quantifier les paléo-profondeurs auxquelles ces structures tectoniques se sont développées.

1-DIRECTIONS PRINCIPALES DES AXES DE LA DEFORMATION FINIE EN FACIES DES SCHISTES VERTS.

La structure majeure correspond à un plan d'aplatissement qui n'est que localement néoformé, il s'agit en fait de la réactivation du plan de foliation généré dans les conditions du faciès des schistes bleus. Ce plan de foliation est bien réglé dans l'ensemble du Queyras et du Viso, il est systématiquement à penage Ouest de 20 à 40 degrés (fig4-5).



Cependant cette structure planaire est perturbée aux abords des masses ophiolitiques contenues dans les calcschistes. La foliation est alors réorientée en suivant l'enveloppe des boudins de metabasites.

Ce plan d'aplatissement "schistes verts" porte une linéation minérale qui elle aussi n'est que rarement néoformée, mais qui correspond à la réorientation progressive des linéations de "haute pression" suivant la direction principale d'étirement de la matière durant la

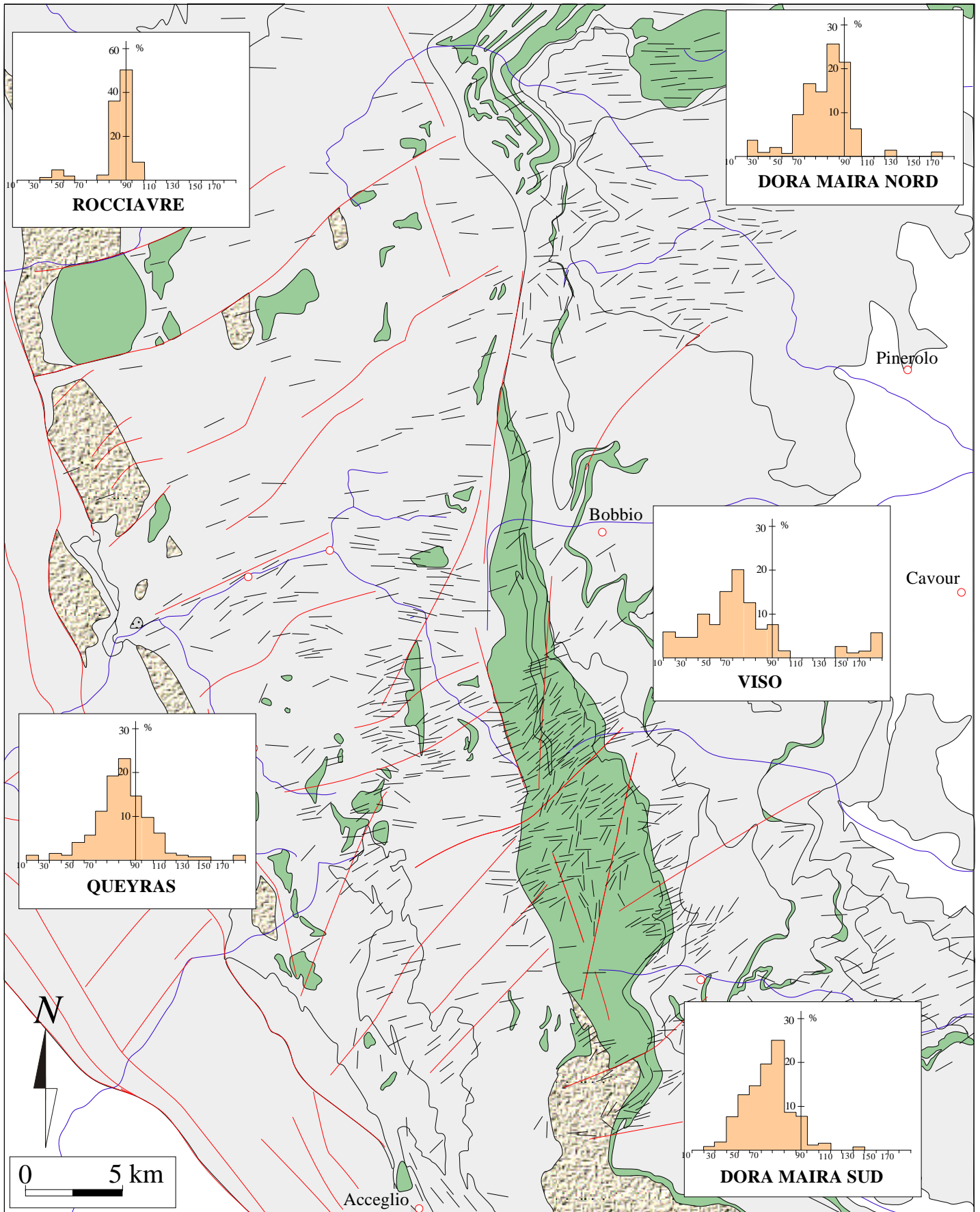


Figure.4-6-Carte des directions de linéation schistes verts de la partie Sud des Alpes occidentales. Les lignes ont été regroupées en 5 zones différentes, présentées dans des histogrammes de direction pour chacune d'entre elle. Cette carte a été réalisée d'après nos données de terrain et la compilation des données publiées. A-A' tracé de lacoupe présentée sur la figure.4-5.

rétromorphose. La direction d'étirement est alors matérialisée par l'orientation préférentielle de phyllosilicates tels que les micas blancs ou les chlorites. Dans les metabasites, la linéation est le plus souvent néoformée et correspond à l'agencement d'actinote et d'épidote associées aux micas blancs. Nous avons réalisé une carte des linéations "schistes verts" (fig.4-6). Cette carte présente les linéations les plus tardives référées à l'épisode schistes verts. Ces lignes sont de deux types soit il s'agit d'une linéation matérialisée par des minéraux du faciès des schistes vert (actinote, épidote, chlorite et phengite), particulièrement bien exprimée dans les roches basiques, soit il s'agit de la réorientation par étirement d'une linéation plus ancienne Haute-Pression et partiellement rétromorphosée.

Pour le domaine de Rocciavré et la partie Nord du massif de Dora Maira les linéations ont été extraites en grande partie de la thèse de Bouffette (1993) et des travaux de Borghi *et al.* (1985). Les linéations schistes verts de la partie Sud du massif de Dora Maira proviennent de la thèse de Henry (1990). L'ensemble des données sur le Viso correspondent d'une part à nos propres mesures et d'autre part aux mesures présentées dans les thèses de Nisio (1985) et Philippot (1988). Enfin les linéations dans le Queyras sont issues en majeure partie de nos mesures complétées avec les données publiées par différents auteurs (Merle et Ballèvre, 1992; Houfflain et Caby, 1987). Pour plus de clareté nous avons choisi de présenter notre étude en trois grands secteurs (fig.4-6).

1-1-Le Queyras.

L'histogramme de direction de répartition des linéations syn-schistes verts, montre un étalement dans la répartition des directions selon une gaussienne centrée sur N80. Il est à noter que l'on observe jamais, sur un même affleurement, coexistence de plusieurs directions antagonistes. Ainsi cette direction globalement Est-Ouest peut être interprétée comme une direction moyenne d'étirement de la matière. Toutes les lignes répondent à une même logique de répartition suivant un secteur donné. Ainsi pour les unités localisées le plus à l'Est, c'est à dire en bordure occidentale du massif du Monviso, la direction des linéations schistes verts est bien réglée, hormis quelques réorientations des lignes aux abords des masses ophiolitiques (Tour Réal, crête des Lauzes). Par contre plus on se déplace vers la bordure Briançonnaise et plus les linéations ont tendance à s'orienter de façon progressive vers une direction globalement Nord-sud. Cette réorientation de la ligne est particulièrement bien exprimée dans la partie Sud des Schistes lustrés entre la zone Briançonnaise et la zone d'Acceglio (fig.4-6). Ce changement de direction correspond à une réorientation post-schistes verts, imposant alors

une rotation dextre le long de la bordure occidentale des Schistes lustrés, compatible avec les mouvements décrocho-extensifs du réseau de faille de la Haute Durance (Sue *et al.*, 1997; Sue, 1998; Tricart *et al.*, 1996).

1-2-Le Monviso.

L'histogramme de répartition des directions de linéation schistes verts montre une répartition, non plus suivant une gaussienne comme pour le Queyras, mais selon deux pics, l'un centré sur N60 et l'autre à N180. La direction Nord-Sud peut être interprétée soit (i) comme la subsistance des directions des linéations éclogitiques imposant alors une cristallisation des minéraux schistes verts de façon statique par pseudomorphose d'une linéation antérieure; soit (ii) à des perturbations locales associées à de forts contrastes de rhéologie qui réorientent la linéation autour d'objets rigides; soit (iii) enfin, à une partition de la déformation suivant deux grandes directions d'étirement durant la rétro-morphose. A l'encontre de cette dernière hypothèse on constate que dans les zones boudinées (métagabbros) la déformation est fortement coaxiale, avec une dispersion des linéations sur les plans de foliation, alors que dans les zones non boudinées (prasinites et serpentinites), les structures précoces sont transposées et une nouvelle linéation est formée, marquant clairement une unique direction d'étirement.

1-3-Les massifs de Rocciavré et de Dora Maira Nord et Sud.

Ces trois secteurs sont en position la plus orientale. Les directions des linéations se répartissent suivant une gaussienne, sauf pour le massif de Rocciavré où les directions sont centrées sur un pic de direction Est-Ouest. Cependant, si l'on compare ces trois secteurs on constate un déplacement progressif de la direction d'étirement orientée à N100 au Nord et N70 au Sud. Les linéations y sont toutes marquées par des minéraux en faciès des schistes verts et ce quelque soit la lithologie considérée.

1-4-Conclusion.

Le champ de déformation syn-schistes verts n'est pas homogène à l'ensemble de la zone d'étude. Plutôt bien réglée dans le Queyras, avec une orientation Est-Ouest dominante, tandis que la direction principale d'étirement montre des trajectoires plus complexes dans le massif du Viso. Trois points sont à retenir :

-Une disposition plutôt radiale à l'arc alpin de la direction d'étirement finie synchrone du faciès des schistes verts.

-Une réorientation progressive des linéations tardives dans les Schistes lustrés du Queyras à l'approche des nappes Briançonnaises (fig.4-6) qui pourrait refléter le jeu en partie décrochant du contact Briançonnais / Piémontais.

-L'existence possible de deux directions d'étirement, en faciès des schistes verts, dans le massif éclogitique du Viso.

2-ANALYSE DES STRUCTURES MESOSCOPIQUES.

2-1-Les plis.

Les structures plicatives sont bien développées dans l'ensemble de la zone d'étude, le style l'orientation des plis est très variable d'un secteur à l'autre, ainsi pour plus clareté nous avons choisi de décrire les plis tardifs d'une part dans les Schistes lustrés du Queyras, et d'autre part dans la zone éclogitique du Monviso.

2-1-1-Les Schistes lustrés du Queyras.

Les structures majeures syn-schistes verts à l'échelle de l'affleurement dans les schistes lustrés correspondent au développement de plis semblables à concentriques aplatis et de dimension métrique (fig.4-7-A). Ces plis admettent un plan axial qui est soit confondu avec la foliation principale, soit légèrement sécant mais toujours moins penté que la foliation de quelques degrés (fig.4-7-B). Ces plis sont généralement à axes courbes et surtout ils présentent une forte asymétrie avec des enchainements flancs longs / flancs courts compatibles avec une cinématique à vergence Ouest (fig.4-7-A et B).

Si l'on s'intéresse la dispersion des axes de plis sur un même affleurement, on constate qu'elle est parfois très importante, et on peut considérer, pour l'ensemble du Queyras, deux cas possibles:

-Dans un premier cas, la dispersion des axes de plis est très importante, les directions axiales varient de N180 à N90 (fig.4-7-B). Cette forte dispersion des axes de plis impose une composante en aplatissement importante, en plus de l'étirement de direction Est-Ouest.

-Dans le second cas, il n'y a qu'une faible dispersion des axes de plis, qui sont orientés en Est-Ouest selon la direction d'étirement principale (fig.4-7-C). Le régime de déformation est alors clairement en cisaillement dominant vers l'Ouest, où tous les marqueurs antérieurs sont réorientés suivant la direction principale d'étirement.

Ces deux types de plis ont été reconnus et inventoriés par Caron (1974), dans le Nord de notre zone d'étude (fig.4-8). Ceci démontre l'existence d'un fort partitionnement de la déformation

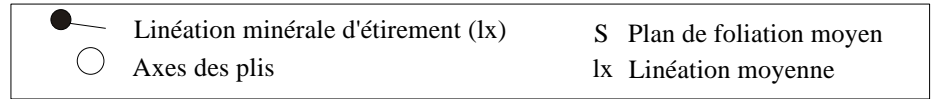
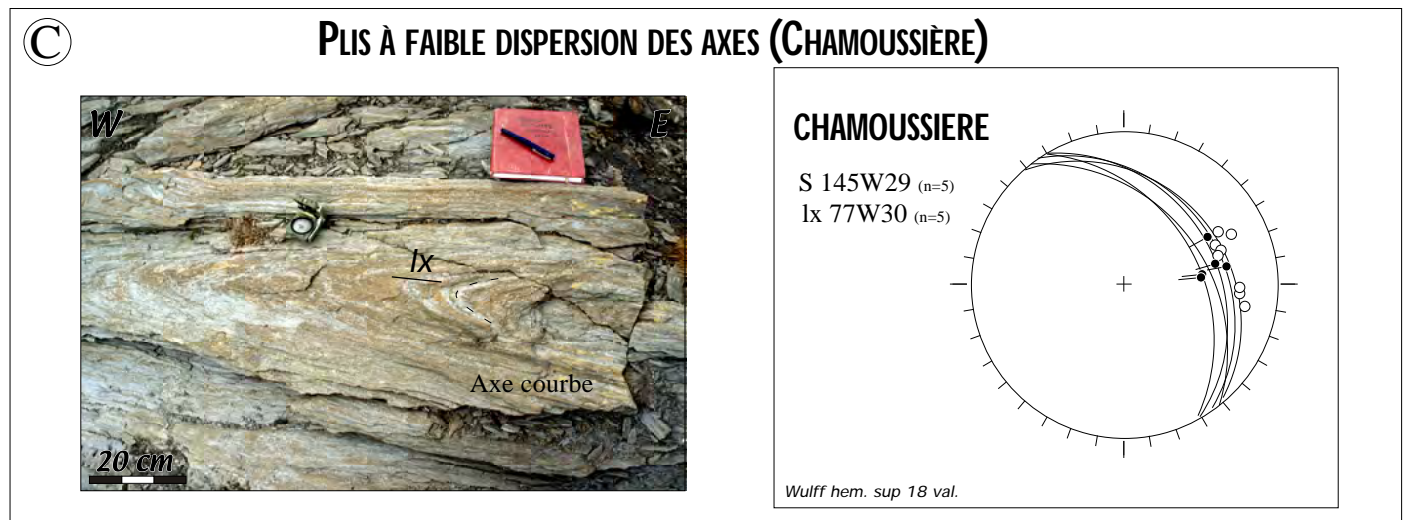
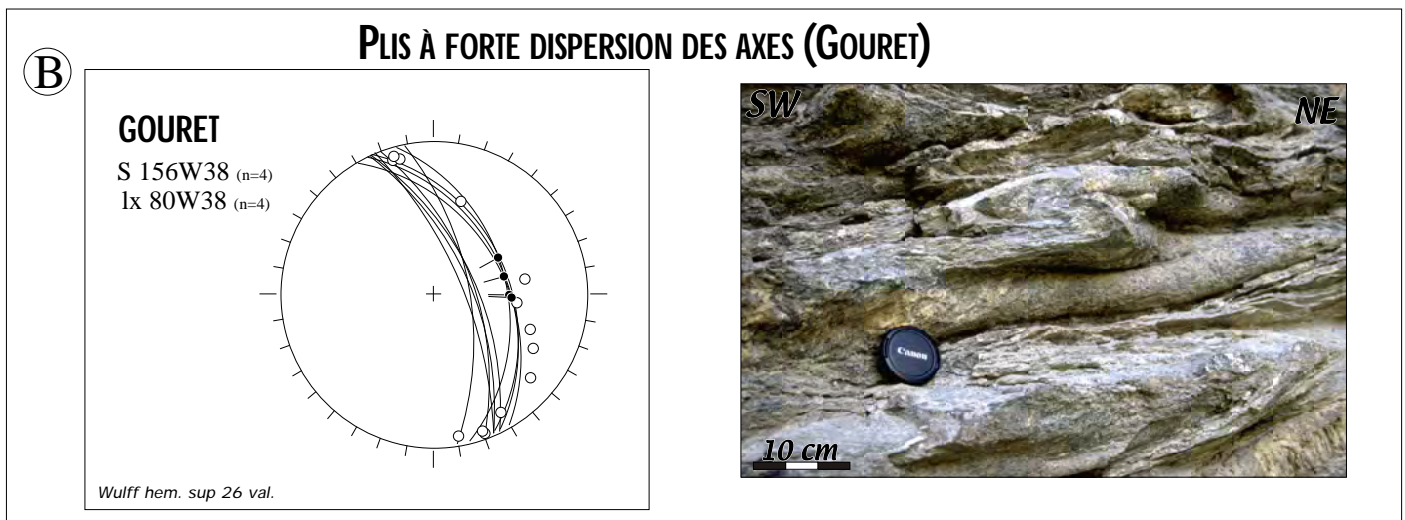
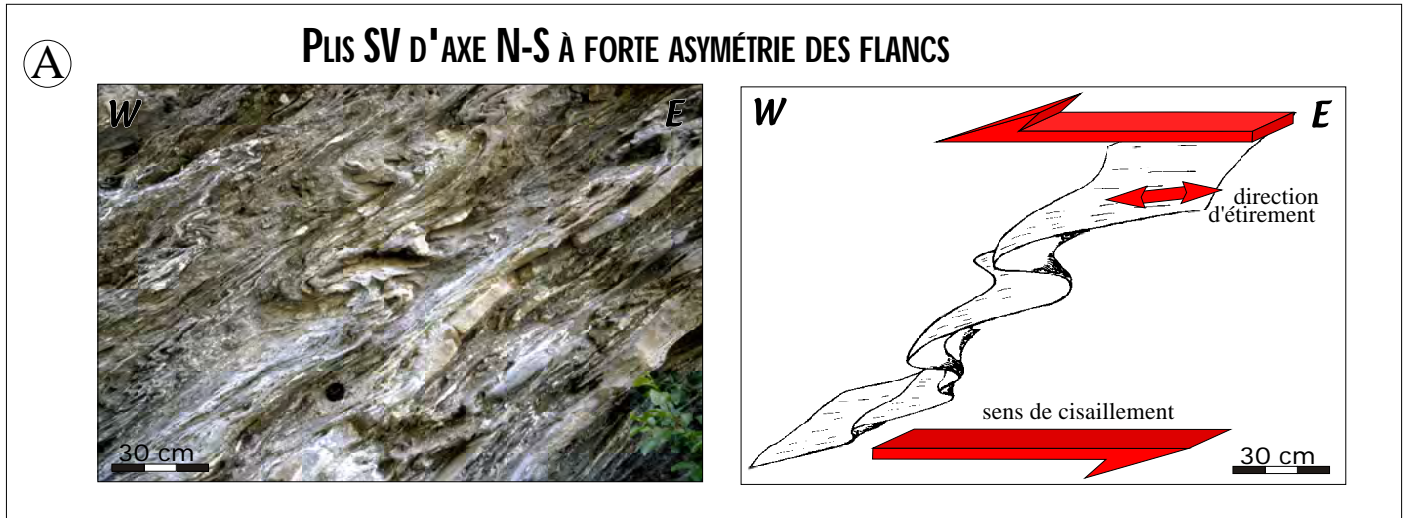


Figure.4-7-Exemples et caractérisation des structures plicatives de direction de plan axial Nord-Sud subparallèle à la foliation, générées dans les conditions du faciès des schistes verts observés dans les Schistes lustrés du Queyras. Deux grands types de plis peuvent être distingués suivant la faible ou la forte dispersion des axes de plis sur un même affleurement. A-Les plis présentent une forte asymétrie de leurs flancs qui est compatible dans le référentiel actuel avec un cisaillement vers l'Ouest dans une dynamique en dénudation. B-Les plis du Gouret présentent une forte dispersion de leurs axes résultant d'un fort raccourcissement vertical associé à la composante cisailante Est-Ouest. C-Les plis au Col de Chamoussière, présentent systématiquement une très faible dispersion de leurs axes. La direction est la même que celle indiquée par les linéations minérales d'étirement (lx).

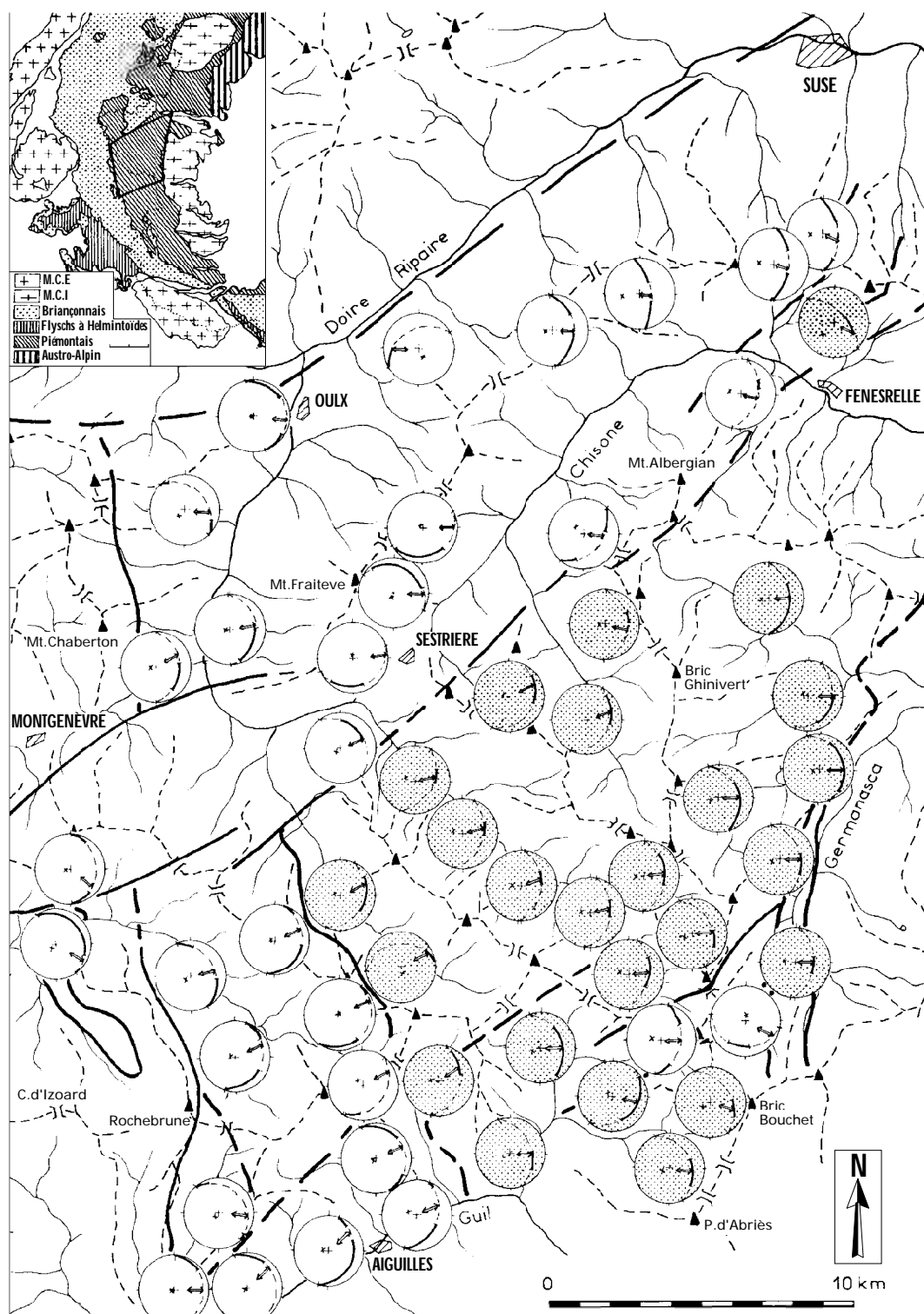


Figure.4-8-Répartition cartographique des deux grands types de plis dans la partie Nord des Schistes lustrés des Alpes cottiennes (modifié d'après Caron, 1974).

Les stéréogrammes représentent quelques m^2 d'affleurement représentatif d'une surface plus importante. Le trait fort indique l'éventail de dispersion des axes de plis, la flèche double constitue la direction d'étirement (1x). Les stéréogrammes en blancs présentent une direction d'étirement non contenue dans l'éventail de dispersion. Les stéréogrammes en grisés présentent une direction d'étirement contenue dans l'éventail de dispersion. Les stéréogrammes matérialisent un important partitionnement de la déformation en délimitant des domaines à composante cisailante plus ou moins bien exprimée. Chaque domaine à stéréogrammes homogènes est délimité par des structures fragiles.

dans les Schistes lustrés du Queyras. En effet la carte de répartition des plis montre des domaines où la déformation dans le faciès des schistes verts se fait dans un régime cisailant dominant c'est à dire où les axes de plis sont peu dispersés et le plus souvent parallèles à la direction principale d'étirement (I_x). Ces zones cisailantes alternent avec des domaines où les axes de plis sont dispersés et faiblement orientés suivant la I_x . La déformation se fait dans un régime plus fortement coaxial qui ne permet pas la réorientation des axes de plis dans la direction d'étirement. Les limites entre les différents blocs définies par Caron (1974) se font par l'intermédiaire de couloirs de transition de direction essentiellement N160-170 à N50-60 (fig.4-8). Il est intéressant de constater que ces couloirs de transition ont la même direction que les failles normales tardives observées plus au Sud dans les Schistes lustrés par Lazarre et al. (1996).

2-1-2-Le Monviso.

Dans le massif du Monviso, on observe de nombreux plis syn-à post schisteux en tous points comparables à ceux observés et décrits dans les Schistes lustrés du Queyras. Il s'agit de plis aux charnières arrondies présentant une forte asymétrie. Ces plis observés en particulier au Viso Mozzo (fig.4-9) admettent un plan axial penté Ouest qui est généralement subparallèle à la foliation principale (fig.4-9-A). Cependant le plan axial est parfois souligné par le développement d'une fine schistosité de crénulation. Les axes de ces plis sont bien réglés, avec une direction Nord-Sud perpendiculaire à la linéation minérale d'étirement soulignée par des épidotes et des actinotes (fig.4-9-B). La direction des plis ainsi que leur asymétrie sont compatibles avec une cinématique à vergence Ouest dans un régime en cisaillement dominant. Les plis observés au Col de Vallante (fig.4-10), c'est à dire au contact entre les Schistes lustrés du Queyras et les unités du Monviso, correspondent à des structures plicatives de plus grande dimension, plurimétriques et à charnière très arrondie. Ils sont assemblés en cascades à déversement vers l'Ouest, les axes de plis étant légèrement courbes avec une orientation globale Nord-Sud. Ils admettent une schistosité de crénulation bien exprimée qui est à pendage Est. L'ensemble des critères cinématiques montre clairement un sens de cisaillement vers l'Ouest compatible avec le jeu ductile en faille normale du contact Viso / Queyras décrit par Ballèvre *et al.* (1990).

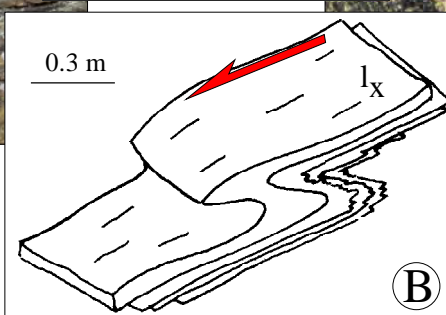
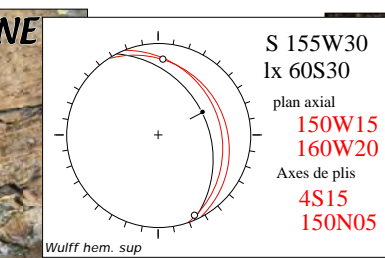
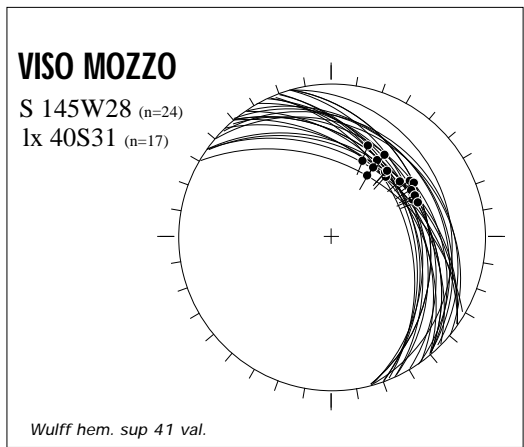
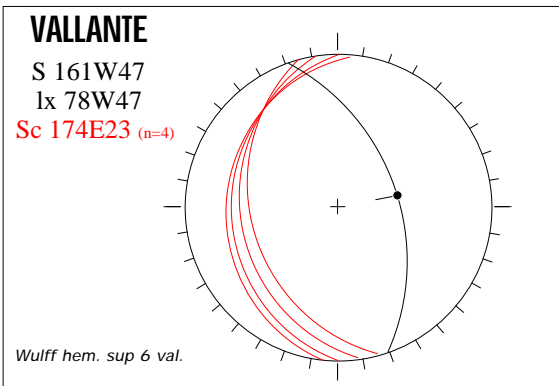
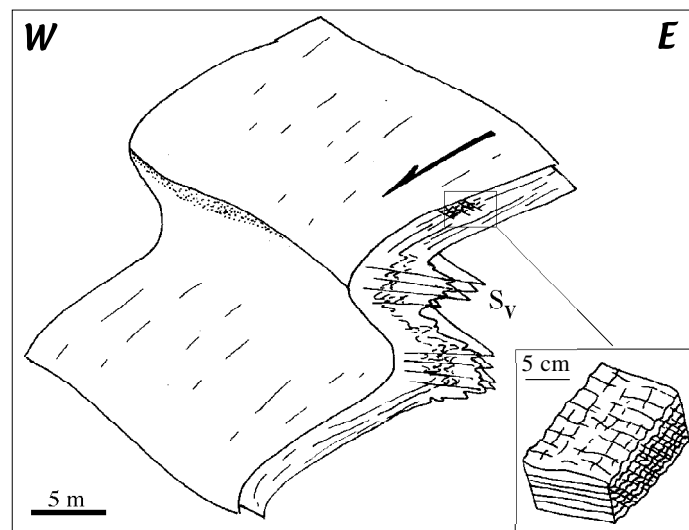
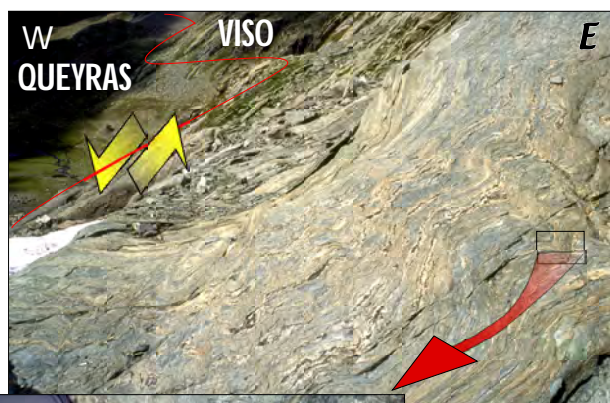


Figure.4-9-Analyse des structures schistes verts dans la zone du Viso Mozzo. A-la foliation principale est à pendage Ouest et porte une linéation minérale à épidote et glaucophane de direction N60.

B-Des plis d'entrainement sont associés, les axes sont orientés en E-W. Ils développent une forte asymétrie de leurs flancs. Le sens de cisaillement est à vergence vers l'Ouest.



métriques à axes N-S et agencés en cascade déver-sés vers l'Ouest. Ces plis développent une schistosité de crénelation (Sc) pentée vers l'Est et associée à des microplis. Le sens de cisaillement est à vergence vers l'Ouest comme pour la zone du Viso Mozzo.

Figure.4-10-Analyse des structures schistes verts dans la zone du col de Vallante. La bordure orientale du Monviso correspond au développement de plis

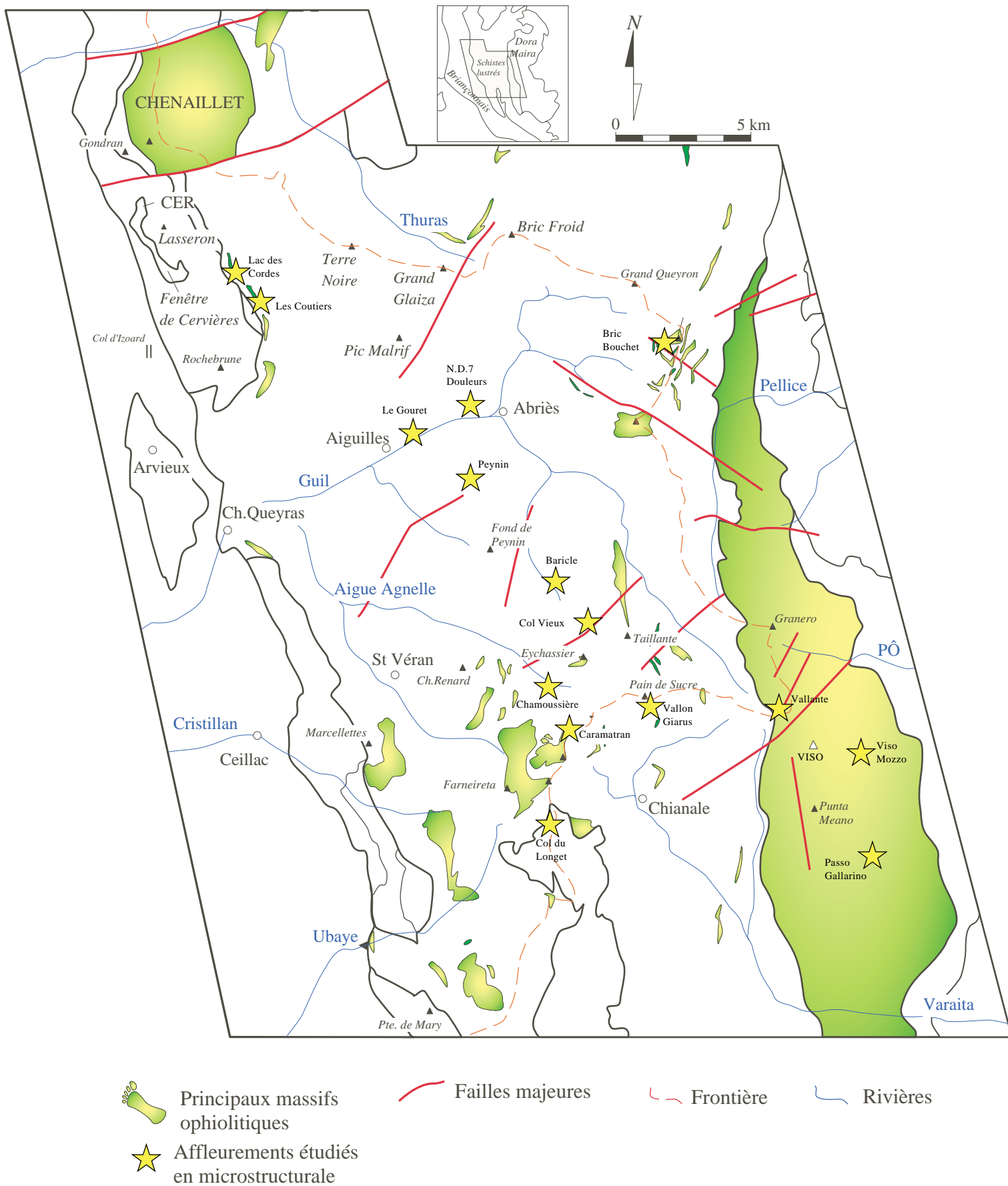


Figure.4-11-Carte de localisations des sites qui ont fait l'objet d'une étude microstructurale.

2-2-Boudinage, fentes associées et plans de cisaillement.

De nombreuses figures de boudinage sont observées lorsqu'il existe un fort contraste de rhéologie, comme par exemple l'alternance de bancs centrimétriques de matériel arkosique avec des calcschistes ou des marbres. Le boudinage s'observe également dans les masses ophiolitiques ou le contraste rhéologique se fait par l'intermédiaire d'alternance de niveaux de serpentine ou de talcschiste avec des prasinites. De nombreuses structures cisailantes sont associées au boudinage et à l'ouverture des fentes dans le matériel le plus compétent. C'est la description de ces structures et leur évolution à la transition ductile-fragile qui fait l'objet de ce paragraphe. L'ensemble des zones étudiées sont localisées sur la figure 4-11. Nous avons également, dans certaines localités, combiné une approche microthermométrique des fluides contenus dans les fentes. Nous discuterons la composition de ces fluides associés aux structures mais également l'estimation des conditions P-T de formation de ces structures.

2-2-1-Les Schistes lustrés du Queyras.

A-Le lac Baricle.

L'affleurement du Lac Baricle correspond à l'alternance de niveaux méta-arkosiques de dimension pluri-centrimétrique dans des niveaux de méta-calcaire d'épaisseur plus importante (fig.4-12-A). Ces alternances sont à pendage Ouest et sont transposées dans la foliation principale (S 173W40). Les bandes de méta-arkose sont systématiquement boudinées avec développement de fentes à quartz, chlorite, albite et micas blancs entre les inter-tronçons. Ces fentes synchrones du faciès des schistes verts sont symétriques, c'est à dire perpendiculaires à l'enveloppe des boudins et sont orientées suivant une direction N160-170 (fig.4-12-A). Les fentes liées au boudinage permettent alors de discuter l'état de contrainte local. En effet, le grand axe de la fente contient le σ_1 tandis que les fibres matérialisent, dans le plan d'aplatissement, donc la position de σ_3 (fig.4-12-B).

Alors que les méta-arkoses présentent un comportement fragile, les marbres accommodent la déformation de façon ductile par fluage dans la foliation puis, localement, dans des bandes de cisaillement conjuguées.

Les structures de boudinage recoupent la charnière et les flancs de plis précoces dont les axes sont orientés en N110 à N130 avec un plongement d'une dizaine de degrés vers le Sud.

Localement les fentes sont assemblées en échelon et préfigurent la formation de micro-failles (fig.4-12-C). En effet, lorsque la fracture s'initie, les fentes deviennent sigmoïdes avec un jeu apparent en faille normale à pendage Ouest (fig.4-12-C). La fracturation est localement très

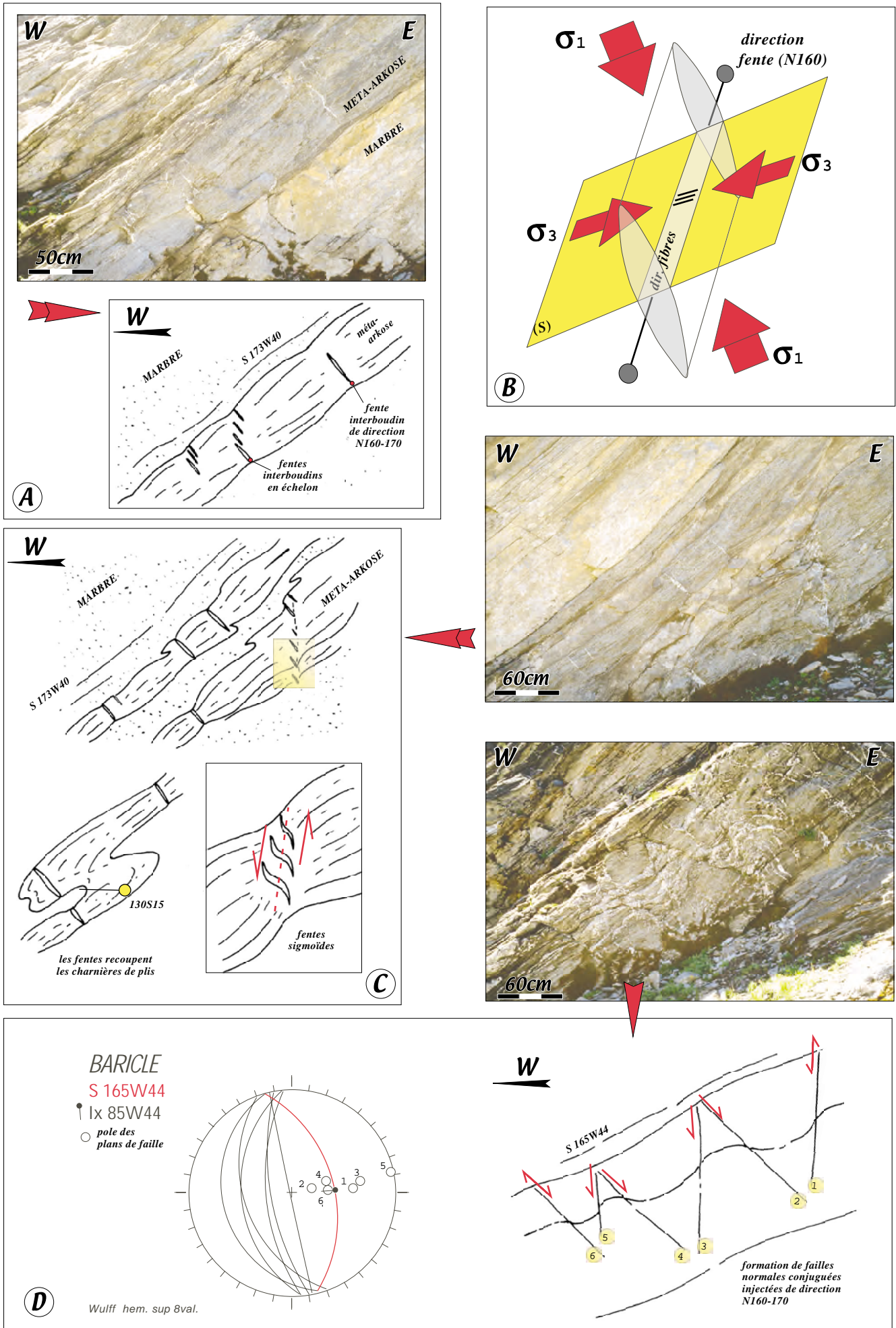


Figure.4-12-Boudinage et structures associées au Lac Baricle.

développée, elle correspond à un ensemble de failles conjuguées à jeu normal d'orientation N160-170 et sont injectées par des fluides qui permettent la cristallisation d'assemblages similaires à ceux constitutifs des fentes (fig.4-12-D).

Ainsi les structures du lac Baricle montrent clairement une famille de fentes interboudins de direction N160-170 et générées à la transition ductile-fragile, dans les conditions du faciès des schistes verts, qui recoupent les structures précoces représentées par la foliation principale et par les plis d'axes N110 à N130. Ces fentes interboudins sont générées dans un régime de fort raccourcissement vertical où la direction du sigma 1 est contenue dans la fente. Comme les fentes sont orientées perpendiculairement à la foliation principale, on peut alors positionner le sigma 1 perpendiculairement à cette dernière. En conséquence, l'axe de la contrainte principale maximale ne se trouve pas en position verticale mais oblique d'une quarantaine de degrés vers l'Est.

Les fentes interboudins lorsqu'elles se répartissent en échelon sont systématiquement compatibles avec un cisaillement à jeu normal et le développement local de fentes sigmoïdes. Lorsque la rupture est effectuée, il se développe alors un système de failles normales conjuguées toujours de même orientation (N160-170) qui impose là encore un sigma 1 non vertical. Cet affleurement montre clairement que le régime de la déformation et l'état de contrainte local reste toujours le même depuis les conditions semi-ductile (fentes et cisaillement) jusque dans les conditions fragile (failles injectées).

Cependant l'obliquité du sigma 1 par rapport à la verticale pose un problème. On doit en effet considérer que l'ensemble des ces structures ont été générées alors que le sigma 1 était vertical. Il faut alors admettre le basculement généralisé de l'ensemble de l'affleurement vers l'Ouest d'une quarantaine de degrés suivant un axe horizontal postérieurement à la formation des structures ductiles et fragiles.

B-Le Col Vieux.

Les structures observées au Col Vieux sont similaires à celle décrites au lac Baricle. En effet on y observe des bancs méta-arkosiques boudinés dans des marbres présentant une foliation principale Sp 165W35 et une linéation minérale d'étirement schistes verts, orientée à N72. Les méta-arkoses montrent des fentes symétriques orientées suivant la direction moyenne N153 (20 fentes) et qui s'ouvrent parallèlement à la foliation principale suivant une direction moyenne N66 (10 mesures de fibres) (fig.4-13-A).

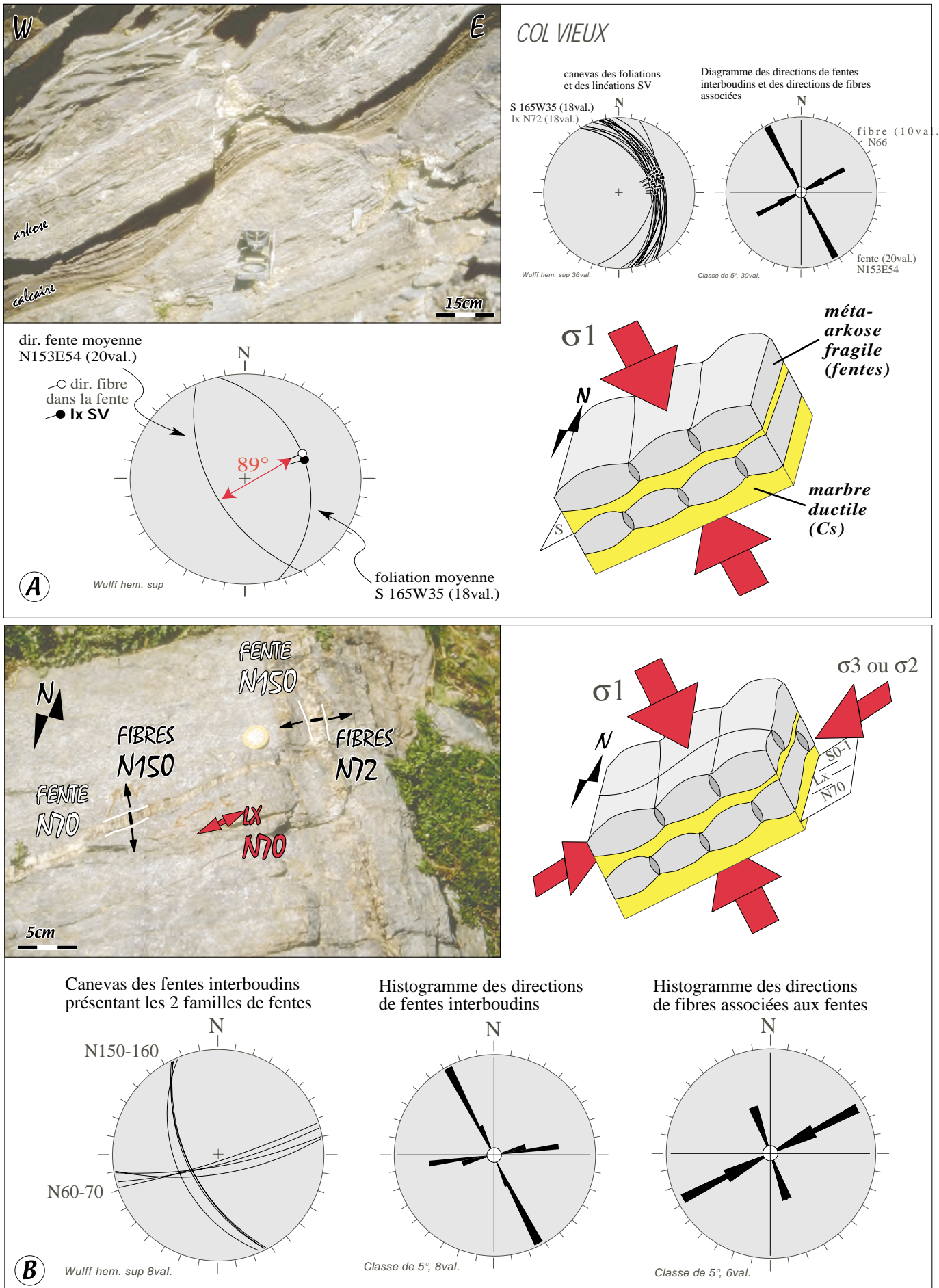


Figure.4-13-Structures de boudinage au Col Vieux. L'orientation des fentes et des fibres associées permettent d'obtenir l'état des contraintes local. Le sigma3 est donné par la direction des fibres de quartz et d'albite dans les fentes interboudins. La transition ductile/fragile au col Vieux est marquée par un double boudinage qui admet alors un sigma1 perpendiculaire au plan d'aplatissement principal qui est penté d'une trentaine de degrés vers l'Ouest. Les fentes N150 sont parallèles à la direction moyenne de la linéation minérale schistes verts (lx).

L'orientation du σ_1 local est incompatible avec le champ de contrainte en extension. Cela implique un basculement progressif de l'ensemble des structures à la transition ductile/fragile.

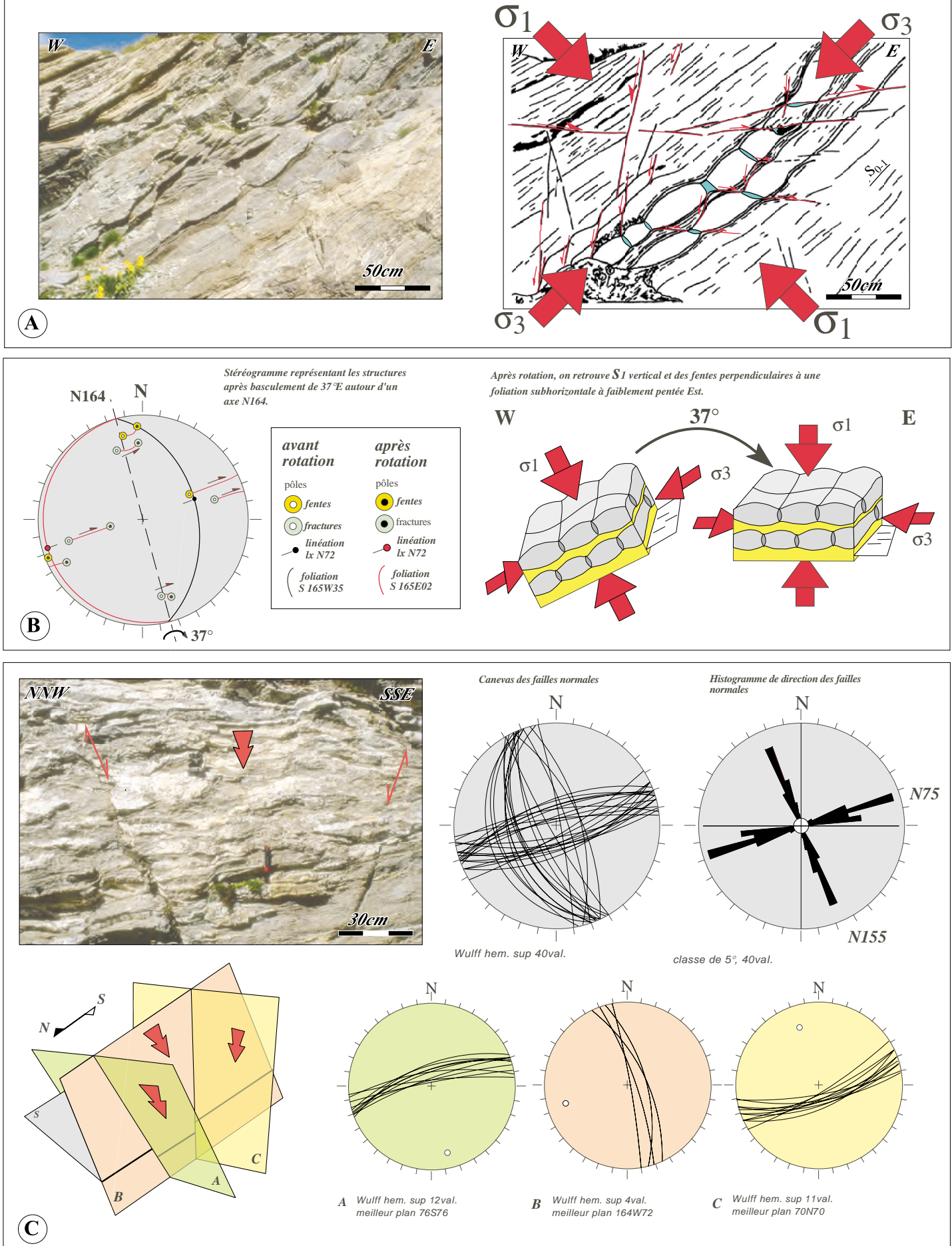


Figure.4-14-Structures de boudinage et failles normales associées au site du Col Vieux. L'orientation du σ_1 local impose de débaser l'ensemble des structures de 37° vers l'Est autour d'un axe N164. Le basculement progressif se fait dans les conditions fragiles car il est enregistré par les failles normales.

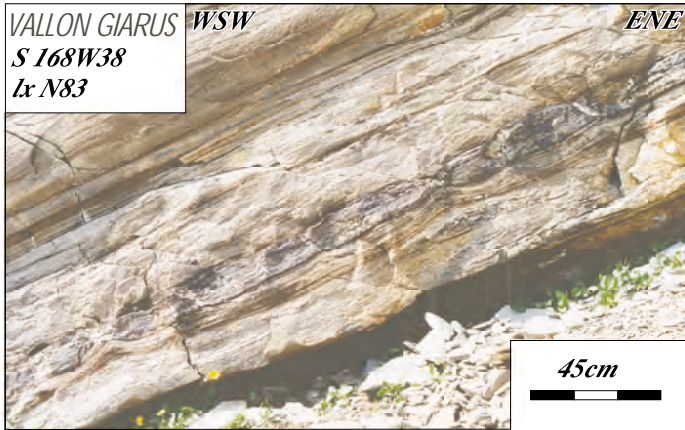
Cependant, on observe également une seconde famille de fentes symétriques perpendiculaires à la première famille et d'orientation N70 (fig.4-13-B). Ces deux familles de structures N50-60 et N150-160 se recoupent mutuellement et sont considérées comme formées simultanément. Dans les marbres, le boudinage est accompagné de développement de structures C-S conjuguées. Ainsi les structures observées au Col Vieux à la transition ductile / fragile sont clairement compatibles avec une extension multidirectionnelle qui admet un σ_1 local perpendiculaire à la foliation principale (fig.4-13-B).

Cependant l'orientation du σ_1 local, déduit de l'analyse des structures extensives, implique un basculement progressif de l'ensemble des structures à la transition ductile / fragile (fig.4-14-A). La quantité de rotation du système correspond à la quantité de rotation autour d'un axe supposé horizontal, permettant de positionner le σ_1 à la verticale. Dans le cas de l'affleurement du Col Vieux, la rotation est de 37 degrés autour d'un axe orienté en N164, la foliation principale se retrouve alors avec un pendage Est de 2 degrés tandis que les fentes interboudins redeviennent elles aussi subverticales (fig.4-14-B).

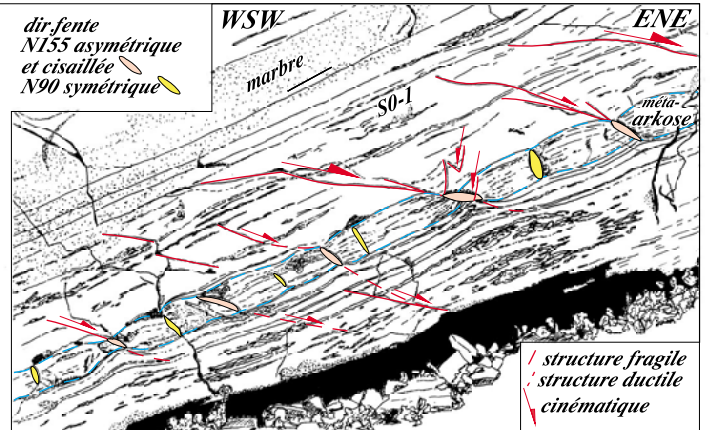
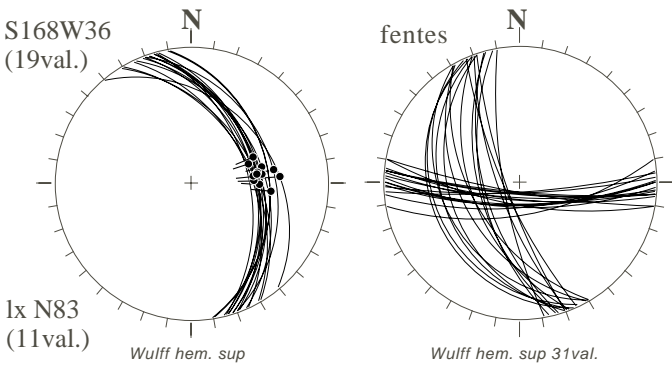
L'extension multidirectionnelle générée à la transition ductile / fragile se poursuit clairement en conditions fragiles. Cette extension s'exprime par le développement de deux familles de failles conjuguées de direction moyenne N75 et N155 (fig.4-14-C), le plus souvent injectées par des fluides à l'origine de cristallisations soulignant des plans striés. L'analyse de ces plans striés montre une répartition stéréographique (fig.4-14-C) fortement asymétrique pour les structures orientées à N155 par rapport à celles orientées à N75. Cette asymétrie de pendage est interprétée comme l'enregistrement progressif du basculement vers l'Ouest des structures fragiles. En effet, les failles N155 les moins pentées vers l'Est (25 degrés) correspondent aux premières structures générées alors que la zone n'a pas été encore basculée. Par contre, les structures le plus fortement pentées vers l'Est (65 degrés) représentent la génération de faille la plus récente générée syn à post-basculement. Ce schéma est valable pour les structures conjuguées N155 à pendage Ouest. Par contre les failles orientées à N75 ne sont absolument pas asymétriques et n'ont pas enregistré le basculement. Ainsi le basculement dans le secteur du col Vieux a débuté à la transition ductile / fragile.

C-Le vallon Giarus.

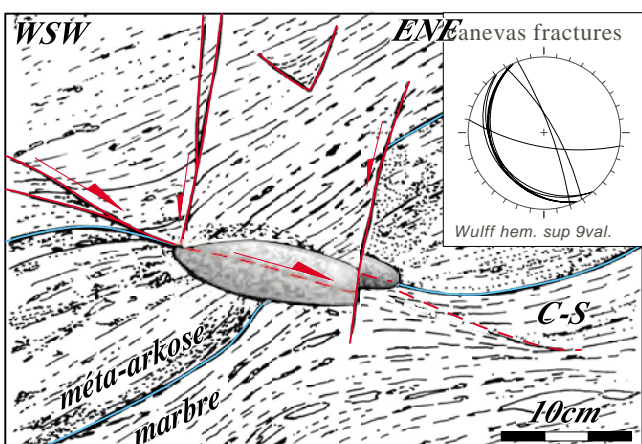
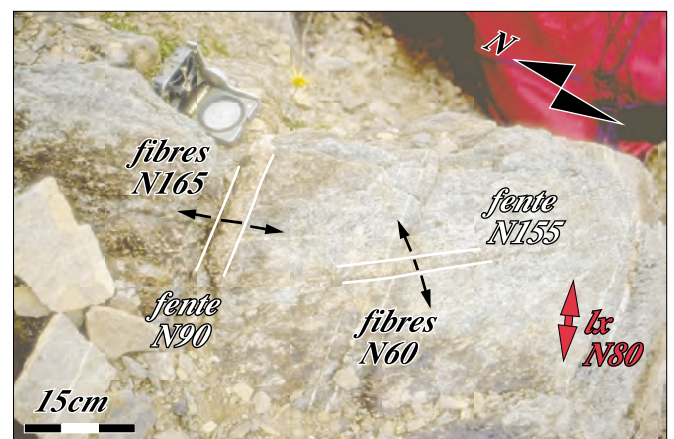
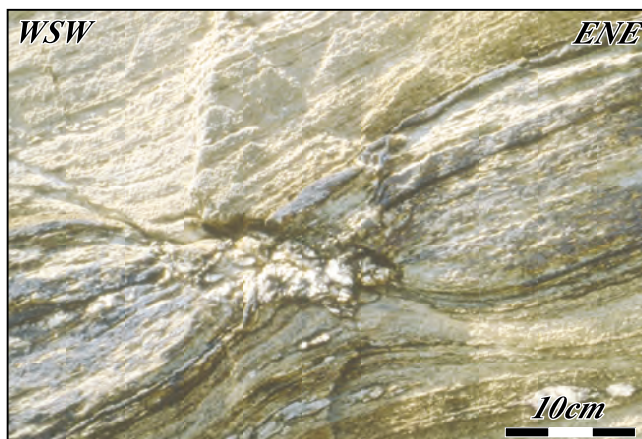
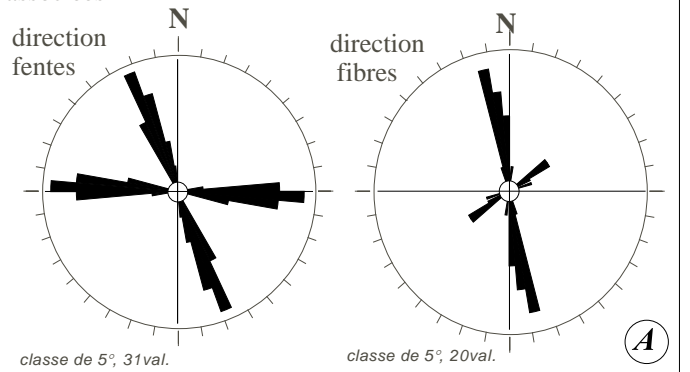
Le site du vallon Giarus se localise au pied des marbres du Pain de Sucre, le long d'une falaise orientée en WSW-ENE. Ce plan de coupe naturel (faille tardive), de plusieurs dizaines de mètres d'extension latérale, coupe la foliation principale qui est à pendage régulier vers l'Ouest



Canevas de foliation et de linéations SV et des fentes interboudins



Histogramme radial des directions de fente et des fibres associées



Les fentes asymétriques (N155) sont localement cisailées et affectées par des microfailles normales. Ces structures ont les mêmes orientations que les deux familles de fentes.

Evaluation du basculement en utilisant les fentes asymétriques

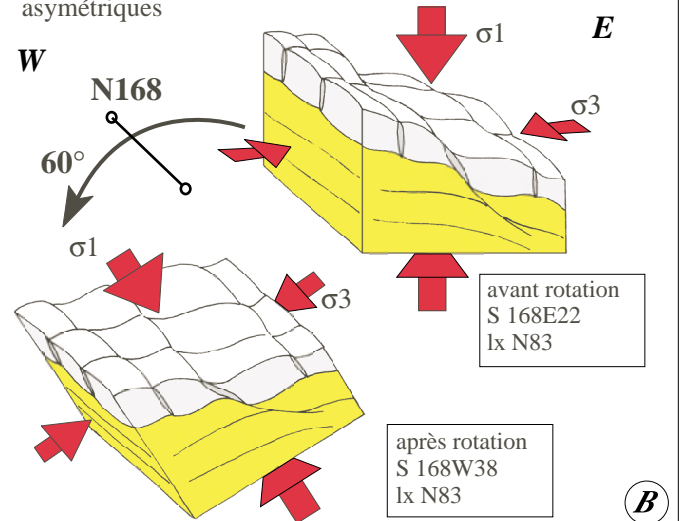


Figure.4-15-Analyse des structures générées à la transition ductile / fragile au vallon Giarus.

d'une trentaine de degrés. Ce plan de foliation porte une linéation minérale d'étirement bien réglée avec une direction moyenne à N83 (fig.4-15-A). L'orientation N50 de la falaise laisse apparaître une multitude de structures extensives dont les plus caractéristiques sont soulignées par les bancs pluricentimétriques de méta- arkoses boudinés (fig.4-15-A). Ce boudinage est synchrone de l'ouverture de fentes interboudins, alors que dans les marbres se développent des structures cisailantes (C-S).

L'analyse des fentes interboudins révèle, sur un même affleurement, l'existence de deux familles de fentes (fig.4-15-A).

-La première famille correspond à des fentes orientées à N90, symétriques et non affectées postérieurement par du cisaillement.

-La seconde famille est orientée à N155. Elle est constituée par un ensemble de fentes asymétriques à pendage apparent vers l'Est, c'est à dire à pendage inverse de celui de la foliation. Ces deux familles de fentes ne montrent pas de chronologie de superposition nette. En effet aucune des deux familles ne recoupe systématiquement l'autre, au contraire il semble qu'elles se recoupent de façon aléatoire, indiquant une apparition simultanée. Elles peuvent être alors considérées comme globalement synchrones et liées au même évènement tectonique et au même état de contrainte local. De plus, l'analyse de l'orientation des cristaux de quartz et de feldspath, constitutifs des fentes, révèle une croissance minéralogique orthogonale aux épontes des fentes. Ainsi le jeu conjugué des deux familles de fentes correspond à une extension dans deux directions perpendiculaires, témoignant d'une extension multidirectionnelle.

Cependant les fentes N155 sont parfois fortement cisailées et affectées par des failles normales à pendage Est qui accentuent l'obliquité de la fente par rapport à la foliation. Les fentes ont alors tendance à se coucher dans le plan de foliation (fig.4-15-B). Ces failles à jeu normal sont très développées par rapport aux conjuguées qui sont à pendage Ouest et qui sont de plus petite dimension. Cette forte asymétrie des structures extensives ductiles et fragiles avec la dominance des structures à pendage Est sur les structures à pendage Ouest actuelles, s'explique bien si l'on débascule de soixante degrés l'ensemble de l'affleurement du vallon Giarus suivant un axe horizontal orienté en N168 (fig.4-15-B). En effet, on se retrouve dans la position d'origine, à savoir avec une foliation à pendage de 22 degrés vers l'Est et avec des fentes interboudins toujours sécantes sur la foliation mais maintenant en position verticale. Par contre les fentes N90 ne sont pas affectées par le basculement car elles sont orientées pratiquement à 90 degrés de l'axe de débasculement.

Ainsi, il faut admettre que les structures conjuguées ductiles et fragile ont été générées lors d'un fort raccourcissement vertical (σ_1 vertical) sur des plans pentés initialement vers l'Est. L'existence des fentes conjuguées montre que ce raccourcissement correspond à une extension multidirectionnelle. Le basculement se révèle ainsi très tardif en se produisant postérieurement au développement des structures fragiles.

D-Le Bric Bouchet.

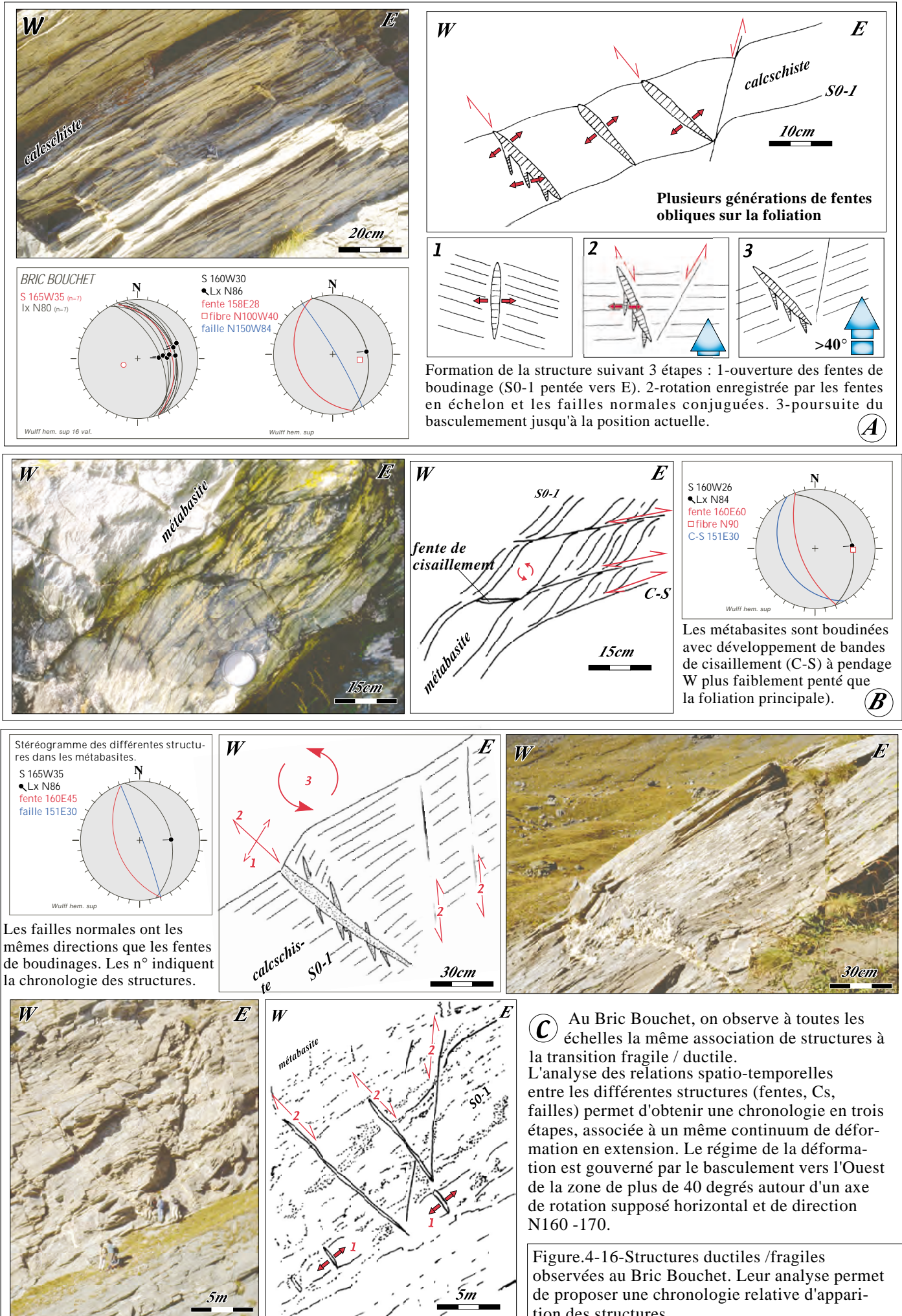
Les affleurements du Bric Bouchet correspondent à des dalles de prasinite discontinues d'épaisseur décamétrique emballées dans des calcschistes. Le plan de foliation principal est à pendage Ouest de 35 degrés, et il est porteur d'une linéation minérale d'étirement rétomorphique dans les conditions du faciès des schistes verts. Cette ligne est orientée à N80. Comme pour le vallon Giarus, on observe de nombreuses structures de boudinage associées à des fentes asymétriques à pendage Est dans les niveaux de calcschistes. Ces fentes sont recoupées par des fentes en échelon qui préfigurent le fonctionnement de failles normales conjuguées (fig.4-16-A). Une chronologie d'apparition des structures peut être alors envisagé mais qui nécessite ici aussi un débasculement des structures, d'une quarantaine de degrés vers l'Est suivant un axe horizontal orienté en N160. La formation de telles structures s'interprètent alors suivant trois étapes (fig.4-16-A) :

1-Ouverture des fentes interboudins sur une foliation à pendage Est d'une dizaine de degrés, la direction de raccourcissement est alors subverticale et les fentes se répartissent en échelon le long d'un même banc.

2-Début du basculement qui est enregistré par des fentes en échelon qui préfigurent la formation de failles normales conjuguées, le raccourcissement est toujours vertical.

3-Le basculement s'accroît et permet l'inversion du pendage de la foliation vers l'Ouest et affecte ainsi que l'ensemble des structures ductiles et fragiles.

Dans les prasinites du Bric Bouchet, on observe des structures similaires à celles des calcschistes c'est à dire du boudinage avec formation de fentes interboudins asymétriques développant à leurs extrémités des structures cisailantes de type C-S. A l'heure actuelle, les structures C-S sont à pendage Ouest de quelques degrés et montrent un jeu apparent inverse à vergence Est (fig.4-16-B). Cependant si l'on débascule les structures comme nous l'avons démontré auparavant, nous constatons que ces structures cisailantes (C-S) sont compatibles avec une cinématique en extension sur un plan de foliation à pendage Est.



L'analyse des relations spacio-temporelles entre les différentes structures (fentes interboudins, fentes de cisaillement, structures C-S, failles) permet d'aboutir à un continuum de déformation (fig.4-16-C) qui est gouverné par le basculement généralisé de la zone du Bric Bouchet vers l'Ouest de plus de quarante degrés autour d'un axe supposé horizontal de direction N160-170. Après débasculement des structures, la foliation principale se retrouve pentée vers l'Est d'une dizaine de degrés. Cette inclinaison initiale de quelques degrés vers l'Est, couplée à un fort raccourcissement vertical explique l'asymétrie des fentes et le caractère dominant des structures à vergence actuelle vers l'Est.

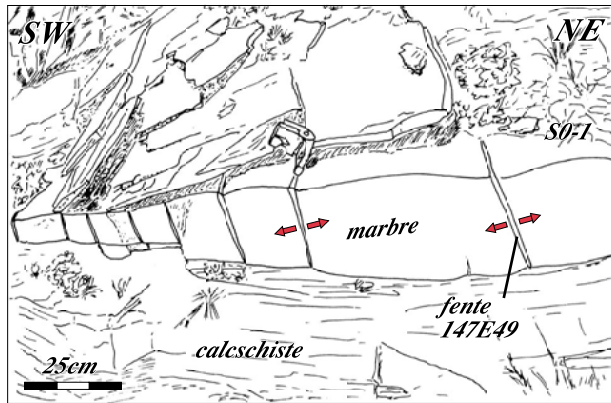
E-Le Lac des Cordes.

Le site du Lac des Cordes se localise structurellement sous les unités de type Piémontais de marge (nappe rétrocharriée de Rochebrune), donc en position la plus occidentale de notre zone d'étude (fig.4-11). La foliation majeure est orientée à N138W30 et porte une linéation minérale d'étirement à micas blancs orientées à N56 (fig.4-17-A). L'affleurement est constitué par des bancs marbres d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur intercalés et boudinés dans des calcschistes. Deux familles de fentes conjuguées sont observées, l'une d'orientation N145 se développant de façon asymétrique sur la foliation, l'autre d'orientation N50 et se développant orthogonalement à la foliation. Ces deux familles de structures indiquent une extension multidirectionnelle à la suite d'un fort raccourcissement vertical perpendiculairement à l'enveloppe des boudins et donc à la foliation principale (fig.4-17-A).

Nous avons utilisé la famille de fentes orientées à N145-150 (la plus nombreuse sur l'affleurement) pour quantifier l'extension enregistrée suivant la direction N50 (fig.4-17-B). En effet, le rapport largeur de la fente (f) sur longueur du boudin (b) donne directement le taux d'extension donc le $\Delta l/l$. La quantification de l'extension a été réalisée à partir de la mesure de 57 couples boudin / fente sur cinq bancs de marbres, représentant une longueur cumulée de 4.92 mètres. Le taux d'extension se révèle être variable d'un banc à l'autre, il varie de 6 à 14%. On peut, cependant, en utilisant une régression linéaire aboutir à une valeur moyenne du taux d'extension de 9.5% dans la direction N50, pour un coefficient de corrélation de 0.57. Ce mauvais coefficient est lié aux épaisseurs de bancs qui ne sont pas homogènes. Le taux moyen d'extension est une valeur minimale, car d'une part (i) il ne prend en compte que l'extension cassante, or cette extension débute certainement de façon ductile, et d'autre part (ii) nous n'avons que l'extension dans une direction, or cette extension est multidirectionnelle comme le montre l'existence de la famille de fentes N50.

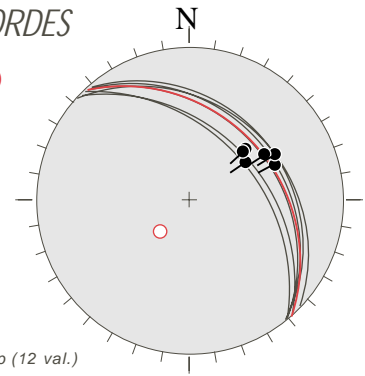


Boudinage d'un niveau de marbre avec ouverture de fentes asymétriques



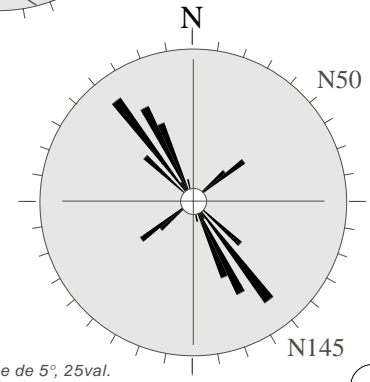
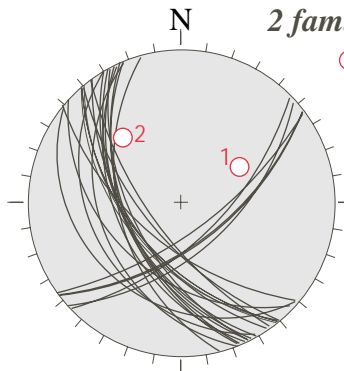
LAC DES CORDES

○ S 138W30
● lx N56

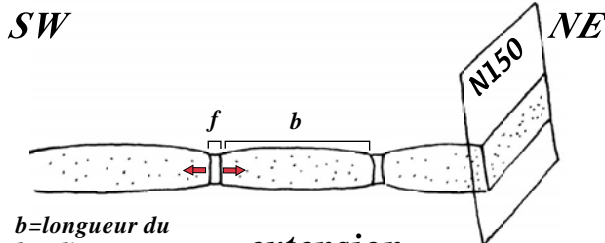


2 familles de fentes

○ pôles moyens
1-147E49 (20val.)
2-49N60 (5val.)



Essai de quantification de l'extension dans la direction N50

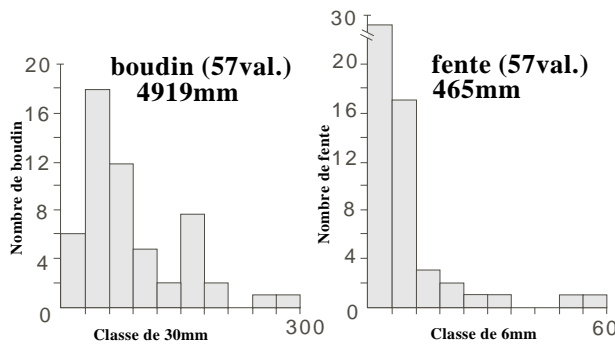


b=longueur du boudin
f=largeur de la fente

extension

$$\frac{\Delta l}{l} = f/b$$

distribution des longueurs en mm



Le taux d'extension calculé sur 5 bancs de calcaire varie de 6 à 14% autour d'une moyenne à 9,5%.

$$\left(\frac{\Delta l}{l}\right)_{\text{moy.}} = \left(\sum \frac{f}{b}\right) / (\text{nb. de banc}) = 9.5\%$$

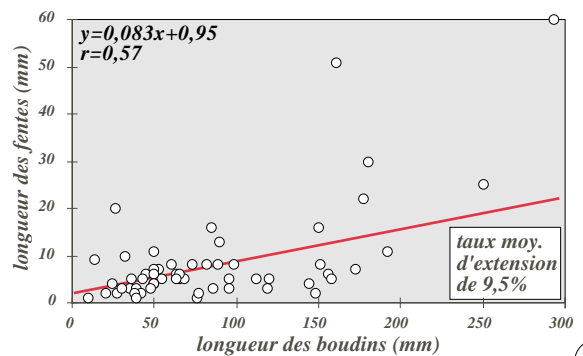


Figure.4-17-Structures à la transition ductile / fragile observées au lac des Cordes, et essai de quantification de l'extension à partir des fentes interboudins.

F-Les Coutiers.

Cet affleurement se localise sous les unités piémontaises de marge en bordure occidentale de la zone piémontaise. Il correspond à des bancs de prasinite d'une quinzaine de centimètres d'épaisseur intercalés dans des calcschistes (fig.4-18-A). Le plan de foliation principal est à N150W41 et il porte une linéation minérale d'étirement orientée à N56. Les niveaux de metabasites sont boudinés avec développement de fentes interboudins qui segmentent le bancs tandis que les calcschistes, plus ductiles, montrent des structures C-S à jeu normal. Chaque segment de prasinite a subi une rotation anti-horaire postérieurement au boudinage qui s'exprime par la formation de fentes en échelon, préfigurant le fonctionnement de failles normales conjuguées.

La chronologie déduite à partir des différentes structures est similaire à celle observée sur les affleurements étudiés précédemment (fig.4-18-B). Elle débute par le boudinage des niveaux basiques et l'ouverture de fentes tandis que les calcschistes réagissent ductilement avec la formation de structures C-S. Puis les segments de prasinite sont progressivement affectés par de l'extension à l'origine de la formation de fentes en échelon et le fonctionnement de failles normales conjuguées, qui contrôlent la rotation des boudins. Une partie de l'extension est alors accommodée par rotation rigide de ces mêmes boudins. Cependant la géométrie actuelle des failles normales conjuguées impose le débasculement de l'ensemble de l'affleurement qui correspond à une rotation de 23 degrés vers l'Est autour d'un axe horizontal, orienté en N120. Cette rotation permet de positionner le plan bissecteur des failles normales conjuguées à la verticale. Cependant cette rotation est minimale car elle ne tient pas compte de la rotation rigide des différents segments qui accommodent le basculement par rotation. C'est pour cela que la position initiale de la foliation, après débasculement, est encore pentée vers l'Ouest.

G-Notre Dame des Sept Douleurs.

Sur l'affleurement de Notre Dame des Sept Douleurs, on observe un niveau de marbre d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur contenu dans des calcschistes (fig.4-19-A). Ce banc est étiré en Est-Ouest avec développement de fentes de cisaillement de direction N170. Ces fentes sont couchées dans la foliation principale (S 163W38) où les plus parallélisées à la foliation sont celles qui sont le plus cisailées. Le cisaillement dans les calcschistes s'exprime par la formation de structures C-S. La cinématique apparente déduite des fentes et des structures C-S est à jeu inverse avec un mouvement "top" vers l'Est.

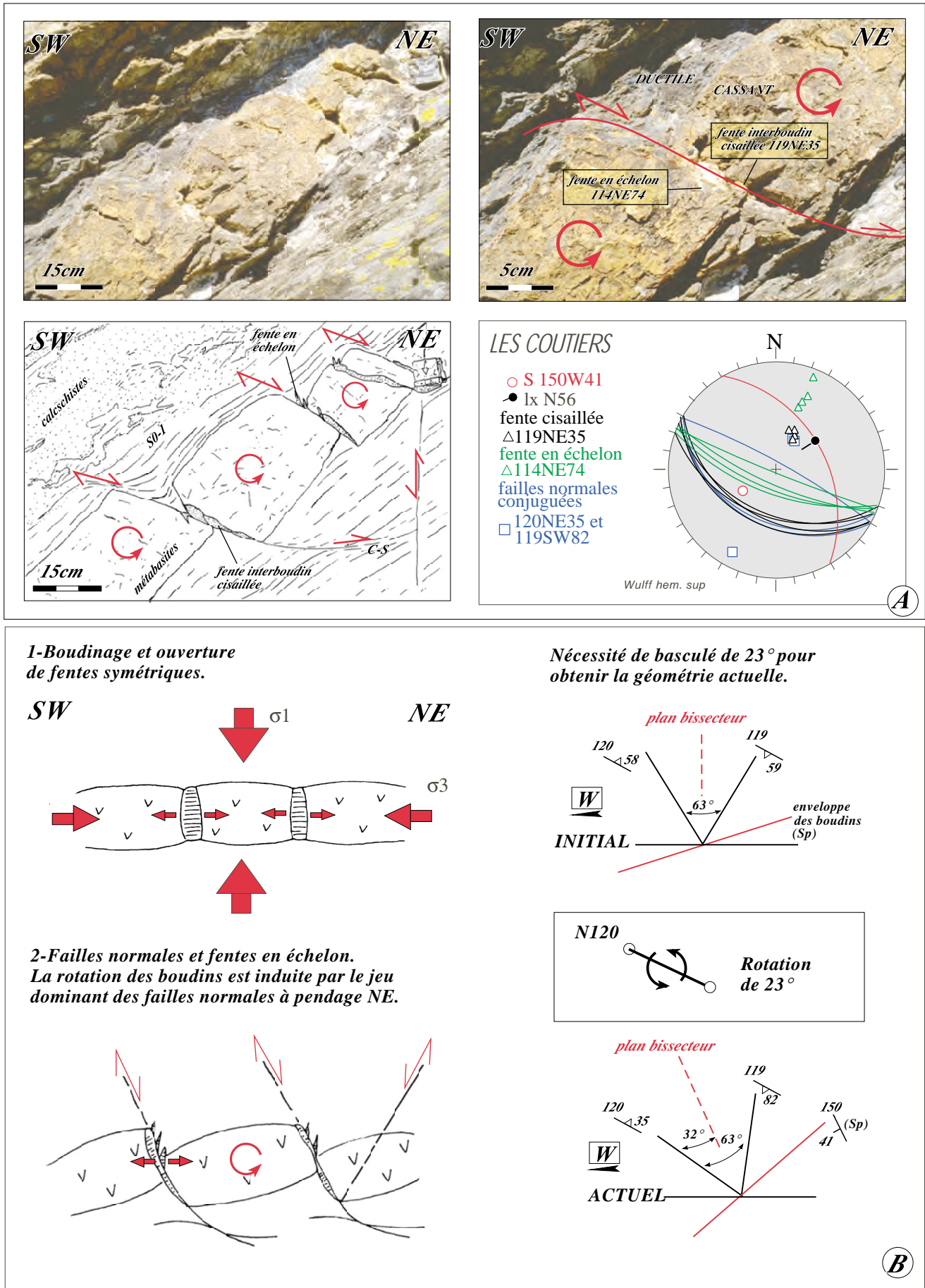
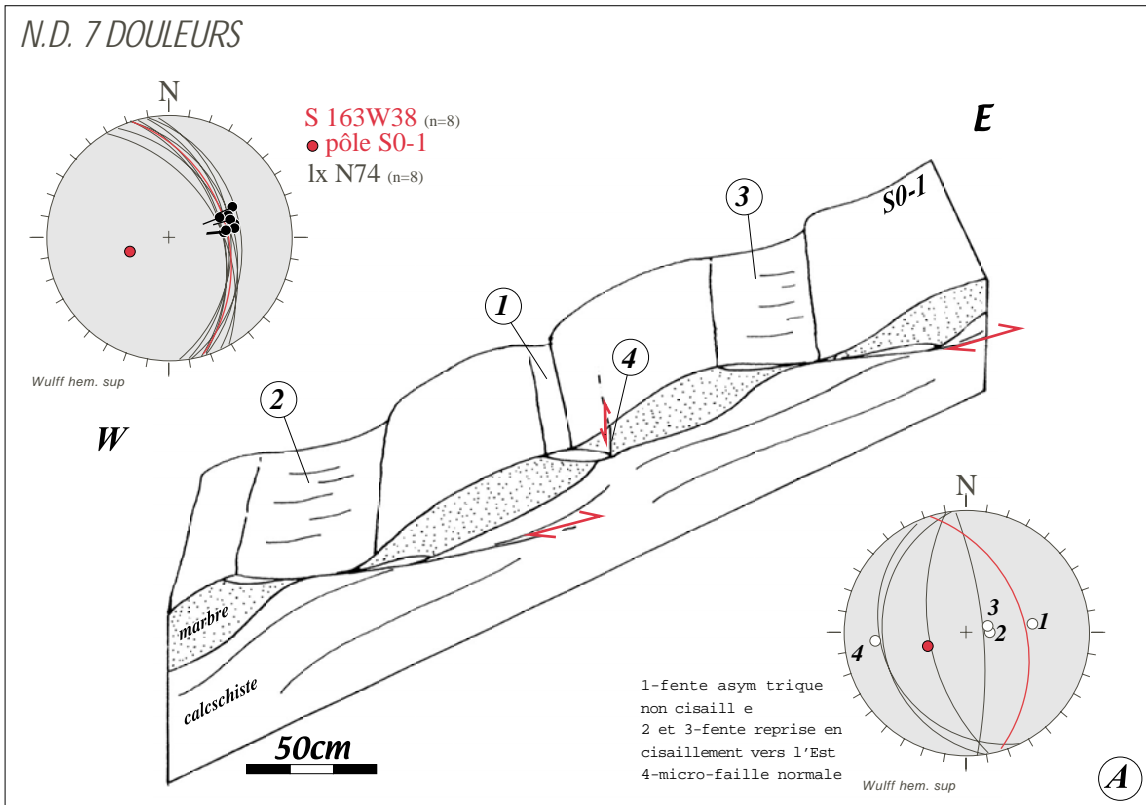
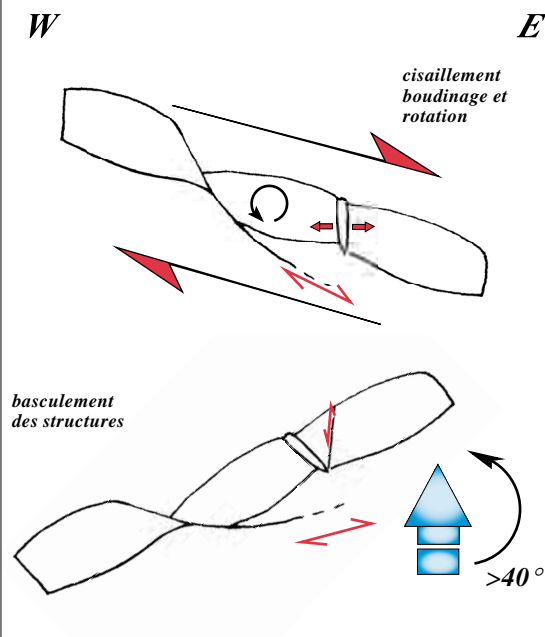


Figure.4-18-Structures observées à la transition ductile / fragile à l'affleurement des Coutiers. La géométrie des failles normales conjuguées impose le débasculé de la zone de 23 degrés vers Est.



2 HYPOTHÈSES

Formation des structures à jeu normal sous une forte composante cisailante à vergence Est



Formation des structures à jeu inverse sous une forte composante cisailante à vergence Est (rétro-cisaillement)

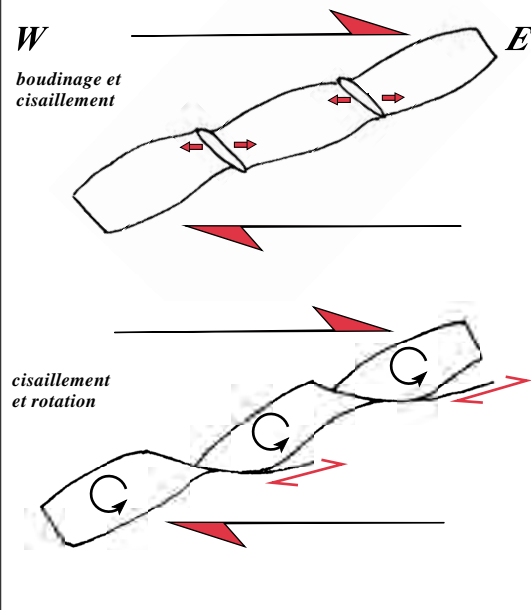


Figure.4-19-Analyse des structures observées à Notre Dame des 7 Douleurs. Deux hypothèses de formation peuvent être envisagées.

Cet affleurement illustre bien le problème de l'interprétation en terme de cinématique régionale, des structures observées sur le terrain. En effet deux hypothèses sont à envisager (fig.4-19-B):

-Soit nous considérons que les structures cisailées observées n'ont pas subi de rotation après leur formation, elles sont alors des structures à jeu inverse, générées sous une forte composante cisailante à vergence Est. Les fentes sont assimilées à des fentes de boudinage distribuées en échelon le long du banc, puis cisailées par rotation rigide des différents boudins.

-Soit, comme démontré précédemment, il y a eu basculement tardif de la zone d'étude et les structures ont été générées sur des plans pentés initialement vers l'Est. Les niveaux de marbre sont alors boudinés et parfois localement cisailés accomodant la rotation rigide de certain segment de boudin. Puis pour obtenir la géométrie actuelle, il faut admettre un basculement de l'ensemble de la zone d'une quarantaine de degrés vers l'Ouest.

Cette dernière hypothèse nécessite un basculement généralisé de la zone vers l'Ouest postérieurement à la formation des failles normales. Cette hypothèse est en accord avec l'ensemble des observations réalisés sur les sites précédents.

H-Peynin.

Le site du Peynin se localise au coeur des Schistes lustrés Piémontais. Les structures sont visibles à la faveur d'un plan de faille d'extension latérale pluridécamétrique orienté en Est-Ouest et à fort pendage vers le Sud (72°). Ce plan de faille est localement strié (fig.4-20-A), avec développement de plusieurs générations de stries indiquant des mouvements décrocho-extensifs. L'affleurement correspond à des calcschistes qui présentent une foliation majeure N165W38, contenant des plis à charnière arrondie et le plus souvent déracinés. La particularité du site est l'abondance de structures cisailantes (C-S) qui affectent et déforment la foliation principale. Ces structures sont plus faiblement pentées que la foliation et dessinent des figures sigmoïdes dont l'interprétation en terme de cinématique est compatible avec un déplacement du sommet de l'édifice vers l'Est suivant un jeu apparent inverse. Ces structures sont équivalentes aux structures observées à Notre Dame des sept Douleurs.

Localement l'ensemble de la foliation et des structures cisailantes vers l'Est sont affectées par des failles normales conjuguées (fig.4-20-B). Les failles à pendage Ouest sont très raides tandis que les conjuguées à pendage Est sont faiblement pentées. L'angle entre les deux familles de failles conjuguées est de 88° avec un plan bissecteur non vertical mais à

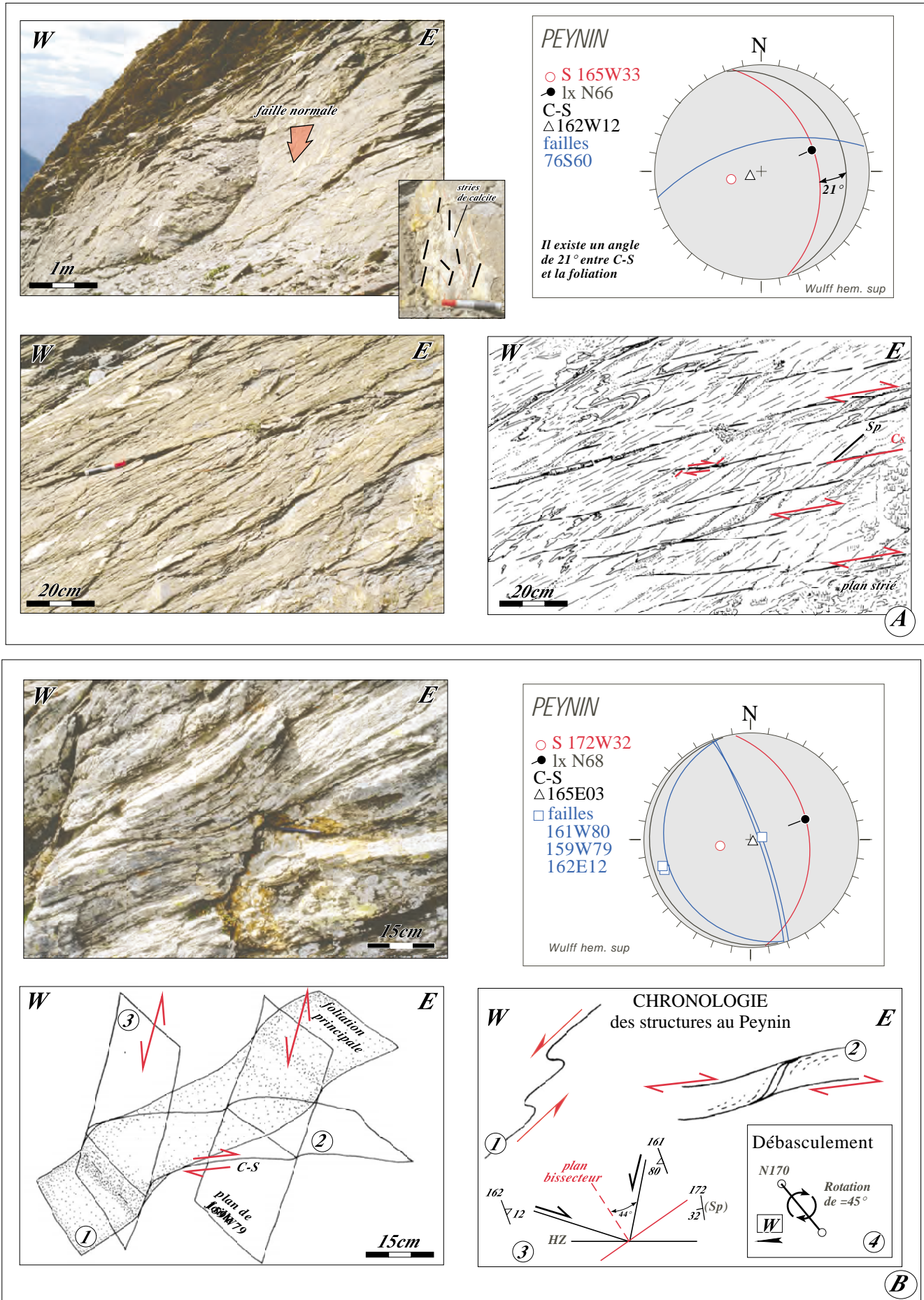


Figure.4-20-Structures syn-schistes verts observées au Peynin. L’affleurement correspond à un plan de faille normale d’orientation Est-Ouest.

pendage Est. Cette disposition générale impose qu'elles aient été basculées après leur formation, enfin de ramener le plan bissecteur à la verticale. Si nous le replaçons à la verticale, dans sa position supposée initiale, cela revient à débasculer les structures de 45 degrés vers l'Est. Les cisaillements sont alors à jeu normal et à pendage Est. Par contre les plis précoces sont interprétés à jeu inverse avec une cinématique à vergence Ouest.

Ainsi la chronologie des structures pour l'affleurement de Peynin peut se résumer en trois grandes étapes :

1-Formation des structures plicatives avec une cinématique en jeu inverse vers l'Ouest (chevauchements). La foliation initiale est alors pentée de quelques degrés vers l'Est.

2-Début de l'enregistrement du raccourcissement vertical et formation de structures cisailantes (C-S) à vergence Est. Ces structures C-S sont alors plus pentées que la foliation.

3-Basculement généralisé de plus de 45 degrés de la zone vers l'Ouest avec formation des failles normales progressivement baculées.

1-Le col du Longet.

Le site du col du Longet se localise dans la terminaison Nord de la zone d'Acceglio, qui affleure en d'une demi-fenêtre au sein des Schistes lustrés. Les roches observées correspondent à des schistes rhyolitiques qui présentent des structures générées dans les conditions du faciès des schistes verts, dont la géométrie est comparable aux structures observées jusqu'à présent dans les Schistes lustrés du Queyras. La foliation majeure est orientée en N155 à pendage Ouest de 30 degrés. Ce plan d'aplatissement composite porte une linéation minérale d'étirement de rétro-morphose soulignée par les micas blancs et orientée à N80.

La foliation majeure est localement affectée par des failles normales conjuguées ductiles à fragiles et associées à des fentes en échelon (fig.4-21-A). Une fois de plus, le plan bissecteur des structures conjuguées est oblique par rapport à la verticale. Son repositionnement perpendiculairement à l'horizontale impose un débasculement de l'ensemble de 17 degrés vers l'Est. La géométrie ainsi obtenue est interprétée comme la possible géométrie de départ sur laquelle les structures ductiles et fragiles vont se développer. Cependant la quantité de rotation est minimale, car elle est inférieure à la quantité de rotation déduite de l'analyse des failles normales conjuguées. En effet si l'on veut positionner le plan bissecteur des failles normales

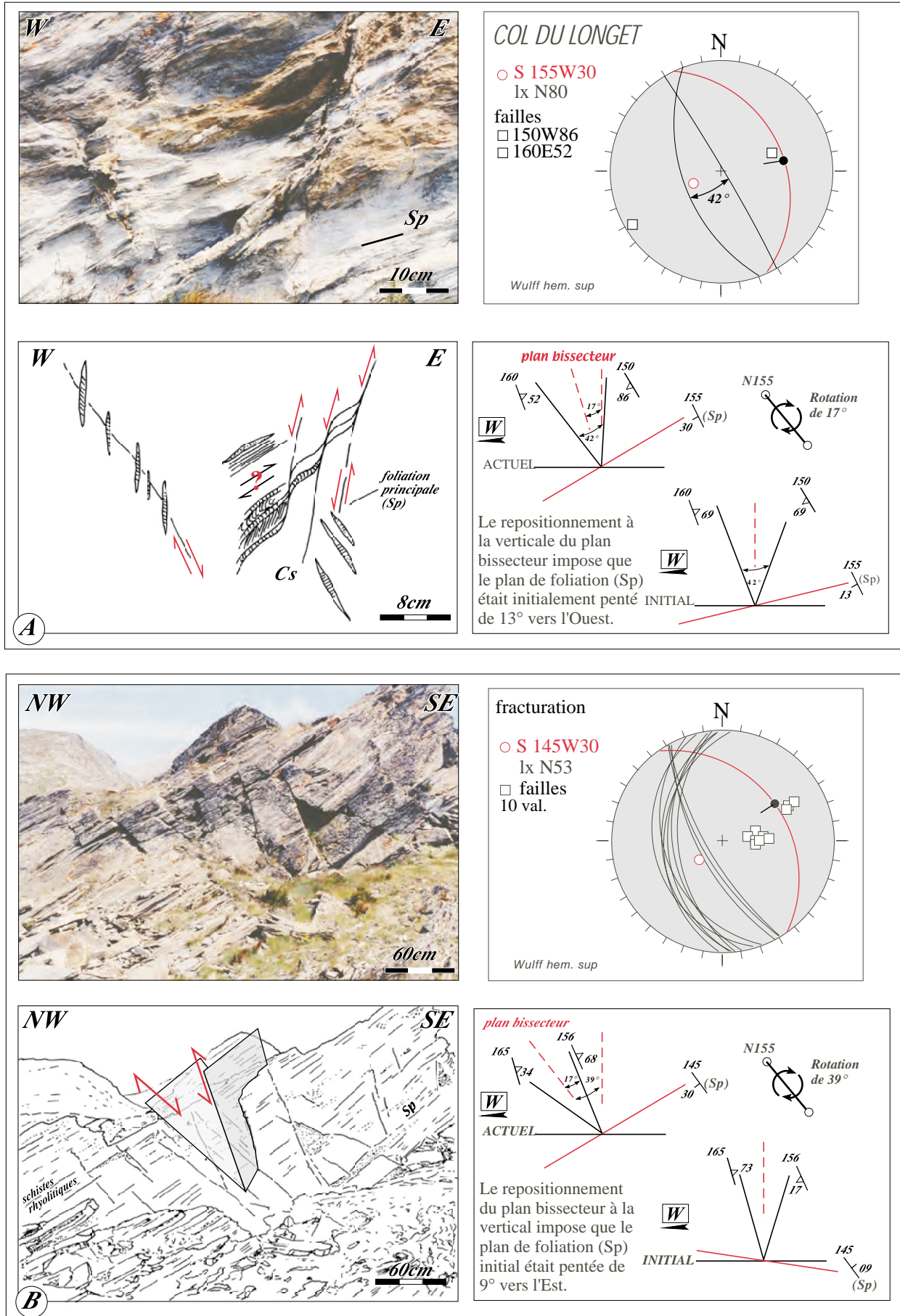


Figure.4-21-Analyse de la déformation au col du Longet (zone d'Acceglio). La géométrie des micro-failles normales conjuguées imposent un débasculément de la zone d'une trentaine de degrés vers l'Est.

conjuguées à la verticale, on doit basculer localement de près de 40 degrés (fig.4-21-B) autour d'un axe orienté à N155 sub-horizontale. Ainsi la terminaison Nord de la bande d'Acceglio à elle aussi, comme pour les Schistes lustrés environnants, enregistré un basculement vers l'Ouest d'une quarantaine de degrés.

J-Caramatran.

La zone de Caramatran correspond à un imposant volume de prasinite emballé dans les calcschistes piémontais. La foliation est orientée à NNW-SSW avec un pendage d'une trentaine de degrés vers l'Ouest. Ce plan porte une linéation "schistes-verts" d'orientation moyenne à N58 (fig.4-22-A). Les metabasites sont boudinées avec développement de fentes interboudins irrégulièrement espacées dans la masse basique. Ces fentes sont le plus souvent affectées par des failles normales. Les fentes jouent comme des zones de faiblesse sur lesquelles se greffent les structures fragiles. Les failles normales à pendage Est sont systématiquement plus développées que celles à pendage Ouest. Cette dissymétrie dans la géométrie des failles conjuguées se retrouvent également dans le remplissage. En effet seules les failles à pendage Est mobilisent des fluides syn-métamorphes en faciès des schistes verts (fig.4-22-A).

L'observation de détail des structures (fig.4-22-B) montre que le cisaillement à vergence apparent vers l'Est s'initie par l'ouverture de fentes disposées en échelon progressivement déformées et cisailées avec remobilisation des fluides qui sont piégés dans les fractures. Par contre, il se développe également des failles conjuguées qui sont de plus petite dimension et surtout exemptes de tout fluide syn-métamorphe. De plus les fentes de boudinage sont symétriques par rapport à la foliation c'est à dire perpendiculairement sur cette dernière et leur position actuelle nécessite un basculement postérieurement à leur formation.

Nous pouvons proposer une chronologie des structures qui correspond :

- 1-Boudinage et ouverture de fentes interboudins perpendiculaires sur la foliation (fentes symétriques).
- 2-Initiation de structures extensives et formation des fentes en échelon.
- 3-Formation de failles normales conjuguées affectant les structures antérieures avec dominance d'une famille de faille induite par l'anisotropie du pendage.

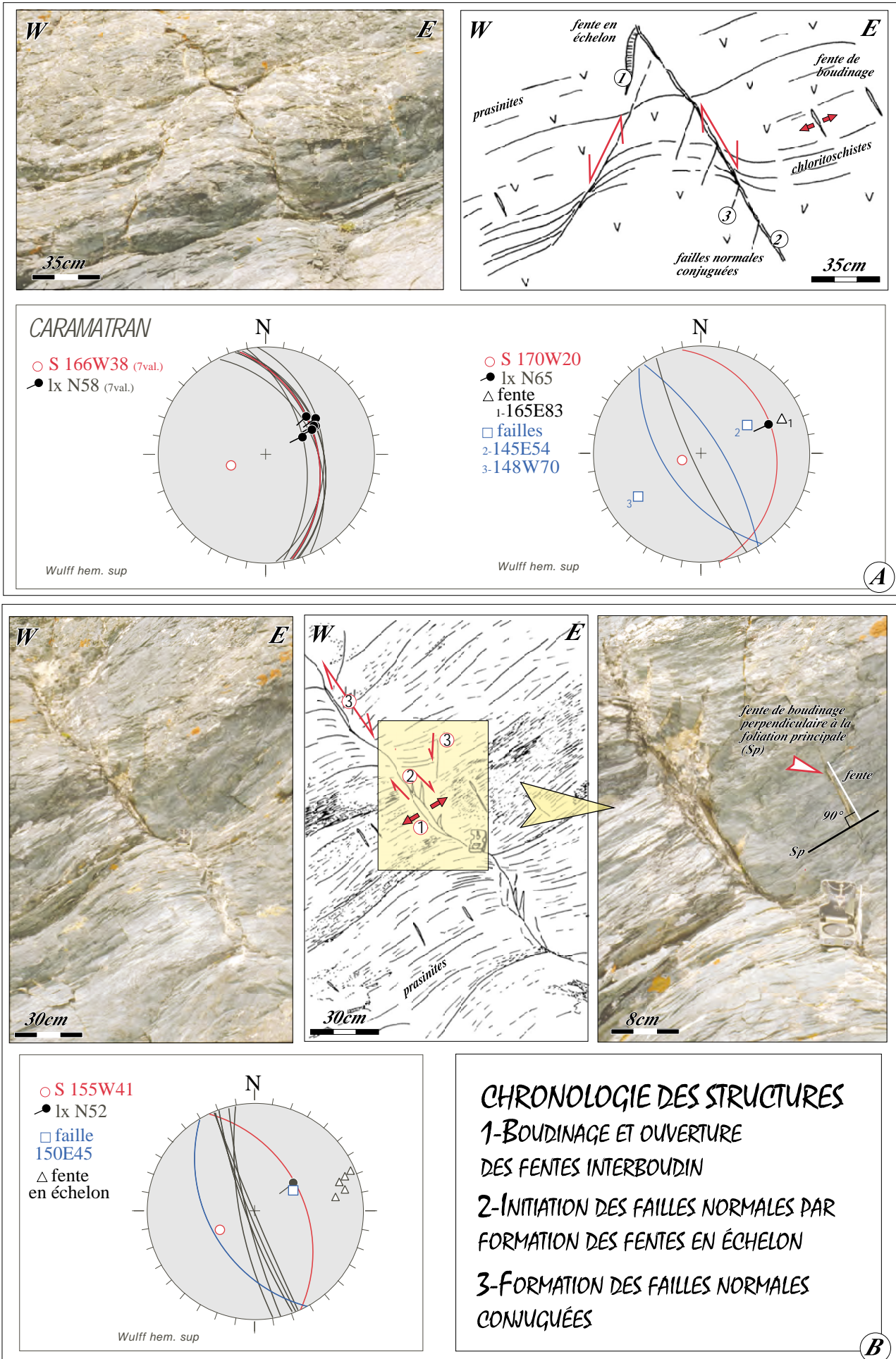


Figure.4-22-Analyse de la déformation à la transition ductile / fragile dans les métabasites de Caramatran. Le positionnement des fentes interboudins à la verticale impose un débasculement des couches de plus de 40 degrés vers l'Est.

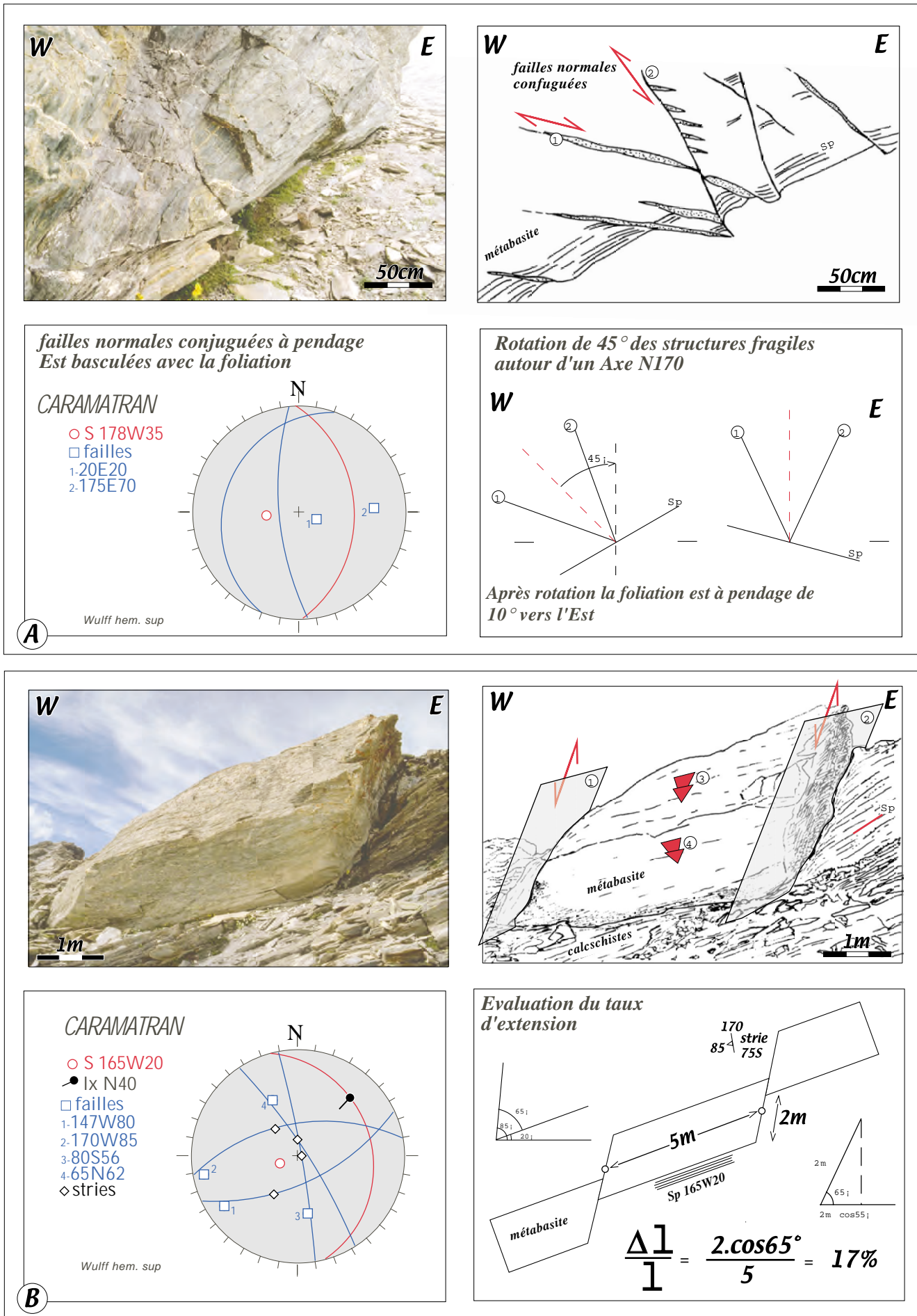


Figure.4-23-Structures fragiles observées à Caramatran. La géométrie des failles normales conjuguées impose une rotation de l'ensemble de l'affleurement de 45 degrés vers l'Ouest après leur formation. L'évaluation du taux d'extension à partir des failles normales montre une extension minimale de 17% dans la direction Est-Ouest.

4-Basculement de l'affleurement de plus de 40 degrés vers l'Ouest afin de positionner les fentes dans leur géométrie finale.

Nous avons également estimé le basculement sur le site de Caramatran à partir de la géométrie des failles normales conjuguées (fig.4-23-A). La quantité de basculement nécessaire pour remettre le plan bissecteur des failles normales conjuguées à la verticale est de 45 degrés vers l'Est autour d'un axe horizontal orienté à N170. Après rotation, la foliation majeure se retrouve avec un pendage de 10 degrés vers l'Est, qui pourrait être son pendage originel.

Le site de Caramatran permet également d'évaluer le taux d'extension associé au fonctionnement des failles normales orientées en N170, donc l'extension suivant une direction E-W (fig.4-23-B). La mesure du rejet de la faille ainsi que la largeur du bloc de métabasite basculé correspondant, permet d'évaluer un taux d'extension minimal fragile qui est de 17%. Or nous avons vu que l'extension se fait dans 2 directions orthogonales (extension multidirectionnelle) il faut s'attendre à obtenir le même taux d'extension dans l'autre direction en N-S. Ainsi le raccourcissement vertical serait de plus de 32% au minimum car cette estimation ne tient pas compte de l'extension accommodée par de la rotation rigide des objets.

2-2-2-Le massif du Viso.

Le massif ophiolitique du Monviso est constitué par la juxtaposition de masses de métagabbros, au volume très variable, séparées par des bandes de prasinite. Les gabbros ont des géométries en forme d'amandes étirées suivant un axe d'orientation NNW-SSE (chapitre 2). Ces boudins de métagabbros sont peu déformés et présentent des reliques de paragenèse éclogitique. Par contre l'enveloppe des boudins et les prasinites qui les emballent sont fortement rétro-morphosées dans le faciès des schistes verts. Ces zones rétro-morphosées présentent une foliation majeure à pendage Ouest d'une trentaine de degrés tandis que les zones préservées de la déformation syn-schistes verts présentent une foliation sub-horizontale (fig.4-24). Comme pour le domaine des schistes bleus du Queyras, les roches constitutives du massif du Monviso montrent des structures de boudinage dans le faciès des schistes verts. Nous avons étudié l'ensemble des structures générées à la transition ductile / fragile dans trois zones du massif. Les deux premières se localisent dans les zones cisailées fortement rétro-morphosées dans le faciès des schistes verts où la foliation est à pendage Ouest, et la troisième se situe dans des métagabbros où la foliation est sub-horizontale.

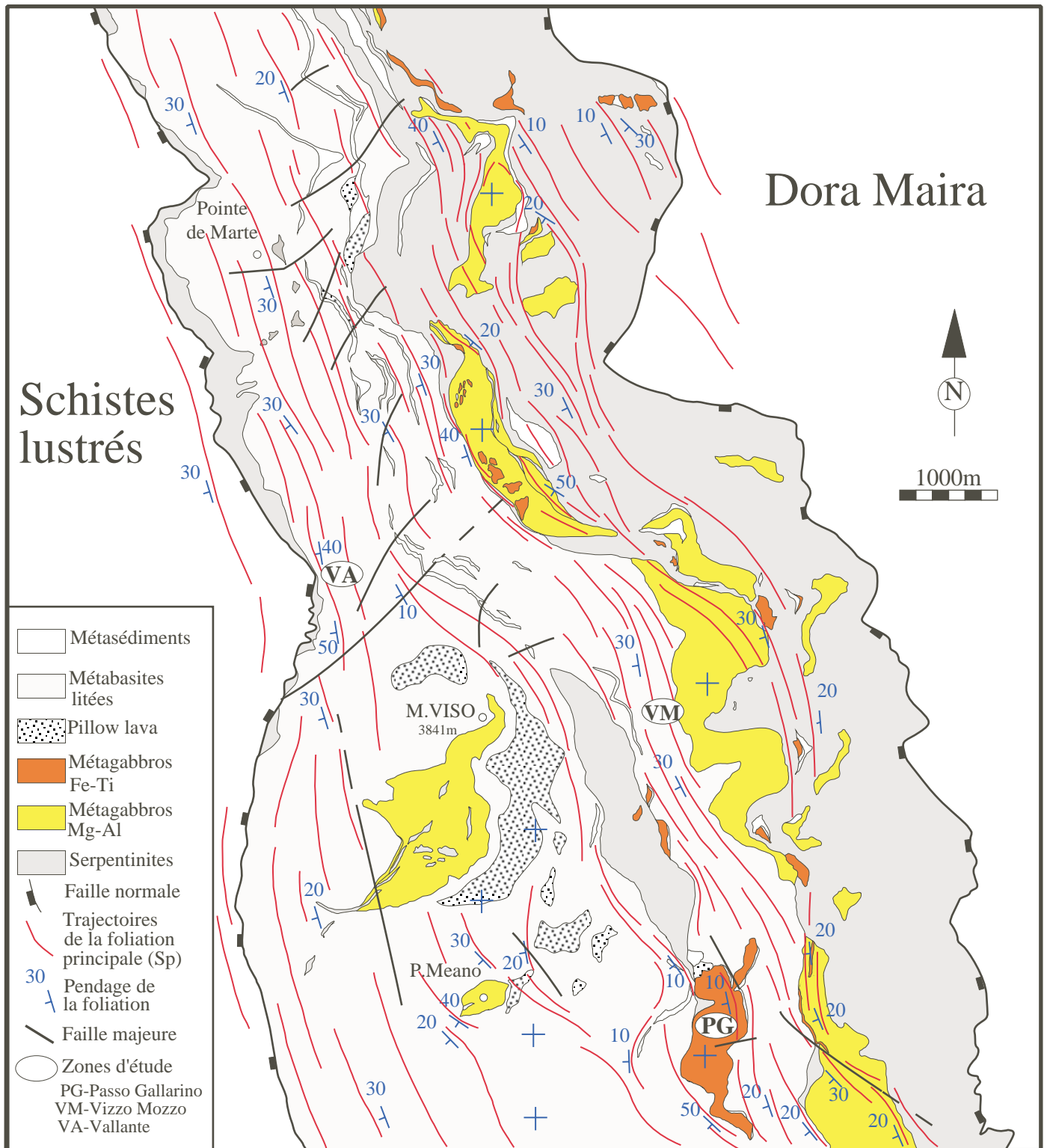


Figure.4-24-Carte lithologique et structurale de la partie centrale du massif du Monviso. Les trajectoires de la foliation principale (Sp) se répartissent en couloirs qui isolent les amandes de métagabbros.

A-Le Viso Mozzo.

L'affleurement du Viso Mozzo se localise dans une bande de metabasaltes qui recouvre une importante masse de métagabbros. La foliation est bien réglée de direction N153 et de pendage de 38 degrés vers l'Ouest. Ce plan de déformation schistes verts porte une linéation minérale d'étirement orientée à N30. Dans les prasinites on peut observer des niveaux discontinus de roche à texture plus grenue (anciens filons basaltiques) qui sont boudinés dans la foliation. Le boudinage est associé au développement de fentes asymétriques dans les niveaux à texture plus grossière qui se disposent à intervalles réguliers le long d'un même boudin (fig.4-25-A). Ces fentes sont orientées à N150 et sont à pendage Ouest. Elles sont systématiquement cisailées par des failles à jeu normal vers l'Ouest, venant s'ammortir dans les metabasites par l'intermédiaire de structures C-S qui elles mêmes s'enracinent progressivement dans la foliation. La cinématique déduite de l'ensemble de ces structures indique un jeu cisailant vers l'Ouest contemporain des conditions du faciès des schistes verts dans une dynamique en dénudation vers l'Ouest.

Cependant une seconde famille de fentes est observée, d'orientation N80 (fig.4-25B). Ces fentes sont perpendiculaires à la foliation (symétriques) et ne sont jamais cisailées. Comme pour la première famille, les fentes s'observent à la faveur de contrastes rhéologiques correspondant à l'alternance de niveaux de prasinites avec des niveaux à texture plus grenue. Il n'est pas possible de définir une chronologie d'apparition de ces deux familles de fentes, en conséquence il est raisonnable de considérer qu'elles sont conjuguées et issues d'un même évènement tectonique contemporain du faciès des schistes verts. Elles indiquent alors une extension multidirectionnelle liée à un fort raccourcissement vertical. Le fait que les fentes orientées à N150 soient cisailées et pas celles orientées à N80 semble lié à la géométrie initiale asymétrique de l'édifice qui devait être à pendage Ouest, permettant alors d'amplifier le cisaillement vers l'Ouest.

B-Le col de Vallante.

Le site d'étude se localise en bordure occidentale du massif du Monviso à proximité du contact Viso / Queyras qui correspond au fonctionnement d'une structure majeure à jeu normal (Ballèvre et *al.*, 1990). Les lithologies observées correspondent à d'anciens filons basaltiques et / ou basaltes en coussin très étirés. Les niveaux compétents sont boudinés avec

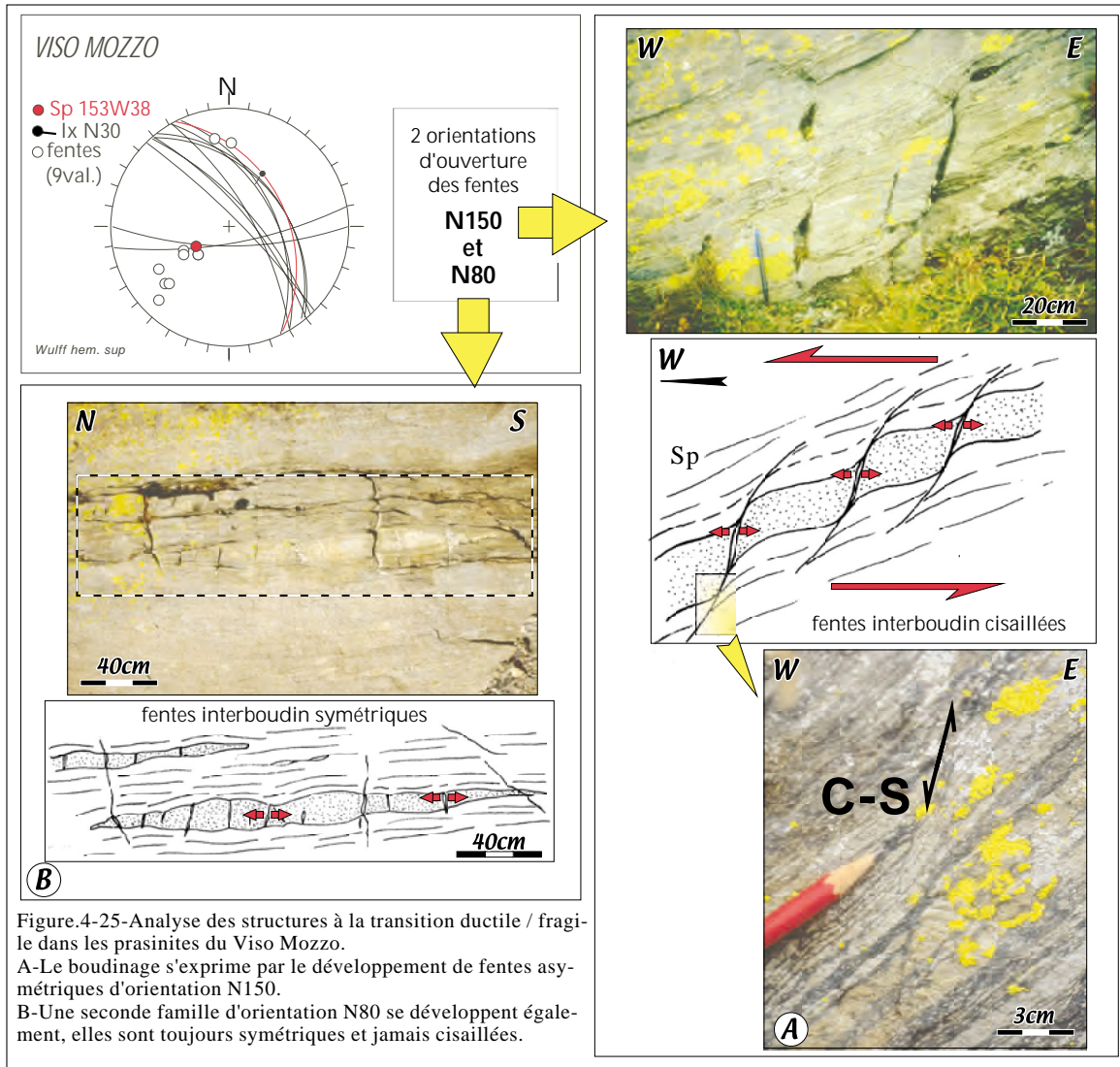


Figure.4-25-Analyse des structures à la transition ductile / fragile dans les prasinites du Viso Mozzo.
A-Le boudinage s'exprime par le développement de fentes asymétriques d'orientation N150.
B-Une seconde famille d'orientation N80 se développent également, elles sont toujours symétriques et jamais cisailées.

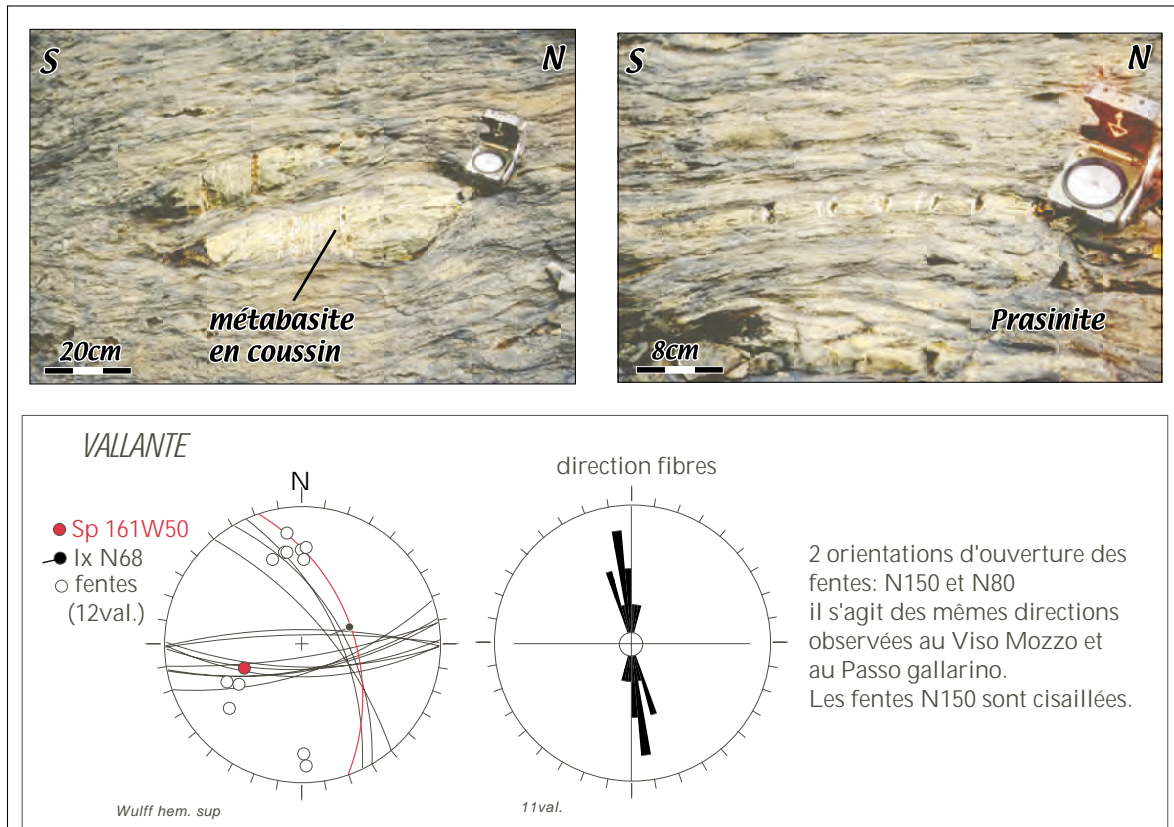


Figure.4-26-Analyse des structures observées au col de Vallante.
Comme pour le Viso Mozzo deux familles de fentes interboudins avec la famille N-S qui est cisailée.

ouverture de fentes syn-schistes verts (fig.2-26). Les directions de ces structures sont comparables à celles obtenues au Viso Mozzo. La première famille correspond à des fentes asymétriques (non perpendiculaire à la foliation principale) à vergence Ouest et systématiquement cisillées. La seconde famille correspond à des fentes N80 symétriques et non cisillées. L'analyse des fibres associées à cette dernière famille, indique une direction d'ouverture des fentes à N170 c'est à dire perpendiculairement à leur orientation. Ainsi comme pour le Viso Mozzo les structures à la transition ductile / fragile sont compatibles avec un fort raccourcissement vertical sur un plan penté vers l'Ouest permettant de générer d'une part des fentes de boudinage asymétriques et cisillées vers l'Ouest et d'autre part de générer des fentes non cisillées dans une direction presque orthogonale à la première.

C-Le Passo Gallarino.

Ce dernier site se localise au coeur d'une amande de métagabbros emballée dans la foliation syn-schistes verts à pendage Ouest (fig.4-24). Le plan d'aplatissement est sub-horizontale, porté par des minéraux du faciès des schistes bleus, qui emballe des boudins d'éclogite de dimension métrique à centimétrique. La rétro-morphose dans le faciès des schistes verts s'exprime par l'ouverture de fentes perpendiculaires à la foliation principale dans deux directions N150 et N90 (fig.4-27). La direction des fibres présentes dans les fentes N150 indiquent une direction d'ouverture à N60.

Les deux directions de fentes sont clairement conjuguées et matérialisent un raccourcissement vertical important qui est alors accommodé par de l'extension multidirectionnelle qui s'accompagne de l'ouverture de fentes de boudinage symétriques et sub-orthogonales en direction.

D-Partition de la déformation en faciès des schistes verts.

L'analyse détaillée des structures générées à la transition ductile / fragile permet de mettre en évidence une partition de la déformation selon deux types de domaines (fig.4-28).

-Des zones où la foliation schistes verts est bien marquée le long de couloirs de déformation N-S qui emballent des masses de métagabbros comme au Viso Mozzo et au col de Vallante (fig.4-24). Ces domaines montrent des structures à la transition ductile / fragile qui correspondent à des fentes interboudins disposées dans deux directions suborthogonales

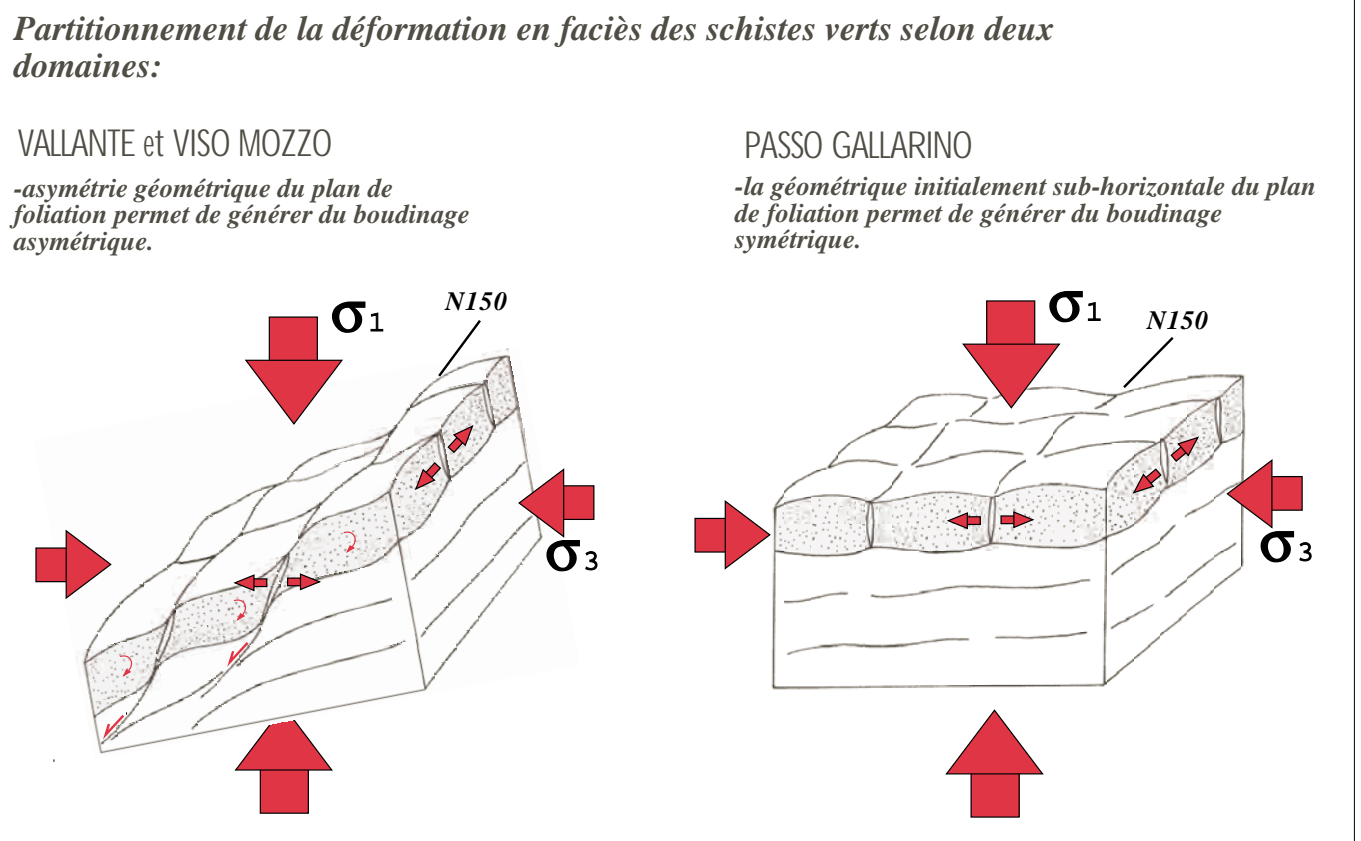
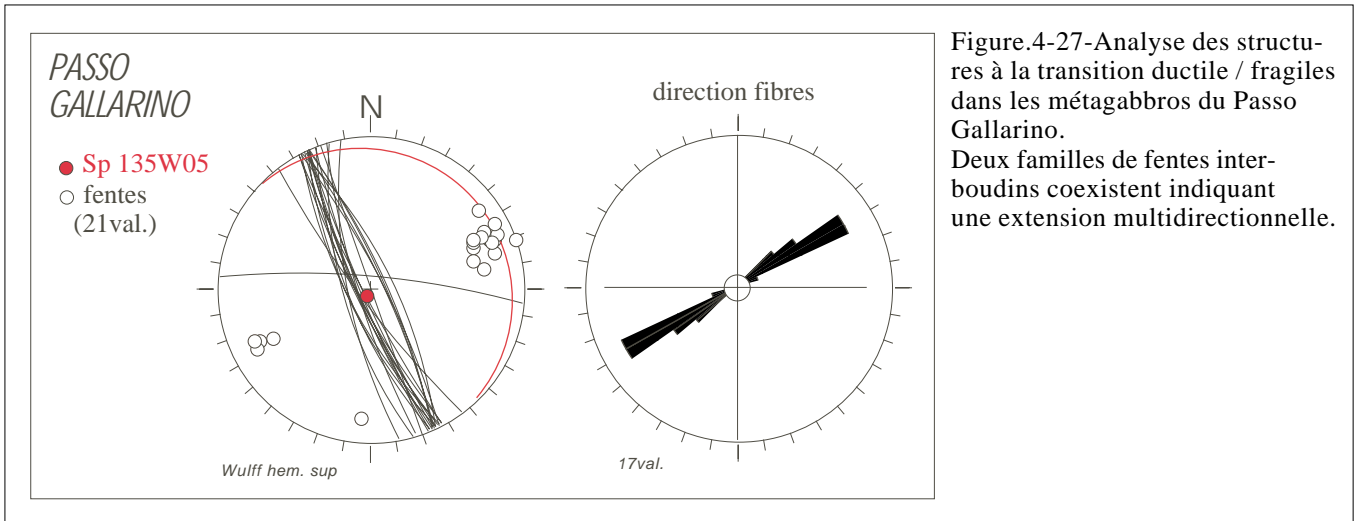


Figure.4-28-Comparaison des deux types d'association de structures observées dans les couloirs de déformation schistes verts (Viso Mozzo et Vallante) et dans les boudins à relique de haute pression (Passo Gallarino).

N150 et N80. Ces deux familles indiquent une extension multidirectionnelle suite à un fort raccourcissement vertical dans les conditions du faciès des schistes verts. Cependant les fentes N150 naissent obliques sur la foliation (fentes asymétriques) et sont affectées par du cisaillement à vergence Ouest, tandis que les fentes N80 sont symétriques (perpendiculaires à la foliation) et ne sont jamais cisillées. Ce dispositif est interprété comme la marque d'une asymétrie géométrique liée au pendage initial de la foliation. En effet un raccourcissement vertical sur des plans pentés vers l'Ouest générera des structures aux géométries différentes suivant les directions de l'espace. Ainsi les structures symétriques de boudinage (perpendiculaire à la foliation principale) se développeront dans une direction E-W, tandis que les structures obliques naîtront perpendiculairement à la direction du pendage de la foliation. De plus ces dernières structures (N150) pourront rejouer en cisaillement au cours de l'exhumation du massif.

-Des zones correspondant aux amandes de métagabbros emballées par la foliation schistes verts (Passo gallarino) (fig.4-24). Ces domaines montrent eux aussi la formation de structures de boudinage syn-schistes verts, et l'ouverture de fentes perpendiculaires à la foliation principale (symétriques) dans deux directions sub-orthogonales (N150 et N90). Cependant ces structures ne sont, contrairement aux précédentes, jamais cisillées. Cela impose d'une part (i) qu'il n'y a jamais eu d'asymétrie géométrique liée au pendage et d'autre part (ii) que le raccourcissement vertical soit resté, durant les conditions du faciès des schistes verts, orienté perpendiculairement à la foliation principale des boudins. Dans ces zones le raccourcissement vertical est accommodé par de l'extension multidirectionnelle sans composante cisillante vers l'Ouest.

Ainsi, nous proposons pour les derniers stades d'exhumation du massif du Viso un important partitionnement de la déformation. Le massif correspond à un complexe d'accrétion tectonique dont la structuration finale a été réalisée précocément dans les conditions du faciès des schistes bleus (chapitre 2). Ce complexe se présente alors géométriquement comme une bande pentée vers l'Ouest, lithologiquement hétérogène, constituée de masses de métagabbro emballées dans des parasnites et des serpentinites. Au cours des derniers stades d'exhumation, les différents domaines lithologiques (métagabbros et serpentinites-métabasaltes) vont subir un important raccourcissement vertical couplé à du cisaillement dans les zones les moins compétentes (prasinite et serpentinites). En fait ce n'est que la matrice

(prasinites et serpentinites) moins compétente qui se déforme par cisaillement autour de noyaux rigides plus compétents (métagabbros).

3-SYNTHESE.

En dépit de l'homogénéité apparente des trajectoires de foliation syn-schistes verts, le premier point qu'il nous semble important de souligner est la différence d'évolution structurale existante entre le domaine des schistes bleus (Queyras) et les domaines éclogitiques. Ces nouvelles observations, combinées aux contrastes pétrologiques et chronologiques discutés aux chapitres précédents, démontrent que la limite tectonique Schistes lustrés du Queyras / zones piémontaises éclogitiques est bien une discontinuité structurale majeure à l'échelle des Alpes occidentales. Dans le massif du Monviso les structures contemporaines du faciès des schistes verts correspondent à une tectonique extensive. Les relations entre les différentes structures extensives montrent qu'elles ont été générées sous un fort régime en raccourcissement vertical générant de l'extension multidirectionnelle bien enregistrée dans les amandes de métagabbros. Dans les zones où la foliation est à vergence Ouest, les structures extensives sont générées lors d'un cisaillement à vergence constante vers l'Ouest. Ce cisaillement reflète en partie l'anisotropie induite par la position du plan de foliation (vergence Ouest) au cours du raccourcissement vertical, générant de l'extension en cisaillement vers l'Ouest.

Ainsi pour l'ensemble du massif nous observons une cohérence entre la géométrie des structures analysées et leur interprétation cinématique, où l'extension multidirectionnelle, localement cisailante, traduit un fort raccourcissement vertical, dans une logique d'exhumation et de dénudation tectonique à vergence Ouest.

Dans les unités schistes bleus du Queyras, l'interprétation cinématique des structures dans leur géométrie actuelle ne se fait pas dans un schéma aussi simple que celui déduit dans le massif du Monviso. En effet la géométrie des structures observées (fentes et structures C-S) impose un raccourcissement non pas vertical mais toujours oblique sur une foliation principale qui est à pendage Ouest. Certaines de ces structures ont un jeu apparent inverse alors que les fentes interboudins et les failles normales montrent un jeu normal. Pour obtenir une cohérence cinématique entre toutes ces structures nous devons débasculer l'ensemble des affleurements vers l'Est de plusieurs dizaines de degrés. La géométrie alors obtenue après débasculement

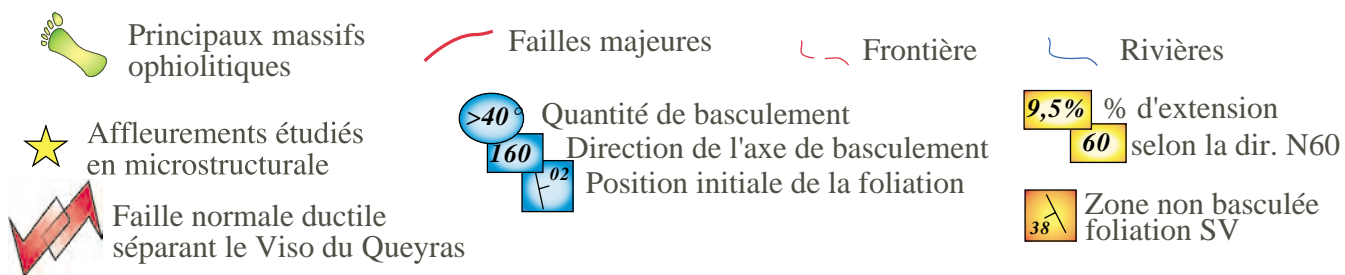
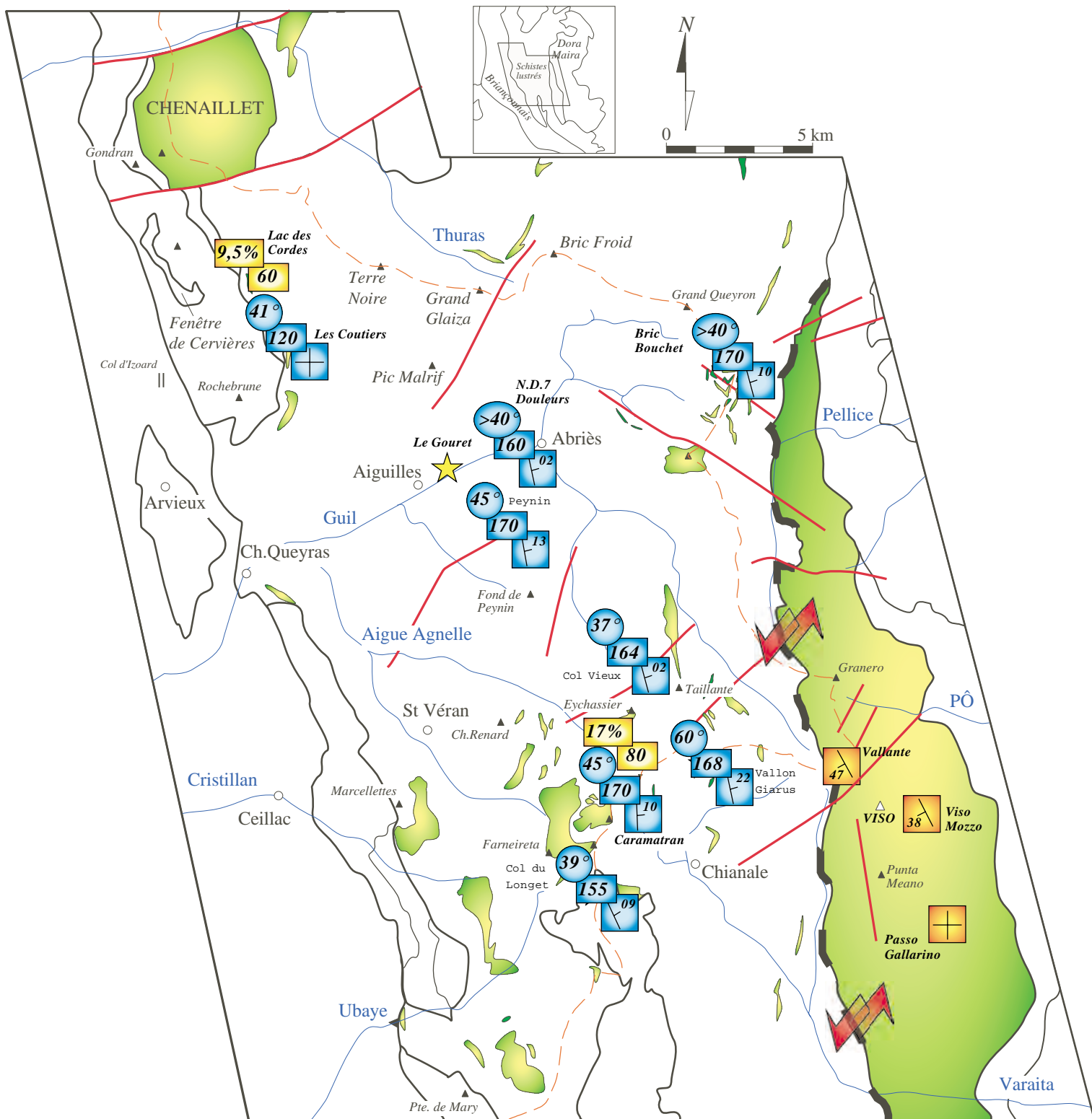


Figure.4-29-Carte de basculement de la zone d'étude.

Dans le Queyras le raccourcissement vertical est accommodé en partie par du basculement vers l'Ouest tandis que le Viso accomode le raccourcissement par de l'extension multidirectionnelle associée à du cisaillement vers l'Ouest.

répond à une logique cinématique simple. Le taux de débasculement sur l'ensemble du Queyras est variable d'une localité à l'autre, ces variations sont présentées sur la **figure 4-29**. Cependant dans tous les cas, le plan de foliation se retrouve à pendage de quelques degrés (2 à 22°) vers l'Est suivant un axe supposé horizontal et de direction N150 à N170. Dans le cas des Coutiers (fig.4-29) l'axe de basculement est orienté en N120, cette orientation atypique est interprétée comme la marque d'une rotation antihoraire du site en relation avec les mouvements tardifs en décrochement dextre du contact Briançonnais / Piémontais. Un pendage initial vers l'Est, conduit à réinterpréter la cinématique précoce d'exhumation en termes de chevauchement des unités schistes bleus vers l'Ouest, sur la marge européenne. Cette cinématique en chevauchement est compatible avec l'existence de lambeaux de Schistes lustrés préservés sur les zones externes. Au cours du temps, le basculement vers l'Ouest de l'ensemble de l'édifice tectonique s'accompagne par le développement de failles normales conjuguées. Un basculement théorique et homogène de 40 degrés vers l'Ouest de l'ensemble du Queyras, dont la largeur maximale est d'une vingtaine de kilomètres, permet aux unités sous-jacentes comme le Viso de remonter de plus de 15 kilomètres vers la surface.

La totalité de l'extension par dénudation et basculement se fait dans le vaste champ pression-température du faciès des schistes verts. Afin de quantifier les paléop profondeurs auxquelles se sont développées ces structures nous avons réalisé des études microthermométriques et barométriques sur les différents types de fentes précédemment décrites.

4-ÉTUDES MICROTHERMOMETRIQUES.

La caractérisation des fluides se fait par l'intermédiaire de l'analyse des inclusions fluides, qui correspondent à des fluides piégés dans la roche, en équilibre avec les conditions physiques (P,T) de cristallisation des minéraux hôtes. Leur composition est fonction des échanges solide-liquide et donc, pour les roches métamorphiques, des paragénèses en présence et des réactions chimiques associées.

4-1-Objectif de l'étude.

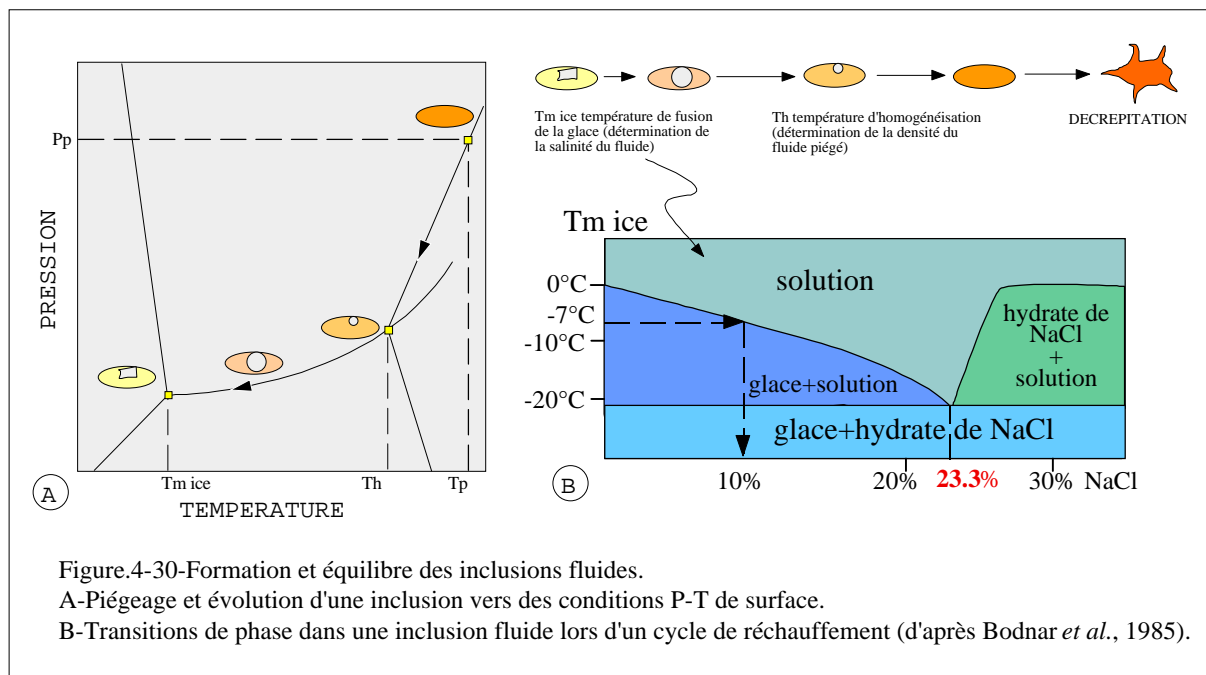
L'étude microthermométrique menée sur les structures syn-schistes verts dans la zone des Schistes lustrés du Queyras et la zone éclogitisée du Monviso a pour but d'une part (i) d'identifier la nature des fluides associés aux structures et de les comparer, et d'autre part (ii)

de préciser les conditions P-T de formation de ces structures générées au cours de la rétro-morphose dans le faciès des schistes verts.

4-2-Principe et méthode.

4-2-1-Piégeage et évolution de l'inclusion.

La méthode des inclusions fluides est basée sur le piégeage de fluides présents lors de la croissance des minéraux métamorphiques.



Ces fluides piégés dans des inclusions vont subir des modifications en relation avec les variations physiques (P-T) de la rétro-morphose (fig.4-30A). Ainsi dans un premier stade, un fluide homogène est piégé à une température T_p et à une pression P_p . Dans un deuxième temps, lors de la rétro-morphose, la pression et la température diminuent tandis que le fluide évolue dans un système fermé à densité constante le long d'une isochore. L'isochore évolue progressivement jusqu'à intercepter la courbe liquide-vapeur à une température T_h qui correspond à la température d'homogénéisation. A cette température T_h le fluide piégé dans l'inclusion n'est plus homogène, il coexiste avec une phase vapeur qui s'exprime sous la forme d'une bulle dans l'inclusion fluide. Si l'on refroidit suffisamment, l'inclusion évolue sur la courbe liquide-vapeur jusqu'à une température T_e qui est la température de l'euctectique c'est à dire la température où le fluide de l'inclusion a totalement gelé.

Dans le cas de systèmes chimiques simples la température de l'eutectique est caractéristique du système chimique de l'inclusion fluide (Shepherd *et al.*, 1985). Par exemple, dans le cas du système H₂O-NaCl la température de l'eutectique est fixée à -20.8°C.

4-2-2-Microthermométrie.

Le principe de l'étude microthermométrique est basé sur une baisse de température au delà de la température de l'eutectique. Une fois que cela est réalisé, on effectue un cycle de chauffage de l'inclusion fluide qui permet d'obtenir une température de fusion de la glace (T_m ice) supérieure à la température de l'eutectique. Cette température T_m ice est la température de fusion du dernier cristal de glace, elle nous renseigne sur la composition chimique et sur la salinité de l'inclusion. En effet, il existe une relation entre la salinité de l'inclusion et le point de fusion. Ainsi dans le cas d'une inclusion contenant de l'eau et du NaCl, si la teneur en NaCl est faible le point fusion de la glace tendra vers 0°C tandis qu'au contraire si elle est riche en NaCl la température de fusion sera négative et tendra vers la température de l'eutectique (fig.4-30B). Cette relation a été mise en équation de façon expérimentale par Knight et Bodnar (1989) pour le système H₂O-NaCl.

Le cycle de chauffage se poursuit jusqu'à la température d'homogénéisation T_h , qui correspond à la température de disparition de la bulle de vapeur dans l'inclusion. Si l'on poursuit le chauffage, l'inclusion peut exploser ou décrépiter c'est à dire que la pression interne de l'inclusion a dépassé la traction interne du minéral.

Pour réaliser l'étude microthermométrique nous avons utilisé une platine LINKAM THMSG 600. Le cycle de refroidissement est réalisé par circulation d'azote gazeux (jusqu'à -196°C), et le chauffage assuré par une résistante électrique (jusqu'à +450°C) La température est évaluée par un voltmètre calibré en thermomètre, relié à l'échantillon par un thermocouple. De nombreuses incertitudes sur la mesure de la température existent, elles dépendent de la précision de l'appareil qui est annoncée par le constructeur et qui est comprise entre 0.1°C à -56,6°C et 1°C à 374°C. mais également de l'expérimentateur qui peut dans de nombreux cas avoir une grande difficulté à estimer la température d'homogénéisation. Quelques soient les incertitudes, une étude microthermométrique sérieuse passe par un bonne calibration de la platine par l'intermédiaire d'échantillons standards.

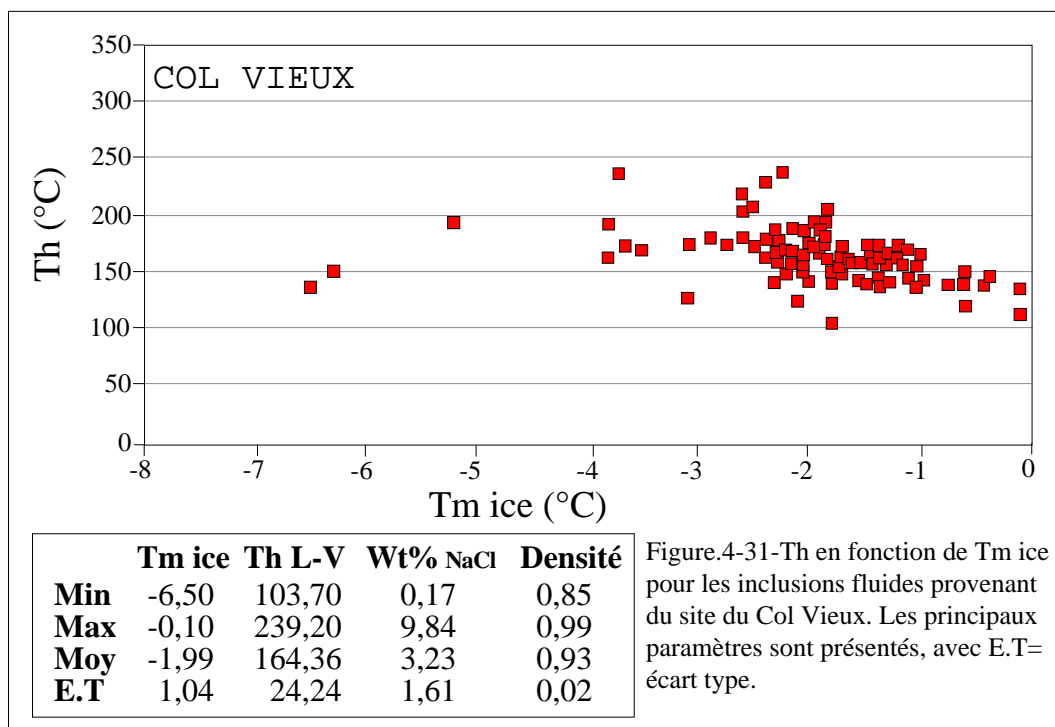
4-3-Caractérisation des fluides syn-schistes verts et à la transition ductile / fragile. 4-3-

1-Les Schistes lustrés du Queyras.

L'étude microthermométrique a été réalisée dans cinq localités à travers les Schistes lustrés du Queyras en relation avec les données microstructurales. Nous avons dans un premier temps caractérisé la nature des fluides constitutifs des structures syn-schistes verts comme celles des structures plus tardives à la transition ductile / fragile. Pour cela plus de 500 inclusions fluides ont été analysées, dans les minéraux des fentes, en particulier de quartz et d'albite. Nous présentons ces nouvelles données site par site. L'ensemble des analyses est présenté en annexe.

A-Col Vieux.

Les inclusions provenant des fentes interboudins du Col Vieux, montrent des températures d'homogénéisation (Th) peu dispersées entre 103.70 et 239.20°C. La majorité des inclusions ont des Th compris entre 150 et 200°C avec une moyenne à 164.36°C.

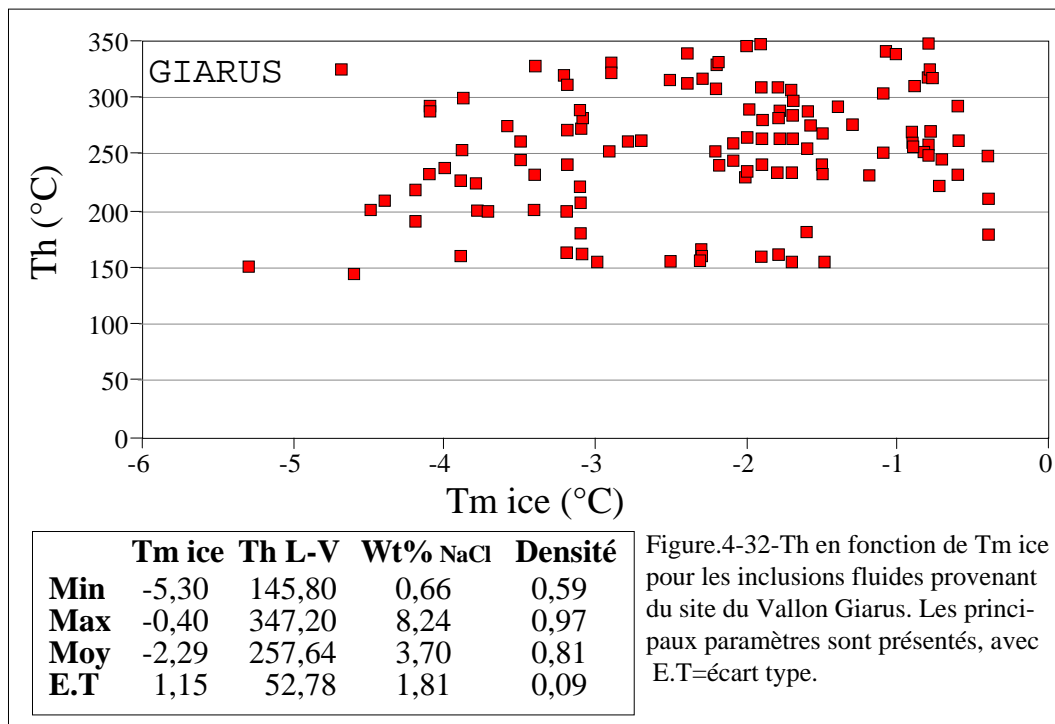


Par contre les Tm ice montrent un étalement des températures plus large entre -0.10 et -6.50°C avec une moyenne à -1.99°C (fig.4-31). Ces variations dans les températures de fusion de la glace correspondent à des teneurs en NaCl variables depuis 9.84 et 1.61wt%. Malgré cette

forte dispersion les fluides piégés dans les fentes du Col Vieux correspondent à des fluides biphasés H₂O-NaCl.

B-Vallon Giarus.

Les fluides piégés dans les fentes du Vallon Giarus sont similaire à ceux observés au Col Vieux avec cependant une dispersion plus importante pour les Th (fig.4-32).



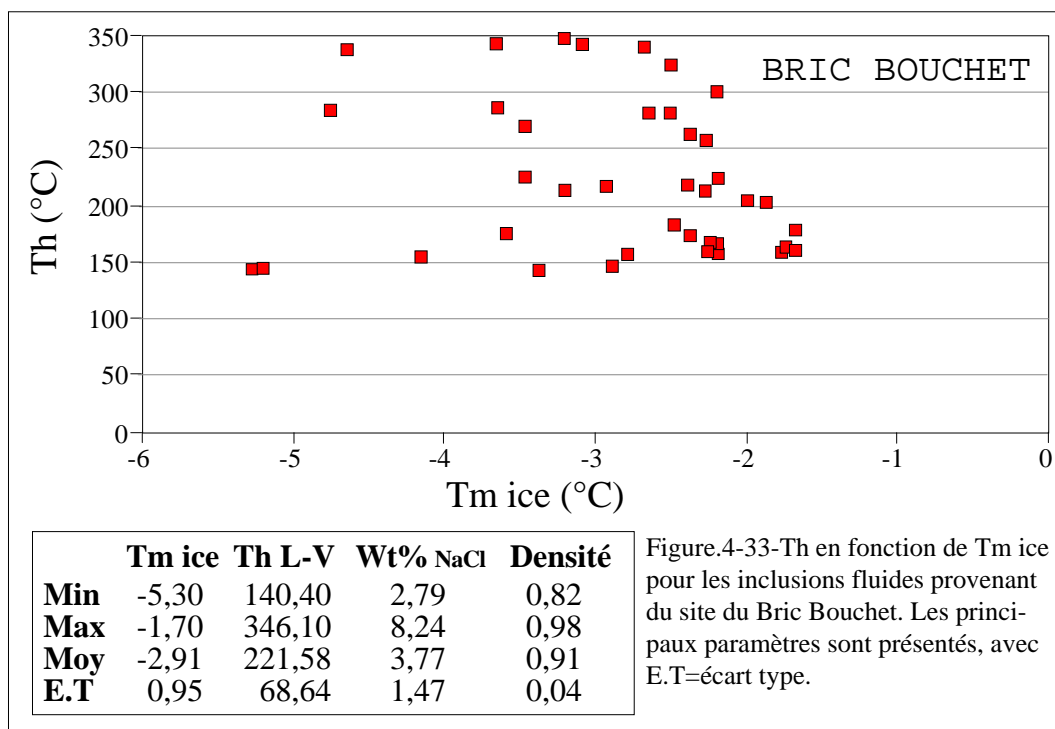
Ces dernières varient de 145.80 à 347.20 avec une moyenne à 257.64°C. Cette importante dispersion est interprétée comme une remobilisation des fluides au cours de la déformation. En effet, la composition des fluides reste la même entre 0.66 et 8.24 wt% NaCl (plus faible variation qu'au Col Vieux) avec une importante variation dans les Th. Au vallon Giarus nous avons échantillonné à la fois des fentes interboudins non cisillées et d'autres cisillées. Les fentes non cisillées (VG05 cf annexe) présentent systématiquement des Th compris entre 150 et 170°C tandis que celles qui sont cisillées ont des Th beaucoup plus élevées (VG12 cf annexe).

Cette variation des Th est à mettre en relation avec le cisaillement des fentes donc avec une remobilisation des fluides lors de ce cisaillement. Ces fluides, qui ne subissent pas de variation en terme de composition, sont à nouveau piégés dans des conditions P-T plus

faibles, la température d'homogénéisation augmentant alors. Ainsi dans le cas des failles injectées (VG10 cf annexe) les températures homogénéisation sont comprises entre 250 et 300°C.

C-Bric Bouchet.

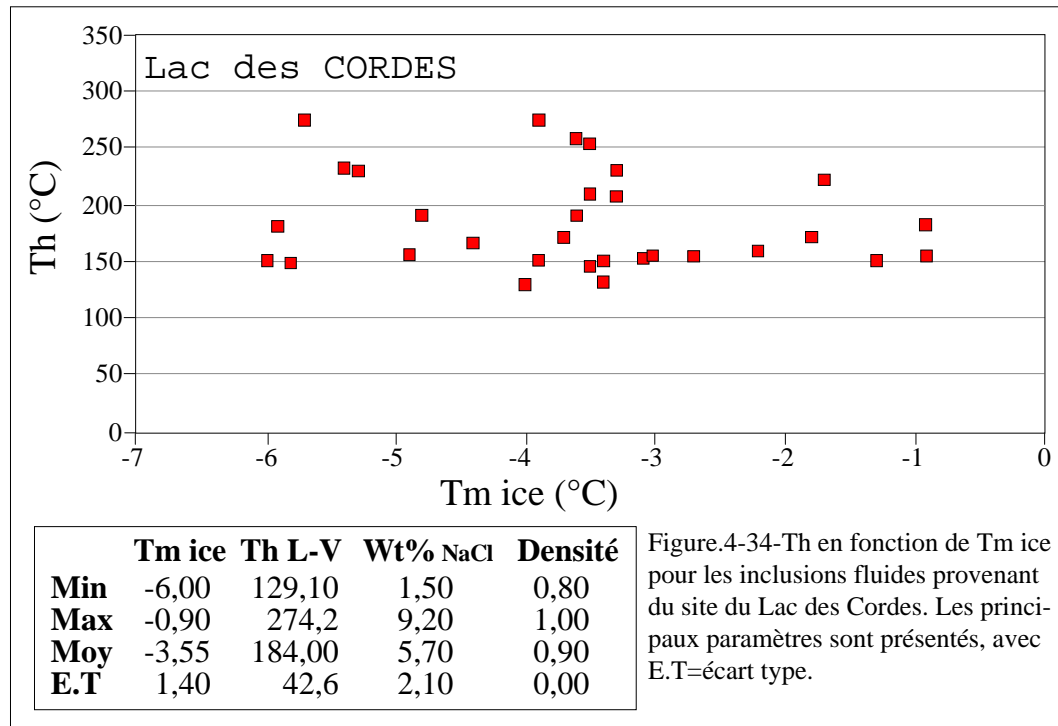
Les fluides piégés dans les minéraux constitutifs des fentes interboudins correspondent à des fluides biphasés H₂O-NaCl. Les inclusions présentent des températures de fusion de la glace entre -5.30 et -1.70 avec une moyenne à -2.91°C (fig.4-33).



Les teneurs en NaCl déduites varient de 2.79 à 8.24 wt% avec une moyenne à 3.77 wt%. Par contre les températures d'homogénéisation, comme pour le Vallon Giarus, sont très étendues de 140.40 à 346.10°C. Cette forte dispersion est là encore interprétée comme la remobilisation des fluides au cours du rejeu de certaines structures. Ainsi les fentes non cisillées présentent des Th entre 150 et 200°C tandis que les fentes cisillées et affectées par des failles normales présentent des Th entre 250 et 350°C.

D-Lac des Cordes.

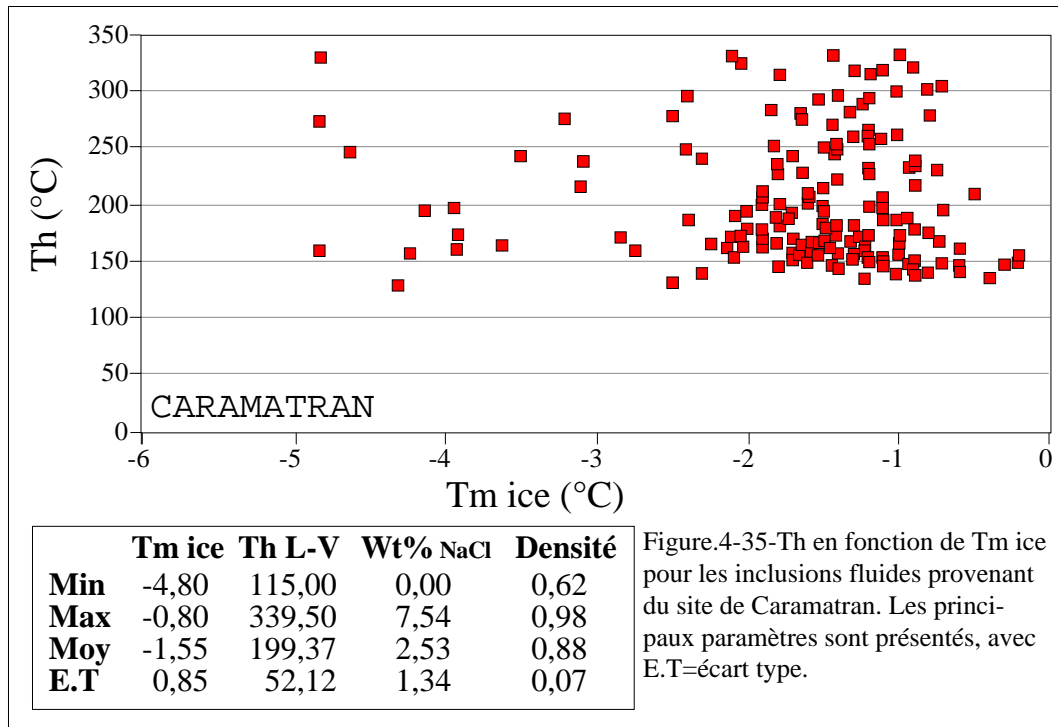
Comme pour tous les autres sites, les fluides piégés dans les fentes interboudins du Lac des Cordes correspondent à des fluides aqueux associés à des teneurs en NaCl qui varient entre 1.50 et 9.20 wt% (fig.4-34). Les températures d'homogénéisation s'étalent de 129.10 à 274.20°C pour une moyenne fixée à 184°C.



Les inclusions fluides présentant des températures d'homogénéisation supérieures à 200°C sont issues de cristaux de quartz ou d'albite de rétro-morphose lors du jeu des structures par cisaillement.

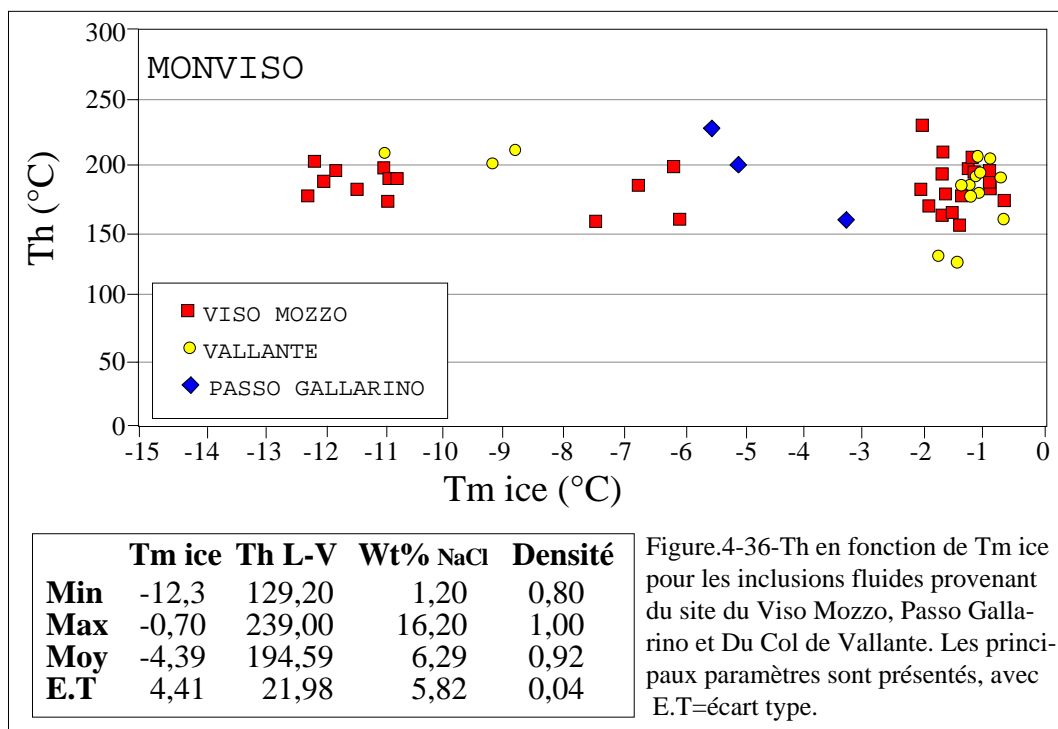
E-Caramatran.

L'analyse des inclusions fluides a été réalisée sur des fentes formées dans différentes lithologies depuis des metabasites jusqu'à des calcschistes. Les résultats sont similaires à ceux observés sur les sites précédents. Le diagramme Th en fonction de Tm ice (fig.4-35) montre clairement deux nuages de points. Le premier correspond à des températures d'homogénéisation comprises entre 150 et 200°C pour des Tm ice qui varient de -4.80 à -0.80°C. Le deuxième nuage de points est beaucoup plus large avec des Th qui s'étalent de 200 à 340°C. Les températures de fusion de la glace sont similaires aux précédentes. ainsi, l'évolution de Th marque l'enregistrement de la diminution des conditions P-T lors de la rétro-morphose et de l'évolution microstructurale associée.



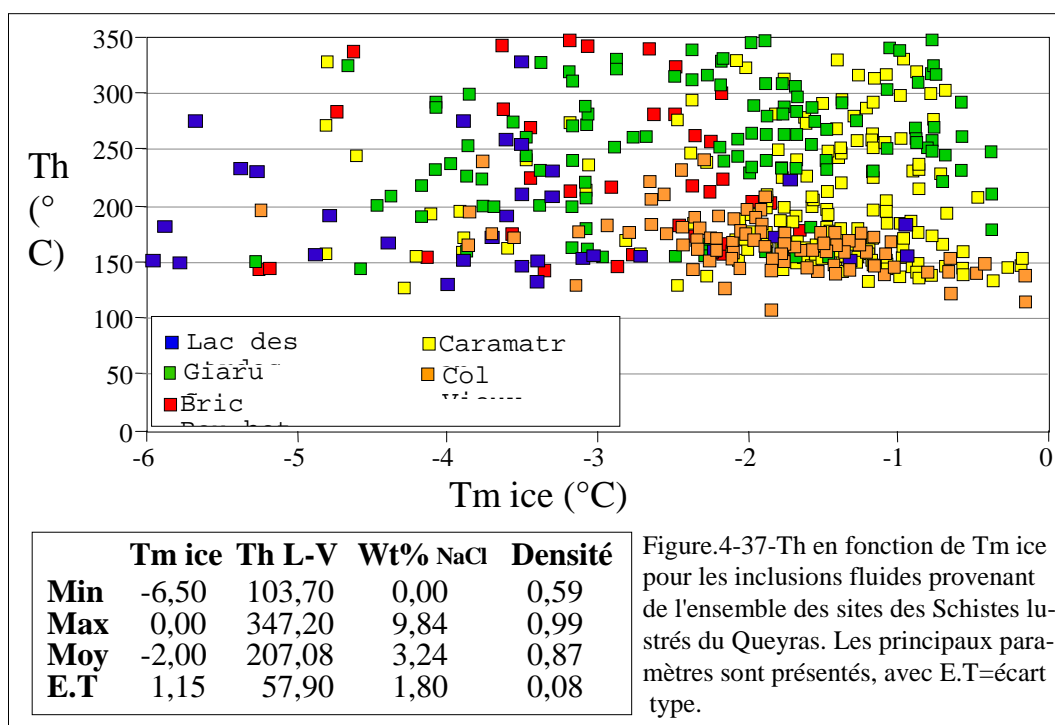
4-3-2-Le Monviso.

Les inclusions fluides ont été réalisées sur les fentes de cisaillement et les fentes interboudins provenant du Viso Mozzo, de Vallante et du Passo Gallarino. Nous avons choisi de présenter l'ensemble des analyses sur un même diagramme Th en fonction de Tm ice (fig.4-36).



Les inclusions fluides analysées sont contenues dans des minéraux définissant la paragenèse schistes verts, il s'agit d'albite et de quartz. Les fluides présents appartiennent au système biphasé NaCl-H₂O. Les températures d'homogénéisation varient de 129 à 239°C pour une moyenne à 194°C. Par contre, les températures de fusion de la glace (T_{m ice}) se répartissent suivant deux groupes principaux. Le premier correspond à des T_{m ice} comprises entre -2 et -0.5°C et le second présente des T_{m ice} négatives et très élevées entre -10 et -13°C. Cette population à température de fusion de la glace très faible a été observée dans le massif du Monviso sur des minéraux syn-éclogitiques type omphacite (Nadeau *et al.*, 1993; Philippot *et al.*, 1998). Il semblerait ainsi dans le cas du Monviso qu'il existe deux sources de fluides, la première dérivant des fluides piégés dans les conditions éclogitiques et caractérisée par des teneurs en NaCl importantes (21 et 17 wt%), et la seconde correspondant à des fluides moins riches en NaCl (1 et 9 wt%) avec des températures de fusion de la glace plus faible, similaire à la source de fluide observée dans les Schistes lustrés du Queyras. Le reste des inclusions se localise entre les deux pôles purs, elles sont alors considérées comme un mélange entre un pôle riche en NaCl et l'autre plus pauvre.

4-3-3- Comparaison de la nature des fluides entre les unités du Queyras et du Monviso.



L'ensemble des données inclusions fluides obtenues dans les Schistes lustrés du Queyras a été compilé dans un diagramme température homogénéisation (Th) en fonction des températures de fusion de la glace (Tm ice) (fig.4-37).

Toutes les inclusions proviennent de minéraux formés dans les conditions du faciès des schistes verts générés dans des structures extensives associées à l'exhumation (fentes et failles à quartz et albite). Ce graphique commun à l'ensemble des unités du Queyras révèle les points suivants :

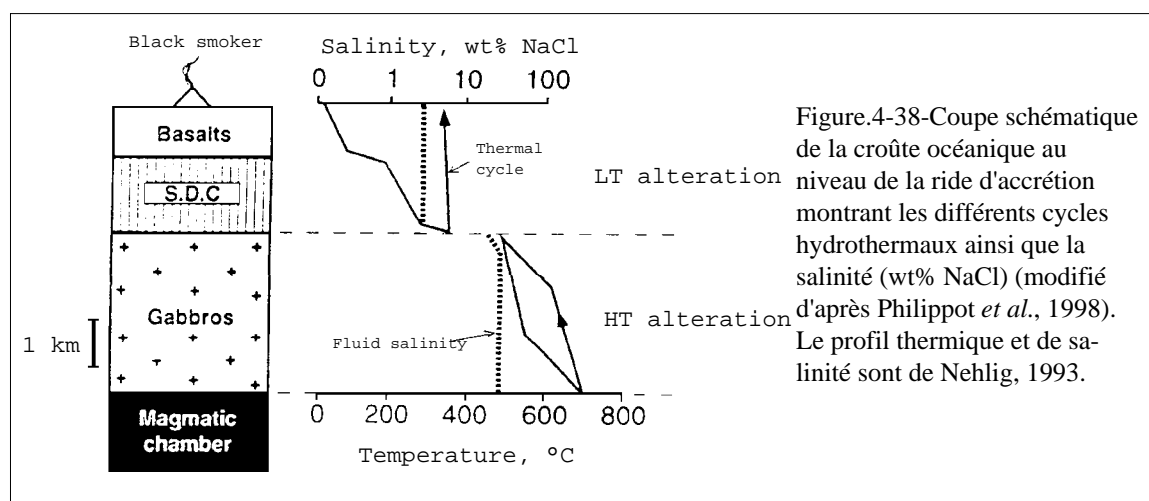
-Des températures d'homogénéisation très étendues variant de 103.70 à 347.20°C avec une moyenne à 207.08°C. Cependant cette large gamme correspond au piégeage progressif des fluides dans les différentes générations de structures. Les fentes interboudins les plus précoces se caractérisent par des inclusions aux températures d'homogénéisation entre 150 et 200°C tandis que les inclusions des failles normales injectées, plus tardives, se caractérisent par des températures d'homogénéisation plus élevées supérieures à 200°C. Il y a donc un enregistrement progressif des variations P-T par les inclusions fluides lors de l'exhumation.

-Des températures de fusion de la glace homogènes entre -6.50 et 0.00°C avec une moyenne à -2.00°C. Ces données montrent que les fluides correspondent à fluides de composition biphasée correspondant à l'association NaCl-H₂O. Les teneurs en NaCl calculées par le programme *FLINCOR* (Brown, 1989), varient de 0.00 à 9.84 wt% avec une moyenne à 3.24 wt%. Cette teneur moyenne est similaire à la teneurs de l'eau de mer (de 3.5 wt%, Garrels et Mackenzie, 1970; Fyfe *et al.*, 1978). L'ensemble des données Th et Tm ice observées dans les Schistes lustrés du Queyras sont similaires aux données observées dans des contextes géodynamiques et métamorphiques similaires comme le Franciscan complex (Californie, USA) et le complexe de Samana (République Dominicaine). En effet, ces deux zones sont interprétées comme des paléoprismes d'accrétion liés à une zone de subduction où les roches basiques éclogitiques et schistes bleus sont emballées dans des sédiments océaniques eux mêmes métamorphisés dans les conditions du faciès des schistes bleus (Ernst, 1971; 1993; Cloos, 1986; Moore et Blake, 1989; Joyce, 1991; Goncalves et al., 2000). En effet Giaramita et Sorensen (1994) montrent que la salinité des fluides piégés dans les clinopyroxènes de HP varie de 1.2 à 5.3 wt%.

Les analyses des inclusions fluides réalisées dans le massif éclogitique du Monviso sur des minéraux syn-schistes verts montrent des différences importantes par rapport aux inclusions fluides observées dans les Schistes lustrés du Queyras. En effet les Th sont très homogènes suivant les trois zones étudiées avec une moyenne à 194.59°C et ne dépassent jamais 239°C (fig.4-36). La différence la plus nette se révèle par l'analyse des Tm ice qui se répartissent suivant deux populations. La première est similaire aux données du Queyras, les valeurs variant de -0.70 à -2°C correspondant à des fluides biphasés NaCl-H₂O avec des teneurs en NaCl proches de celles de l'eau de mer (3.5 wt%). Une deuxième population existe, elle correspond à des températures Tm ice faibles entre -12 et -10°C caractérisant des fluides toujours biphasés NaCl-H₂O mais avec des teneurs en NaCl plus importantes entre 17 et 12 wt%. Cette population de fluide n'existe pas dans les Schistes lustrés du Queyras. De plus certaines inclusions fluides ont des compositions intermédiaires entre les deux pôles extrêmes. De tels fluides riches en NaCl ont déjà été décrits par Philippot et al. (1998) dans des fentes éclogitiques provenant du massif du Monviso, Il semble donc qu'une partie des fluides syn-éclogitiques soient remobilisés au cours du processus d'exhumation pour être piégés dans des minéraux rétro-morphiques.

4-3-4-Origine des fluides.

Dans le cas des Schistes lustrés et du Monviso une des questions majeures est de caractériser l'origine de ces fluides de composition biphasée NaCl-H₂O et d'expliquer pourquoi dans le cas des unités éclogitiques la source est enrichie en NaCl.

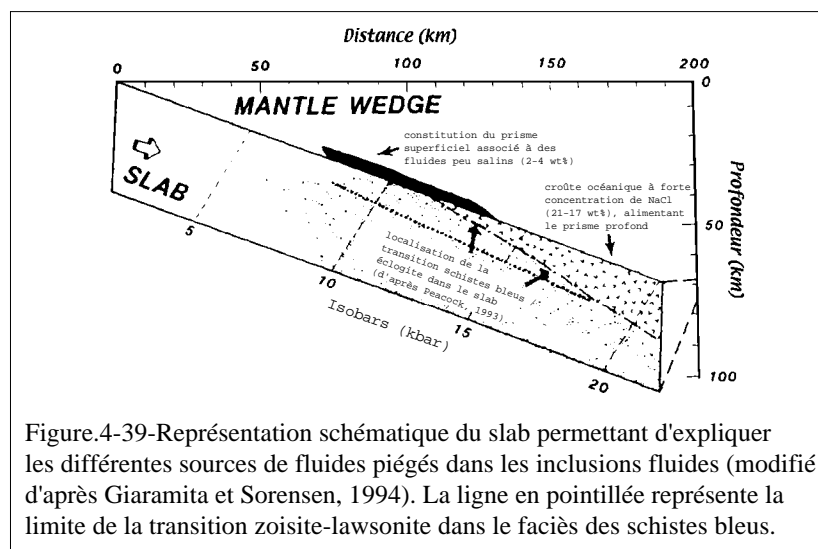


-Une première hypothèse consiste à interpréter les fluides piégés dans les inclusions fluides comme les fluides d'origine hydrothermale liés à l'altération de la croûte océanique. En effet Nehlig (1993) montre, en utilisant les données isotopiques et inclusions fluides sur des roches océaniques et ophiolitiques, qu'il existe un fort découplage entre la partie supérieure (basaltes et complexe filonien) et inférieure (gabbros et zone de transition) d'une croûte océanique hydrothermalisée (fig.4-38), ces variations étant incriminées aux changements de perméabilité des roches. Dans la partie supérieure de la croûte, il se réalise des phénomènes d'altération à basse température ($<400^{\circ}\text{C}$) associés à la circulation de fluides faiblement salins (≤ 10 wt%). Un des phénomènes majeurs correspond à l'albitisation des plagioclases qui permet de pomper une partie du sodium, mais comme le rapport eau/roche est élevé la teneur en NaCl des fluides qui circulent ne varie pas. Les fluides ont alors des compositions en NaCl proches de celles de l'eau de mer. Par contre dans la partie inférieure de la croûte une altération hydrothermale de haute température s'effectue permettant de concentrer le NaCl jusqu'à la formation de saumure. Ainsi la croûte océanique altérée correspond à deux domaines superposés contenant des fluides plus ou moins enrichis en NaCl, avec dans sa partie superficielle des fluides à la composition proche de l'eau de mer et dans sa partie profonde des fluides fortement enrichis en NaCl par rapport à l'eau de mer.

Philippot et al. (1998), interprètent les variations des teneurs en NaCl des inclusions fluides observées dans les minéraux métamorphiques HP provenant d'éclogites alpines (Rocciavré et Monviso) et du franciscain complexe, comme la marque de l'hydrothermalisme océanique. Les teneurs élevées en NaCl (17-21% wt) correspondraient aux fluides hydrothermaux dans les niveaux inférieures tandis que les salinités du Franciscain complexe proches de l'eau de mer correspondraient aux fluides hydrothermaux de la partie supérieure de la croûte océanique. Les fluides piégés garderaient la mémoire des fluides hydrothermaux précoces et cela quelque soit le métamorphisme.

-Une seconde hypothèse, quant à l'origine des fluides, dans le cadre d'une paléozone de subduction fait intervenir deux sources possibles, l'une correspondant à la croûte océanique qui subducte et l'autre correspondant aux sédiments subductés (Anderson *et al.*, 1976; Delany et Helgeson, 1978; Bedout, 1991; Philippot, 1993). Les fluides de la croûte océanique correspondent à des fluides hydrothermaux, tandis que les fluides contenus dans les sédiments sont similaires à de l'eau de mer. Ainsi, dans le prisme d'accrétion sédimentaire (sédiments dominant) qui se génère au dessus du plan de subduction, les fluides disponibles ont des teneurs en NaCl proches de celles de l'eau de mer (fig.4-39). Par contre le "slab" qui subducte jusque dans les conditions éclogitiques, perd de l'eau par déshydratation, à la transition schistes bleus / éclogite (Peacock, 1990; 1992; 1993), concentrant différentiellement le NaCl jusqu'à la création de saumures. Ces fluides riches en NaCl seront alors piégés par les minéraux éclogitiques. La

concentration en NaCl des fluides piégés dans les inclusions fluides dépend du mode d'accrétion des unités métamorphiques le long du plan de subduction validant l'existence du fonctionnement simultané de deux prismes. L'un



superficiel d'échelle crustal (Schistes lustrés du Queyras) baigné par des fluides essentiellement marins peu salins (3,5% wt% NaCl), et un autre plus profond d'échelle mantellique (Monviso) associé à des fluides plus salins où la concentration en NaCl est exclusivement contrôlée par la déshydratation de la croûte océanique à la transition schistes bleus / éclogite.

Quelque soit l'origine des fluides, l'analyse des inclusions fluides dans des structures schistes verts des Schistes lustrés du Queyras et du Monviso révèle la présence de fluides aux teneurs en NaCl identiques et proches de celles de l'eau de mer, indiquant une éventuelle source commune

aux deux domaines lors de l'exhumation dans les conditions du faciès des schistes verts. Par contre, dans le massif du Monviso, il subsiste des inclusions fluides aux teneurs proches des

fluides syn-éclogitiques indiquant une remobilisation de ces fluides au cours de l'exhumation. Les inclusions fluides aux teneurs en NaCl intermédiaires sont alors interprétées comme le résultat d'un mélange entre les deux sources de fluides.

4-4-Quantification P-T des structures générées à la transition ductile / fragile.

Ce paragraphe présente le calage en pression et température des différentes structures générées à la transition ductile / fragile par l'utilisation des isochores couplée à l'analyse des chlorites. Cette étude a été réalisée à partir des inclusions fluides provenant des unités schistes bleus du Queyras et plus particulièrement du Vallon Giarus (VG05), de Caramatran (CA18 et CA20) ainsi que du Col Vieux (CV12 et CV16). Ces trois sites appartiennent aux unités tectonométamorphiques 3 et 4 définies dans le chapitre 2.

Pour ce faire, nous avons dans un premier temps, discriminé différentes populations d'inclusions fluides par rapport aux différentes générations de structures. Les structures précoces à la transition ductile / fragile correspondent à des fentes interboudins non cisailées. Le fait qu'elles ne soient pas cisailées garanti la non remobilisation des fluides postérieurement à leur formation c'est à dire le non rééquilibrage des inclusions dans des conditions P-T plus faibles suite à l'ouverture du système. Les structures les plus tardives correspondent à des fentes interboudins affectées par des failles normales injectées.

4-4-1-Structures précoces.

Les inclusions fluides provenant des structures précoces, c'est à dire des fentes de boudinage non cisailées, définissent dans un diagramme Th en fonction de Tm ice un champ très restreint (fig.4-40). En effet toutes les inclusions et quelque soit l'affleurement (CV12, CV16 et VG05), ont des températures d'homogénéisation qui varient de 126 à 191°C avec une moyenne à 150°C, tandis que les températures de fusion de la glace varient de 0 à -5°C avec une moyenne à -2.10°C. Les isochores ont été calculées selon les équations de Zhang et Franz (1987), pour des valeurs Th(130)-Tm(0) et Th(90)-Tm(-5) correspondant aux deux isochores extrêmes couvrant l'ensemble des inclusions fluides (fig.4-40).

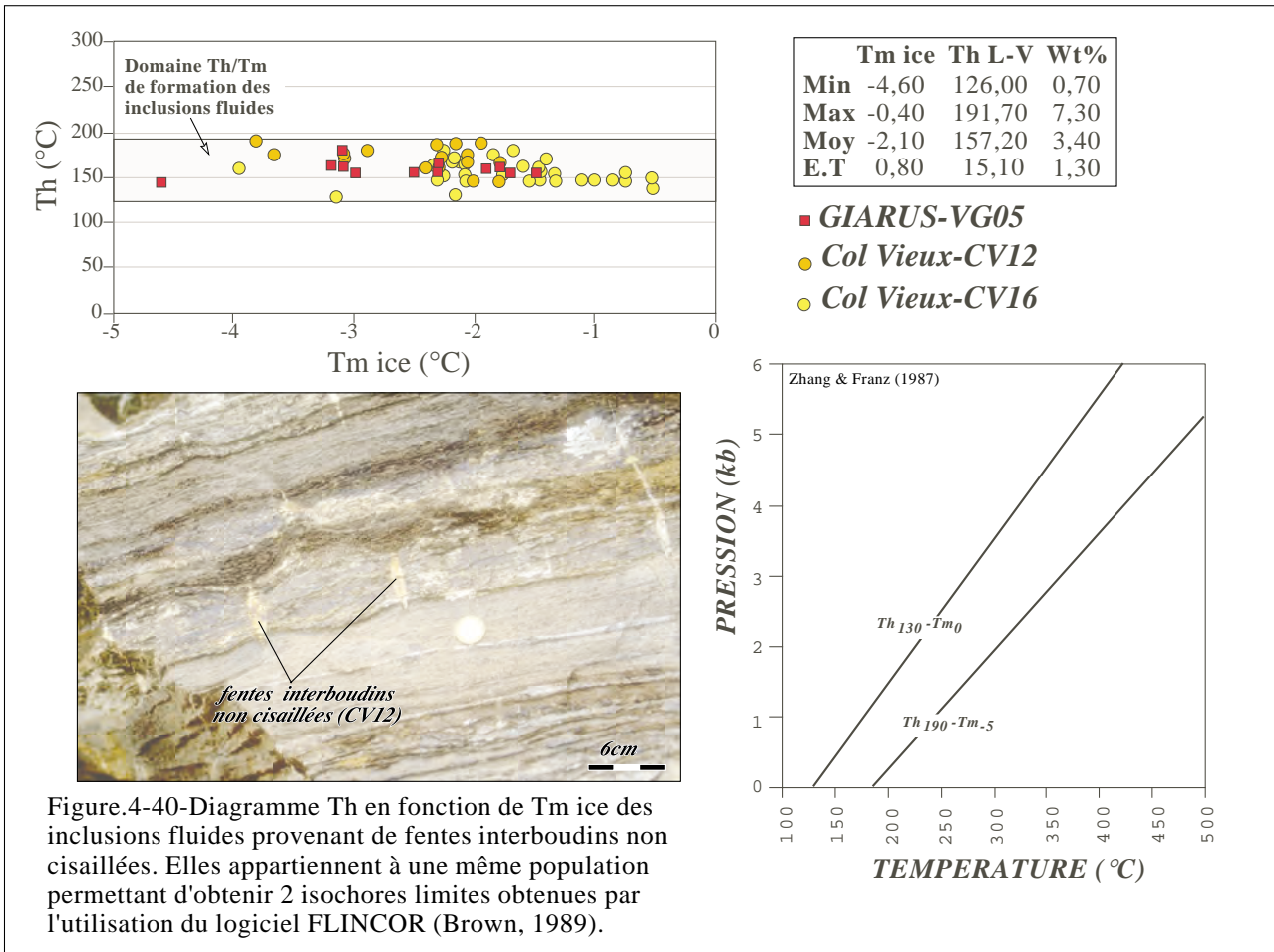


Figure.4-40-Diagramme Th en fonction de Tm ice des inclusions fluides provenant de fentes interboudins non cisillées. Elles appartiennent à une même population permettant d'obtenir 2 isochores limites obtenues par l'utilisation du logiciel FLINCOR (Brown, 1989).

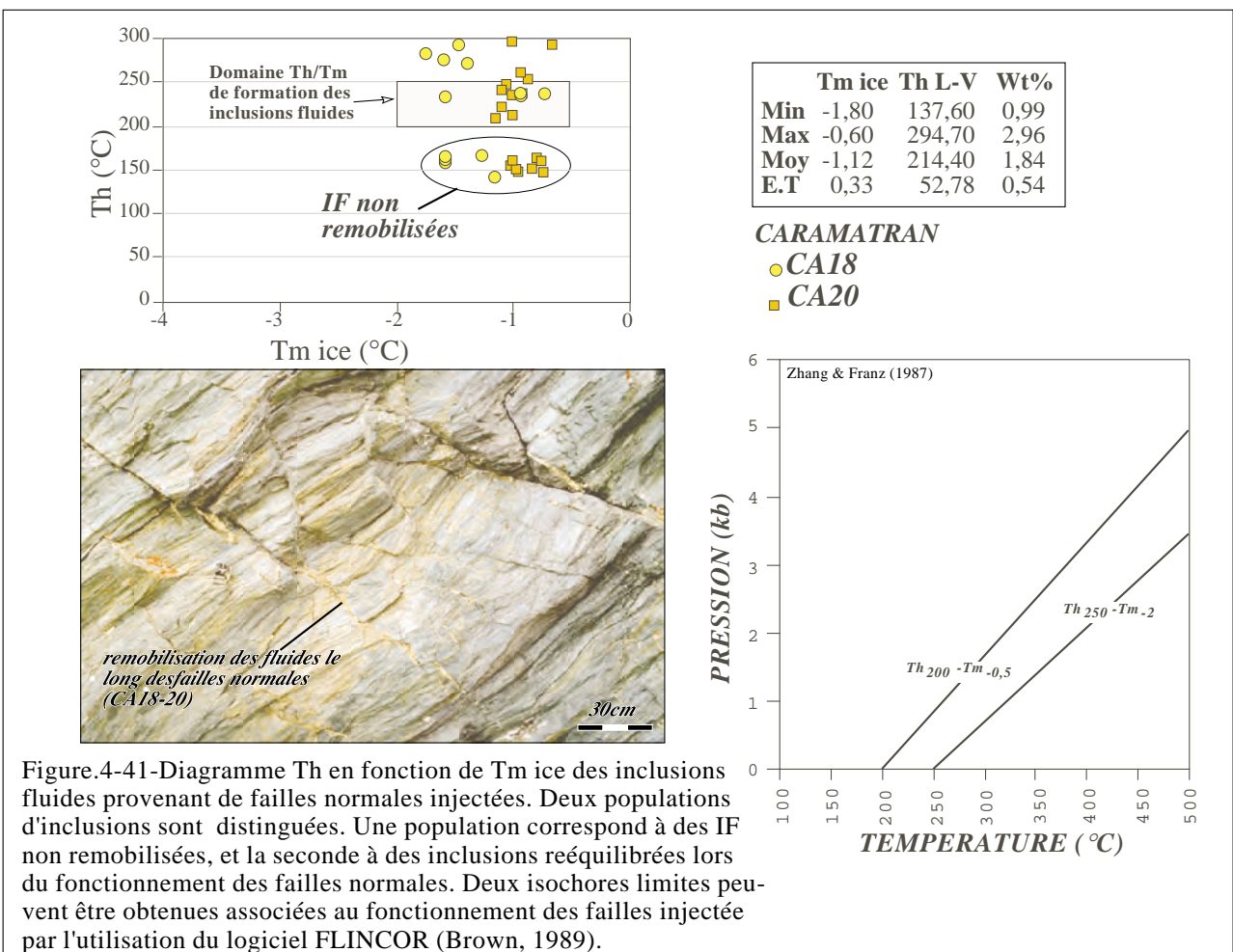


Figure.4-41-Diagramme Th en fonction de Tm ice des inclusions fluides provenant de failles normales injectées. Deux populations d'inclusions sont distinguées. Une population correspond à des IF non remobilisées, et la seconde à des inclusions rééquilibrées lors du fonctionnement des failles normales. Deux isochores limites peuvent être obtenues associées au fonctionnement des failles injectée par l'utilisation du logiciel FLINCOR (Brown, 1989).

4-4-2-Structures tardives.

Les inclusions fluides provenant des plans de faille injectés recoupant les fentes de boudinage, couvrent dans un diagramme T_h en fonction de T_m ice (fig.4-41) un champ large. Plusieurs populations d'inclusions fluides ont été précédemment distinguées. La première est similaire à la population d'inclusions fluides observée pour les structures précoces. Les températures d'homogénéisation se regroupent autour de 150°C pour des températures de fusion de la glace entre -2 et -0.5°C . Cette famille d'inclusion est interprétée comme des inclusions "primaires" piégées dans les minéraux syn-schistes verts lors du boudinage. Une deuxième population d'inclusion est différenciée qui se caractérise par des températures d'homogénéisation plus élevées entre 200 et 300°C (fig.4-41) mais avec des températures de fusion de la glace très homogènes entre -0.5 et -2°C . Les variations des T_h vers de hautes températures sont interprétées comme un rééquilibrage des fluides lors du retour dans les conditions de subsurface. En effet les failles normales drainent et remobilisent une partie des fluides donc des inclusions. Contrairement aux fentes non cisillées, les failles normales injectées fonctionnent comme un système ouvert qui piège au cours du temps des fluides qui se rééquilibrent. Les inclusions au T_h proche de 150°C correspondent à l'initiation des fentes interboudins. Ces dernières une fois cisillées, renferment des minéraux nouvellement formés piégeant des fluides aux T_h plus élevés de l'ordre de 200 - 250°C jusqu'à 300°C .

Pour caler dans un champ pression-température le fonctionnement des failles normales injectées, nous avons calculé avec l'équation de Zhang et Franz (1987) les isochores $T_h(200)$ - $T_m(-0.5)$ et $T_h(250)$ - $T_m(-2)$ qui couvrent le début du fonctionnement des structures fragiles extensives.

4-4-3-Estimation des conditions P-T.

L'ensemble des données sur les inclusions fluides nous a permis d'obtenir les isochores "limites" de deux grandes populations d'inclusions fluides correspondant aux fonctionnements des différentes générations de structures. Cependant l'utilisation de ces isochores ne nous permet pas de contraindre un domaine P-T, il faut pour cela utiliser un géothermomètre ou géobaromètre indépendant. Pour cela nous avons testé un géothermomètre basé sur les variations de composition des chlorites, qui sont nombreuses dans toutes les fentes étudiées, mise au point par Cathelineau (1988). En effet les teneurs en Al IV des chlorites sont fonction

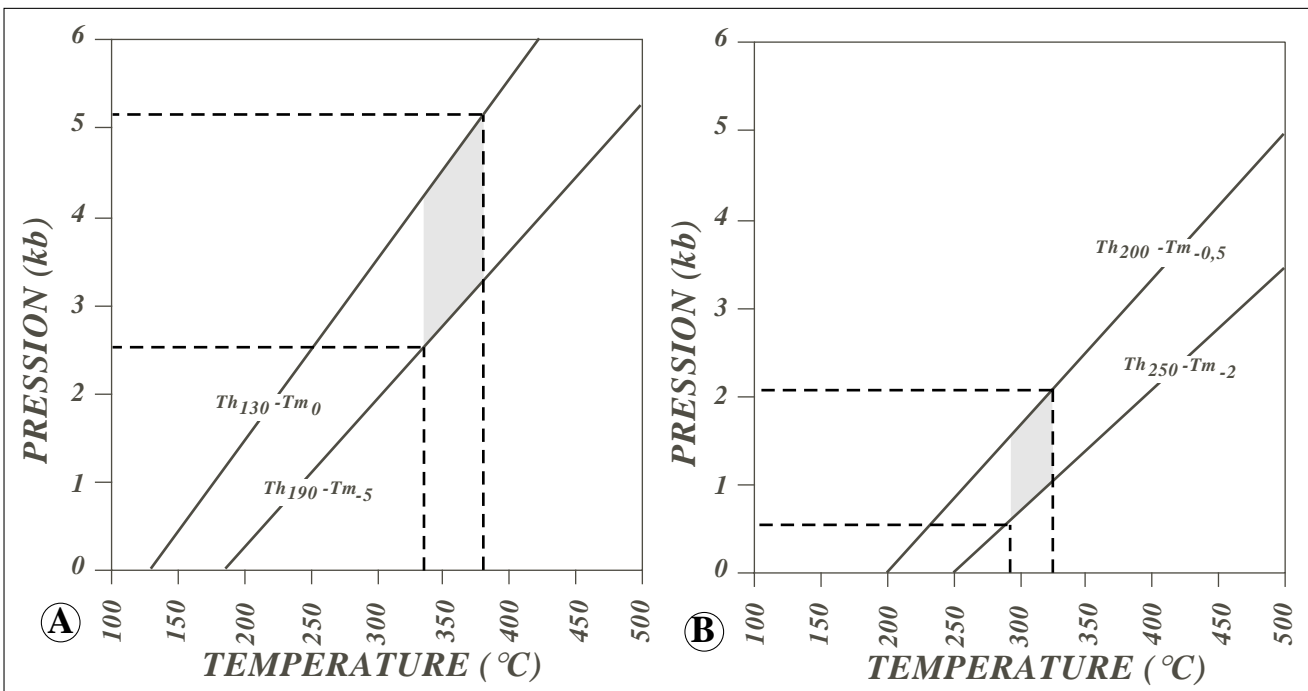
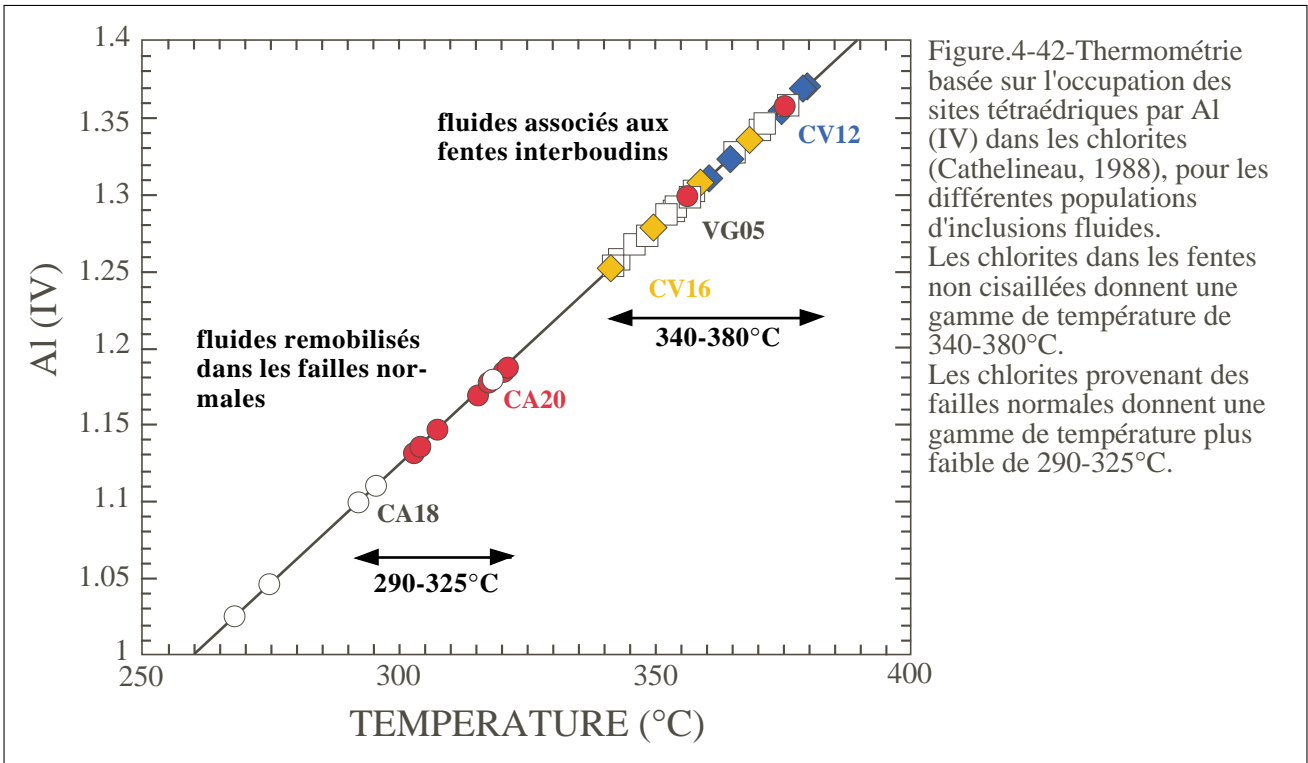


Figure.4-43-Couplage des données Al IV sur les chlorites et les différentes familles d'isochores. A-Estimation des conditions P-T de formation des fentes interboudins non cisillées. B-Estimation des conditions P-T de formation des failles normales injectées.

de la température selon l'équation $T^{\circ}\text{C} = -61.9229 + 321.977 \cdot (\text{AlIV})$. Les analyses microsonde des chlorites sont présentées en annexe III.

Pour les fentes interboudins (CV12-16 et VG05), les teneurs en Al IV des chlorites conduisent à des températures entre 340 et 380°C (fig.4-42).

Par contre pour les chlorites associées aux failles injectées (CA18 et CA20), les teneurs en Al IV conduisent à une gamme de température plus faible entre 290 et 325°C (fig.4-42).

Le couplage des données Al IV sur les chlorites et les différentes familles d'isochores permet de fixer un intervalle de pression de 2.5 à 5.1 kb pour l'ouverture des fentes interboudins (fig.4-43A) et une gamme de pression de 0.5 à 2.1 kb pour le fonctionnement des failles normales injectées (fig.4-43B). Ainsi ces nouvelles quantifications P-T permettent de préciser d'une part les conditions de formation des structures tardives syn-schistes verts et d'autre part de préciser la fin des trajets d'exhumation des unités de l'Est Queyras (unités 3 et 4 définies dans le chapitre 2). L'ouverture des fentes se fait dans un champ P-T de $360 \pm 20^{\circ}\text{C}$ et de $3.5 \pm 1.5 \text{ kb}$, tandis que les failles normales s'initient dans des conditions plus faibles de $310 \pm 20^{\circ}\text{C}$ et de $1.3 \pm 1.0 \text{ kb}$ (fig.4-44). Les différentes générations de structures (boudinage et cisaillement puis failles normales) peuvent être calées temporellement par l'utilisation des datations par traces de fission obtenues sur zircon et présentés dans le chapitre 3. En effet les températures maximales d'enregistrement du chronomètre traces de fission sur zircon (borne supérieure de la ZRP) sont proches de 330°C (Yamada *et al.*, 1995; Tagami *et al.*, 1996; Tagami et Shimada, 1996) c'est à dire dans la gamme de température estimée pour la formation des failles normales. Ainsi les âges traces de fission sur zircon obtenus pour les unités de l'Est Queyras (vers 24 Ma) peuvent être considérés comme les âges de l'initiation de la fracturation extensive dans le Queyras. La combinaison de ces datations rétro-morphiques avec les datations K-Ar pour les stades de haute-pression (Takeshita *et al.*, 1994), vers 50 Ma pour ces mêmes unités, permet d'estimer des vitesses d'exhumation de l'ordre de 1.3 mm/an (fig.4-44). Le basculement des Schistes lustrés débute antérieurement à 24 Ma puisqu'il est enregistré par des structures ductiles. La fin du trajet d'exhumation se caractérise, pour les deux unités du Queyras considérées, par des vitesses de remontée faibles inférieures au mm/an. Ces derniers stades d'exhumation associés à de fortes températures ($T > 300^{\circ}\text{C}$) et à des pressions de l'ordre du kilobar ne peuvent être interprétés en terme de paléogradient géothermique (transfert de chaleur en conduction) mais sont la marque d'un transfert convectif assuré par la circulation tardive de fluides dans tout l'édifice des Schistes lustrés, en

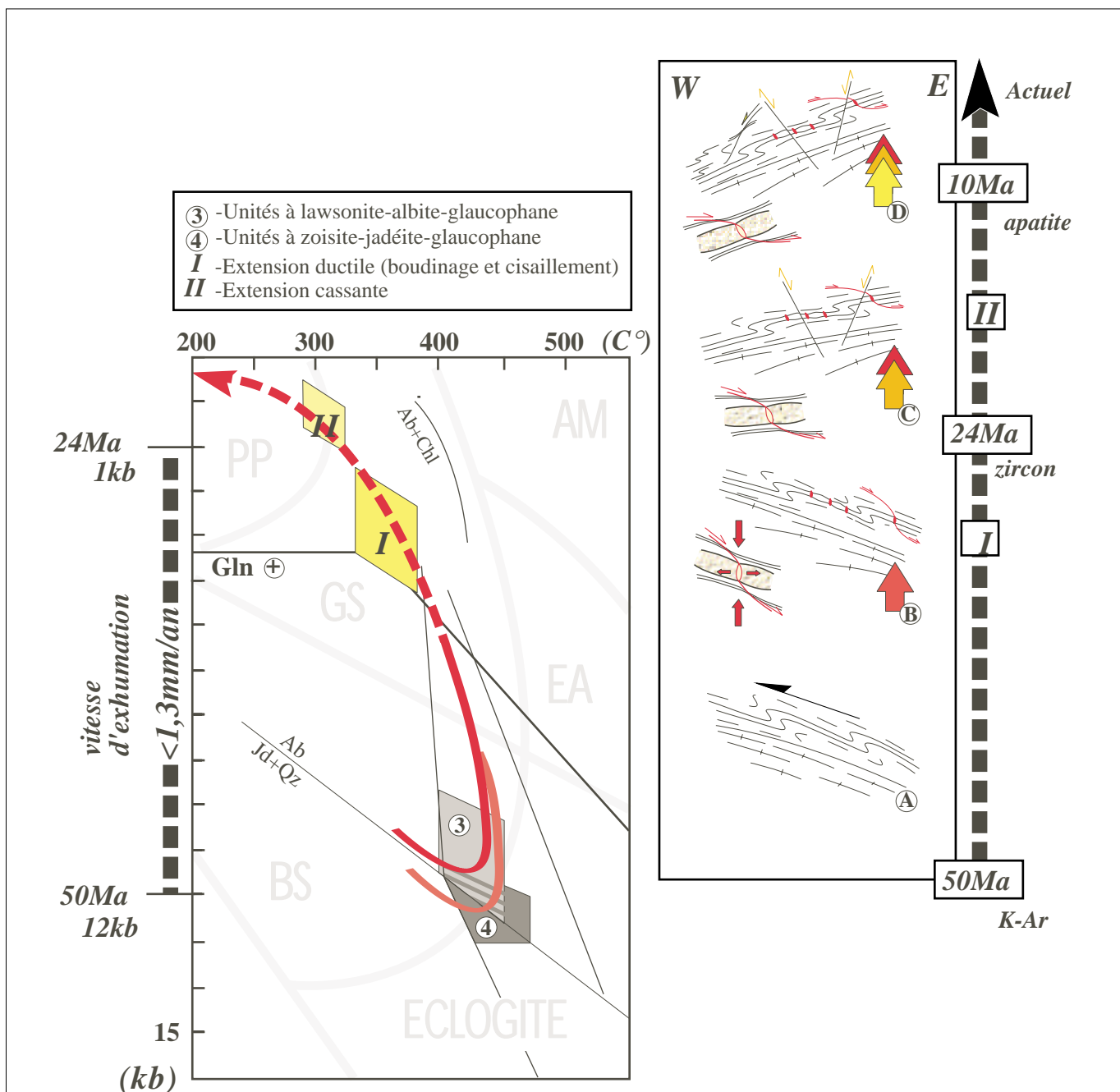


Figure.4-44-Trajét P-T pour les unités 3 et 4 des Schistes lustrés du Queyras et des différentes structures associées. Les limites de faciès ont été définis par Spear (1993), les différentes droites de réaction sont similaires à celles présentées sur la figure.2-22. La fin des trajets d'exhumation peut être précisé par l'utilisation des données inclusions fluides couplées aux données géochronologiques. I-correspond à l'extension ductile avec la formation de structures de boudinage et de cisaillements associés. II-correspond à l'extension cassante généralisée (formation de failles normales injectées). Les données géochronologiques (chapitre 3) permettent d'estimer une vitesse d'exhumation inférieure à 1,3mm/an pour les unités 2 et 3 des Schistes lustrés. A-Géométrie anté-basculément, le pendage initial de la foliation est vers l'Est, les structures plicatives montrent une cinématique à vergence vers l'Ouest compatible avec le chevauchement des Schistes lustrés sur la marge européenne. B-Initiation du raccourcissement vertical et formation des structures de boudinage à la transition ductile / fragile (I). C-Le raccourcissement vertical permet progressivement le basculement des unités des Schistes lustrés du Queyras. D-Le basculement permet de positionner la foliation principale à vergence vers l'Ouest, tandis que les structures précoces ont des jeux apparents inverses.

accord avec l'injection de fluides dans les failles normales précoces. Le système de failles normale doit être alors considéré comme un système ouvert avec rééquilibrage des inclusions fluides au cours du temps.

III-Conclusions générales.

Au terme de notre analyse structurale, les points suivants méritent d'être retenus:

1-II existe un fort contraste structural entre les unités schistes bleus et les unités éclogitiques cohérents avec les différences pétrologiques et géochronologiques déjà observées. La limite entre ces deux domaines est donc un contact structural majeur à l'échelle de la zone piémontaise et des Alpes occidentales.

-Pour les unités éclogitiques, le régime de déformation précoce est à forte composante cisailante N-S, évoluant lors de l'exhumation vers un fort raccourcissement vertical dans les conditions du faciès des schistes bleus. Par contre les structures contemporaines du faciès des schistes verts sont l'expression d'une tectonique extensive. De plus il existe une bonne cohérence entre la géométrie des structures et leur interprétation cinématique. En effet l'extension multidirectionnelle, localement cisailante, associée à un fort raccourcissement vertical reflète l'exhumation à vergence Ouest par dénudation tectonique de l'ensemble du massif. L'exhumation est donc, pour sa partie finale, contrôlée par une tectonique extensive qui débute en conditions ductiles et se poursuit en conditions fragiles.

-Pour les unités schistes bleus du Queyras, le régime de déformation précoce est à forte composante coaxiale avec un fort raccourcissement vertical évoluant au cours de l'exhumation vers un régime cisailant dominant dans les conditions du faciès des schistes verts. Les structures contemporaines du faciès des schistes verts ont été basculées de plusieurs dizaines de degrés. Leur géométrie initiale correspond alors à un plan de foliation penté de quelques degrés vers l'Est soumis à un fort raccourcissement vertical qui permet de générer des structures de double boudinage parfois asymétriques. Ce pendage initial vers l'Est, conduit à réinterpréter la cinématique précoce d'exhumation en terme de chevauchement des unités schistes bleus vers l'Ouest, sur la marge européenne. Les valeurs du basculement vers l'Ouest, selon un axe N150-N170, varient d'un secteur à l'autre entre 39 et 60°. Le basculement au cours du temps s'accompagne par le développement de failles normales conjuguées qui seront

progressivement basculées. Seules les failles normales fragiles les plus tardives n'ont pas été basculées.

2-L'analyse de la composition des fluides contemporains de la déformation syn-schistes verts, piégés dans les inclusions fluides, montre qu'ils correspondent à des fluides systématiquement biphasés NaCl-H₂O. Cependant il existe des différences importantes dans les teneurs en NaCl entre les unités schistes bleus du Queyras et les unités éclogitiques du Monviso:

-Dans le Queyras, les fluides ont des teneurs en NaCl homogènes avec une moyenne à 3.24 wt% NaCl. Cette teneur moyenne est similaire d'une part à celle de l'eau de mer (3.5 wt%), et d'autre part aux teneurs observées dans des contextes géodynamiques de paléoprismes d'accrétion tectonique comme le Franciscan complex (Californie, USA) ou le complexe de Samana (République Dominicaine).

-Dans le massif éclogitique du Monviso, deux populations de fluides coexistent, l'une à la teneur en NaCl proche de l'eau de mer, l'autre avec des teneurs en NaCl beaucoup plus élevées entre 12 et 17 wt%. Cette deuxième population de fluides est interprétée comme la remobilisation des fluides syn-éclogitiques au cours de l'exhumation du massif.

3-L'étude détaillée des inclusions fluides démontre que les structures à la transition ductile / fragile s'initient dans des conditions P-T de $360\pm 20^\circ\text{C}$ et pour des pressions de 3.5 ± 1.5 kb, tandis que la fracturation extensive débute dans des conditions de plus faibles températures ($310\pm 20^\circ\text{C}$) à des niveaux structuraux plus superficiels ($P\approx 1.3\pm 1.0$ kb).

4-Les différentes générations de structures extensives sont calées temporellement par l'utilisation des datations traces de fission sur zircon et sur apatite.

-Dans les unités schistes bleus, l'extension fragile ($T\approx 310\pm 20^\circ\text{C}$) débute vers 24 Ma, postérieurement à l'initiation du basculement, qui est donc antérieur à 24Ma.

-Dans les unités éclogitiques, l'extension fragile est plus tardive (âges TF sur zircon ≈ 20 Ma) et ne s'accompagne d'aucun basculement.

-Les âges traces de fission sur apatite (≈ 10 Ma) montrent que l'extension, dans l'ensemble de la zone Piémontaise, pour les derniers stades d'exhumation fonctionne alors que la faisceau de faille de la Haute Durance est déjà actif.

Ainsi le régime en extension dans la zone piémontaise des Alpes occidentales est précoce (24 Ma minimum), il s'initie alors que la chaîne est en raccourcissement global, synchrone du fonctionnement des grandes structures chevauchantes et de l'écaillage crustal de la croûte européenne. L'extension n'est donc clairement pas liée à des processus post orogéniques de type "collapse gravitaire" mais correspond à de l'extension syn-convergence durant la collision continentale.

CHAPITRE V

Le champ de déformation actuel et ses relations avec la géométrie crustale

LE CHAMP DE DEFORMATION ACTUEL ET SES RELATIONS AVEC LA GEOMETRIE CRUSTALE.

Introduction.

L'interprétation des données pétrologiques, géochronologiques et tectoniques présentées dans les chapitres précédents nécessite de bien connaître le champ de déformation actuel et la géométrie à l'échelle crustale des Alpes occidentales. Le programme GéoFrance 3D Alpes a permis de préciser les relations entre le régime de la déformation actuelle et les principales structures alpines (Tardy *et al.*, 1999). Dans ce chapitre nous présentons les résultats de notre analyse des structures fragiles les plus récentes reconnues dans la zone d'étude, en les resituant par rapport aux principaux résultats obtenus en géophysique (Verdun *et al.*, 1999; Paul *et al.*, 1999) et géodésie (Calais *et al.*, 1999) dans le cadre GéoFrance 3D Alpes. La combinaison des données géologiques, géophysiques et géodésiques nous permettra de proposer une coupe d'échelle crustale qui servira de référence pour l'interprétation de l'évolution géodynamique de la zone étudiée.

I-Le champ de déformation fragile récent à actuel dans la zone d'étude.

1-TELEDETECTION SATELLITAIRE.

Un des intérêts majeur des images satellitaires, est qu'elles permettent d'analyser la structure générale d'une zone sur une vaste superficie (plusieurs dizaines de kilomètres). Cette approche à petite échelle permet alors de replacer la zone d'étude dans un cadre tectonique beaucoup plus large. Nous avons utilisé pour cela une portion de l'image Spot panchromatique de la région de Briançon (52260 a) acquis dans le cadre du programme GéoFrance3D-Alpes. L'image Spot globale a bénéficié d'un traitement permettant de redresser l'image vers le Nord (ortho-image), la portion d'image utilisée est présentée sur la figure 5-1. Elle couvre un vaste domaine qui s'étend du Nord vers le Sud depuis la vallée de la Dora Riparia au Nord jusqu'au Valle Maira au Sud. En direction Est-Ouest, l'image couvre l'ensemble de la Piémontaise des Schistes lustrés du Queyras et du Viso ainsi que la partie orientale du Briançonnais.

Nous avons, sur cette image, replacé les grands domaines géologiques en distinguant la zone Briançonnaise, les zones Piémontaises avec les différentes masses ophiolitiques (Schistes

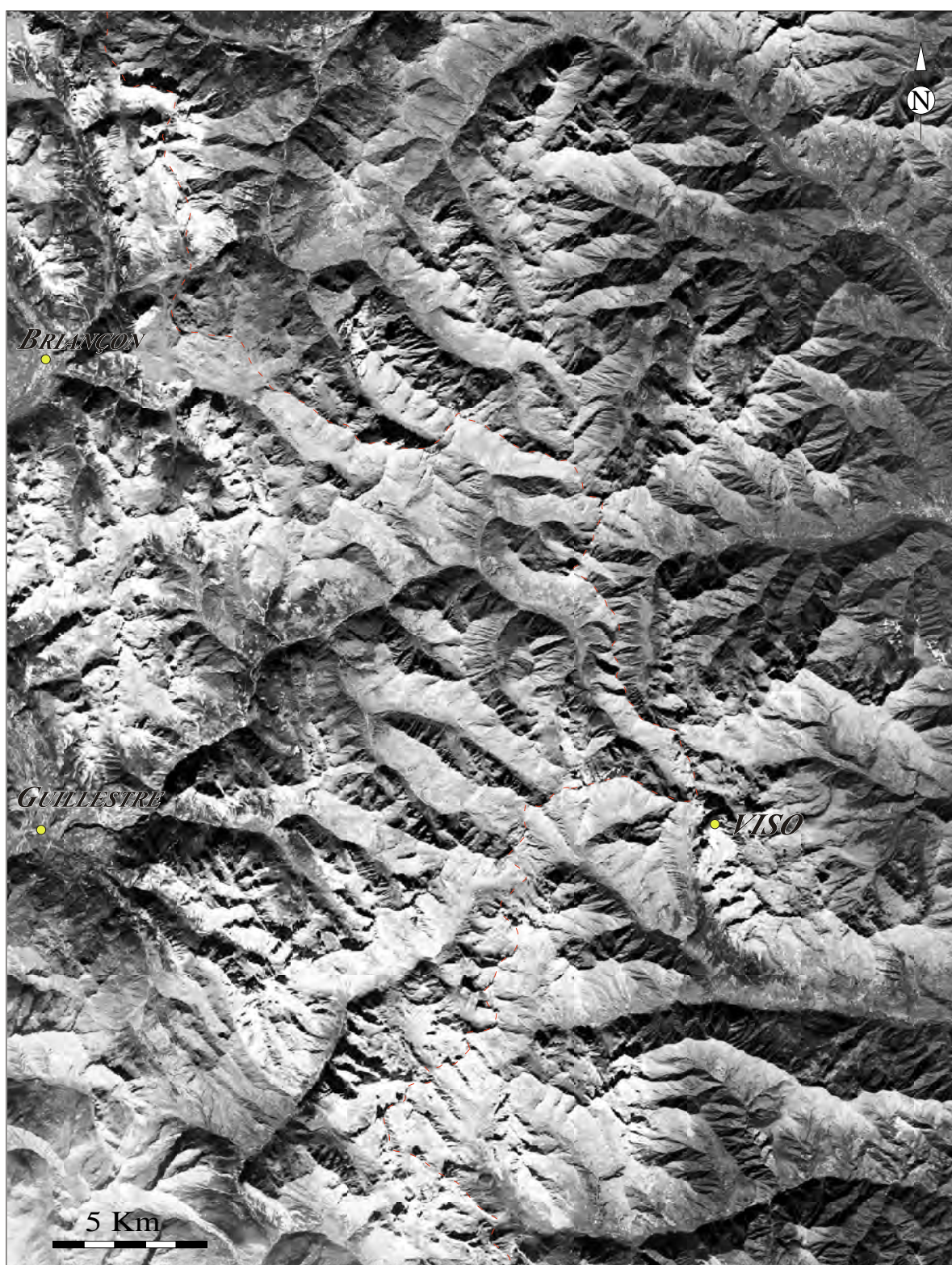


Figure.5-1-Extrait de l'image Spot (52260 a) panchromatique de la région de Briançon. L'image est remise au Nord (ortho-image), permettant une analyse de la zone d'étude dans un cadre tectonique plus large. L'image interprétée est présentée sur la figure.5-2. Les principales villes ainsi que la frontière avec l'Italie sont indiquées.

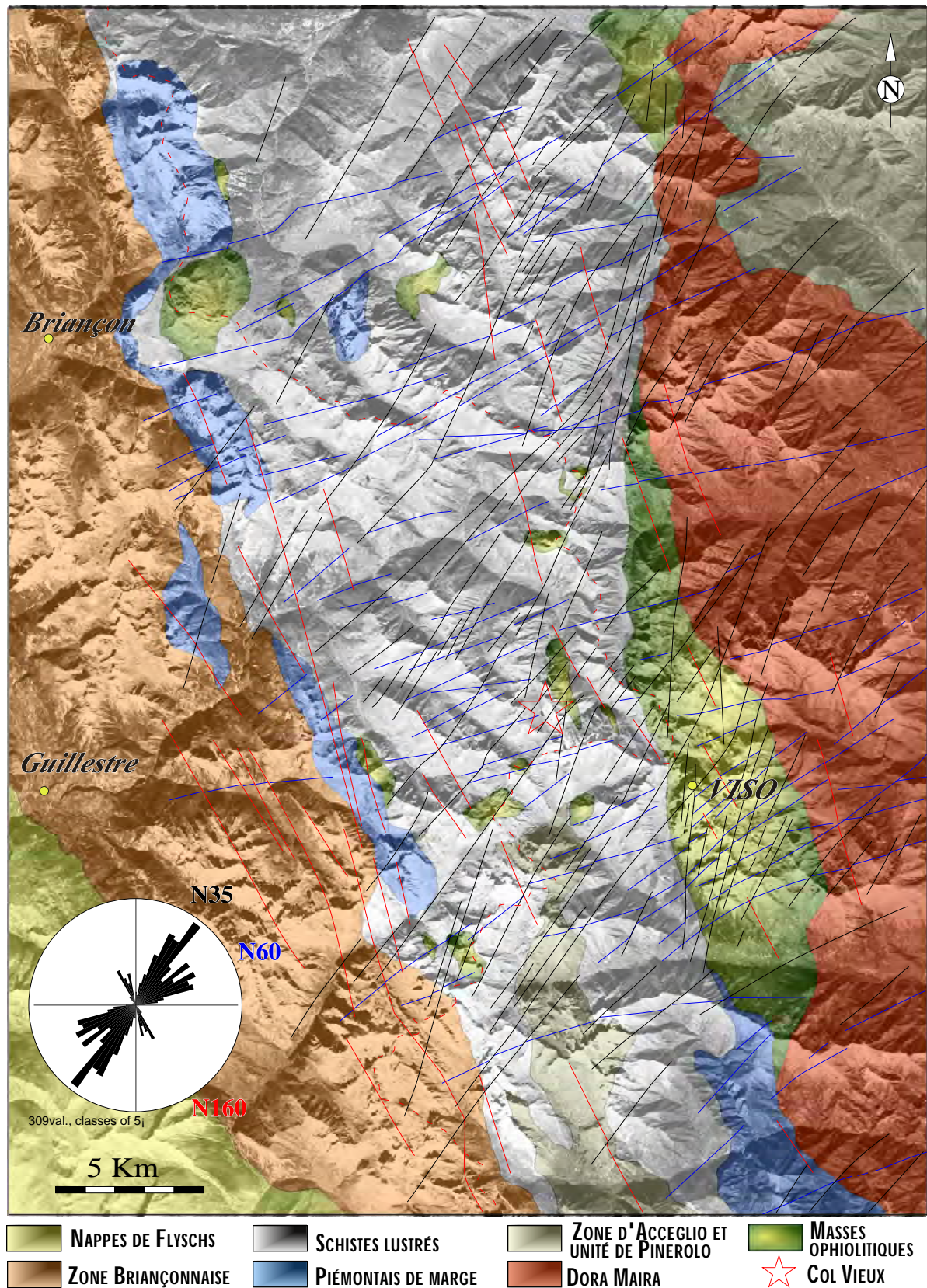


Figure.5-2-Interprétation structurale de l'image spot, qui permet de distinguer trois directions préférentielles d'orientation de linéaments N35, N60 et N160. Les limites des différents domaines lithostructuraux sont indiqués. les linéaments N160 et N35 sont le plus souvent décalés par les linéaments d'orientation N160 et N35.

lustrés, Viso et les unités du Piémontais de marge), ainsi que le massif de Dora Maira et la bande d'Acceglio (fig.5-2). L'interprétation structurale de l'image Spot, nous conduit à distinguer trois directions préférentielles d'orientation de linéaments N35, N60 et N160. Plus particulièrement dans la zone des Schistes lustrés du Queyras et du Monviso, ces trois familles de pseudo-structures sont bien représentées. Les linéaments de direction N60 sont le plus souvent décalés par les linéaments N160 et N35. Ces derniers sont parfois très développés et se regroupent en un faisceau bien marqué, localisé dans les Schistes lustrés au niveau de la terminaison Nord du Monviso. Ce faisceau s'élargit progressivement vers le Sud, avec des directions de linéaments qui s'orientent en N40 à N50.

Les directions N160 sont développées dans la zone Briançonnaise et correspondent à des directions de structures appartenant au faisceau de faille de la Haute Durance (Tricart *et al.*, 1996; Sue et Tricart, 1999). A ce sujet, Sue (1998) montre clairement que cette fracturation dans la zone Briançonnaise, et peut être dans une partie de la zone des Schistes lustrés du Queyras, correspond à une déformation cassante tardi-alpine (post-nappe et post-schistosité) qui s'est poursuivie jusque dans des périodes récentes (post-Würm). Cette déformation cassante dans la zone Briançonnaise est accommodée par un réseau de faille formé de deux familles principales:

- De grandes failles longitudinales de direction N160 à N130 de plusieurs dizaines de kilomètres d'extension.

- Des failles de direction N40 à N90 transverses à l'arc alpin et d'extension plus restreintes. Ces deux familles de structures sont cogénétiques et semblent avoir fonctionné de façon synchrone jusque dans des périodes très récentes.

L'analyse cinématique du réseau de faille mené par Sue (1998) montre que ces deux familles de structures, longitudinales et transverses, ont joué initialement en faille normale, dont le jeu a été progressivement modifié par des composantes décrochantes importantes. Cette dernière composante correspond à des mouvements dextres le long des failles longitudinales (N160-N130) et senestres le long des failles transverses (N40-N90).

Ainsi la transposition des linéaments, observés à partir de l'image Spot, en terme d'interprétation structurale se fait aisément pour la zone Briançonnaise, puisque qu'ils sont cohérents en localisation et direction avec des structures reconnues à l'affleurement (Sue, 1998). Par contre pour réaliser la même démarche dans la zone dans Piémontaise nous devons

changer d'échelle d'observation en utilisant les données issues de l'analyse microstructurale de terrain et les interprétations structurales issues des photographies aériennes.

2-APPORTS DES PHOTOS AERIENNES ET DES DONNEES DE TERRAIN.

L'analyse des photographies aériennes couplées aux données issues de l'analyse microstructurales nous permet de tester la signification structurale des trois directions de linéaments reconnues (N35, N60 et N160) à l'aide de l'image SPOT (fig.5-2). Nous avons travaillé plus particulièrement dans le secteur clef du Col Vieux (fig.5-3-A et B), localisé dans les zones de l'Est Queyras, où l'on observe clairement l'existence de deux directions de failles normales conjuguées. Ces deux familles de structures extensives ont des directions N50-60 et N150-160, identiques aux linéaments observés sur l'image Spot (fig.5-3-A). Cependant, la composante en décrochement mis en évidence sur l'image satellitaire, n'est que peu visible sur la photographie aérienne et n'apparaît pas ou de façon très locale à l'affleurement. Pour expliquer cette faible expression de la fracturation décrochante au niveau de l'affleurement nous pouvons invoquer une focalisation du jeu décrochant le long de structures majeures se répartissant en faisceau qui guide et accomode les mouvements décrochants. Dans cette hypothèse, la dimension importante de ces structures (pluri-kilométrique) se prête peu ou pas à une analyse microstructurale fine de terrain. Cette composante décrochante a été cependant observée dans d'autres secteurs de façon locale, indiquant des jeux parfois complexes sur un même miroir de faille ou plan strié (chapitre 4). De plus, ces directions structurales transtensives sont cohérentes avec les directions de fracturation obtenues par Lazarre et al. (1994) sur plusieurs sites dans les Schistes lustrés du Queyras. Il existe donc une très bonne cohérence entre le champ de déformation déduit par l'imagerie satellitaire et les données fournies à plus grande échelle par l'analyse des photographies aériennes et les données de terrain (fig.5-3-A et B).

Ainsi l'interprétation structurale de l'image satellitaire Spot combinée aux données microstructurales existantes dans les zones Briançonnaise et Piémontaise, nous permet d'obtenir l'image du champ de déformation fragile tardi-alpine développé dans ces deux domaines (fig.5-4). Il correspond à la succession de deux régimes tectoniques.

-Le premier précoce correspondant au fonctionnement de failles normales conjuguées d'orientation N160 et N60 matérialisant une extension multidirectionnelle. Pour les Schistes

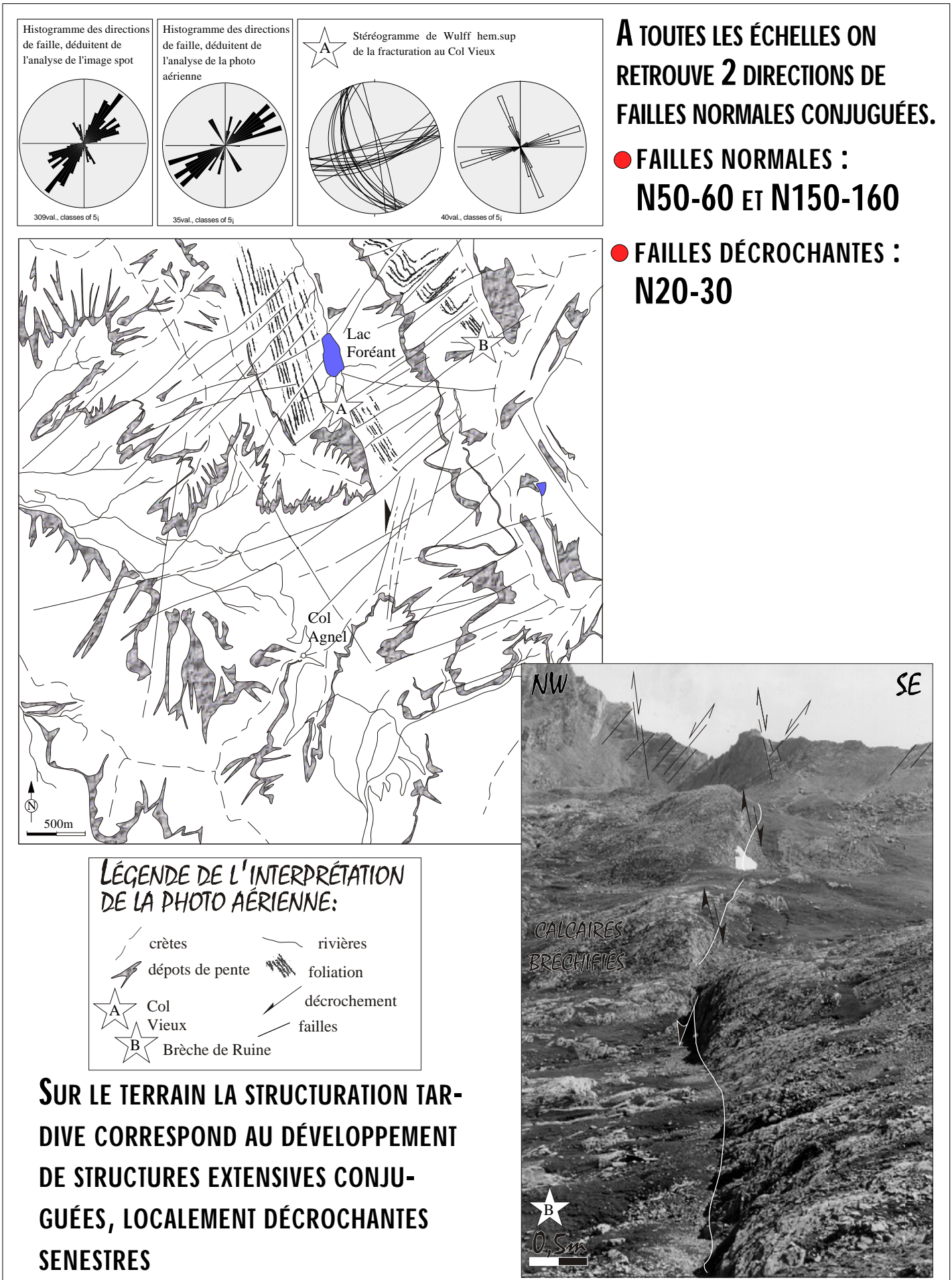


Figure.5-3-Interprétations structurales dans le secteur du col Vieux qui se localise dans les Schistes lustrés de l'Est Queyras. A-Comparaison des données structurales obtenues par l'utilisation des photographies aériennes, des données de terrain, et de l'interprétation de l'image Spot. Les interprétations structurales sont cohérentes pour les trois échelles d'observation. B-Sur le terrain, la fracturation dans les Schistes lustrés correspond au fonctionnement de failles normales conjuguées.

lustrés du Queyras, ce régime de déformation semble être en continuité avec le régime observé à la transition ductile / fragile (chapitre 4).

-Le second correspond au développement d'un régime fortement décrochant, senestre le long des structures d'orientation N20-50 et dextre le long des structures d'orientation N160.

Bien que les décrochements semblent postérieurs aux mouvements normaux (critères de recoupement), il n'est pas exclu que les fonctionnements normaux et décrochants des deux familles de failles soient étroitement liés et donc en partie synchrones, à l'image de ce que propose Sue (1998) pour la zone Briançonnaise.

II-Le champ de déformation actuel des Alpes occidentales.

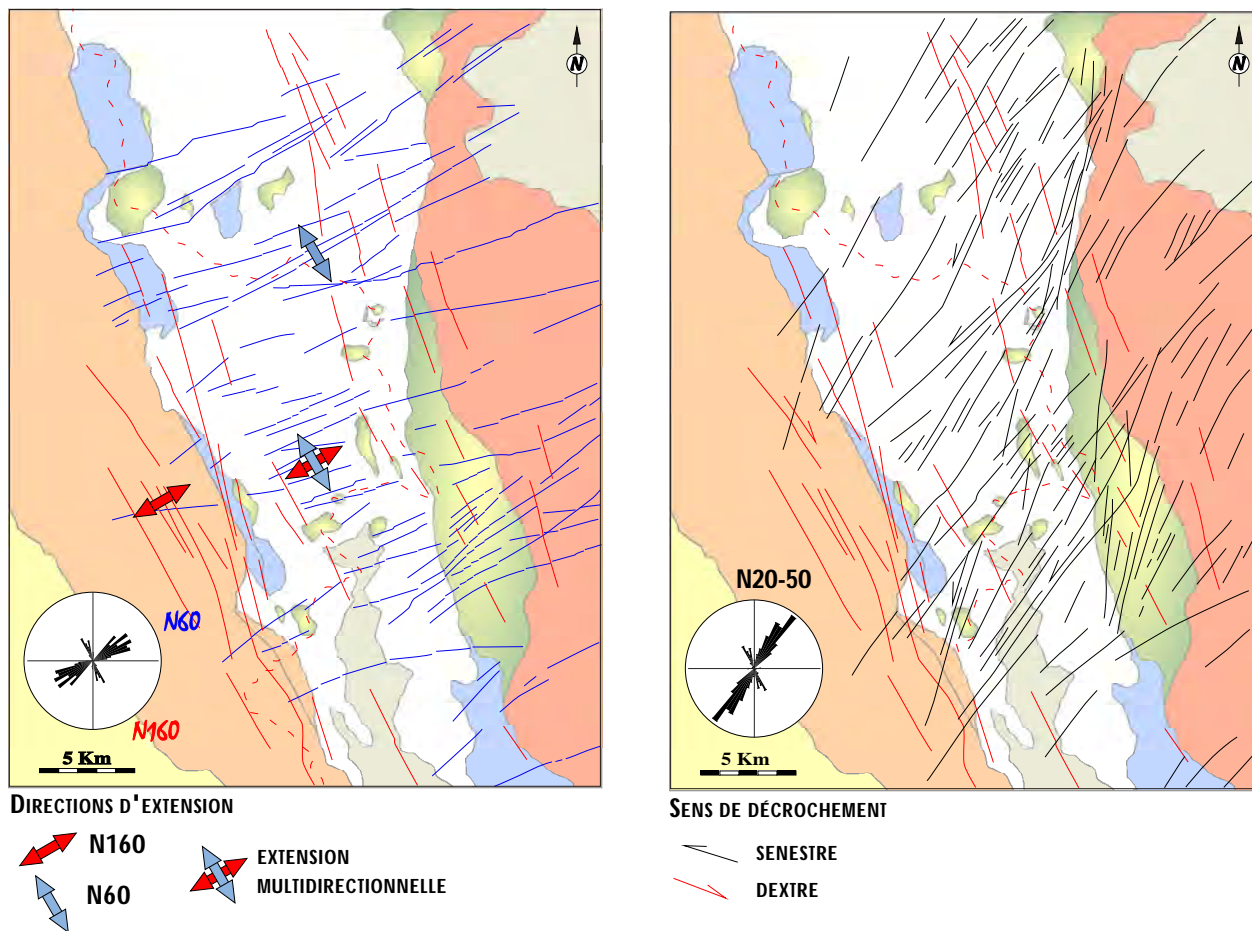
Le champ de déformation actuel des Alpes occidentales, peut être obtenu par compilation de l'ensemble des données géologiques (analyses structurales et cinématiques); géodésiques (mesures GPS) et géophysiques (calcul des solutions focales et données paléomagnétiques). Ainsi, à l'échelle crustale le champ de déformation actuel (fig.5-5) se révèle être fortement partitionné avec:

-Un fort raccourcissement observé dans le Jura et dans les domaines externes des Alpes du Sud (nappe de Digne, arc de Castellane et zone de Nice) (Ménard et Thouvenot, 1984; Ménard *et al.*, 1991; Homberg *et al.*, 1994; Pavoni *et al.*, 1997; Ferhat *et al.*, 1998; Champion *et al.*, 2000).

-Une composante décrochante dextre localisée entre les massifs cristallins externes et les chaînons subalpins (Ménard, 1988; Vialon *et al.*, 1989; Crouzet *et al.*, 1996; Martinod *et al.*, 1996; Jouanne *et al.*, 1998).

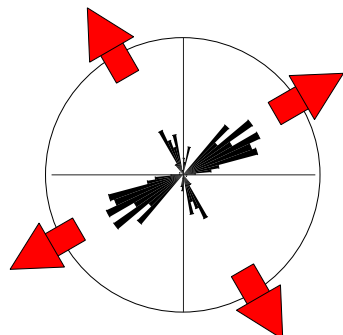
-Un système décrochant dextre le long du front pennique et de la limite entre le Briançonnais et la zone Piémontaise. Les récentes données paléogéographiques provenant de l'analyse des nappes sédimentaires de la couverture Briançonnaise, démontrent que le système décrochant localisé entre la zone externe et les zones internes des Alpes occidentales est actif depuis l'Oligocène. Ce jeu décrochant est la conséquence de translations et de rotations anti-horaires de plus de 45° des zones internes par rapport à l'Europe supposée stable (Lacassin, 1989; Vialon *et al.*, 1989; Thomas *et al.*, 1999).

-Une extension fragile généralisée à l'ensemble des zones internes. (Ballèvre *et al.*, 1990; Tricart *et al.*, 1996; Virlovet *et al.*, 1996; Lazarre *et al.*, 1994; Sue, 1998). Dans le



SUPERPOSITION DE 2 CHAMPS DE DEFORMATION

ETAPE 1
EXTENSION MULTIDIRECTIONNELLE
N60-N160



ETAPE 2
COMPOSANTE DECROCHANTE
N20-50

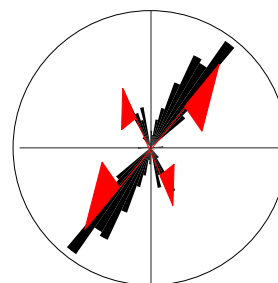


Figure.5-4-Image du champ de déformation fragile tardi-alpin dans les zones internes des Alpes occidentales.

Il est interprété comme la succession de deux champs de déformation superposés, le premier correspond au fonctionnement de failles normales conjuguées d'orientation N160 et N60 matérialisant une extension multidirectionnelle, le second correspond à un régime décrochant senestre le long des structures N20-50 et dextre le long des structures N160.

Briançonnais, des failles normales se développent parallèlement et transversalement à l'arc alpin. Ces structures correspondent, à l'échelle régionale, à l'expression d'une extension multidirectionnelle avec une direction d'extension dominante grossièrement orientée en Est-Ouest. Ce régime extensif a été largement documenté par les travaux de C.Sue (1998), qui l'a caractérisé en développant une approche pluri-disciplinaire englobant des observations de terrain, des analyses d'image satellitaire, des études sismotectoniques et l'utilisation des levés géodésiques. De plus ce régime extensif dominant dans la zone Briançonnaise s'accompagne et / ou se poursuit par un important régime décrochant comme l'atteste le fonctionnement actuel du réseau de faille de la Haute Durance. L'extension fragile est principalement confinée à la zone Briançonnaise qui représente le bloc supérieur du front pennique, suggérant alors que ce chevauchement principal fonctionne à l'heure actuelle comme une grande faille de détachement (Tricart *et al.*, 1996; Sue *et al.*, 1999; Tricart *et al.*, *soumis*). Nos données traces de fission sur apatites obtenues sur des systèmes hydrothermaux liés au fonctionnement de la faille de la Durance (chapitre 3) indiquent que la tectonique extensive est active depuis au moins 10Ma. Dans la zone Piémontaise l'extension fragile multidirectionnelle s'accompagne également d'un régime décrochant plus ou moins important (Bistacchi *et al.*, 2000). Cette extension est largement exprimée aussi bien dans les domaines éclogitiques que schistes bleus, où localement elle se surimpose à des failles normales ductiles syn-schistes verts comme dans le massif du Monviso (Ballèvre *et al.*, 1990; Schwartz *et al.*, 2000).

-Un important raccourcissement de direction NE-SW dans la plaine du Pô mais également dans la partie Sud du massif de Dora Maira (Tapponier, 1977; Panza et Mueller, 1979; Tardy *et al.*, 1990; Ritz, 1991; Schmid *et al.*, 1996; Solarino *et al.*, 1997; Spallarossa *et al.*, 1998). Cette direction de raccourcissement contraste avec les directions de compression NW-SE observées dans le massif de l'Argentera et dans le bassin Ligure.

-Enfin il faut souligner que les mesures GPS en continu (Martinod *et al.*, 1996; Ferhat *et al.*, 1998; Jouanne *et al.*, 1998; Calais *et al.*, 1999, Sue *et al.*, 2000), à travers les Alpes occidentales, montrent que les vitesses relatives de convergence de l'Afrique par rapport à l'Europe stable n'excèdent pas 3mm/an. Ces données, confrontées à l'estimation ponctuelle d'un taux de déformation élevé observée dans les Alpes occidentales suggèrent l'intervention de forces autres que celles induites strictement par le mouvement des plaques. Ces forces peuvent correspondre à des forces de volume et / ou à un flux convectif d'origine asthénosphérique.

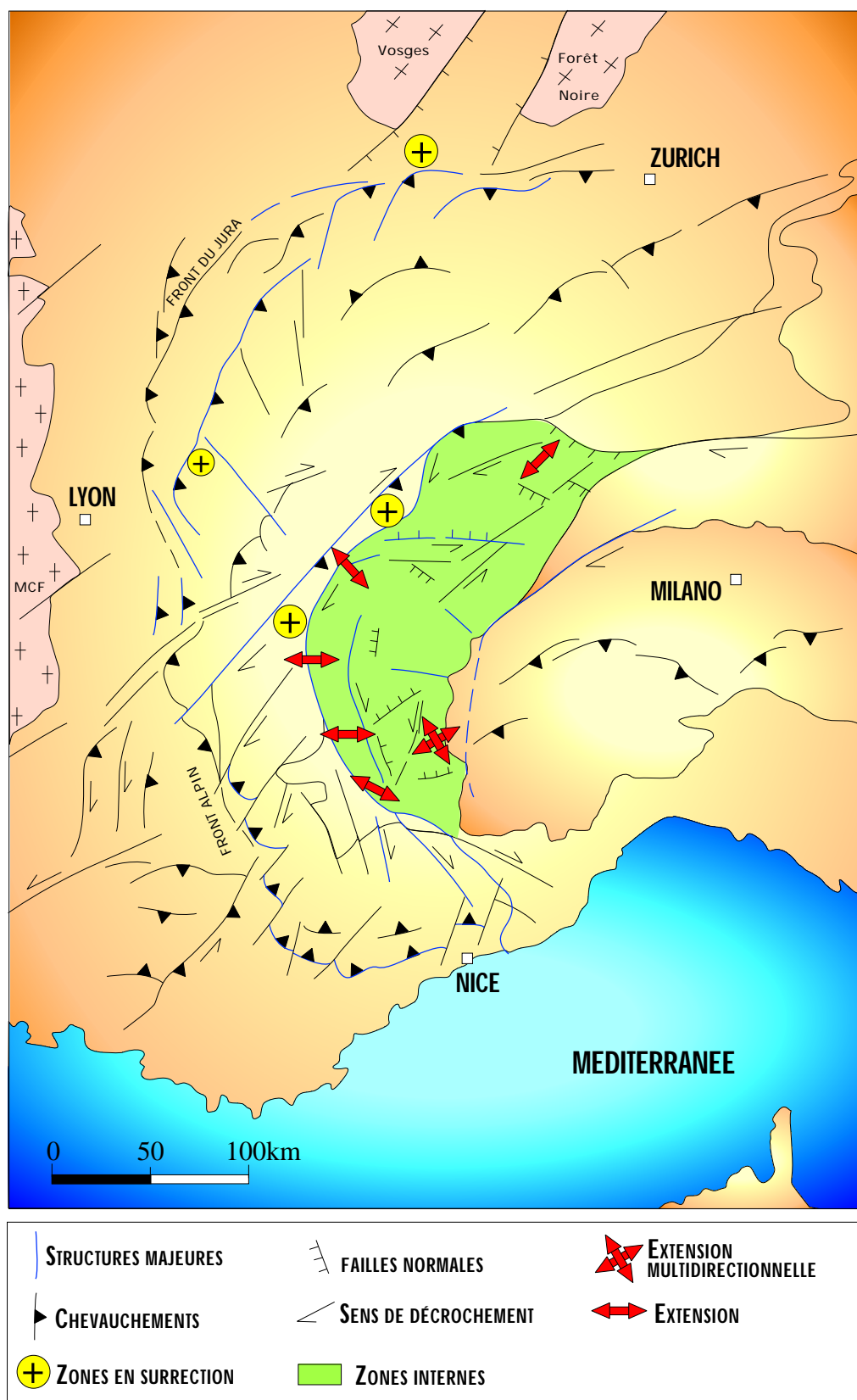


Figure.5-5-Champ de déformation actuel des Alpes occidentales obtenu par compilation de l'ensemble des données géologiques, géodésiques et géophysiques issues du programme GéoFrance 3D Alpes. Ce champ de déformation se révèle être fortement partitionné avec des zones en raccourcissement (Digne, Castellane) à l'avant du front pennique dans les zones externes et dans le domaine sudalpin, limitant ainsi les zones internes qui sont soumises à un régime transtensif généralisé.

III-Sismicité et géométrie d'échelle crustale.

1-SISMICITE.

Les zones internes des Alpes occidentales montrent une sismicité importante en relation avec la déformation active décrite précédemment. Cette sismicité a été caractérisée depuis la fin des années soixante dix par l'intermédiaire du développement de la sismicité instrumentale et plus particulièrement sous l'impulsion des données issues du réseau SISMALP, dès le début des années quatre vingt dix, et du réseau permanent de l'Institut de Géophysique de Gênes (IGG). L'ensemble des stations de ces deux réseaux est suffisamment dense sur l'ensemble des Alpes occidentales pour permettre une localisation précise des épicentres avec des incertitudes horizontales et verticales de l'ordre du kilomètre et des solutions focales faibles.

La figure 5-6 présente la répartition des stations à travers les Alpes occidentales et la localisation en profondeurs de l'ensemble des séismes enregistrés durant la campagne d'acquisition GéoFrance3D de 1996-1997. Cette carte de sismicité (fig.5-6) montre clairement que la plupart des séismes se localisent le long de trois "arcs sismiques" principaux (Rothé, 1941; Ménard et Thouvenot, 1984; Thouvenot *et al.*, 1990; Thouvenot, 1996), correspondant d'Ouest en Est à l'arc Briançonnais, Piémontais et Padan.

-L'arc briançonnais correspond à une importante sismicité superficielle avec des séismes localisés entre 2 et 10 kilomètres de profondeur, à l'Est du front pennique, au sein de la zone Briançonnaise. Les solutions focales calculées par C.Sue (1998) sur l'ensemble de l'arc sismique correspondent à des jeux normaux à composante décrochante dextre. L'analyse du régime sismotectonique de l'arc briançonnais suggère que cette activité sismique est directement liée au réseau de failles tardives de la Durance mais également au faisceau de faille Est-Briançonnais qui marque le contact entre la zone Briançonnaise et Piémontaise. L'arc sismique Briançonnais suit parallèlement la trace crustale de front pennique, indiquant une relation directe entre le jeu du réseau de faille superficiel et celui en profondeur du front pennique. Le régime sismotectonique correspond alors au rejeu du front pennique plus en profondeur.

-L'arc Piémontais montre un approfondissement des foyers des séismes entre 5 et 20 kilomètres de profondeur. Les épicentres définissent un arc d'orientation Nord-Sud qui dans sa partie Sud vient se greffer à l'arc Briançonnais. Dans cette partie, au Nord de l'Argentera, les deux arcs sismiques semblent se bloquer contre le front pennique, ou tout du moins contre le flanc Nord du massif cristallin externe de l'Argentera. Les solutions focales calculées par C.Sue (1998) sont similaires à celles obtenues pour l'arc Briançonnais avec une prédominance

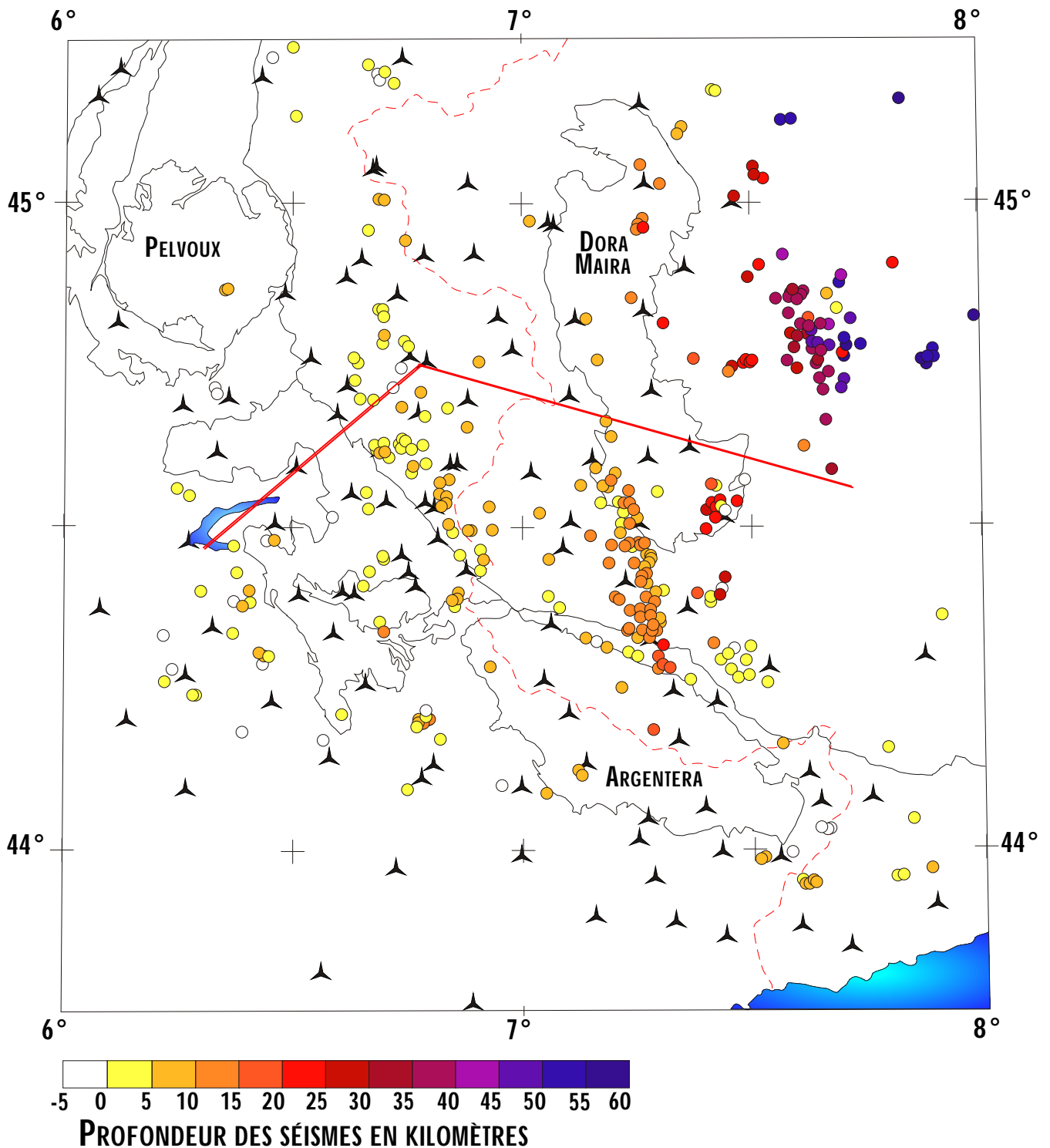


Figure.5-6-Carte de sismicité des Alpes occidentales.
 Les épicentres sont localisés en fonction de leur profondeur, le trait rouge indique la localisation de la coupe présenté sur la figure.5-7. Les étoiles noires indiquent la position des balises du réseau Sismalp et du réseau de l'IGG. Les séimes se localisent le long de trois arc sismiques, dont l'activité s'approfondie d'Ouest en Est.

des mécanismes extensifs. Cet arc est particulièrement actif au Sud sur des structures de surfaces (accident Sud-piémontais) tandis que plus au Nord il montre une activité sismique plus faible avec des séismes plus profonds et sans relation avec des structures tectoniques reconnues en surface.

-L'arc sismique padan (fig.5-6), apparaît sous la plaine du Pô, à l'Ouest du massif cristallin interne de Dora Maira. Il correspond à un essaim de sismicité localisé à grande profondeur, supérieure à 30 kilomètres. L'activité de cet arc s'observe également plus au Sud sous la forme d'un essaim sismique localisé sous le massif de Dora Maira en relation avec le fonctionnement de la ligne insubrienne. Contrairement à l'arc sismique Piémontais et Briançonnais les solutions focales calculées par N.Béthoux (travail en cours) montrent clairement des mécanismes en compression.

-Enfin, en plus des trois arcs précédemment définis, il y a une dernière zone qui correspond à la sismicité enregistrée dans les zones externes à l'avant du front pennique. L'activité sismique se révèle être diffuse et superficielle. La plupart des solutions focales calculées sont en compression, compatibles avec une tectonique en raccourcissement et chevauchements sous l'impulsion de l'écaillage crustal des massifs cristallins externes (marge européenne).

L'activité sismique est cohérente avec le champ de déformation actuel observé dans les Alpes occidentales. En effet, l'extension des zones internes apparaît comme un caractère majeur de la sismicité de l'ensemble de l'arc alpin occidental où l'ensemble des mécanismes au foyer déduits sont en extension ou transtension. Cette sismicité est localisée puisqu'elle se répartie le long d'arcs sismiques. Les seuls mécanismes au foyer en compression se localisent à l'extérieur des zones internes, soit à l'avant du front pennique dans les zones externes, soit à l'arrière de la ligne insubrienne sous la plaine du Pô. Cette compression suggère que la collision alpine est toujours active et s'exprime au front de la chaîne avec une sismicité superficielle et à l'arrière de la chaîne avec une sismicité localisée à grande profondeur (>20 km).

Enfin il faut souligner que les systèmes de failles décrochantes, qui s'observent aussi bien à l'avant des massifs cristallins externes que dans les arcs Briançonnais et Piémontais, jouent rôle important dans la déformation actuelle des Alpes. Les solutions focales déduites par Sue (1998) sont systématiquement compatibles avec des mouvements dextres le long des failles parallèles à la direction de l'axe de la chaîne. Ce comportement s'observe plus au Nord

avec le fonctionnement dextre reconnu sur les failles du Rhône et du Simplon (Maurer *et al.*, 1997). Cette part importante en décrochement de la déformation, généralisé à tout l'arc alpin, peut être attribuée au mouvement de rotation anti-horaire du bloc apulien vis à vis de l'Europe (Ménard, 1988; Anderson et Jackson, 1987; Lacassin, 1989; Vialon *et al.*, 1989; Ritz, 1991), induisant un champ de déformation en rotation dans la dynamique alpine en raccourcissement.

2-TOMOGRAPHIE CRUSTALE.

2-1-Données et procédures d'inversion.

L'utilisation des données sismiques enregistrées par le réseau temporaire lors de la campagne GéoFrance 3D permet d'obtenir, après sélection des 300 meilleurs événements (fig.5-6), une tomographie haute résolution d'échelle crustale (30km) sur une superficie de 160x160km² des Alpes occidentales (Paul *et al.*, 1999). Cette tomographie est obtenue par inversion des résidus des temps d'arrivée des vitesses (V_p et V_p/V_s) et des des paramètres épicaux, en utilisant la méthode proposée par Thurber (1983) et Eberhart-Phillips (1986). Ces résultats sont présentés sur la figure.5-7, qui correspond à deux cartes de vitesse des ondes P à 8 et 12 kilomètres de profondeur. De plus une coupe à travers le modèle de vitesse 3D est également présentée. Il permet de traverser l'ensemble de notre zone d'étude d'Ouest en Est sur une distance de plus de 120 kilomètres, selon un transect qui débute dans la zone Dauphinoise à la Bréole (6.31E; 44.47N) et se prolonge vers NE jusqu'à Château-Queyras (6.78E; 44.75N) où il change de direction pour se terminer au SE dans la plaine du Pô à Fossano (7.72E; 44.56N). Les épicaux représentés sur le profil correspondent aux épicaux locaux projetés perpendiculairement à la coupe, leur couleur est dépendante de leur profondeur. Les vitesses sont représentées suivant un code de couleur conventionnel et les courbes d'isovaleur 6 et 6.5 (en pointillés), 7 et 7.5 (en pointillés) km/s sont tracées sur la coupe.

2-2-Discussion des résultats.

Les principaux résultats déduits de la tomographie sismique (fig.5-7) sont les suivants:

-A l'avant des nappes de flyschs, les vitesses de propagation sismique sont faibles pour des niveaux structuraux superficiels entre 0.2 et 5 kilomètres. Ces anomalies à faible vitesse peuvent correspondre à du remplissage sédimentaire de bassin actuellement caché en surface.

-Des vitesses de propagation faibles, entre 5.2 et 5.8 km/s, sont localisées sous la zone Briançonnaise et sont associées à une intense activité sismique superficielle entre 0.2 et 8

kilomètres de profondeurs. Ces faibles vitesses sont interprétées comme l'image sismique de l'empilement de nappes Briançonnaises au dessus du front pennique.

-Une bande à fortes vitesses (>6 km/s) de 5 kilomètres d'épaisseur plongeant à 45 degrés vers l'Ouest, localisée à faible profondeur (0 et 5km) sous la zone Piémontaise à l'Ouest du massif de Dora Maira. Cette anomalie est interprétée comme la trace en profondeur des ophiolites du massif du Monviso.

-Une zone à fort gradient de vitesse localisé à 5 kilomètres de profondeur sous les ophiolites du massif du Monviso. Ce domaine à fort gradient de vitesse est attribué à de forts contrastes rhéologiques compatibles avec la présence d'écailles crustales bloquées sous les éclogites du Monviso et au dessus d'une zone à vitesses de propagation sismique élevées (>7 km/s). La limite inférieure de cette anomalie est le siège d'une intense activité sismique correspondant à l'arc sismique Piémontais.

-L'anomalie de vitesse la plus visible du profil tomographique correspond à importante zone à forte vitesse (>7 km/s) localisée sous le massif de Dora Maira et dont le toit est localisé à 6 kilomètres de profondeur. Ce domaine est interprété comme la signature sismique d'un corps mantellique. La forme de ce corps est particulièrement bien visible sur la carte des vitesses des ondes P à 12 kilomètres de profondeur (fig.5-7). Il s'étend en direction Nord-Sud sous le massif de Dora Maira et semble rejoindre au Nord l'anomalie du corps d'Ivrée. Plus en profondeur, entre 15 et 20 kilomètres, l'anomalie à forte vitesse s'atténue permettant d'isoler un deuxième domaine à forte vitesse sismique (>7 km/s) attribué à du matériel mantellique. Cette zone se prolonge vers l'Est en profondeur pour rejoindre le manteau lithosphérique apulien. Cependant le prolongement semble être discontinu, en effet le modèle tomographique semble indiquer l'existence de deux corps mantelliques séparés par une zone à plus faible vitesse. Cette zone de séparation correspond également à une zone sismiquement active avec une répartition des séismes le long d'un axe sub-vertical entre 20 et 28 kilomètres de profondeur. Cet axe sismique se localise à l'aplomb de la ligne insubrienne. Cependant le découpage de l'anomalie à forte vitesse peut être également interprété comme un artefact lié à un sous échantillonnage sismique due à l'hétérogénéité de répartition des séismes qui sont localisés le long d'un axe sismique. Sur la carte présentant les vitesses des ondes P à 12 kilomètres l'anomalie à forte vitesse semble clairement ne pas se prolonger au Sud au delà du front pennique.

IV-Interprétation et discussion: une coupe d'échelle crustale.

L'utilisation combinée des données géologiques, géochronologiques et géophysiques apporte des contraintes fortes pour la caractérisation d'une coupe crustale à travers la zone d'étude (fig.5-8-A et B).

1-CONSTRAINTES GEOLOGIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES.

Ces contraintes sont représentées sur la carte géologique des Alpes occidentales et les coupes associées présentées dans le chapitre 1. Ces documents tiennent compte des subdivisions lithologiques et tectoniques mais également des sautes métamorphiques et géochronologiques. Une des caractéristiques majeures dans les zones internes des Alpes occidentales est l'abondance des structures fragiles extensives et décrochantes, quelques fois réactivant des structures ductiles précoces chevauchantes (fronts pennique et briançonnais) ou des failles normales (contact Viso / schistes lustrés du Queyras). Dans la zone Piémontaise, les limites entre les unités tectono-métamorphiques correspondent à des chevauchements, des failles normales ductiles (conditions du faciès des schistes verts) ou la combinaison des deux, compatibles alors avec une tectonique extrusive où les failles normales sont localisées au sommet de l'unité et les failles inverses à la base (zone d'Acceglio par exemple). De plus le sous-bassement de l'édifice tectonique piémontais (sous les unités à très haute-pression) est caractérisé par la présence d'écailles crustales dérivées de la marge européenne (Pinerolo-Sanfront) et métamorphisées à la transition des conditions du faciès des schistes bleus et des éclogites. Cette disposition impose la présence, en profondeur, d'écailles crustales sur lesquelles sont disposées les unités à haute-pression et ultra-haute-pression. De plus, les Schistes lustrés du Queyras ont été basculés au cours du temps vers l'Ouest de plusieurs dizaines de degrés autour d'un axe supposé horizontal pour aboutir à leur géométrie actuelle. Cette géométrie correspond à un plan de foliation régulièrement penté de trente degrés en moyenne vers l'Ouest. La géométrie d'échelle crustale proposée est donc dès lors compatible avec le poinçonnement vertical et le basculement des Schistes lustrés aux derniers stades d'exhumation du complexe éclogitique (Viso-Dora Maira).

Les données géochronologiques obtenues dans les zones internes (chapitre 3), démontrent que la remontée et l'exhumation des roches de haute-pression est diachrone. Il existe en effet un important diachronisme d'Ouest en Est mais également du haut vers le bas de l'édifice tectonique, avec les âges les plus jeunes pour les unités les plus orientales, les plus métamorphiques et les plus basses dans l'édifice de nappes. Ainsi les unités éclogitiques sont

exhumées plus tardivement que les unités schistes bleus du Queyras. Les limites tectoniques entre les blocs crustaux rendent ainsi compte des principales discontinuités chronologiques.

2-CONTRAINTES GEOPHYSIQUES.

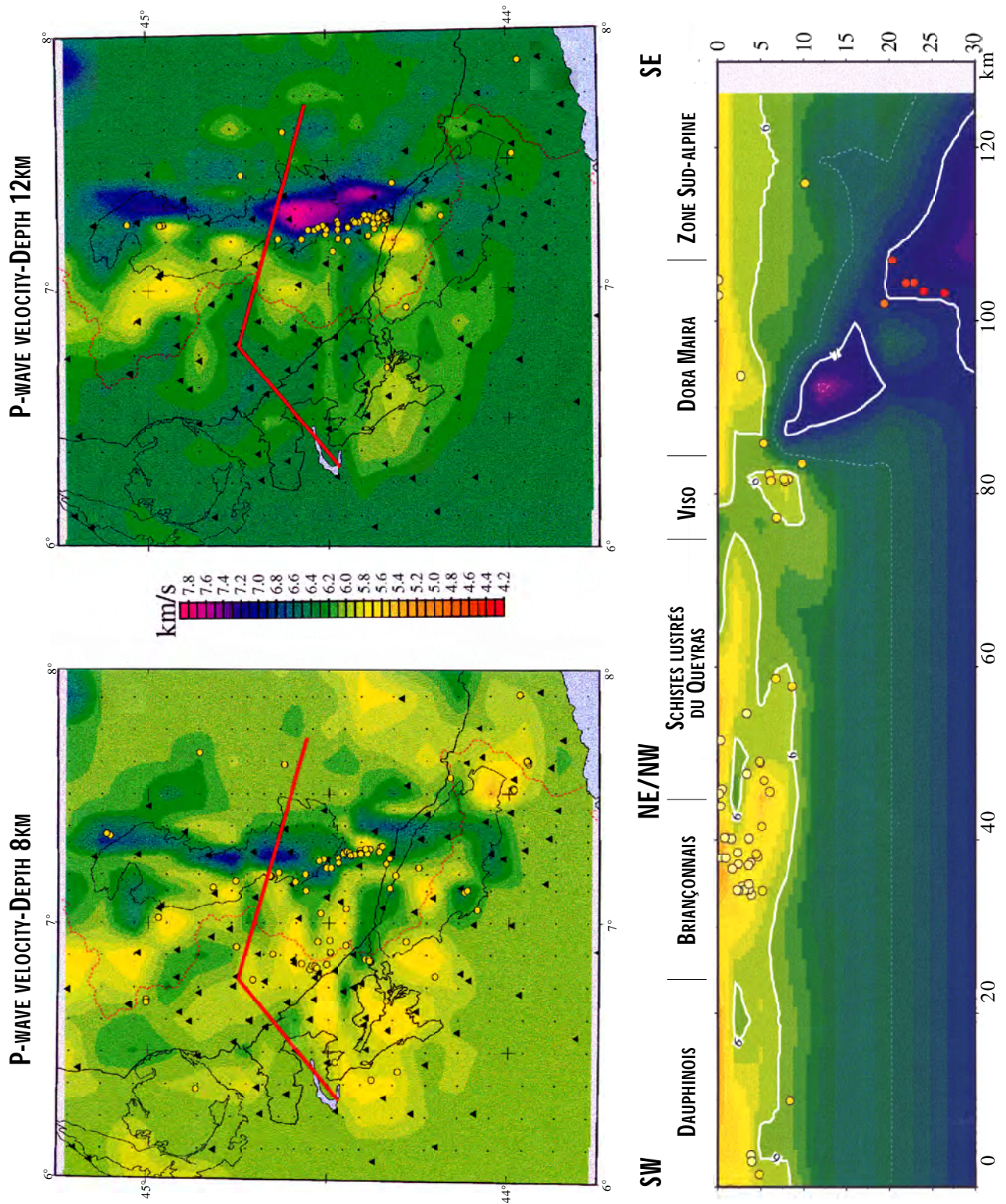
L'activité de l'arc Briançonnais correspond au fonctionnement superficiel du réseau de failles de la Durance dont le jeu en profondeur (5 km) est contrôlé par l'inversion du front pennique. Pour l'arc Piémontais, les séismes les plus profonds (entre 20 et 25 km) sont interprétés comme la trace sismique du fonctionnement en profondeur de la ligne insubrienne. Les séismes moins profonds (<10 km) localisés sous le massif du Monviso et sous le massif de Dora Maira, se disposent le long de limites lithologiques fortes qui sont affectées par une tectonique extensive importante.

Les données tomographiques montrent clairement d'une part que les ophiolites du Monviso se prolongent depuis la surface jusqu'à une profondeur de 20 kilomètres sous les Schistes lustrés et d'autre part imagent la présence d'un coin de manteau froid et rigide d'origine apulienne sous le massif de Dora Maira. Ce coin mantellique est en position superficielle, son toit est en effet à moins de 6 kilomètres de profondeur. Ce manteau superficiel semble découplé d'un manteau plus profond par l'intermédiaire d'un système de failles inverses aveugles sous les sédiments tertiaires de la plaine du Pô mais dont l'équivalent en surface correspond à la ligne insubrienne.

La structure profonde, au delà de 30 kilomètres, n'est absolument pas contrainte à cause d'une absence totale d'activité sismique. La position du Moho est estimée par extrapolation des données issues du profil Ecors-Crop (Nicolas *et al.*, 1990; Tardy *et al.*, 1990) réalisé plus au Nord (fig.5-8-A).

En définitive notre modèle de coupe crustale (fig.5-8-B) bénéficie d'importantes contraintes géologiques et géophysiques sur ses dix premiers kilomètres de profondeur depuis le domaine Dauphinois jusque sous le massif de Dora Maira. Au niveau de l'arc Padan, l'activité sismique profonde (20-30km) permet de fournir des contraintes significatives quant à la géométrie du manteau sous le massif de Dora Maira et de la Plaine du Pô. Par contre, le modèle n'est pas contraint pour des profondeurs plus importantes, et la localisation du Moho sous les zones externes en position plus externe, est extrapolée à partir des données issues du profil Ecors (Tardy *et al.*, 1990).

Figure.5-7-Présentation des résultats tomographiques obtenus après inversion des résidus de temps d'arrivée obtenus dans les Alpes occidentales. Trois coupes sont présentées à travers le bloc 3D d'échelle crustale. Les deux premières correspondent à des coupes horizontales montrant les vitesses des ondes P à 8 et 12 kilomètres de profondeur. La troisième représentation est coupe verticale le long du transect La Bréole-Château Queyras-Fossano.



3-DISCUSSION DU MODELE.

L'interprétation, d'échelle crustale, de la structure récente à actuelle des Alpes occidentales que nous proposons offre les caractéristiques géométriques principales suivantes:

-L'existence d'une écaille mantellique froide et rigide d'affinité apulienne sous le massif de Dora Maira en position élevée (toit à 6 km de profondeur). Ce corps mantellique rigide est découpé et tronqué par un système de failles verticales enraciné à grande profondeur (40 à 50 km) dont l'expression en surface, correspond à la ligne insubrienne.

-Le manteau apulien agit comme un indenteur qui permet la délamination de la croûte européenne (butoir mantellique). Il contrôle également les derniers kilomètres de l'exhumation des roches de haute-pression (ophiolite du Monviso et complexe de Dora Maira).

-L'architecture profonde se caractérise par le sous-placage d'écailles crustales détachées de la lithosphère européenne. Certaines de ces écailles, comme la zone d'Acceglio, sont mises en place à la faveur d'extrusions tectoniques au sein des Schistes lustrés.

-Les ophiolites éclogitisées du massif du Monviso, plongent vers l'Ouest à plus de 20 kilomètres de profondeur sous les Schistes lustrés du Queyras.

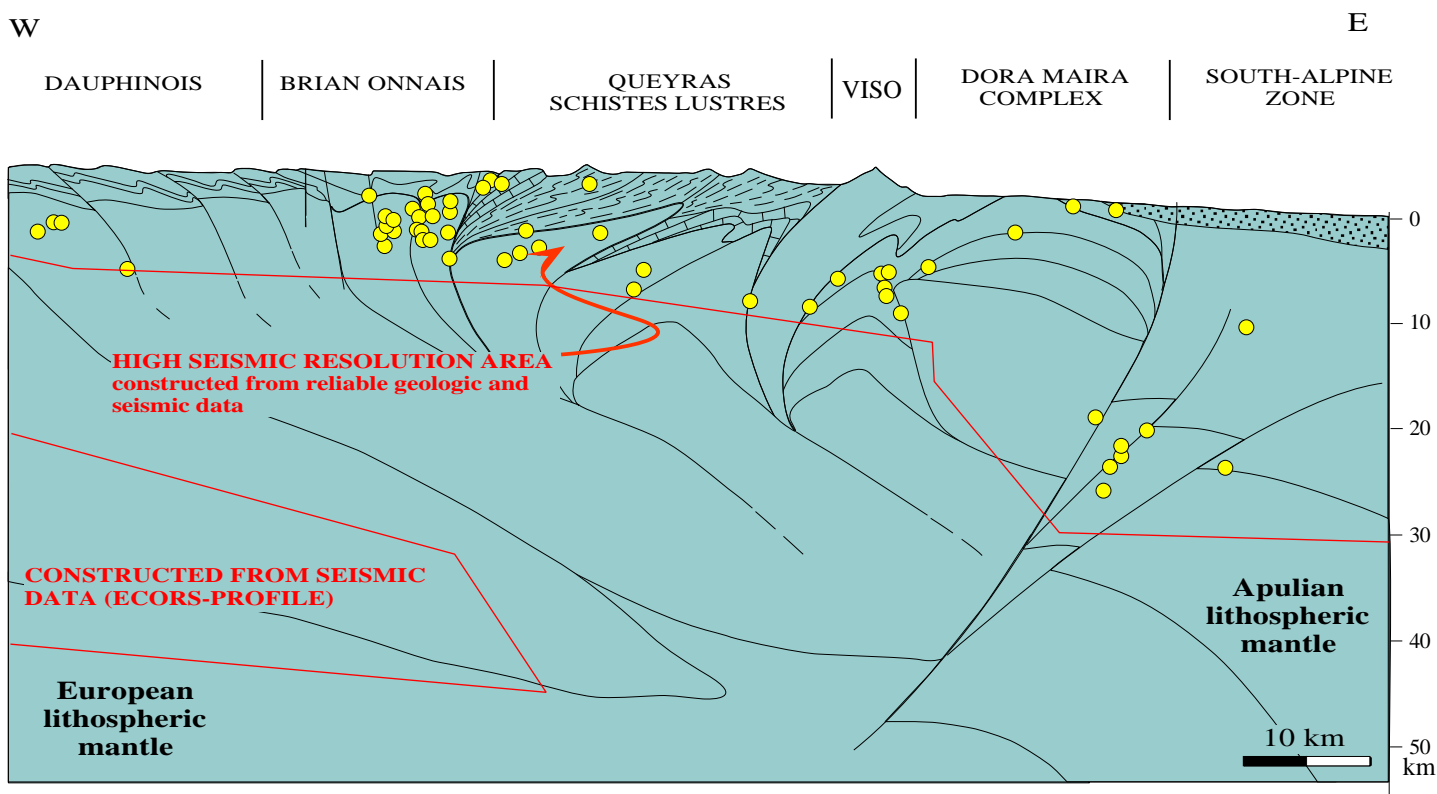
-La caractérisation d'une tectonique contrastée avec 1)-un arc sismique Briançonnais correspondant à un réseau de failles normales associées à des failles décrochantes et traduisant un régime transtensif dominant. 2)-Un arc sismique Piémontais résultant de l'activité de l'indenteur mantellique avec une localisation des épïcêtres à la frontière entre le butoir mantellique et l'édifice d'écailles crustales européennes. 3)-Enfin un arc sismique padan plus profond s'exprimant par des failles inverses associées à des failles décrochantes qui accommodent le raccourcissement de la croûte apulienne.

-L'augmentation de l'épaisseur de la lithosphère sous la partie Sud des zones internes qui est compatible avec l'image d'un "slab" européen actuellement en subduction. La terminaison de la croûte européenne pourrait alors correspondre à une portion de croûte partiellement éclogitisée.

4-VALIDATION DU MODELE CRUSTAL PAR L'UTILISATION DES DONNEES GRAVIMETRIQUES.

Les données gravimétriques utilisées sont issues des travaux de Masson et al. (1999) réalisés dans le cadre du programme GéoFrance 3D. Il s'agit de la carte d'anomalie de Bouguer couvrant l'ensemble des Alpes occidentales et d'une partie de son avant pays, dessinée en interpolant l'anomalie sur une grille régulière (0.025°x0.025°) par une technique de krigeage (fig.5-9).

A-CONSTRAINTES GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES



B-COUPPE CRUSTALE INTERPRETATIVE

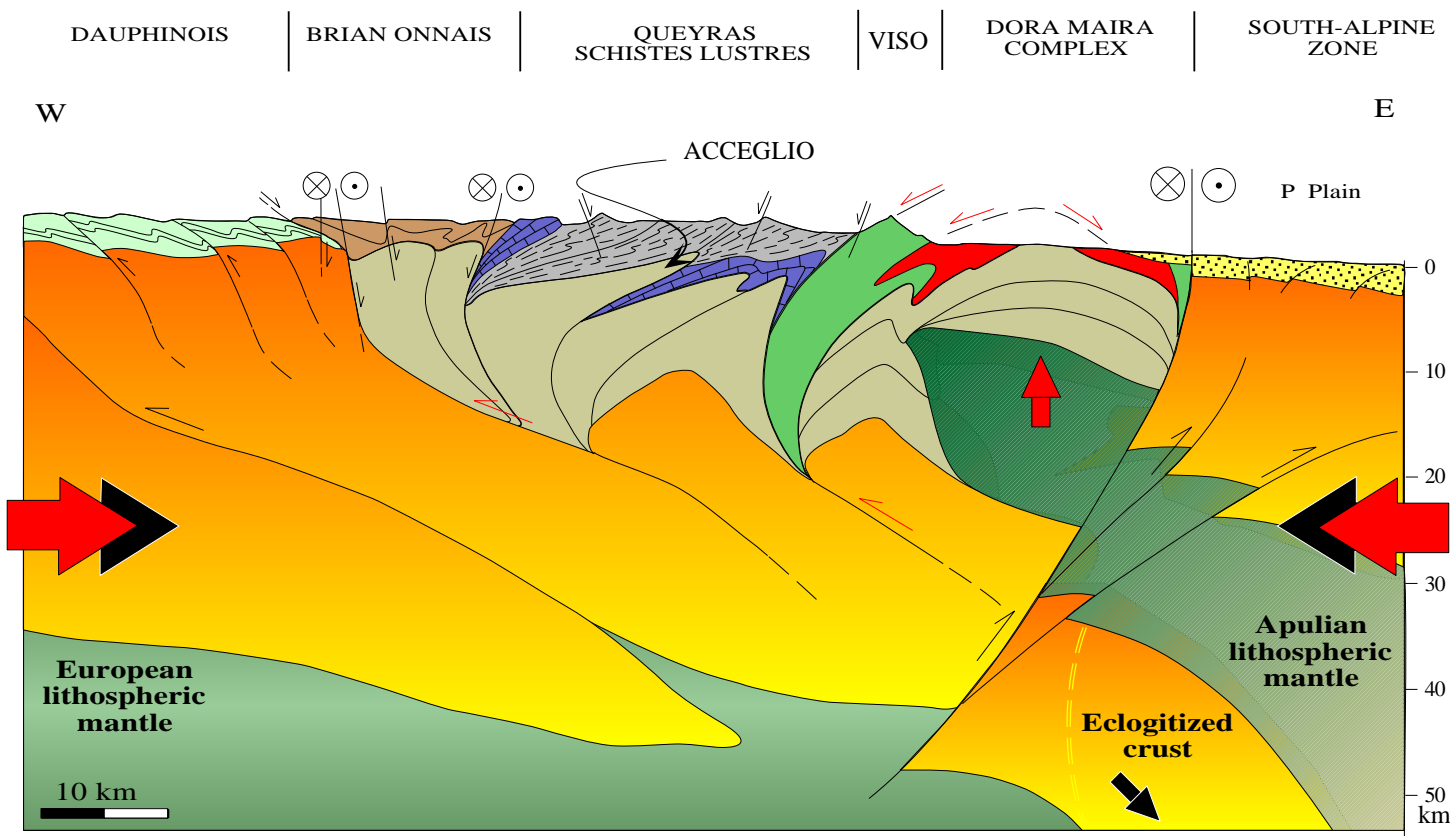


Figure.5-8-Coupe crustale interprétative de la partie Sud des Alpes occidentales. La coupe passe par La Bréole-Chateau Queyras-Fossano, le tracé est indiqué sur la *figure.5-6*.
 A-Contraintes géologiques et géophysiques ayant été utilisé pour concevoir la coupe; avec localisation des principaux séismes (Paul *et al.*, 1999).
 B-Coupe crustale, "habillée" lithologiquement, de la partie Sud des Alpes occidentales. Les flèches en noir indiquent la cinématique actuelle, en rouge la cinématique oligo-miocène.

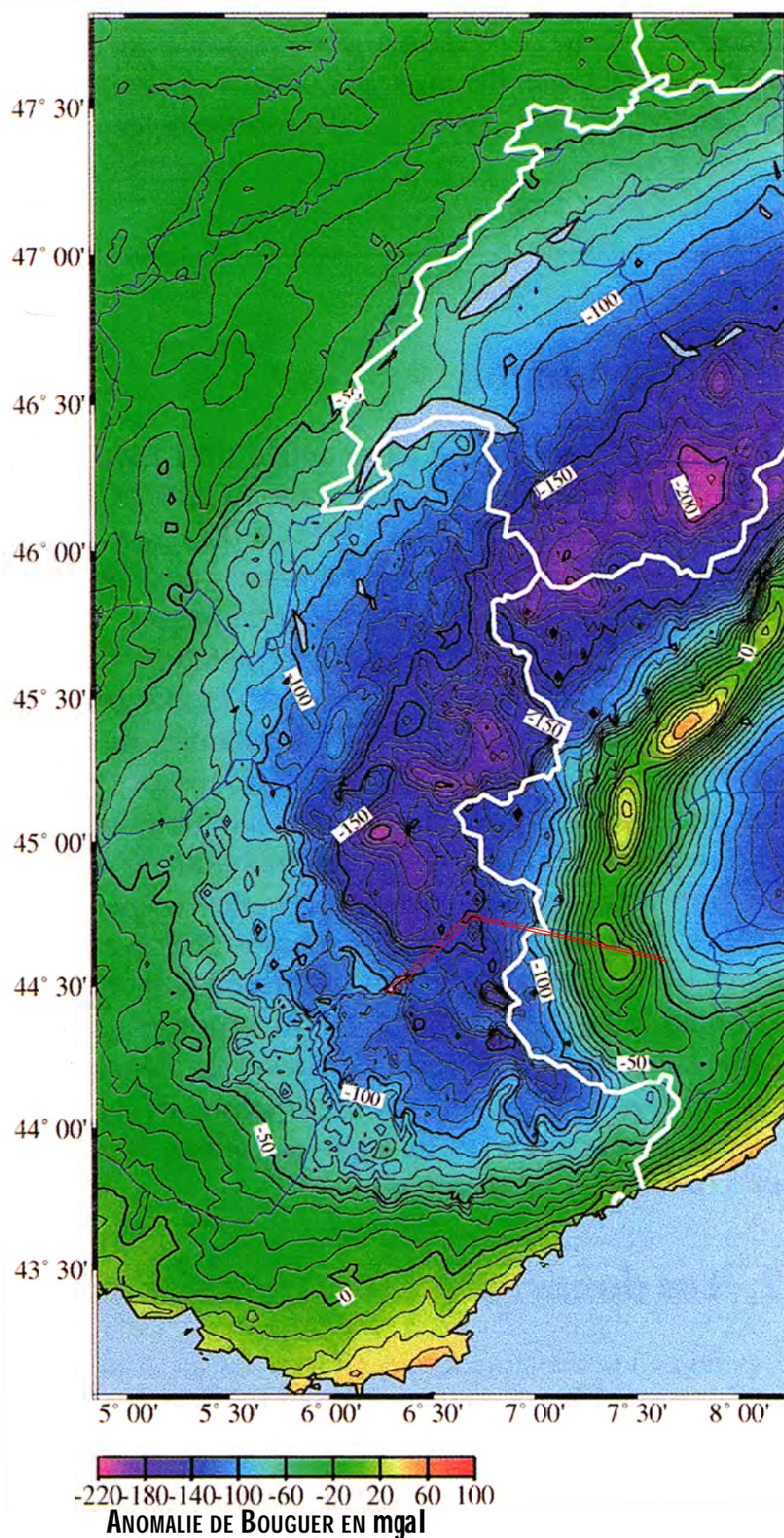


Figure.5-9-Carte de l'anomalie de Bouguer des Alpes occidentales et des régions avoisinantes (d'après Masson *et al.*, 1999).

Cette carte montre une forte anomalie positive sous le massif de Dora Maira en continuité avec le corps d'Ivrée plus au Nord. Le trait rouge indique le tracé de la coupe d'échelle crustale présentée sur la *figure.5-8*.

Les cartes d'anomalies de Bouguer dans les zones orogéniques montrent généralement des variations négatives-positives à grande longueur d'onde, avec une forte anomalie négative à l'aplomb de l'axe de la chaîne (Karner et Watts, 1983). Ces variations de l'anomalie de Bouguer dans les chaînes de montagne, sont interprétées comme liées à des changements de densité de la lithosphère suite à des variations d'épaisseur de la croûte au détriment de celle de manteau.

Les Alpes occidentales n'échappent pas à la règle, la carte d'anomalie de Bouguer (fig.5.9) montre clairement des fluctuations négatives-positives, avec de fortes valeurs négatives (-150 mgal) sous la zone Briançonnaise. Plus à l'Est, les valeurs deviennent brusquement positives à plus de +80 mgal, elles se rassemblent le long d'une étroite bande de forme arquée, d'allongement parallèle à l'axe de la chaîne allant de Cuneo à Locarno et définissant la légendaire "anomalie d'Ivrée" (Niggli, 1946). La partie la plus orientale présente des valeurs de nouveau négatives (-120 mgal), et sont interprétées comme la signature gravimétrique du remplissage sédimentaire des bassins subsidents de la plaine du Pô.

Afin de tester la validité de notre coupe d'échelle crustale (fig.5-8), nous avons utilisé les données gravimétriques (fig.5-9). Pour cela, il a été réalisé un profil gravimétrique le long du tracé de la coupe La Bréole-Chateau Queyras-Fossano. Ce profil d'anomalie de Bouguer observé a été comparé à un profil théorique d'anomalie, modélisé à partir de notre coupe crustale. Ce profil théorique a été calculé par F.Masson en utilisant un modèle de répartition des densités en profondeur, basé sur la géométrie des différentes unités de la coupe crustale (fig.5-10).

Les valeurs de densité utilisées pour la croûte continentale sont celles classiquement proposées dans la littérature (Turcotte et Schubert, 1982), avec des densités de 2.40 à 2.60 g/cm³ pour la couverture sédimentaire, de 2.75 g/cm³ pour la croûte supérieure et de 2.80 g/cm³ pour la croûte inférieure. La racine éclogique a été créditée d'une densité de 3.20 g/cm³ supérieure à la valeur du manteau apulien à 3.15 g/cm³ et inférieure à la densité du manteau lithosphérique européen à 3.30 g/cm³.

Une densité de 2.85 g/cm³ a été utilisée pour les ophiolites du Monviso, valeur plus faible que la densité du manteau et des éclogites continentales, cette valeur intermédiaire étant justifiée par le fait que le massif du Monviso est constitué de petits volumes d'éclogites emballés dans une matrice de serpentinites (Blake *et al.*, 1995, Schwartz *et al.*, 2000).

Le signal gravimétrique d'un tel modèle rend parfaitement compte des anomalies observées. En effet les deux profils se juxtaposent de façon cohérente (fig.5-10). Les anomalies de

ALPS - GRAVITY MODELLING

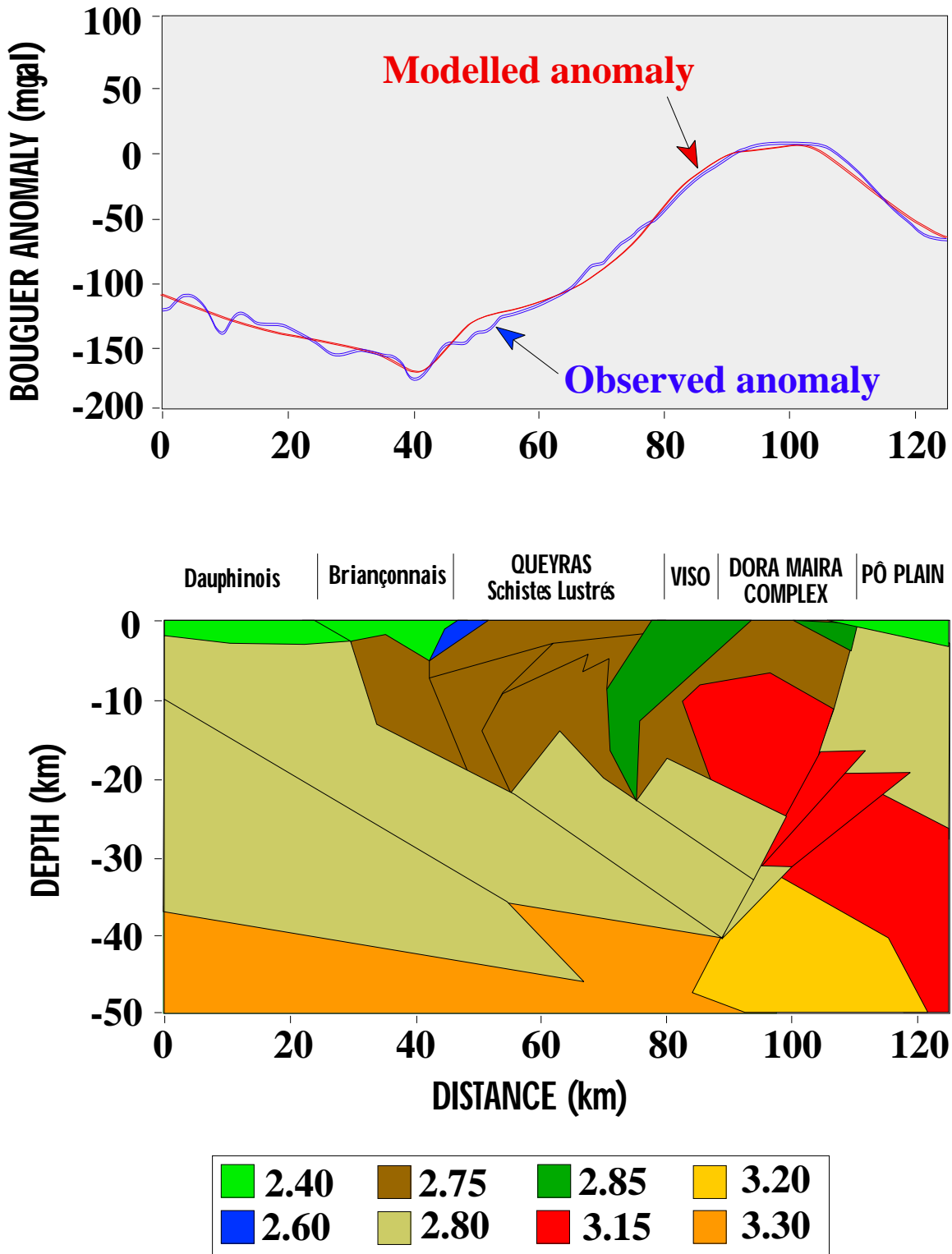


Figure.5-10-Profil gravimétrique calculé d'après un modèle de densité issue de la coupe crustale La Bréole-Chateau Queyras-Fossano et comparé au signal gravimétrique observé le long du transect.

Bouguer négatives à -150 mgal sont liées dans notre modèle à un épaississement de la croûte inférieure dont le maximum d'épaisseur se localise à l'aplomb de la zone Briançonnaise (à 40 km sur le profil). La brusque augmentation des valeurs de l'anomalie de Bouguer jusqu'à des valeurs positives dont le maximum se situe sous le complexe de Dora Maira, est liée dans notre modèle à une augmentation de la densité en profondeur, cet excès de masse étant assuré par la présence de l'indenteur mantellique apulien associé à la racine crustale éclogitisée.

Ainsi, notre coupe d'échelle crustale et le modèle de densité associé sont cohérents avec le signal gravimétrie observé, permettant de valider notre modèle géométrique et de répartition des masses le long du transect La Bréole-Chateau Queyras-Fossano.

5-MODELES DE COMPENSATION.

Les données d'anomalie de Bouguer permettent de rendre compte de la répartition des masses en profondeur en s'affranchissant de l'excès de masse lié à la topographie. Pour estimer la topographie induite par notre modèle de densité (fig.5-10) le long du profil La Bréole-Chateau Queyras-Fossano, nous avons prolongé le modèle de densité jusqu'à une surface de compensation de 100 kilomètres de profondeur (fig.5-11), au niveau de laquelle la densité est homogène le long du profil. Nous avons appliqué, à cette coupe de densité étendue, un modèle d'Airy où les variations d'altitude sont compensées par des variations latérales de l'épaisseur d'une couche de densité constante. Cette opération réalisée en tout point de la coupe est comparée à une colonne de référence, ce qui permet d'obtenir un profil topographique théorique à l'équilibre avec la répartition des masses en profondeur. Les calculs de compensation sont réalisés en utilisant plusieurs types de colonnes de référence qui correspondent à des croûtes de 30 à 35 kilomètres d'épaisseur et de composition variable. Les différents profils topographiques théoriques obtenus sont comparés au profil topographique réel le long du transect La Bréole-Chateau Queyras-Fossano. Cependant, il est important de souligner que la topographie réelle, calée sur le tracé de la coupe crustale, passe dans la zone Dauphinoise au niveau du fond de la vallée du Guil. Dans cette configuration la topographie réelle de la zone Dauphinoise n'est pas représentative de la topographie réelle moyenne qui est nettement plus élevée, supérieure à 3000 mètres. L'ensemble des résultats est présenté sur la figure 5-12. Il ressort de cette modélisation, que suivant la colonne de référence choisie, les profils théoriques ont toujours les mêmes formes mais sont plus ou moins décalés en altitude. Nous pouvons regrouper les profils suivant deux grandes familles:

ALPES - MODELE DE COMPENSATION

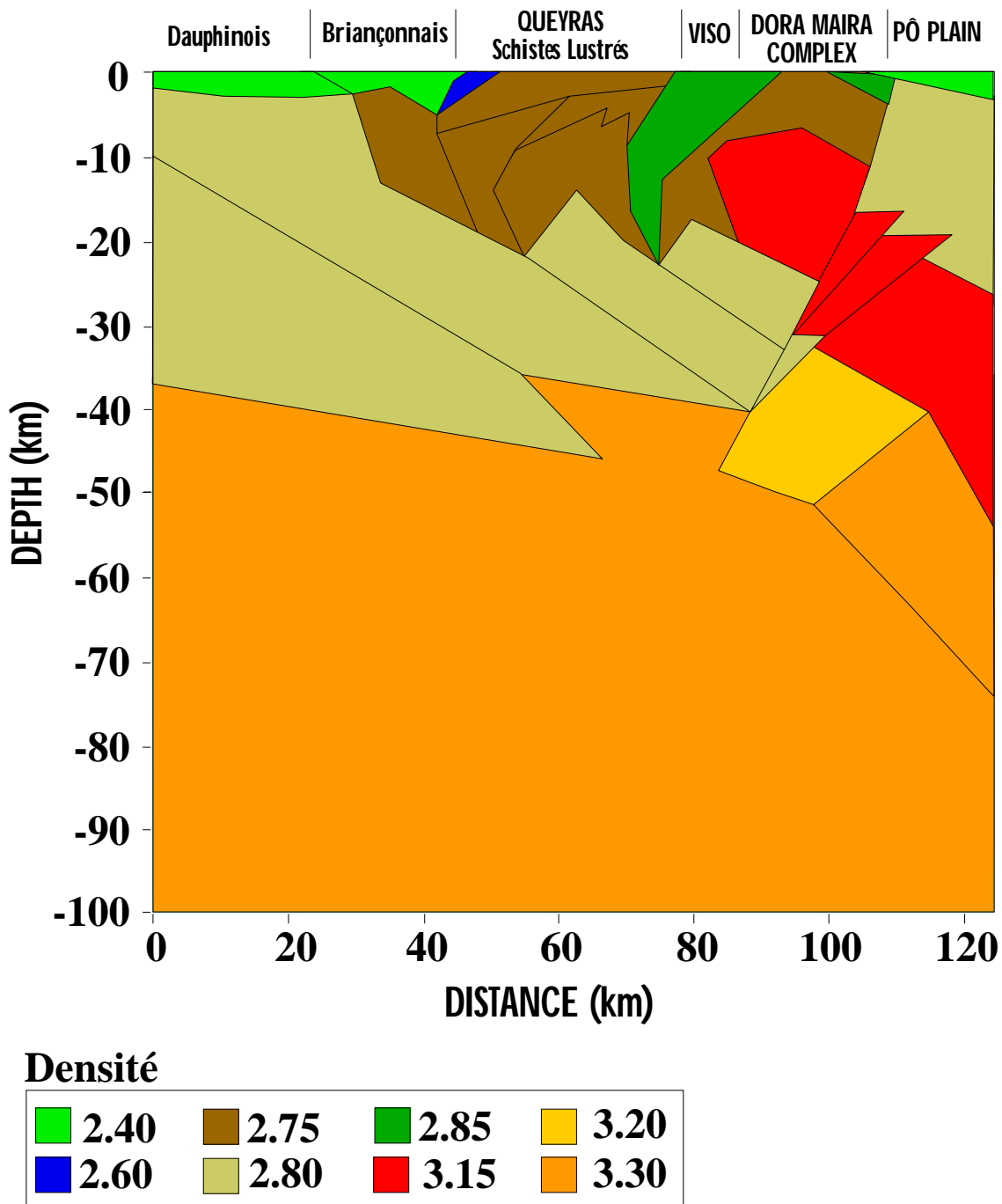


Figure.5-11-Profil de densité utilisé pour le modèle de compensation le long du transect La Bréole-Chateau Queyras-Fossano. La surface de compensation se fait à 100kilomètres de profondeur dans le manteau.

-La première famille de modèles, obtenue pour des épaisseurs de colonne de référence de 30 km, montre des profils théoriques totalement décalés par rapport à la topographie réelle, où seul trois points sont à l'équilibre le long du transect (point de recoupement), localisés vers 15 kilomètres dans la zone Dauphinoise, à 60 kilomètres au coeur du Queyras et 120 kilomètres dans la plaine du Pô (modèles 1-2-3). Avec de tels modèles l'ensemble des zones internes sont en déséquilibre, positif au niveau du Viso et de Dora Maira et du Dauphinois (topographie réelle plus élevée que celle fournie par le modèle) et négative dans le Briançonnais. Dans ce cas, l'ensemble de la chaîne est en déséquilibre isostatique, ce qui est difficile à envisager.

-Par contre la deuxième famille de modèles, obtenue pour des épaisseurs de croûte de la colonne de référence entre 32 et 35 km, montre l'existence d'une large zone à l'équilibre correspondant à la zone Briançonnaise limitée de part et d'autre par des zones en déséquilibre positif (topographie réelle plus élevée que celle fournie par le modèle) dans la zone Dauphinoise et dans les unités du Queyras-Viso-Dora Maira. L'équilibre se faisant progressivement dans la plaine du Pô (modèles 4-5-6-7). Dans cette configuration, les modèles topographiques peuvent être discutés dans le cadre tectonique actuel. Pour cela, nous avons choisi de présenter en détails le modèle 4 qui nous semble le plus convaincant vis à vis des contraintes géologiques disponibles.

Ce modèle repose sur une colonne de référence de 32 kilomètres de croûte continentale constituée par 2 km de sédiments (densité de 2.40 g/cm^3), 20 km de croûte supérieure (densité de 2.75 g/cm^3) et 10 km de croûte inférieure (densité de 2.80 g/cm^3). L'anomalie positive sous l'ensemble de la zone Piémontaise (Viso-Queyras-Dora Maira) indique, si le modèle est correct, que l'équilibre topographie est réalisé pour une altitude très faible, proche de -2000 mètres sous le massif de Dora Maira. Or la topographie réelle de cette même zone, montre une altitude moyenne à 500 mètres. Cette observation impose que la zone Piémontaise et plus particulièrement le massif de Dora Maira, soit maintenue en position topographique élevée par des forces tectoniques. De la même façon, la zone Dauphinoise présente une altitude plus élevée que l'altitude prévue par le modèle, cette tendance est d'autant plus accentuée si l'on se décale de quelques kilomètres plus au Nord où l'altitude du Pelvoux dépasse les 4000 mètres. Cette observation impose que la zone Dauphinoise soit elle aussi maintenue en position topographique anormalement haute actuellement. Ceci est en accord avec les dernières données GPS issues du programme GéoFrance 3D, qui montrent que les massifs cristallins

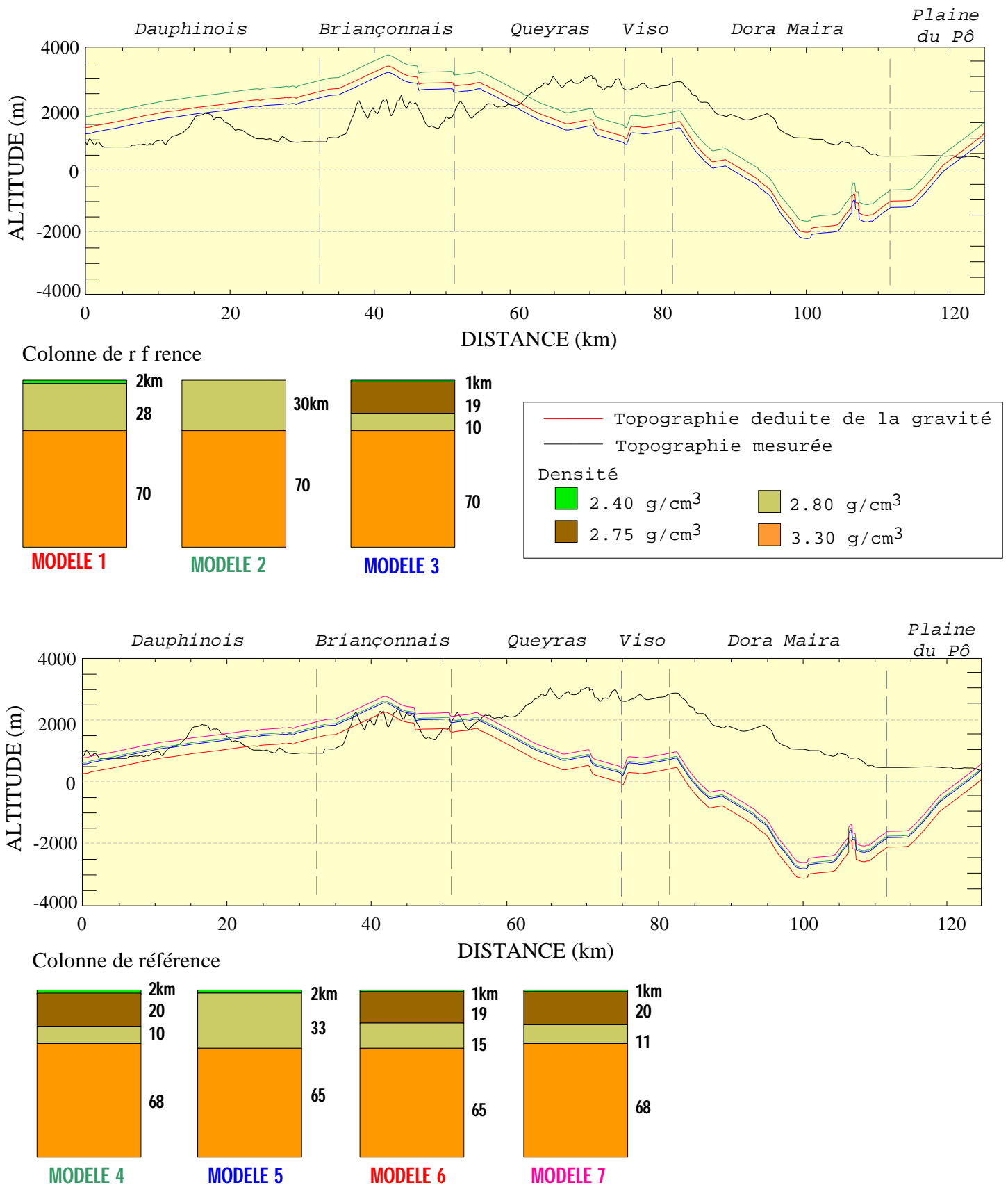


Figure.5-12-Topographie déduite de la gravimétrie, en utilisant différents modèles de compensation, comparée à la topographie mesurée le long du transect La Bréole-Chateau Queyras-Fossano. Les résultats sont regroupés en deux groupes principaux: A-Modèles présentant des profils théoriques décalés avec le profil mesuré et ne montrant pas de surface d'équilibre, B-Modèles présentant des profils avec une zone d'équilibre centrée sur la zone Briançonnaise.

externes sont en surrection actuellement, avec un déplacement vertical de plus de 3 mm/an (Calais *et al.*, 1999).

Etant donné que seule la zone Briançonnaise est à l'équilibre topographique, le jeu différentiel produit par la surrection des massifs cristallins externes impose une tectonique en faille normale localisée à l'interface entre zone Briançonnaise et zone Dauphinoise. Ce qui est en parfait accord avec les données sismotectoniques discutées précédemment pour la zone Briançonnaise.

Il ressort de cette étude que si notre coupe d'échelle crustale est acceptée, alors cette partie des Alpes occidentales n'est pas à l'équilibre isostatique. La surrection des massifs cristallins externes, et donc leur topographie particulièrement élevée (> 4000 mètres), tout comme la topographie anormalement élevée de la zone Piémontaise interne (massif de Dora Maira en particulier) impose que les forces aux limites soient supérieures aux forces de volumes. La position anormalement élevée de ces deux domaines résulte alors du raccourcissement horizontal lié à la convergence actuelle qui affecte la chaîne alpine avec des vitesses inférieures au centimètre par an.

6-INTERPRETATIONS GEODYNAMIQUES.

6-1-Butoir mantellique et écaillage profond de la croûte européenne.

Un point important qui ressort de notre modèle est la présence d'un coin de manteau en position superficielle, à quelques 6 kilomètres de profondeur, localisé sous le massif de Dora Maira. Sa position à la base du massif de Dora Maira et son prolongement sous la croûte apulienne sont compatibles avec une origine strictement apulienne pour ce corps mantellique. Si c'est le cas, ce manteau appartient à une portion de la lithosphère de la marge passive Sud-Alpine développée lors de l'océanisation liasique. Dans cette conception, ce manteau a été en position superficielle, entre 15 et 20 kilomètres de profondeur, de manière très précoce, en tout cas longtemps avant la collision alpine. Ce corps mantellique apulien, froid et rigide, n'a donc du, pour atteindre sa position actuelle, remonter que d'une dizaine de kilomètres vers la surface. Le modèle d'échelle crustale que nous proposons est de ce point de vue compatible avec la récente interprétation du profil ECORS proposé par Roure *et al.* (1996) où le manteau apulien joue le rôle de "mantle back-stop".

Tout au long de la subduction océanique, ce coin de manteau n'a pas joué un rôle actif dans les processus d'enfouissement et d'exhumation des roches éclogitiques. Ce n'est que lorsque la marge passive européenne va rentrer en subduction, au Tertiaire, que le manteau va jouer un

rôle prépondérant sur la structuration de la chaîne alpine. Le coin de manteau joue comme un véritable indenteur (fig.5-8-B) qui produit tout au long de la collision continentale un important écaillage de la marge passive européenne. Parallèlement et progressivement le coin mantellique remonte le long du paléo-plan de subduction pour atteindre sa position actuelle. Au cours de cette remontée, il soulève et exhume une partie des écailles crustales européenne et l'ensemble du complexe éclogitique (Dora Maira-Viso). Il est ainsi responsable de la partie finale de l'exhumation des éclogites (depuis 20 km jusqu'à la surface). Les données géophysiques (tomographie crustale) nous ont conduit à proposer le découpage de ce poinçon mantellique rigide en deux morceaux (fig.5-8-B). Ce découplage est assuré par un système de failles inverses verticalisées en surface et dont le jeu est en transpression. Ce découpage du butoir rigide a des conséquences dynamiques importantes. En effet, tandis que la partie supérieure du coin mantellique poinçonne avec une composante verticale significative, les unités éclogitiques et les Schistes lustrés sus-jacents, la partie inférieure du butoir va transférer la compression vers l'avant pays et contrôler, au moins en partie, le raccourcissement (chevauchements) actuel de la croûte européenne et la surrection des Massif Cristallins Externes.

6-2-Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et exhumations des roches de haute-pression.

Les données géodésiques (DeMets *et al.*, 1990; Calais *et al.*, 1999; Sue *et al.*, 2000) et paléomagnétiques (Le Pichon *et al.*, 1988) montrent que les Alpes, sont à l'heure actuelle, soumises à une compression NW-SE. Une première condition imposée aux limites du système Alpin est donc un raccourcissement horizontal. Ce raccourcissement horizontal est également nécessaire au maintien d'une topographie anormalement élevée dans la zone Piémontaise. L'extension qui affecte les zones internes (fig.5-5) est donc clairement une extension syn-convergence. Par ailleurs, l'écaillage de la lithosphère européenne par le butoir mantellique va provoquer un poinçonnement vertical des unités alpines éclogitiques (sur notre coupe, Monviso et Dora Maira). Comme le bord le plus libre du système considéré est la surface, le déplacement principal des unités éclogitiques sera vertical, comme cela a déjà été suggéré sur la transversale du Grand Paradis (Rolland *et al.*, 2000). Dans un tel régime d'extrusion verticale, l'extension accomode, vers la surface, les déplacements différentiels entre les unités tectonométamorphiques. L'extension syn-convergence est alors, en partie au moins, la conséquence d'un poinçonnement vertical généré par le raccourcissement NW / SE enregistré

à l'échelle des plaques. Dans un tel régime, la quantité de déplacement vertical est faible, et le développement de failles normales ductiles puis fragiles ne rend compte que très partiellement (5 à 10 km de déplacements verticaux) de l'exhumation des roches métamorphiques de haute-pression. La mise en surface finale des éclogites est donc liée au transfert latéral de matière, correspondant à l'action combinée de l'extension syn-convergence et de l'érosion, qui accomode le poinçon vertical des unités éclogitiques.

6-3-Partition de la déformation à l'échelle crustale.

La comparaison de la carte du champ de déformation récent à actuel (fig.5-5) et de la coupe d'échelle crustale (fig.5-8-B) souligne une partition de la déformation. Dans un système toujours en convergence, la zone Dauphinoise (et plus largement l'ensemble des zones externes) est soumise à un régime en transpression avec le développement de chevauchements, de décrochements et la surrection des Massif Cristallins Externes. Un régime en transpression affecte également la zone Sud-Alpine. Les zones internes (zone Briançonnaise et zone Piémontaise) sont alors une vaste zone en transtension entre deux domaines transpressifs. Les composantes rotationnelles sont surtout localisées dans la zone Briançonnaise et accomodées par le fonctionnement du réseau de failles de la Durance. Ces décrochements, reconnus également dans la zone Piémontaise, sont liés à la rotation anti-horaire du poinçon mantellique. Dans ce contexte, l'extension multi-directionnelle reconnue dans la zone Piémontaise reflète probablement à la fois le poinçonnement vertical des unités éclogitiques par le butoir mantellique (cf.supra), mais aussi en partie la rotation anti-horaire de celui-ci qui impose une extension des domaines affectés par la virgation.

En définitive on peut souligner que le découpage du butoir mantellique est à l'origine de la partition de la déformation à l'échelle crustale:

- La partie inférieure du poinçon transfère la compression vers les zones externes de la chaîne c'est à dire vers l'Ouest.

- La partie supérieure du poinçon impose (1) une extrusion verticale dans les zones internes et (2) un transfert de la compression vers le domaine Sud-Alpin, c'est à dire vers l'Est.

- Enfin la composante rotationnelle anti-horaire du butoir mantellique est à l'origine des nombreux décrochements actifs à l'heure actuelle.

Conclusions générales

CONCLUSIONS GENERALES.

A l'issue de ce travail plusieurs points méritent d'être soulignés et retenus pour une meilleure compréhension de l'évolution dynamique de la chaîne alpine.

1-LA ZONE PIEMONTAISE: UN PALEO-COMPLEXE DE SUBDUCTION.

La combinaison des données métamorphiques, géochronologiques, tectoniques et microthermométriques montre clairement que la zone Piémontaise des Alpes occidentales est composite, et que des contacts tectoniques majeurs séparent trois types d'ensembles structuraux:

-L'ophiolite du Chenaillet, qui a échappé au métamorphisme de haute pression et basse température, ce qui indique qu'elle est toujours restée en position superficielle. Sa mise en place résulte d'un processus dynamique d'obduction. Nos données traces de fission montrent que le Chenaillet repose sur la marge européenne au moins depuis 60 Ma.

-Les Schistes lustrés du Queyras, à forte composante sédimentaire et détritisme océanique, qui présentent des chemins "pression-température" diversifiés mais compatibles avec une évolution progressive dans les conditions du faciès des schistes bleus. Quatre domaines métamorphiques, d'orientation Nord-Sud et d'extension latérale faible (inférieure à 5 km), ont été identifiés. Ils soulignent l'augmentation progressive, d'Ouest en Est, des conditions "P-T" depuis 8 kb pour 300°C vers 13 kb pour 450°C. L'ensemble des unités ont donc été enfouies à des profondeurs de 20 à 35 kilomètres avec des paléo-gradients thermiques de 25 à 30°C/km. L'analyse des fluides piégés dans les structures tardives montrent systématiquement des compositions chimiques proches de celle de l'eau de mer. Il s'agit de fluides de nature biphasée NaCl-H₂O avec des teneurs en sel de 3.5wt%. La géométrie actuelle des Schistes lustrés du Queyras, correspondant à un prisme asymétrique à pendage Ouest de trente degrés, résulte d'un basculement vers l'Ouest de plusieurs dizaines de degrés réalisé lors du stade de collision. L'ensemble de ces données est donc compatible avec l'image d'un paléo-prisme d'accrétion, tel qu'il peut être reconnu et décrit dans les marges actives fossiles et actuelles, déformé tardivement lors de la collision alpine.

-Les zones éclogitiques qui se caractérisent par l'abondance des ophiolites (basaltes, gabbros et serpentinites) par rapport aux sédiments océaniques et l'intercalation de lambeaux de croûte continentale avec les unités océaniques. Les conditions P-T de ces unités sont hétérogènes avec de fortes sautes en pression mais témoignent toujours d'un paléo-gradient

Conclusion générale

thermique faible, de 4 à 6°C/km, typique des zones de subductions actuelles. Les roches crustales sont ainsi portées à des profondeurs qui sont celles du manteau dans un contexte de subduction. Les zones éclogitiques correspondent alors à l'image d'un complexe d'accrétion profond, actif durant la subduction, constitué de péridotites partiellement hydratées et de faibles volumes de roches crustales, échantillonnées à différentes profondeurs le long du plan de Benioff. Le Monviso, en particulier, ne peut plus être considéré comme une portion continue, de 5 à 6 km d'épaisseur sur 20 km de long, de lithosphère océanique subduite et exhumée. Il reflète au contraire l'accrétion de différents morceaux d'une lithosphère océanique détachés à différentes profondeurs le long de la zone de subduction et stockés à une vingtaine de kilomètres de profondeur.

Ainsi, les forts contrastes lithologiques, métamorphiques et géochronologiques entre les différents ensembles constituant la zone Piémontaise mettent en évidence une discontinuité structurale majeure entre Schistes lustrés du Queyras et domaines éclogitiques. La structuration actuelle correspond en effet à la juxtaposition de deux prismes tectoniques superposés:

Le prisme superficiel correspond à l'actuelle zone des Schistes lustrés du Queyras tandis que le prisme profond correspond à l'actuel domaine éclogitique du Monviso et de Dora Maira. Le contexte géodynamique global de la zone Piémontaise, à l'Eocène, est ainsi celui de différents niveaux d'une zone de subduction intra-océanique dont les différents niveaux structuraux (obduction, schistes bleus et éclogite) ont été en partie préservés.

2-LES MECANISMES D'EXHUMATION DES ROCHES DE HAUTE-PRESSION DANS LE ALPES OCCIDENTALES.

L'exhumation des schistes bleus et des éclogites de la zone Piémontaise s'effectue de façon diachrone, plus précoce pour les schistes bleus que pour les éclogites, et par des mécanismes différents. Ce n'est qu'à partir de 30 Ma que (1) l'édifice actuel de la zone Piémontaise est constitué et que (2) la fin de l'exhumation, c'est à dire dans les 20 derniers kilomètres communs aux schistes bleus et aux éclogites, se fait avec des vitesses lentes, inférieures au mm/an, dans un contexte strictement collisionnel sous l'effet combiné de l'érosion et de l'extension syn-convergence.

L'essentiel de l'exhumation des roches de HP s'effectue alors que la subduction est encore active:

Conclusion générale

-Pour les Schistes lustrés du Queyras, elle se caractérise par des vitesses d'exhumation très faibles, inférieures au mm/an, résultant de la dynamique interne du prisme d'accrétion tectonique superficiel. Les mécanismes d'exhumation impliquent des phénomènes combinés de sous-placage et de chevauchements vers l'Ouest. Le processus d'épaississement par sous-placage est à l'origine de l'ensemble des structures ductiles générées dans les conditions du faciès des schistes bleus, qui indiquent un important raccourcissement vertical. Les données géochronologiques obtenues permettent de dater le fonctionnement d'un tel prisme, qui se révèle être actif au minimum dès 60 Ma et cela jusqu'à la collision continentale. Il n'est pas exclu que le phénomène de sous-placage et donc d'exhumation, s'initie dès le début de la subduction.

-L'exhumation des unités éclogitiques se fait de façon très rapide avec des vitesses de l'ordre de plusieurs cm/an. Cette dynamique caractérise le stade précoce de remontée depuis les conditions éclogitiques jusqu'aux conditions schistes bleus (de 90-80 à 25-20 kilomètres de profondeur). Un des aspects essentiels de cette dynamique d'échelle lithosphérique est que plus les unités sont enfouies profondément plus elles remontent rapidement. L'exhumation précoce s'effectue dans un chenal de serpentines dont la dynamique interne est induite par la plaque plongeante. Le prisme serpentinisé pour se comporter comme un canal visqueux qui peut potentiellement exhumer des corps éclogitiques plus denses que la matrice doit avoir:

Une viscosité comprise entre 10^{20} Pas et 10^{21} Pas. De plus la différence de densité entre les corps éclogitisés et la péridotite partiellement hydratée doit être comprise entre 100 et 400kg.m^{-3} . Enfin pour être efficace en terme d'exhumation, le prisme de serpentine ne peut être constitué que partiellement de péridotite hydratée entre 10 et 50% de serpentinisation et sa taille critique doit être comprise entre 10 et 20 km de largeur.

3-L'EXTENSION SYN-CONVERGENCE.

L'ensemble de la zone Piémontaise des Alpes occidentales présente une importante déformation extensive syn-convergence qui correspond à des structures contemporaines des conditions du faciès des schistes verts mais également à l'ensemble de la déformation à la transition ductile / fragile puis à la tectonique fragile. Le champ de déformation syn-schistes verts, montre:

-Dans le Queyras une direction principale d'étirement Est-Ouest dominante avec une disposition plutôt radiale à l'arc alpin et une réorientation progressive des linéations à

Conclusion générale

l'approche des nappes Briançonnaises qui reflète en partie le jeu décrochant du contact Briançonnais / Piémontais.

-Dans le Monviso, l'existence possible de deux directions d'étirement en faciès des schistes verts.

L'analyse structurale de l'extension syn-convergence nous a permis de souligner les points suivants:

-Pour les unités éclogitiques, l'ensemble des structures contemporaines du faciès des schistes verts est le résultat d'une tectonique extensive. En effet, il existe une bonne cohérence entre la géométrie des structures et leur interprétation cinématique. L'extension est multidirectionnelle, localement cisailante, et associée à un fort raccourcissement vertical qui reflète l'exhumation, à vergence Ouest, par dénudation tectonique de l'ensemble du massif. L'exhumation est donc, pour sa partie finale, contrôlée par une tectonique extensive qui débute en conditions ductiles et se poursuit en conditions fragiles.

-Pour les unités schistes bleus du Queyras, le régime de déformation dans les conditions du faciès des schistes bleus est à forte composante coaxiale, avec un fort raccourcissement vertical, évoluant vers un régime cisailant dominant dans les conditions du faciès des schistes verts. Les structures contemporaines du faciès des schistes verts ont été basculées de plusieurs dizaines de degrés. Leur géométrie initiale correspond alors à un plan de foliation penté de quelques degrés vers l'Est, compatible avec une cinématique d'exhumation en terme de chevauchements de ces unités vers l'Ouest, sur la marge européenne. Les valeurs du basculement vers l'Ouest, selon un axe N150-N170, varient d'un secteur à l'autre entre 39 et 60°. Le basculement au cours du temps s'accompagne par le développement de failles normales conjuguées qui seront progressivement basculées. Seules les failles normales fragiles, les plus tardives, n'ont pas été basculées.

L'étude détaillée des inclusions fluides nous a permis de montrer que les structures à la transition ductile / fragile observées dans les Schistes lustrés du Queyras se sont initiées dans des conditions P-T de $360\pm 20^\circ\text{C}$ et pour des pressions de 3.5 ± 1.5 kb, tandis que la fracturation extensive débute dans des conditions de plus faibles températures ($310\pm 20^\circ\text{C}$) à des niveaux structuraux très superficiels. Les différentes générations de structures extensives sont calées temporellement par l'utilisation des datations traces de fission sur zircon et sur apatite:

Conclusion générale

-Dans les unités schistes bleus, l'extension fragile ($T \approx 310 \pm 20^\circ\text{C}$) débute vers 24 Ma, postérieurement à l'initiation du basculement, qui est donc antérieur à 24Ma.

-Dans les unités éclogitiques, l'extension fragile est plus tardive (âges TF sur zircon ≈ 20 Ma) et ne s'accompagne d'aucun basculement.

-Les âges traces de fission sur apatite (≈ 10 Ma) montrent que l'extension, dans l'ensemble de la zone Piémontaise, pour les derniers stades d'exhumation fonctionne alors que la faisceau de faille de la Haute Durance est déjà actif.

Ainsi, le régime en extension dans la zone Piémontaise des Alpes occidentales est précoce (24 Ma minimum), il s'initie alors que la chaîne est en raccourcissement global, synchrone du fonctionnement des grandes structures chevauchantes et de l'écaillage crustal de la croûte européenne. Il se poursuit aujourd'hui alors que le système alpin est toujours en convergence. L'extension n'est donc clairement pas liée à des processus post-orogéniques de type "collapse gravitaire" mais correspond à de l'extension syn-convergence.

4-LE CHAMP DE DEFORMATION ACTUEL ET LA GEOMETRIE CRUSTALE.

La combinaison des données issues de l'imagerie satellitaire et des données microstructurales permet d'obtenir l'image du champ de déformation tardi-alpin de la zone Piémontaise. Il correspond à la succession de deux régimes tectoniques:

-Le premier précoce correspond au fonctionnement de failles normales conjuguées d'orientation N160 et N60 matérialisant une extension multidirectionnelle. Pour les Schistes lustrés du Queyras, ce régime de déformation semble être en continuité avec le régime observé à la transition ductile / fragile.

-Le second correspond au développement d'un régime fortement décrochant, senestre le long des structures d'orientation N20-50 et dextre le long des structures d'orientation N160. Cependant, bien que les décrochements semblent postérieurs aux mouvements normaux, il n'est pas exclu que les fonctionnements normaux et décrochants des familles de failles soient étroitement liés et en partie synchrones, à l'image de ce qui a été décrit dans la zone Briançonnaise.

Le champ de déformation actuel des Alpes témoigne d'un important partitionnement de la déformation à l'échelle crustale. En effet, les zones internes correspondent à une vaste zone en transtension, avec l'inversion finale du front Briançonnais qui rejoue en faille normale depuis 14 Ma au minimum, entre deux domaines transpressifs qui sont la zone Dauphinoise à l'Ouest et la zone Sud-Alpine à l'Est. Des composantes rotationnelles, surtout localisées dans

Conclusion générale

la zone Briançonnaise, sont accomodées par le fonctionnement du réseau de faille de la Durance et par des décrochements observés dans la zone Piémontaise.

La géométrie d'échelle crustale des zones internes se caractérise par la présence d'un coin de manteau en position superficielle, à quelques kilomètres sous de la massif de Dora Maira. Cette portion isolée de manteau apulien, froid et rigide, a joué, tout au long de la collision continentale, le rôle d'un véritable indenteur qui a permis l'écaillage de la marge européenne, constituant l'actuel sousbassement des domaines éclogitiques. Les données géophysiques révèlent que ce poinçon mantellique est découpé en deux morceaux par l'intermédiaire d'un système de failles inverses verticalisées en surface et dont le jeu en transpression est à relier à celui de la ligne insubrienne. Le découpage du butoir mantellique a des conséquences dynamiques importantes. Il est à l'origine du partitionnement de la déformation à l'échelle crustale dans les Alpes occidentales. En effet, dans un contexte de raccourcissement horizontal global la partie inférieure du poinçon mantellique transfère la compression vers les zones externes et l'avant pays européen, tandis que la partie supérieure du poinçon transfère la compression vers le domaine Sud-Alpin et impose une extrusion verticale dans les zones internes. Dans un tel régime d'extrusion verticale, l'extension accomode, vers la surface, les déplacements différentiels entre les unités tectonométamorphiques. L'extension syn-convergence est alors, en partie au moins, la conséquence d'un poinçonnement vertical généré par le raccourcissement NW / SE enregistré à l'échelle des plaques.

*Références
bibliographiques*

Références

- Agard, P., 1999. Evolution métamorphique et structurale des métapelites dans l'orogène Alpin: l'exemple des Schistes lustrés des Alpes occidentales (Alpes cottiennes). *Thèse 3^{ème} cycle, Pierre et Marie Curie, Paris*.
- Ailleres, L., 1996. Structure et Cinématique de la Zone Houillère Briançonnaise entre Arc et Isère (Alpes françaises): Apport de l'inversion des données de la déformation finie aux modèles cinématiques classiques. *Thèse 3^{ème} Institut National Polytechnique de Lorraine*.
- Allemand, P. and Lardeaux, J.M., 1997. Strain partitioning and metamorphism in a deformable orogenic wedge: application to the Alpine belt. *Tectonophysics*, **280**, 157-169.
- Anderson, R.N., Uyeda, S. and Miyashiro, A., 1976. Geophysical and geochemical constraints at converging plate boundaries: dehydration in the downgoing slab. *Geophysical Journal of American Society*, **44**, 333-357.
- Anderson, H. and Jackson, J., 1987. Active tectonics in the Adriatic region. *Geophysical Journal Research of Astrophysical Society*, **91**, 937-983.
- Austrheim, H., 1991. Eclogite formation and dynamics of crustal roots under continental collision zones. *Terra Nova*, **3**, 492-499.
- Austrheim, H. and Mork, M.B., 1988. The lower continental crust of the Caledonian mountain chain: evidence from former deep crustal sections in western Norway. *Nowegian Journal of Geology*, **3**, 102-113.
- Ballèvre, M., 1986. Collision continentale et chemin P-T. L'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). *Thèse Université de Rennes*.
- Ballèvre, M. and Lagabriele, Y., 1994. Garnet in blueschist-facies marbles from the Queyras unit (Western Alps): its occurrence and its significance. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **74**, 203-212.
- Ballèvre, M., Lagabriele, Y. and Merle, O., 1990. Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the Western Alps. *Mémoires de la Société Géologique de France*, **156**, 227-236.
- Barfèty, J.C., Lemoine, M., De Graciansky, P.C., Tricart, P. and Mercier, D., 1995. Briançon. *BRGM carte géologique de la France a 1/50 000*.
- Bayer, R., Cazes, M., Dal Piaz, G.V., Damotte, B., Elter, G., Gosso, G., Hirn, A., Lanza, R., Lombardo, B., Mugnier, J.L., Nicolas, A., Nicolich, R., Polino, R., Roure, F., Sacchi, R., Scarascia, S., Tabacco, I., Tapponier, P., Tardy, M., Taylor, M., Thouvenot, F., Torreilles, G. and Villien, A., 1987. Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **305**, 1461-1470.
- Bebout, G.E., 1991. Field-based evidence for devolatilization in a subduction zones: implications for arc magmatism. *Science*, **251**, 413-416.
- Bertrand, J., Dietrich, V., Nievergelt, P. and Vuagnat, M., 1987. Comparative major and trace element geochemistry of gabbroic and volcanic rock sequences, Montgenèvre ophiolite, western Alps. *Ophioliti*, **12**, **1**, 240.
- Bistacchi, A., Eva, E., Massironi, M. and Solarino, S., 2000. Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology. *Journal of Geodynamics*, **30**, 205-228.
- Blake, C. and Jayko, A., 1990. Uplift of very high pressure rocks in the western Alps: evidence for structural attenuation along low-angle faults. *Mémoires de la Société géologique de France*, **156**, 228-237.
- Blake, M.C., Moore, D.E. and Jayko, A.S., 1995. The role of the serpentinite melange in the unroofing of UHPM rocks: an example from western Alps of Italy, in: Coleman R.G., Wang X. (Eds) Ultrahigh pressure metamorphism., *Cambridge University Press*, 182-205.
- Bodelle, J., 1971. Les formations nummulitiques de l'arc de Castellane. *Thèse Université de Nice*.
- Bodnar, R., Reynolds, T. and Kuehn, C., 1985. Fluid inclusion systematics in epithermal systems. *In Geology and geochemistry of epithermal systems (edited by Berger, B. & Bethke, P.)*, **2**, 73-98.
- Bonin, B., 1987. Réflexions à propos de la répartition des granitoïdes dans les Massifs Cristallins Externes des Alpes françaises. *Géologie Alpine*, **63**, 137-149.
- Borghi, A., Cadoppi, P., Porro, A. and Sacchi, R., 1985. Metamorphism in the north part of the Dora Maira Massif (Cottian Alps). *Bolletino Museo Regionale Scienza Naturale., Torino*, **3**, 369-380.
- Borghi, A., Cadoppi, P., Porro, A., Sacchi, R. and Sandrone, R., 1984. Osservazioni geologiche nella val Germanasca e nella media Val Chisone (Alpi Cozie). *Bolletino Museo Regionale Scienza Naturale., Torino*, **2**, 503-530.
- Bouffette, J., 1993. Evolution tectonométamorphique des unités océaniques et continentales au nord du Massif Dora-Maira (Alpes occidentales). *Thèse 3^{ème} cycle ENS et UCB Lyon*.
- Brown, P.E., 1989. FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, **74**, 1390-1394.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J. and Le Pichon, X., 1977. From the Tethys ocean to the mediterranean sea: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. *International Symposium on the structure history of the mediterranean basins*, 143-164.
- Caby, R., 1973. Les plis transversaux dans les Alpes occidentales: implications pour la genèse de la chaîne alpine. *Bulletin de la Société géologique de France*, **15**, 624-634.

Références

- Caby, R., 1990. Granitoïdes et ophiolites piémontaises : nouvelles données sur l'association plutono-volcanique du "Rocher Blanc" (Queyras, Hautes-Alpes, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **310**, 619-625.
- Caby, R., 1992. Hiérarchie des déplacements et exhumation du socle de la Zone Briançonnaises, des Alpes Cottiennes aux Alpes Graies. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **315**, 1517-1523.
- Caby, R., 1995. PLastic deformation of gabbros in a slow-spreading mesozoic ridge: Example of the Montgenèvre ophiolite, Western Alps. *Kluwer academic publishers, Printed in the netherlands*, 123-145.
- Caby, R., 1996. Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacements of middle penninin units in the western alps. *Eglogae geologicae Helvetiae*, **89/1**, 229-267.
- Caby, R. and Bonhomme, H., 1982. Whole rock and fine fraction K-Ar isotopic study of radiolarites affected by the Alpine metamorphism; evidence and consequences of excess argon 40. *in geochronology and cosmochronology Isotope Geol. Int. Conf., 5th Geoch. Soc. Japan*.
- Caby, R., Michard, A. and Tricart, P., 1971. Découverte d'une brèche polygénique à éléments granitoïdes dans les ophiolites métamorphiques piémontaises (Schistes lustrés du Queyras, Alpes françaises). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **273**, 999-1002.
- Calais, E., Barroux, E., Bayer, R., Bellier, O., Béthoux, N., Champion, C., Chéry, P., Choukroune, P., Clauzon, G., Cotton, F., Mathieu, F., Doerflinger, E., Duquesnoy, T., Fréchet, J., Gamond, J.F., Hippolyte, J.C., Jouanne, F., Martinod, J., Sébrier, M., Serrurier, L., Stéphane, J.F., Sue, C., Tardy, M., Thouvenot, P., Tricart, P., Vidal, G., Villemin, T. Vigny, C., 1999. Present-day strain field in the western Alps. *Colloque GéoFrance 3D Résultats et Perspectives, documents du BRGM*, **293**, 73-75.
- Caron, J.M., 1974. Les glissements synschisteux, reflets dans les Schistes lustrés de mouvements de socle? (exemple dans les Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie). *Géologie Alpine*, **50**, 45-55.
- Caron, J.M., 1974. Rapports entre les diverses "générations" de lawsonite et les déformations dans les Schistes lustrés des Alpes cotiennes septentrionales (France et Italie). *Bulletin de la Société géologique de France*, **16**, 255-263.
- Caron, J.M., 1977. Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Mémoires des Sciences géologique de Strasbourg*, **48**, 326 p.
- Caron, J.M., 1979. Relation entre métamorphisme et déformation dans les Alpes cottiennes *Eglogae geologicae Helvetiae*, **72/2**, 497-507.
- Caron, J.M., Schumacher, F. and Tricart, P., 1973. Chronologie et évolution longitudinale des structures dans les Schistes lustrés piémontais des Alpes cottiennes (France et Italie). *Bulletin des Sciences géologiques*, **26**, 245-258.
- Carpenter, M.A., 1980. Mechanisms of exsolution in sodic pyroxenes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **65**, 312-320.
- Cathelineau, M., 1988. cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**, 471-485.
- Champion, C., Choukroune, P., Clauzon, G., 2000. La déformation post-Miocène en provence occidentale. *Geodinamica Acta*, **13**, 67-86.
- Chopin, C., 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**, 107-118.
- Chopin, C., Henry, C. and Michard, A., 1991. Geology and Petrology of the coesite bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps. *European Journal of Mineralogy*, **3**, 263-291.
- Choukroune, P., 1995. Déformations et déplacements dans la croûte terrestre. *Eds. Masson, Paris, 226p*.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P., Gautier, Y., Merle, O. and Vuichard, J.P., 1986. Deformation and motion in the western alpine arc. *Tectonics*, **5(2)**, 215-226.
- Cliff, R.A., Barnicoat, A.C. and Inger, S., 1998. Early Tertiary eclogite facies metamorphism in the Monviso Ophiolite. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 447-455.
- Cloos, M., 1982. Flow melanges : numerical modelling and geological constraints on their origin in the Franciscan subduction complex. *Geological Society of America Bulletin*, **93**, 330-345.
- Cloos, M., 1986. Blueschists in the Franciscan complex of california : Petrotectonic constraints on uplift mechanisms. *Geological Society of America Bulletin*, **164**, 77-93.
- Compagnoni, R. and Lombardo, B., 1974. The alpine age of the Gran Paradiso eclogites. *Rendi conti Società Italiana di Mineralogia e Petrografia*, **30**, 233-237.
- Cowards, M. and Dietrich, D., 1989. Alpine tectonics, an overview. *Special publication of the Geological Society of London*, **45**, 1-29.
- Cowards, M. and Ries, A.C., 1991. Collision tectonics. *Special publication of the Geological Society of London*.
- Crouzet, C., Ménard, G. and Rochette, P., 1996. Post-middle Miocene rotations recorded in the Bourg d'Oisan area (Western Alps, France) by paleomagnetism. *Tectonophysics*, **163**, 137-148.

Références

- Dal Piaz, G.V., Hunziker, J. and Martinotti, G., 1972. La zone Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **11**, 433-462.
- Dallagiovanna, G., Messiga, B. and Setti, M., 1984. Studio dei ciottoli di rocce verdi nell'Oligocene del Monregalese e implicazioni paleo-tettoniche. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **28**, 431-440.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, **101**, 425-478.
- De Graciansky, P.C., Lemoine, M. and Saliot, P., 1971. Remarque sur la présence de minéraux et de paragenèse du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **272**, 3243-3245.
- de Wever, P. and Caby, R., 1981. datation de la base des Schistes lustrés post-ophiolitiques par des radiolarites (Oxfordien supérieur-Kimméridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint Véran, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **292**, 467-472.
- Debelmas, J., 1979. Annecy. *BRGM carte géologique de la France a 1/250 000*.
- Debelmas, J. and Lemoine, M., 1957. Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Dora et de la Varaita. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **sommaire**, 38-40.
- Debelmas, J. and Lemoine, M., 1966. Guillestre. *BRGM carte géologique de la France a 1/50 000*.
- Debelmas, J., Arnaud, H., Gidon, M. and Kerckhove, C., 1983. Alpes du Dauphiné. *Guides géologiques régionaux*, Eds. Masson.
- Delany, J.M. and Helgeson, H.C., 1978. Calculation of the thermodynamic consequences of dehydration in subducting oceanic crust to 100 kb > 800°C. *American Journal of Science*, **278**, 638-686.
- Deville, E., Fudral, S., Lagabrielle, Y., Marthaler, M. and Sartori, M., 1992. From oceanic closure to continental collision : A synthesis of the "Schistes lustrés" metamorphic complex of the Western Alps. *Geological Society of America Bulletin*, **104**, 127-139.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. and Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. *Special Publication Geological Society of London*, **45**, 265-283.
- Di Giulio, A., 1990. Litostratigrafia e petrografia della successione eo-oligocenica del Bacino Terziario Ligure Piemontese, nell' area compresa tra le valli Grue e Curone (Provincia di Alessandria, Italia settentrionale). *Bollettino Società Geologica Italiana*, **109**, 279-298.
- Droop, G.T.R., Lombardo, B. and Pognante, U., 1990. Formation and distribution of eclogite-facies rocks in the Alps. In Carswell, D.A. (eds.): "Eclogite-facies rocks", Blackie, Glasgow and London, 225-259.
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J.M. and Albarède, F., 1997b. The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, **387**, 586-589.
- Duchêne, S., Lardeaux, J.M. and Albarède, F., 1997a. Exhumation of eclogites: Insights from retrograde depth-time path analysis. *Tectonophysics*, **280**, 125-140.
- Dumitru, T.A., 1989. Constraints on uplift in the franciscan subduction complex from apatite fission track analysis. *Tectonics*, **8**, 197-220.
- Dumont, T., 1994. Paléotectonique et message sédimentaire sur les marges passives fossiles des chaînes alpines (Alpes occidentales, dorsale peloritaine, Carpathes occidentales). Comparaison avec un analogue actuel (marge Nord-Ouest australienne). *Thèse UJF Grenoble*.
- Dumont, T., Claudel, M.E. and Tricart, P., 1997. Géométrie et cinématique de l'édifice de nappes briançonnais entre le Galibier et l'Ubaye: Rôle de l'héritage distensif mésozoïque polyphasé et raccourcissements croisés. *Journées GéoFrance 3D-Alpes, Briançon*.
- Eberhart-Phillips, D., 1986. Three-dimensional velocity structure in Northern California Coast Ranges from inversion of local earthquake arrival times. *Bulletin of Seismology Society of America*, **76**, 1025-1052.
- Ernst, W.G., 1971. petrologic reconnaissance of Franciscan metagraywackes from the Diablo Range, central California Coast Ranges. *Journal of Petrology*, **12**, 413-437.
- Ernst, W.G., 1973. Interpretation synthesis of metamorphism in the Alps. *Geological Society of America Bulletin*, **84**, 2053-2078.
- Ernst, W.G., 1979. Coexisting sodic and calcic amphiboles from relatively high pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole. *Mineral Magazine*, **43**, 269-278.
- Ernst, W.G., 1993. Metamorphism of Franciscan tectonostratigraphic assemblage, Pacheco Pass area, east-central Diablo Range, California Coast Ranges. *Geological Society of America Bulletin*, **105**, 618-636.
- Ernst, W.G. and Dal Piaz, G.V., 1978. Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the piemonte ophiolite nappe, Breuil-St Jacques area, Italian Western Alps. *American Mineralogist* **63**, 621-640.
- Ferhat, G., Feigl, K.L., Ritz, J.F. and Souriau, A., 1998. Geodetic measurement of tectonic deformation in the Southern Alps and Provence, France, 1887-1994. *Earth & Planetary Science Letters*, **159**, 35-46.
- Fleischer, R.L. and Hart, H.R., 1972. Fission track dating: techniques and problems. In Bishop, W. W., Miller, J. A. & Cole, S. (eds). *Calibration of Hominid Evolution*, 135-170. Scottish Academic Press, Edinburgh.

Références

- Fleischer, R.L. and Price, P.B., 1964. Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragment tracks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **28**, 1705-1764.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. and Symes, E.M., 1964. Fission-track Ages and Track-Annealing Behaviour of Some Micas. *Science*, **143**, 349-351.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. and Walker, R.M., 1965. Effects of temperature, pressure and ionisation on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. *Journal of Geophysical Research*, **70**, 1497-1502.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. and Walker, R.M., 1975. Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications. *University of California Press*.
- Flerov, G.N. and Petrzahk, K.A., 1940. Spontaneous fission of uranium. *Journal of physics*, **3**, 275-280.
- Fyfe, W.S., Price, N.J. and Thompson, A.B., 1978. Fluids in the earth's crust. *Eds. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York*.
- Galbraith, R.F., 1981. On statistical models for fission track counts. *Mathematical Geology*, **13**, 471-488.
- Galbraith, R.F., 1988. Graphical display of Estimates Having Differing Standard Errors. *Technometrics*, **30**, 488-491.
- Galbraith, R.F. and Laslett, G.M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks*, **21**, 459-470.
- Gardien, V., Lardeaux, J.M., Ledru, P., Allemand, P. and Guillot, S., 1997. Metamorphism during late orogenic extension: Insights from the french Variscan belt. *Bulletin de la Société géologique de France*, **168**, **3**, 271-286.
- Garrels, R.M. and Mackenzie, F.T., 1970. Evolution of sedimentary rocks. *Eds. Norton, New York*, 397p.
- Gasparik, T. and Lindsley, D.H., 1980. Phase equilibria at high pressure of pyroxene containing monovalent and trivalent ions. *Mineralogical Society of America*, **7**, 309-339.
- Gebauer, D., Schertl, H.P., Brix, M. and Schreyer, W., 1997. 35Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira massif, Western Alps. *Lithos*, 5-24.
- Giaramita, M.J. and Sorensen, S.S., 1994. Primary fluids in low-temperature eclogites: evidence from two subduction complexes (Dominican Republic, and California, USA). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **117**, 279-292.
- Gidon, M., 1974. L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **278**, 21-24.
- Gidon, M., 1994. Aiguille de Chambeyron. *BRGM carte géologique de la France a 1/50 000*.
- Gleadow, A.J.W., 1981. Fission track dating methods: what are the real alternatives?. *Nuclear Tracks*, **5**, 3-14.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F. and Lovering, J.F., 1986. Confined fission-track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **94**, 405-415.
- Gleadow, A.J.W., Hurford, A. and Quaife, D.R., 1976. Fission track dating of zircon - improved etching techniques. *Earth & Planetary Science Letters*, **33**, 273-276.
- Gnaccolini, M., 1974. Osservazioni sedimentologiche sui conglomerati oligocenici del Bacino Terziario ligure-piemontese. *Rivista Italiana Paleontologia e Stratigrafica*, **80**, 85-100.
- Goffé, B., 1979. La lawsonite et les associations à pyrophyllite-calcite dans les sédiments alumineux du Briançonnais. Premières occurrences. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **289**, 813-816.
- Goffé, B., 1980. Magnésiocarpholite, cookéite et euclase dans les niveaux continentaux de la zone briançonnaise. Données minéralogiques et premières occurrences. *Bulletin de Minéralogie* **103**, 297-302.
- Goncalves, P., Guillot, S., Lardeaux, J.M., Nicollet, C. and Mercier de Lepinay, B., 2000. Exhumation of HP-LT rock from the Samana Peninsula (Hispaniola - Dominican Republic): Evidence of thrusting and sinistral wrenching in a pre-Miocene accretionary wedge. *Geodinamica Acta*, **13**, 119-132.
- Gout, C., 1987. Tectonique océanique et tectonique alpine dans les schistes lustrés de Haute Ubaye. *Thèse 3^{ème} cycle UJF Grenoble*.
- Green, P.F., 1981. A new look at statistics in fission tracks dating. *Nuclear Tracks*, **5**, 76-86.
- Grujic, D. and Mancktelow, N.S., 1995. Folds with axes parallel to the extension direction: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, **17**, 279-291.
- Guellec, S., Mugnier, J.L., Tardy, M. and Roure, F., 1990. Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. *Mémoire de la Société Géologique de France*, **156**, 165-184.
- Hacker, B.R., 1996. Eclogite formation and the rheology, buoyancy, seismicity, and H₂O content of oceanic crust. *Geophysical Monograph Series, Subduction top to Bottom, Bebout, GE; Scholl, DW; Kirby, SH, Platt, JP (eds.)*, **96**, 337-346.
- Harrison, T.M., Duncan, I. and McDougall, I., 1985. Diffusion of ⁴⁰Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**, 2461-2468.

Références

- Heinrich, H. and Althaus, E., 1988. Experimental determination of the reactions $4 \text{ lawsonite} + 1 \text{ albite} = 1 \text{ paragonite} + 2 \text{ zoisite} + 2 \text{ quartz} + 6\text{H}_2\text{O}$ and $4 \text{ lawsonite} + 1 \text{ jadeite} = 1 \text{ paragonite} + 2 \text{ zoisite} + 1 \text{ quartz} + 6\text{H}_2\text{O}$. *Neues Jahrbuch Mineralogische Monatshefte*, **11**, 516-528.
- Henke, R.P. and Benton, E.V., 1971. On geometry of tracks in dielectric nuclear track detectors. *Nuclear Distribution Methods*, **97**, 483-489.
- Henry, C., 1990. L'unité à coesite du massif Dora Maira dans son cadre pétrologique et structural (Alpes occidentales, Italie). *Thèse 3^{ème} cycle Université de Paris VI*.
- Henry, C., Michard, A. and Chopin, C., 1993. Geometry and structural evolution of ultra-high-pressure and high-pressure rocks from the Dora Maira massif, western Alps, Italy. *Journal of Structural Geology*, **15**, 965-981.
- Holland, T.J.B., 1979. Experimental determination of the reaction $\text{paragonite} = \text{Jadeite} + \text{Kyanite} + \text{H}_2\text{O}$ and internally consistent thermodynamic data for part of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ with applications to eclogites and blueschists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **68**, 293-301.
- Holland, T.J.B., 1980. The reaction $\text{albite} = \text{jadeite} + \text{quartz}$ determined experimentally in the range 600-1200°C. *American Mineralogist*, **65**, 129-134.
- Holland, T.J.B. and Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 309-343.
- Homberg, C., Angelier, J., Bergerat, F. and Lacombe, O., 1994. Nouvelles données tectoniques dans le Jura externe: apport des paléocontraintes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **318**, 1371-1377.
- Houfflain, B. and Caby, R., 1987. Rétrocharrriages précoces en climat schiste bleu à lawsonite-grenat: la "bande d'Acceglio-Longet" (Alpes Cottiennes). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **304**, 199-204.
- Hurford, A., 1986. Cooling and uplift pattern in the Lepontine Alps, South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**, 413-427.
- Hurford, A., 1990. International Union of Geophysical Sciences subcommission on geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nuclear Tracks*, **2**, 233-236.
- Hurford, A. and Green, P.F., 1982. A users' guide to fission track dating calibration. *Earth & Planetary Science Letters*, **59**, 343-354.
- Hurford, A. and Green, P.F., 1983. The zeta age calibration of fission track dating. *Isotope Geoscience*, **1**, 285-317.
- Hurford, A. and Hammerschmidt, K., 1985. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar dating of the Bishop and Fish Canyon Tuffs: Calibration ages for fission track dating standards. *Chemical Geology*, **58**, 23-32.
- Hurford, A., Stockhert, B. and Hunziker, J.C., 1991. Constraints on the late thermotectonic evolution of the Western Alps: evidence for episodic rapid uplift. *Tectonics*, **10**, 758-769.
- James, A.I. and Watkinson, A.J., 1994. Initiation of folding boudinage in wrench shear and transpression. *Journal of Structural Geology*, **16**, 883-893.
- Jamtveit, B., Bucher-Nurminen, K. and Austrheim, H., 1990. Fluid controlled eclogitization in deep crustal shear zones, Bergen arcs, Western Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**, 184-193.
- Jouanne, F., Genaudeau, N., Ménard, G. and Darmendrail, X., 1998. Estimating present-day displacement fields and tectonic deformation in active mountain belts: an example from the Chartreuse Massif and the southern Jura Mountains, western Alps. *Tectonophysics*, **296**, 403-419.
- Joyce, J., 1991. Blueschist metamorphism and deformation on the Samana Peninsula; a record of subduction and collision in the Greater Antilles. *Geological Society of America*, **262**, 47-76.
- Karner, G.D. and Watts, A.B., 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 10449-10477.
- Kerckhove, 1980. Gap. *BRGM carte géologique de la France à 1/250 000*.
- Kienast, J.R., 1983. Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus): données nouvelles sur la pétrologie de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. *Thèse, Pierre et Marie Curie, Paris VI*.
- Knight, C.L. and Bodnar, R.J., 1989. Synthetic fluid inclusions: IX. Critical PVTX properties of $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, 3-8.
- Kunk, M.J., Sutter, F.F. and Naeser, C.W., 1985. High precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of sanidine, biotite, hornblende and plagioclase from Fish Canyon Tuff, San Juan volcanic field, South Central Colorado. *Geological Society of America Abstract Program*, **17**, 6-36.
- Lacassin, R., 1989. Plate-scale kinematics and compatibility of crustal shear zones in the Alps. In Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. Eds Alpine tectonics. *Geological Society Special Publication*, **45**, 339-352.
- Lagabrielle, Y., 1982. Ophiolites et croûte océanique tectonique et environnement sédimentaire : Apports des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophilitifères du Queyras (Alpes franco-italiennes). *Thèse 3^{ème} cycle Université de Bretagne Occidentale*.

Références

- Lagabrielle, 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. *Thèse Université de Bretagne Occidentale*.
- Lagabrielle, Y. and Polino, R., 1985. Origine volcano-détritique de certaines prasinites des schistes lustrés du Queyras (France): arguments texturaux et géochimiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, **8**, 461-471.
- Lagabrielle, Y. and Polino, R., 1988. Un schéma structural du domaine des Schistes lustrés ophiolitifères au nord-ouest du massif du Mont Viso (Alpes Sud-Occidentales) et ses implications. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **306**, 921-928.
- Lagabrielle, Y. and Cannat, M., 1990. Alpine jurassic ophiolites resemble the modern central atlantic basement. *Geology*, **18**, 319-322.
- Lagabrielle, Y. and Lemoine, M., 1997. Ophiolites des Alpes, de Corse et de l'Apennin : le modèle des dorsales lentes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **325**, 909-920.
- Lardeaux, J.M., Caron, J.M., Nisio, P., Pequignot, G. and Boudeuille, M., 1986. Microstructural criteria for reliable thermometry in low-temperature eclogites. *Lithos*, **19**, 187-203.
- Lardeaux, J.M., Nisio, P. and Boudeuille, M., 1987. Deformational and metamorphic history at the Lago Superiore area of the Monviso ophiolitic complex (Italian western Alps. *Ophioliti*, **12**, 479-502.
- Lardeaux, J.M., Gosso, G., Kienast, J.R. and Lombardo, B., 1982. Relation entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7**, 783-800.
- Lardeaux, J.M. and Spalla, I., 1991. From granulites to eclogites in the Sezia zone (Italian Western Alps) : a record of the opening and closure of the Piedmont ocean. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**, 35-59.
- Laubscher, H.P., 1983. Detachment, shear and compression in the Central Alps. *Geological Society of America*, **158**, 191-211.
- Laubscher, H.P., 1988. Material balance in Alpine orogeny. *Geological Society of America Bulletin*, **100**, 1313-1328.
- Lazarre, J., Tricart, P. and Villemin, T., 1994. L'extension cassante tardi-orogénique dans les Schistes lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentales, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **319**, 1415-1421.
- Le Mer, O., Lagabrielle, Y. and Polino, R., 1986. Une série sédimentaire détritique liée aux ophiolites piémontaises: analyses lithostratigraphiques, texturales et géochimiques dans le massif de la Crête Mouloun (Haut-Queyras, Alpes sud-occidentales, France). *Géologie Alpine*, **62**, 63-68.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, **16**, 501-520.
- Lefèvre, R., 1982. Les nappes Briançonnaises et ultra-Briançonnaises dans les Alpes cottiennes méridionales. *Thèse d'Etat Université Paris-Sud*.
- Lefèvre, R. and Michard, A., 1976. Les nappes Briançonnaises internes et ultra-Briançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italiennes). Une étude structurale dans le faciès des schistes bleus à jadéite. *Bulletin des Sciences géologiques*, **29**, 183-222.
- Lemoine, M., 1980. Serpentinites, Gabbros and ophicalcites in the piemont-ligurian domain of the western Alps: possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentinite protrusions in the jurassic-cretaceous Tethys. *Archives des Sciences de Genève*, **33**, 103-116.
- Lemoine, M., 1988. Des nappes embryonnaires aux blocs basculés : évolution des idées et des modèles sur l'histoire mésozoïque des Alpes occidentales. *Bulletin de la Société géologique de France*, **4**, 787-797.
- Lemoine, M., Bourbon, M. and Tricart, P., 1978. Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et évolution de la marge européenne de la Téthys: Données nouvelles et conséquences. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **286**, 1655-1668.
- Lemoine, M., Steen, D. and Vuagnat, M., 1970. Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées. *Comptes Rendus des Séances de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève*, **5**, 44-59.
- Lemoine, M. and Tricart, P., 1979. Une partie des Schistes et des ophiolites du Queyras (Alpes occidentales françaises) résultent-ils de sédimentation et d'écroulements au pied d'un escarpement de faille océanique? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **288**, 1655-1658.
- Lemoine, M., Marthaler, M., Caron, M., Sartori, M., Amaudric du Chaffaut, S., Dumont, T., Escher, A., Masson, H., Polino, R. and Tricart, P., 1984. Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés du Queyras (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **299**, 727-732.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., Graciansky de, P.C., Rudkiewicz, J.L., Mégard-Galli, J. and Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, **3**, 179-199

Références

- Lemoine, M. and Tricart, P., 1986. Les Schistes lustrés des Alpes occidentales: approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. *Eglogae geologicae Helvetiae*, **79**, 271-294.
- Lemoine, M., Tricart, P. and Boillot, G., 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): in search of a genetic model. *Geology*, **15**, 622-625.
- Lemoine, M., Dardeau, G., Delpéch, P.Y., Dumont, T., De Graciansky, P.C., Graham, R., Jolivet, L., Toberts, D. and Tricart, P., 1989. Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **309**, 1711-1716.
- Lemoine, M. and Tricart, P., 1993. From oceanic closure to continental collision : A synthesis of the "Schistes lustrés" metamorphic complex of the Western Alps : Alternative interpretation and reply. *Geological Society of America Bulletin*, **105**, 845-849.
- Le Pichon, X., Bergerat, F. and Roulet, M., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. *Geological Society of America*, **218**, 11-131.
- Liewig, N., 1981. Les phengites : marqueurs géométriques, chimiques et isotopiques de l'histoire des roches métamorphiques application aux schistes lustrés des Alpes cottiennes. *Thèse 3^{ème} cycle Université Louis Pasteur, Strasbourg*.
- Liewig, N., Caron, J.M. and Clauer, N., 1981. Geochemical and K-Ar isotopic behaviour of alpine sheet silicates during polyphased deformation. *Tectonophysics*, **78**, 273-290.
- Lombardo, B., Nervo, R., Compagnoni, R., Messiga, B., Kienast, J.R., Mével, C., Fiora, L., Piccardo, G. and Lanza, R., 1978. Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del monviso (Alpi occidentali). *Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **34**, 253-305.
- Malavielle, J., Lacassin, R. and Mattauer, 1984. Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7**, **26**, 895-906.
- Malavielle, J., Guilhot, P., S., C., Lardeaux, J.M. and Gardien, V., 1990. Collapse of a thickened variscan crust in the French Massif Central : Mont Pilat extensional shear zone and Saint-Etienne Upper-Carboniferous basin. *Tectonophysics*, **177**, 139-149.
- Maresch, W.V., 1977. Experimental study on glaucophane an analysis on present knowledge. *Tectonophysics*, **43**, 109-125.
- Marthaler, M., Fudral, S., Deville, E. and Rampoux, J.P., 1986. Mise en évidence du Crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora Maira, région de Suse, Italie (Alpes occidentales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **302**, 91-96.
- Marthaler, M. and Stampfli, G., 1989. Les schistes lustrés à ophiolites de la nappe du Tsaté : un ancien prisme d'accrétion issu de la marge active apulienne? *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **69**, 211-216.
- Martinod, J., Jouanne, F., Taverna, J., Ménard, G., Gamond, J.F., Darmendrail, X., Notter, J.C. and Basile, C., 1996. Present-day deformation of the Dauphiné (SE France) Alpine and Subalpine massifs. *Geophysical Journal International*, **127**, 189-200.
- Masson, F., Verdun, J., Bayer, R., Debeglia, N., 1999. Une nouvelle carte gravimétrique des Alpes occidentales et ses conséquences structurales et tectoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **329**, 865-871.
- Massone, H.J. and Schreyer, W., 1987. Phengite barometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**, 212-224.
- Maurer, H., Burkhard, M., Deichmann, N. and Green, G., 1997. Active tectonism in the central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhône Valley. *Terra Nova*, **9**, 91-94.
- Maurette, M., Pellas, P. and Walker, R.M., 1964. Etude des traces de fission fossiles dans le mica. *Bulletin de la Société Française de Cristallographie*, **87**, 6-17.
- McDougall, I. and Harrison, T.M., 1988. Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. *Eds Oxford University Press, New York*.
- McDougall, I. and Watkins, R.T., 1985. Age of hominoid-bearing sequence at Buluk, northern Kenya. *Nature*, **318**, 175-178.
- Ménard, G. and Thouvenot, F., 1984. Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales: arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. *Bulletin de la Société géologique de France*, **26**, 875-884.
- Ménard, G., 1988. Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales. *Thèse d'Etat UJF Grenoble*.
- Ménard, G., Molnar, P. and Platt, J., P., 1991. Budget of crustal shortening and subduction of continental crust in the Alps. *Tectonics*, **10/2**, 231-244.
- Merle, O. and Ballèvre, M., 1992. Late Cretaceous-early Tertiary detachment fault in the Western Alps. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **315(II)**, 1769-1776.
- Merle, O. and Guillier, B., 1988. The building of the Central Swiss Alps: an experimental approach. *Tectonophysics*, **165**, 41-56.

Références

- Merle, O. and Le gal, P., 1988. Post-amphibolitic westward thrusting and fold vergence in the Ticino domain. *Eglogae geologicae Helvetiae*, **81**, 215-226.
- Messiga, B., Kienast, J. R., Rebay, G., Riccardi, P. and Tribuzio, R., 1999. Cr-rich magnesiochloritoid eclogites from the Monviso ophiolites (Western Alps, Italy). *Journal of Metamorphic Geology*, **17**, 287-299.
- Metzger, K., Essene, E. and Hallyday, A.N., 1992. Closure temperatures for the Sm-Nd system in metamorphic garnets. *Earth & Planetary Science Letters*, **113**, 397-410.
- Mével, C., Caby, R. and Kienast, J.R., 1978. Amphibolite facies conditions in oceanic crust: example of amphibolitized flaser gabbros and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France). *Earth & Planetary Science Letters*, **39**, 98-108.
- Mezger, K., Hanson, G. N., Bohlen, S. R., 1989. U-Pb systematics of garnet: Dating the growth of garnet in the late Archean Pikwitonei Granulite Domain at Cauchon and Natawahuman Lakes, Manitoba, Canada. *Contribution Mineral Petrology*, **101**, 136-148.
- Michard, A., Chopin, C. and Henry, C., 1993. Compression versus extension in the exhumation of the Dora-Maira coesite-bearing unit, Western Alps, Italy. *Tectonophysics*, **221**, 173-193.
- Michard, A. and Henry, C., 1988. Les nappes Briançonnaises en Haute-Ubaye (Alpes franco-italiennes); contribution à la reconstitution paléogéographique du Briançonnais au Mésozoïque. *Bulletin de la Société géologique de France*, **8**, 693-701.
- Milnes, A.G., Grellier, M. and Muller, R., 1981. Sequence and style of major post-nappe structures. *Journal of Structural Geology*, **3**, 411-420.
- Monié, P. and Philippot, P., 1989. Mise en évidence de l'âge Eocène moyen du métamorphisme de haute-pression de la nappe ophiolitique du Mont Viso (Alpes occidentales) par la méthode ³⁹A/⁴⁰Ar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **309**, 245-251.
- Moody, J.B., Meyer, D. and Jenkins, J.E., 1983. Experimental characterization of the greenschist-amphibolite boundary in mafic system. *American Journal of Science*, **28**, 48-92.
- Moore, D.E. and Blake, M.C., 1989. New evidence for polyphase metamorphism of glaucophane schist and eclogite exotic blocks in the Franciscan Complex, California and Oregon. *Journal of Metamorphic Geology*, **7**, 211-228.
- Nadeau, S., Philippot, P. and Pineau, F., 1993. Fluid inclusion and mineral isotopic compositions (H-C-O) in eclogitic rocks as tracers of local fluid migration during high pressure metamorphism. *Earth & Planetary Science Letters*, **114**, 431-448.
- Naeser, C.W. and Fleischer, R.L., 1975. Age of the apatite at Cerro de Mercado, Mexico: A problem for fission track annealing corrections. *Geophysical Research Letters*, **1**, 67-70.
- Nehlig, P., 1993. Interaction between magma chambers and hydrothermal systems: oceanic and ophiolitic constraints. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 19621-19633.
- Nicolas, A., Hirn, A., Nicolich, R., Polino, R. and ECORS-CROP Working Group, 1990. Lithospheric wedge in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. *Geology*, **18**, 587-590.
- Nigli, E., 1946. Über den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea. *Eglogae geologicae Helvetiae*, **39**, 211-220.
- Nisio, P., 1985. Les domaines d'antiphase des omphacites et la pétrologie des eclogites. *Thèse 3^{ème} cycle UCB Lyon*.
- Nisio, P., Boudeulle, M. and Lardeaux, J.M., 1985. APD size of omphacites and contrasted HP metamorphic histories within Monviso Complex (W.Alps). *Terra Cognita*, **5 (2-3)**, 225.
- Nisio, P. and Lardeaux, J.M., 1987. Retromorphic Fe-rich talc in low-temperature eclogites: example from Monviso (Italian Western Alps). *Bulletin of Mineralogy*, **110**, 427-437.
- Olivet, J.L., 1978. Nouveau modèle et évolution de l'Atlantique Nord et central. *Thèse 3^{ème} cycle Paris*.
- Panza, G.F. and Mueller, S., 1979. The plate boundary between Eurasia and Africa in the Alpine area. *Memorie delle Scienze Geologiche di Padova*, **33**, 43-50.
- Paul, A., Béthoux, N., Bertrand, E., Cattaneo, M., Cotte, N., Deschamps, A., Fréchet, J., Pederson, H., Spallarossa, D., Thouvenot, F., 1999. *Colloque GéoFrance 3D Résultats et Perspectives, documents du BRGM*, **293**, 69-72.
- Pavoni, N., Maurer, H.R., Roth, P. and Deichmann, N., 1997. Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. In Pfiffner, O.A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S., Steck, A. Eds. Deep structures of the Swiss Alps: results of NRP20 *Birkhäuser Verlag, Basel*, 241-250.
- Peacock, S.M., 1990. Fluid processes in subduction zones. *Science*, **248**, 329-337.
- Peacock, S.M., 1992. Blueschist-facies metamorphism, shear heating and P-T-t paths in subduction shear zones. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 17693-17707.
- Peacock, S.M., 1993. Metamorphism, dehydration, and importance of the blueschist-eclogite transition in subducting oceanic crust. *Geological Society of America Bulletin*, **105**, 684-694.
- Peacock, S.M., 1996. Thermal and petrologic structure of subduction zones. *Geophysical Monograph Series, Subduction top to Bottom, Bebout, GE; Scholl, DW; Kirby, SH, Platt, JP (eds)*, **96**, 119-133.

Références

- Pfiffner, O., 1993. The structure of the helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. *Journal of Structural Geology*, **15**, 511-521.
- Pfiffner, O., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S. and Steck, A., 1997. Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP20. *Birkhäuser Verlag, Basel*.
- Philipp, H., 1987. Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zone of subduction and collision. *Annales geophysicae*, **5b**, 301-320.
- Philippot, P. and Caby, R., 1986. Des éclogites à la rétomorphose: aspects cinématiques. exemple du Mont-Viso (Alpes occidentales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **303-10**, 957-962.
- Philippot, P., 1988. Déformation et éclogitisation progressives d'une croûte océanique subductée : le Monviso, Alpes occidentales. Contraintes cinématiques durant la collision alpine. *Thèse 3^{ème} cycle Université Montpellier*.
- Philippot, P., 1993. Fluid-melt-rock interaction in mafic eclogites and coesite-bearing metasediments: Constraints on volatile recycling during subduction. *Chemical Geology*, **108**, 93-112.
- Philippot, P., Agrinier, P. and Scambelluri, M., 1998. Chlorine cycling during subduction of altered oceanic crust. *Earth & Planetary Science Letters*, **161**, 33-44.
- Platt, J.P., 1986. Dynamic of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **97**, 1037-1053.
- Platt, J.P., 1987. The uplift of high-pressure low temperature metamorphic rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A321**, 87-103.
- Pognante, U., 1979. The Orsiera-Rocciavré metaophiolitic complex (Italian Western Alps). *Ofioliti*, **4-2**, 193-198.
- Pognante, U., 1985. Coronitic reactions and ductile shear zones in eclogitised ophiolite metagabbro, western alps, north italy. *Chemical Geology*, **50**, 99-109.
- Pognante, U. and Kienast, J.R., 1987. Blueschist and Eclogite transformations in Fe-Ti Gabbros : A case from the western Alps ophiolites. *Journal of Petrology*, **28**, 271-292.
- Polino, R., 1984. Les séries océaniques du haut Val de Suse (Alpes cotiennes): analyse des couvertures sédimentaires. *Ofioliti*, **9(3)**, 547-554.
- Polino, R., Dal Piaz, G.V. and Gosso, G., 1990. Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. *Mémoires de la Société géologique de France*, **156**, 345-367.
- Polino, R. and Lemoine, M., 1984. Détritisme mixte d'origine continentale et océanique dans les sédiments jurassico-crétacés supraophiolitiques de la Téthys ligure: la série du Lago Nero (Alpes occidentales franco-italiennes). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **298**, 359-364.
- Polino, R., Ruffini, R. and Ricci, B., 1991. Le molasse terziarie della collina di torino: relazioni con la cinematica alpina. *Atti Tic. Sc. Terra*, **34**, 85-95.
- Powell, R. and T.J.B., H., 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations:3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**, 173-204.
- Price, P.B. and Walker, R.M., 1962a. Electron microscope observation of etched tracks from spallation recoils in mica. *Physics Review Letters*, **8**, 217-219.
- Price, P.B. and Walker, R.M., 1962b. Chemical etching of charged particle tracks. *Journal of Applied Physics*, **33**, 3407-3412.
- Price, P.B. and Walker, R.M., 1962c. Observation of fossil particle tracks in natural micas. *Nature*, **196**, 732-734.
- Purdy, J.W. and Jäger, E., 1976. K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. *Memorie del istituto di Geologia e Mineralogia Università Padova*, **30**, 32p.
- Reinecke, T., 1991. Very-high pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps. *European Journal of Mineralogy*, **3**, 7-17.
- Ritz, J.F., 1991. Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'oligocène. Implication sismo-tectoniques. *Thèse Université Montpellier*.
- Rolland, Y., Lardeaux, J.M., Guillot, S., Nicollet, C., 2000. Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure Ouest du Grand Paradis (Alpes Franco-Italiennes). *Geodinamica Acta*, **13**, 133-148.
- Rossi, P., Durand Delga, M. and Cocherie, A., 1993. Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge Stéphanien supérieur-Permien inférieur en Corse. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **316**, 1779-1788.
- Rothé, J.P., 1941. Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales. *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg*, **3**, 1-105.
- Roure, F., Choukroune, P. and Polino, R., 1996. Deep seismic reflection data and new insights on the bulk geometry of mountain ranges. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **322**, 345-359.

Références

- Rubatto, D., Gebauer, D. and Fanning, M., 1998. Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites : implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **132**, 269-287.
- Saliot, P., 1978. Le métamorphisme dans les Alpes françaises. *Thèse de 3^{ème} cycle Paris IV*.
- Sandrone, R., Sacchi, R., Cordola, M., Fontan, D. and Villa, I.M., 1988. Metadiorite in the Dora Maira polymetamorphic basement (cottian Alps). *Rendi conti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **43(1)**, 593-608.
- Savostin, L., Sibuet, J., Zonenshain, L., Le Pichon, X. and Roulet, M.J., 1985. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the triassic. *Tectonophysics*, **123**, 1-35.
- Schaaf, A., Polino, R. and Lagabrielle, Y., 1985. Nouvelle découverte de radiolarites d'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur, à la base de la série supraophiolitique des Schistes lustrés piémontais (massif de Traversiera, Haut Val Maira, Italie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **301**, 1079-1084.
- Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G. and Kissling, E., 1996. Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, **15/5**, 1036-1064.
- Schumacher, F., 1972. Contribution à l'étude structurale du Haut Val Grana (zones internes des Alpes cottiennes, Italie). *Thèse de 3^{ème} cycle, Strasbourg*.
- Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Poupeau, G., Tricart, P. and Labrin, E., 1999. Contrasted cooling ages revealed by fission track analysis in the Schistes lustrés of Cottian Alps: tectonic consequences. *Memorie di Scienze Geologiche di Padova*, **51/2**, 464-467.
- Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Guillot, S. and Tricart, P., 2000. Diversité du métamorphisme éclogitique dans le massif ophiolitique du Monviso (Alpes Occidentales, Italie). *Geodinamica Acta*, **13**, 169-188.
- Schwartz, S., Lardeaux, J.M. and Tricart, P., 2000. La zone d'Acceglio (Alpes cottiennes): un nouvel exemple de croûte continentale éclogitisée dans les Alpes occidentales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **312**, in press.
- Schwartz, S., Allemand, P. and Guillot, S., 2000. Numerical model of the effect of serpentinites on the exhumation of eclogitic rocks: insights from the Monviso ophiolitic massif (western Alps). *Tectonophysics*, soumis.
- Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluide inclusion studies. *Eds Blackie, Glasgow*,
- Silk, E.C.H. and Barnes, R.S., 1959. Examination of fission fragment tracks with an electron microscope. *Philosophical Magazine*, **4**, 970-972.
- Solarino, S., Kissling, E., Cattaneo, M. and Eva, C., 1997. Local earthquake tomography of the southern part of the Ivrea body North-western Italy. *Eglogae geologicae Helvetiae*, **90**, 357-364 .
- Spalla, M.I., Lardeaux, J.M., Dal Piaz, G.V., Gosso, G. and Messiga, B., 1996. Tectonic significance of alpine eclogites. *Journal of geodynamics*, **21**, 257-285.
- Spallarossa, D., Parolai, S., Cattaneo, M. and Eva, C., 1998. Nonlinear inversion of teleseismic P wave travel time residuals in north western Italy. *Abstract EGS 23*, Nice.
- Spear, F.S., 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Mineralogical Society of America, Monograph series*, 799p.
- Stampfli, G. and Marthaler, M., 1990. Divergent and convergent margins in the North-Western alps confrontation to actualistic models. *Geodinamica Acta*, **4**, 159-184.
- Steen, D.M., 1975. Géologie et métamorphisme du complexe ophiolitique de la Haute-Ubaye (Basses Alpes, France). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **55**,
- Steven, T.A., Mehnert, H.H. and Obradovich, J.D., 1967. Age of volcanic activity in the San Juan Mountains, Colorado. *U.S. geological Survey professional paper*, **575-D**, 47-55.
- Storzer, D. and Poupeau, G., 1973. Ages-plateaux de minéraux et verres par la méthode de traces de fission. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **276**, 137-139.
- Storzer, D. and Wagner, G.A., 1969. Correction of thermally lowered fission track ages of tektites. *Earth & Planetary Science Letters*, **5**, 463-468.
- Sue, C., Fréchet, J., Thouvenot, F. and Tricart, P., 1997. Late orogenic extension in the Briançonnais Zone, French Alps: tectonic and seismotectonic approaches. *Terra Nova*, **1-9**, 307.
- Sue, C., 1998. Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes. Approche structurale et sismologique. *Thèse de 3^{ème} cycle UJF Grenoble*.
- Sue, C., Tricart, P., Thouvenot, F. and Fréchet, J., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 611-622.
- Sue, C. and Tricart, P., 1999. Late alpine brittle extension above the Frontal Penninic Thrust near Briançon, western Alps. *Eglogae geologicae Helvetiae*, **92**, 171-181.
- Sue, C., Martinod, J., Tricart, P., Thouvenot, F., Gamond, J.F., Fréchet, J., Marinier, D., Glot, J.P. and Grasso, J.R., 2000. Active déformation in the inner western Alps inferred from comparison between 1972-classical and 1996-GPS geodetic surveys. *Tectonophysics*, **320**, 17-29.

Références

- Tagami, T. and Shimada, C., 1996. Natural long-term annealing of the zircon fission track system around a granitic pluton. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 8245-8255.
- Takeshita, H., Shimoya, H. and Itaya, T., 1994. White mica K-Ar ages of blueschist-facies rocks from the Piemonte 'calc-schists' of the western Italian Alps. *The Island Arc*, **3**, 151-162.
- Tapponnier, P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7**, 437-460.
- Tardy, M., Deville, E., Fudral, S., Guellec, S., Ménard, G., Thouvenot, F. and Vialon, P., 1990. Interprétation des données du profil sismique-réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front pennique et la ligne insubrienne. *Mémoires de la Société géologique de France*, **156**, 217-226.
- Tardy, M., Bethoux, N., Lardeaux, J.M., Paul, A., and the Alps Working group, 1999. The GéoFrance 3D project in the western Alps: a synthesis. *Colloque GéoFrance 3D Résultats et Perspectives, documents du BRGM*, **293**, 52-63.
- Thomas, J.C., Claudel, M.E., Collombet, M., Tricart, P., Chauvin, A. and Dumont, T., 1999. First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps. *Earth & Planetary Science Letters*, **171**, 561-574.
- Thouvenot, F., Paul, A., Senechal, G., Hirn, A. and Nicolich, R., 1990. Ecors-Crop wide -angle reflexion seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps. *Mémoires de la Société géologique de France*, **156**, 97-106.
- Thouvenot, F., 1996. Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogènes (Atlas, Pyrénées, Oural). *Thèse d'Etat Université Grenoble I*.
- Thurber, C.H., 1983. Earthquake locations and three dimensional crustal structure in the Coyote lake area, Central California. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 8226-8236.
- Tilton, G.R., Schreyer, W. and Schertl, H.P., 1989. Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, 1391-1400.
- Tilton, G.R., Schreyer, W. and Schertl, H.P., 1991. Pb-Rb-Nd isotopic behaviour of deeply subducted crustal rocks from the Dora-Maira massif, western Alps, Italy-II: what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism?. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**, 22-33.
- Toro, G., 1999. Tephrochronologie de la Colombie Centrale. Une approche stratigraphique, géochimique, minéralogique et géochronologique (par ^{14}C et traces de fission). *Thèse 3^{ème} cycle Université Grenoble I*.
- Tricart, P., 1973. tectoniques superposées dans les calcschistes piémontais du Haut-Cristillan (Queyras, Alpes franco-italiennes). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **276**, 705-708.
- Tricart, P., 1975. Les rétrocharriages dans les Alpes franco-italiennes: évolution des structures sur la transversale Embrunais-Queyras (Hautes-Alpes). *Bulletin des Sciences géologiques*, **28**, 239-259.
- Tricart, P., 1980. Tectoniques superposées dans les alpes occidentales au sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. *Thèse Strasbourg*.
- Tricart, 1982. Les marqueurs des mouvements verticaux du socle aux abords du massif du Pelvoux. *Revue géographique physique et géologie dynamique*, **23**, 289-300.
- Tricart, P., 1984. From passive Margin to continental collision: a tectonic scenario for the Western Alps. *American Journal of Science*, **284**, 97-120.
- Tricart, P., Caron, J.M., Gay, M. and Vialon, P., 1977. Relais de schistosité, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). *Bulletin de la Société géologique de France*, **7-19**, 873-881.
- Tricart, P., Bourbon, M. and Lagabriele, Y., 1982. Révision de la coupe Péouvou-Roche Noire (zone piémontaise, Alpes franco-italiennes): bréchification synsédimentaire d'un fond océanique ultrabasique. *Géologie Alpine*, **58**, 105-113.
- Tricart, P., Gout, C. and Lemoine, M., 1985. Mosaique de blocs faillés et injectés de serpentine dans la croûte océanique téthysienne: l'exemple des ophiolites de Chabrière (Haute-Ubaye, zone piémontaise des Alpes occidentales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **300**, 817-820.
- Tricart, P., Bouillin, J.P., Dick, P., Moutier, L. and Xing, C., 1996. Le faisceau de failles de haute-Durance et le jeu distensif du front Briançonnais qu SE du Pelvoux (Alpes occidentales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **323**, 251-257.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C. Poupeau, G. and Lardeaux J.M., 2000. La dénudation tectonique de la zone ultra-dauphinoise et l'inversion du Front Briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes Occidentales): une dynamique miocène à actuelle. *Bulletin de la Société géologique de France*, soumis.
- Turcotte, D.L. and Schubert G., 1982. Geodynamics, application of continuum physics to geological problems. *Eds. J. Wiley and Sons*.
- Twiss, R.J. and Moores, E.M., 1997. Structural Geology. *Eds. W. H. Freeman and Company New York*,
- van Roermund, H.L.M. and Lardeaux, J.M., 1991. Modification of antiphase domain sizes in omphacite by dislocation glide and creep mechanisms and its petrological consequences. *Mineralogical Magazine*, **55**, 397-407.

Références

- Verdun, J., Masson, F., Bayer, R., Klingelé, E., Cerniar, M., Cocard, M., Geiger, A., Debeglia, N., 1997. Mapping the gravity field on the western Alps: structural and tectonic consequences. *Colloque GéoFrance 3D Résultats et Perspectives, documents du BRGM*, **293**, 64-72.
- Vialon, P., 1966. Etude géologique du massif cristallin Dora Maira, Alpes Cottiennes Internes, Italie. *Mémoires et Travaux du Laboratoire de géologie de Grenoble*.
- Vialon, P., Rochette, P. and Ménard, M., 1989. Indentation and rotation in the western Alpine arc. In Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. Eds Alpine tectonics. *Geological Society Special Publication*, **45**, 329-338.
- Vialon, P., 1990. Deep Alpine structures and geodynamic evolution: an introduction and outline of a new interpretation. *Mémoires de la Société géologique de France*, **156**, 7-14.
- Virlovet, B., Tricart, P. and Villemeun, T., 1996. Blocs basculés tardi-alpins dans les nappes Briançonnaises de Haute-Durance (Alpes occidentales, France) et évolution néotectonique des zones alpines internes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **322**, 475-481.
- von Blanckenburg, F. and Davis, J.H., 1995. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, **14/1**, 120-131.
- Wagner, G.A. and Storzer, D., 1972. Fission track length reductions in minerals and the thermal history of rocks. *Transaction of America Nuclear Society*, **15**, 127-128.
- Wagner, G.A. and Van Den Haute, P., 1972. Fission track dating. *Eds. Kluweracademic publishes, Dordrecht*.
- Walter, R.C., 1989. Application and limitation of fission-track geochronology to Quaternary tephra. *Quaternary International*, **1**, 35-46.
- Weissert, H.J. and Bernoulli, D., 1985. A transform margin in the Mesozoic Tethys: Evidence from the Swiss Alps. *Geologische Rundschau*, **74/3**, 665-679.
- Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S. and Ito, H., 1995. Annealing kinematics of fission tracks in Zircon: an experimental study. *Chemical Geology*, **122**, 249-258.
- Zeitler, P.K., Johnson, N.M., Naeser, C.W. and Tahirkehi, R.A.K., 1982. Fission-track evidence for Quaternary uplift of the Naga Parbat region, Pakistan. *Nature*, **298**, 255-257.
- Zhang, Y. and Frantz, J.D., 1987. Determination of the homogeneous temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Geology*, **64**, 335-350.

LA ZONE PIÉMONTAISE DES ALPES OCCIDENTALES UN PALEO-COMPLEXE DE SUBDUCTION : ARGUMENTS METAMORPHIQUES, GEOCHRONOLOGIQUES ET STRUCTURAUX

Ce mémoire présente une approche pluridisciplinaire, pétrologique, tectonique, géochronologique par traces de fission, et géophysique, de l'évolution géodynamique de la zone Piémontaise des Alpes occidentales (géotraverse Pelvoux-Dora Maira du programme GéoFrance 3D). La zone Piémontaise correspond à la juxtaposition de deux domaines tectono-métamorphiques majeurs:

-Les Schistes lustrés du Queyras présentent des chemins "pression-température" diversifiés mais compatibles avec une évolution progressive dans les conditions du faciès des schistes bleus. L'ensemble de ces unités a été enfoui à des profondeurs de 20 à 35 km avec des paléo-gradients thermiques de 25 à 30°C/km.

-Les unités éclogitiques, correspondant au massif ophiolitique du Monviso et au complexe de croûte continentale de Dora Maira, présentent des conditions métamorphiques hétérogènes avec de fortes sautes en pression témoignant de profondeurs d'enfouissement supérieures à 50 km dans un environnement thermique faible de 4 à 6°C/km.

Ces deux types de domaines sont interprétés comme différents niveaux d'une zone de subduction intra-océanique, où les Schistes lustrés du Queyras, à forte composante sédimentaire et détritisme océanique, sont assimilables à un prisme d'accrétion crustal tandis que les ensembles éclogitiques correspondent à une portion d'un prisme profond constitué de péridotites hydratées, associées à des morceaux de croûte océanique échantillonnés à différentes profondeurs, le long du plan de Benioff.

L'exhumation des schistes bleus et des éclogites s'effectue de façon diachrone, plus précoce pour les schistes bleus que pour les éclogites, par des mécanismes différents, propres à la dynamique interne de chacun des deux prismes, alors que la subduction est encore active. Ce n'est qu'à partir de 30 Ma que l'édifice actuel de la zone Piémontaise est constitué et qu'il est mis en surface dans un contexte strictement collisionnel sous l'effet combiné de l'érosion et de l'extension. Cette extension syn-convergence débute dans les conditions du faciès des schistes verts et correspond dans les domaines éclogitiques à une extension multi-directionnelle, localement cisailante à vergence Ouest, qui reflète l'exhumation par dénudation tectonique de l'ensemble des unités éclogitiques. Par contre dans les Schistes lustrés du Queyras, les structures syn-schistes verts ont été basculées vers l'Ouest de plusieurs dizaines de degrés au cours de l'exhumation. Le régime en extension de la zone Piémontaise s'initie clairement alors que la chaîne est en raccourcissement global, synchrone des grandes structures chevauchantes et de l'écaillage de la croûte européenne, et se poursuit encore aujourd'hui alors que le système alpin est toujours en convergence.

La géométrie actuelle d'échelle crustale des zones internes se caractérise par la présence d'un coin de manteau en position superficielle sous le massif de Dora Maira. Ce morceau de manteau apulien, froid et rigide, a joué tout au long de la collision continentale, le rôle d'un indenteur produisant l'écaillage de la marge européenne sous les zones internes. Ce poinçon mantellique, est découpé en deux parties par l'intermédiaire d'un système de failles inverses verticalisées en surface. Le découpage de ce butoir est à l'origine du partitionnement de la déformation récente à actuelle des Alpes occidentales. L'extension syn-convergence dans la zone Piémontaise est la conséquence du poinçonnement vertical généré par le raccourcissement NW / SE enregistré à l'échelle des plaques.

Mots clés: Alpes occidentales, zone Piémontaise, métamorphisme HP-BT, subduction intra-océanique, exhumation, extension syn-convergence, indenteur mantellique.

**THE PIEMONTESE ZONE (WESTERN ALPS) A PALEO-SUBDUCTION
COMPLEX : METAMORPHIC, GEOCHRONOLOGIC AND STRUCTURAL
EVIDENCES.**

This PhD Thesis presents a multidisciplinary approach (petrology, tectonics, fission-tracks chronometry and geophysics) of the geodynamic evolution of the Piemontese zone from the western Alps (Pelvoux-Dora Maira geotraverse of GéoFrance 3D programm).

This zone corresponds to the tectonic juxtaposition of two main domains :

-The Queyras Schistes lustrés in which different metamorphic P-T paths, reflecting a progressive evolution under blueschist facies conditions, have been recognized. These rocks have been buried at depth of 20-35 km under paleo-gradients of 25-30°C/km.

-The eclogitic units (Monviso and Dora Maira massifs), characterized by heterogeneous high-pressure conditions (numerous pressure gaps), reflecting contrasted conditions of burial under a very low thermal gradient of 4-6°C/km.

These two domains are interpreted as the remnants of different structural levels of an intra-oceanic subduction zone. The Queyras Schistes lustrés, with an important meta-sedimentary component and ocean-derived detritism, are regarded as a crustal accretionary wedge, while the eclogitic units corresponds to a deep-seated wedge composed by serpentinized peridotites and crustal slices sampled at different depths along the Benioff zone. The exhumation of blueschists and eclogites is diachronous and achieved, while subduction was still active, through contrasted mechanisms. The tectonic pile of the Piemontese zone was created at 30 Ma and its exhumation achieved by the combination of erosion and extension. This syn-convergence extension occurred under greenschist facies conditions corresponds to the tectonic denudation, toward west, of the eclogitic massifs. In the Queyras Schistes lustrés, the greenschist facies related structures have been tilted toward the west during the exhumation. In the Piemontese zone, extensional tectonics was synchronous of thrust development and shortening of the European foreland and is still active today.

The crustal scale geometry of the internal zones is characterized by the occurrence of a mantle indentor. This rigid, Apulian, mantle back-stop was responsible for the stacking of deep crustal slices derived from the European margin. The mantle indentor is divided in two units by crustal scale inverse faults and promotes the present-day strain partitioning of the western Alps. In this context, syn-convergence extension corresponds to the accommodation of the vertical indentation of the HP units, in relation to the continuous NW / SE convergence.

Key words: Western Alps, Piemontese zone, HP-LT metamorphism, intra-oceanic subduction, exhumation, syn-convergence extension, mantle back-stop.