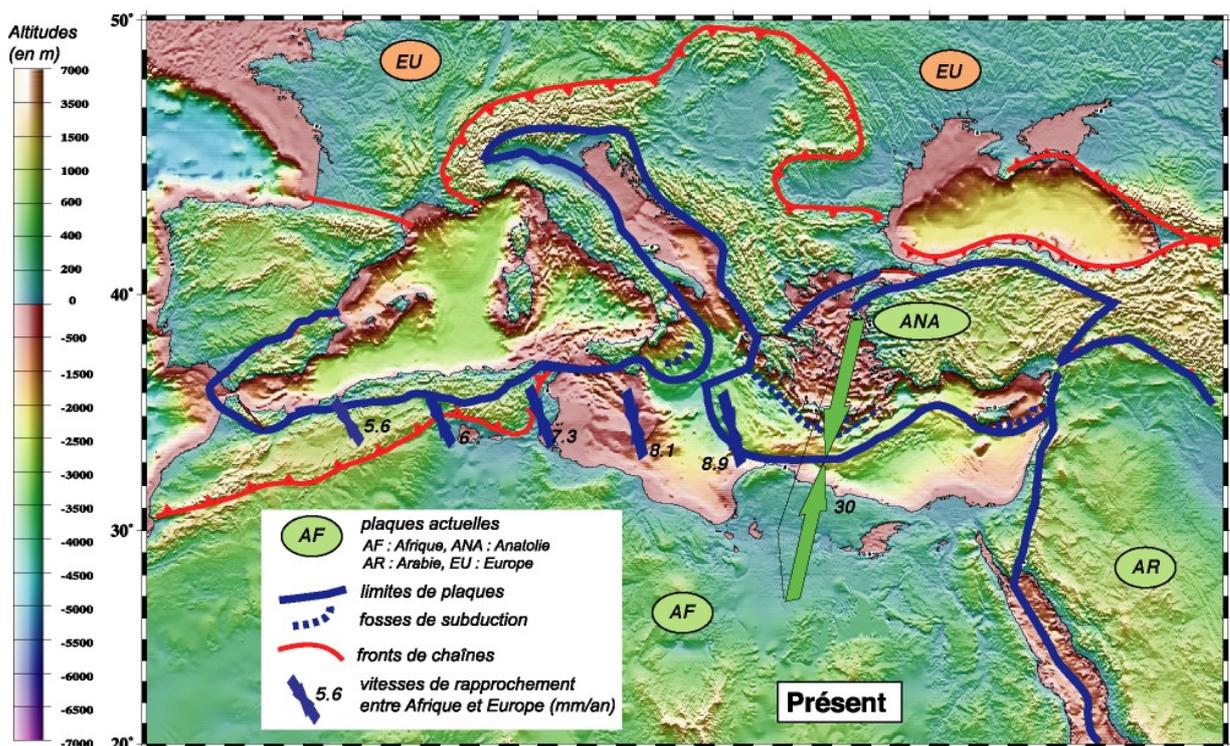


Travail d'Etude et de Recherche

Emilie COSTA

STRUCTURE ET HISTOIRE DE LA CHAÎNE ALPINE



Tuteur : Olivier BOURGEOIS

Figure de couverture : Situation des Alpes dans les chaînes Alpines périméditerranéenne
(Agard et Lemoine, 2003)

PLAN

INTRODUCTION

- I. CADRE STRUCTURAL : LA TECTONIQUE DE LA MEDITERRANEE.
 - A. Zones de subduction et de collision
 - B. Zones d'extension
- II. STRUCTURE DES ALPES
 - A. STRUCTURE GENERALE
 - 1. Les subdivisions majeures
 - 2. Rôle de la Ligne Périadriatique (LPA)
 - 3. Les Bassins molassiques
 - B. LES ALPES ORIENTALES.
 - C. LES ALPES MERIDIONALES.
 - D. LES ALPES CENTRALES.
 - E. LES ALPES OCCIDENTALES ou franco-italienne.
 - 1. Les données sur la structure crustale et lithosphérique
 - 2. Les domaines externes représentés par le domaine Dauphinois
 - 3. Les zones internes des Alpes
 - a. Le domaine Briançonnais (Mésio-Pennique)
 - b. Le domaine Piémontais (Mésio-Pennique) et Liguro Piémontais (Sud-Pennique)
 - F. LE METAMORPHISME DES CHAINES ALPINES
- III. HISTOIRE DES ALPES
 - A. RIFTING TETHYSIEN
 - 1. Cas de la Téthys.
 - 2. Cas de l'océan Liguro Piémontais et du domaine Valaisan.
 - 3. Volcanisme accompagnant le rifting
 - B. FERMETURE DE L'OCEAN ET COLLISION.
 - 1. Etat de la déformation et du métamorphisme au sein de la chaîne alpine, et notamment au sein des alpes occidentales.
 - a. Evolution du style de déformation avec la profondeur
 - b. Répartition et signification du métamorphisme
 - 2. Collision et édification du prisme orogénique
 - 3. Phase de surrection des zones internes

CONCLUSION

LISTE DE FIGURES

- Figure 1** : Situation des Alpes dans les chaînes Alpines périméditerranéennes (d'après Agard et Lemoine, 2003 modifié)
- Figure 2** : La Corse remise à sa place probable avant le Miocène (Lemoine *et al.*, 2005)
- Figure 3** : Les principales structures autour de la Mer Tyrrhénienne, compressive dans l'Apennin et extensive dans le bassin ; Les âges d'extension sont reportés sur la carte ainsi que les directions de migration de l'extension (Jolivet, 1995).
- Figure 4** : Principales structures extensives en mer Egée décrivant le mieux les trajectoires de directions d'extension (Jolivet, 1995)
- Figure 5** : Mouvement tectonique de la plaque africaine par rapport à la plaque européenne (Lemoine *et al.*, 2003)
- Figure 6** : Carte structurale simplifiée des Alpes (d'après Agard et Lemoine, 2003 modifié)
- Figure 7** : Bloc diagramme schématique des Alpes et schéma en coupe des grandes unités structurales des Alpes (d'après Agard et Lemoine, 2003 modifié).
- Figure 8** : Carte structural des Alpes Orientales (d'après Agard et Lemoine, 2003).
- Figure 9** : Carte structurale des Alpes Méridionales (d'après Agard et Lemoine, 2003 modifié).
- Figure 10** : Un coupe nord-sud des Alpes Méridionales (Agard et Lemoine, 2003).
- Figure 11** : Carte structurale des Alpes Centrales (Agard et Lemoine, 2003)
- Figure 12** : Coupe par les Préalpes et le Cervin (Agard et Lemoine, 2003).
- Figure 13** : Schéma de la structure des Préalpes romandes (Lemoine *et al.*, 2003)
- Figure 14** : Carte structurale des Alpes Occidentales (d'après Agard et Lemoine, 2003 modifié).
- Figure 15** : Coupe dans les Alpes Occidentales (D'après Lallemand *et al.*, 2005 modifié)
- Figure 16** : Les séries stratigraphiques des Alpes Occidentales (d'après Agard et Lemoine, 2003 modifié)
- Figure 17** : Carte de la structure métamorphique des Alpes occidentales (Agard et Lemoine, 2003).
- Figure 18** : Coupe des structures métamorphiques dans les Alpes Occidentales (D'après Lallemand *et al.*, 2005 modifié)
- Figure 19** : La Téthys au Jurassique supérieur, vers 145 Ma (Lemoine *et al.*, 2003)
- Figure 20** : Grandes étapes de l'évolution de la Téthys liguro-piémontaise. Ces schémas simplifié ne tiennent pas compte de l'océan Valaisan (Lemoine *et al.*, 2005)
- Figure 21** : Reconstitution paléo-géodynamique de l'océan Liguro-Piémontais et de l'Océan Valaisan (Agard et Lemoine, 2003)
- Figure 22** : Modèle paléogéographique de l'océan Liguro-Piémontais au Jurassique supérieur. Atl. nord : Atlantique nord, Py : Pyrénées, Pr : Provence et Chaînes Subalpines méridionales des Alpes Occidentales, Va : Océan Valaisan, Gr : Grisons, Ta : Hohe Tauer, P. Af./Eur. : position approximative du pôle de rotation de l'Afrique par rapport à l'Europe au Jurassique moyen-supérieur (Lemoine *et al.*, 2005).
- Figure 23** : Evolution schématique du style tectonique d'ouest en est au travers des Alpes Occidentales (d'après Agard et Lemoine, 2003 modifié).
- Figure 24** : Edification du prisme orogénique au sein des Alpes Occidentales (d'après Agard et Lemoine, 2003 modifié).
- Figure 25** : Chenal de subduction au travers duquel se produisent les échanges entre les plaques convergentes depuis la déshydratation progressive de la plaque plongeante jusqu'aux processus d'accrétion/érosion (Lallemand *et al.*, 2005)

INTRODUCTION

De toutes les chaînes de montagne, les Alpes ont été les premières et les mieux étudiées. C'est ainsi que furent découverts les premières grandes unités de roches déplacées sur de grandes distances, ou nappes de charriage. C'est également dans les Alpes que furent élaborés les principes de reconstruction paléogéographiques cohérents. Récemment, le développement de la géophysique et de la géologie océanique a permis une compréhension plus complète et des hypothèses satisfaisantes sur la formation de cette chaîne.

Ainsi, l'élaboration d'une synthèse bibliographique sur la chaîne alpine permet de comprendre des concepts géologiques et géodynamiques particulièrement bien documentés.

Les Alpes font partie des chaînes alpines péri-téthysiennes, formées pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque, qui s'étendent du Maghreb à l'Extrême-Orient. Une partie de ces chaînes de montagnes (les chaînes périméditerranéennes) est issue de l'ouverture, puis de la fermeture de bassins océaniques du système téthysien. L'existence de ces orogènes est liée à la convergence des plaques africaine et européenne et à l'interposition de blocs ou de microplaques.

L'étude du cadre structural de la Méditerranée permet de replacer la chaîne alpine dans un contexte géodynamique toujours en activité. La deuxième partie de l'étude concernera l'étude des Alpes et notamment des différentes zones : les Alpes Occidentales, Centrales, Orientales et Méridionales. Cette division de la chaîne alpine est liée à une importante différence dans les structures géologiques et dans leur formation. L'empilement des nappes lié à la collision de l'Afrique et de l'Eurasie sera expliqué dans cette même partie. La compréhension de l'édification de la chaîne nécessite l'étude de l'histoire pré, syn et post tectonique de la Téthys, mais plus particulièrement de sa branche, l'océan Liguro-Piémontais qui se situe à l'emplacement des Alpes actuelle, ainsi que d'un autre océan, à l'emplacement des actuelles Alpes Centrales, l'océan Valaisan. Pour définir le modèle de formation de cette chaîne et notamment l'élaboration du prisme orogénique responsable de sa structure particulière, l'étude des structures métamorphiques se fera dans la troisième partie.

II. CADRE STRUCTURAL : LA TECTONIQUE DE LA MEDITERRANEE (Figure 1).

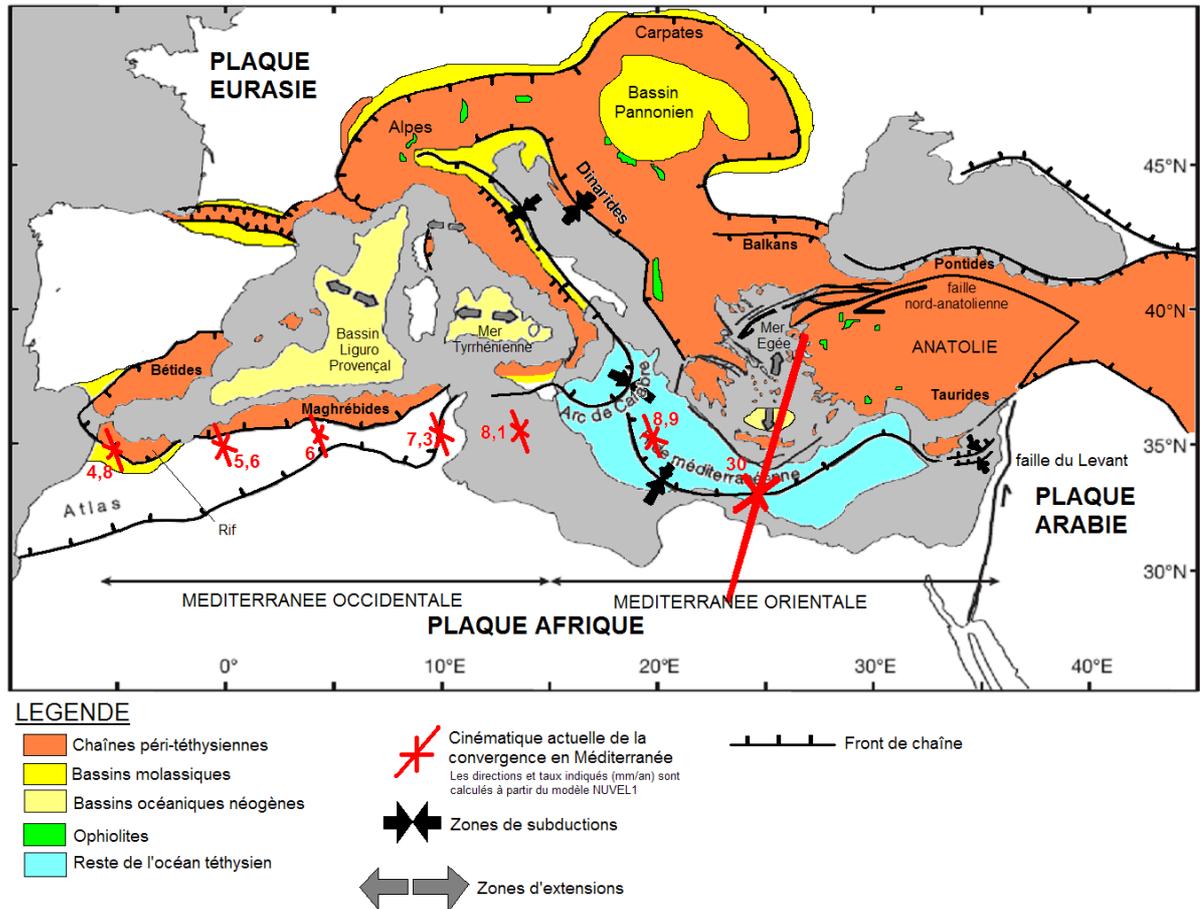


Figure 1 : Situation des Alpes dans les chaînes alpines périméditerranéennes (d'après Agard et Lemoine, 2003 modifié).

La Méditerranée est un ensemble de bassins situé au sein d'une vaste chaîne de collision qui s'étend de Gibraltar à l'Anatolie et se poursuit jusqu'à l'Himalaya (Boillot et al, 2003). Depuis 160 Ma, le bassin méditerranéen est le lieu d'une évolution complexe imposée par la divergence puis la convergence progressive des plaques Afrique et Europe. Les chaînes périméditerranéennes sont issues de l'ouverture, puis de la fermeture de bassins océaniques du système téthysien (Jolivet, 1995). Il reste cependant des témoins de la Téthys au sud-est de la Sicile et au sud-ouest de Chypre, de part et d'autre de la Ride Méditerranéenne (prisme d'accrétion tectonique). Ainsi, la Méditerranée Orientale diffère de la Méditerranée Occidentale où les bassins océaniques (Mer Tyrrhénienne et bassin Liguro-Provençal) qui se sont formés par extension (Miocène, 25 Ma) au sein même de la vaste zone de convergence Afrique-Eurasie (Boillot *et al.*, 2003).

La déformation associée à cette convergence est distribuée sur une vaste surface. La rotation Afrique-Europe autour du pôle situé entre Gibraltar et les Açores conduit à une direction de convergence nord-sud et sa vitesse augmente régulièrement depuis le pôle de rotation à l'est des Açores jusqu'à la Turquie où elle atteint 17 mm/an (Jolivet, 1995). Le déplacement rapide vers l'ouest de l'Anatolie et de la région égéenne conduit à une convergence Anatolie-Afrique plus rapide au travers de la zone de subduction hellénique où elle atteint 4 cm/an. Ce complexe géodynamique se traduit à la fois par l'activation de subductions, la création d'espaces océaniques en position d'arrière arc et de diverses

collisions continentales, dont la collision alpine. La convergence est alors absorbée par ces nombreuses zones de déformation d'orientation variées, ce qui conduit à des fluctuations très importantes des directions locales de raccourcissement et donc à des stades différents de collision. Certaines chaînes sont en cours de construction, d'autres en sont au stade d'ébauche, parfois la subduction y est encore active, et dans d'autres régions enfin les chaînes sont déjà soumises à l'extension post-orogénique (Jolivet, 1995).

C. Zones de subduction et de collision

En Europe, le système Alpes-Apennins résulte d'une évolution complexe. Les Alpes dessinent un arc dont le sens de déversement s'oriente vers le nord et l'ouest pour la partie externe (les terrains issus de la plaque apulienne chevauchent l'Europe) et vers le sud pour la partie interne (les terrains issus de la plaque apulienne chevauchent cette plaque qui s'enfonce sous les Alpes). Dans les Apennins, les chevauchements se font vers l'est, sur le plateau de la plaine du Pô qui représente l'avant-fosse molassique de cette chaîne (Boillot *et al.*, 2003). Les Carpathes résultent aussi de la collision entre l'Apulie et l'Eurasie (Lallemand *et al.*, 2005).

Les zones de subductions sont marquées au niveau des arcs helléniques (dont les fosses helléniques sont les fossés d'avant arc en extension) et calabrais où, dans les deux cas, un arc volcanique est actif en arrière (arc des Cyclades et arc Eolien) (Jolivet, 1995).

La chaîne de collision dinaro-hellénique provient de la fermeture d'un bassin océanique (40 Ma) à l'emplacement actuel de la mer Egée. Les collisions sont actives le long du tronçon dinarique (Bosnie, Serbie, Albanie et Grèce occidentale) formant la chaîne dinaro-hellénique, et au front de la chaîne des Apennins bordant la rive ouest de la mer Adriatique. Ces deux zones de collisions sont reliées au nord par la chaîne alpine et entourent le promontoire apulien.

L'ouest de la Méditerranée est caractérisé, au sud, par la chaîne des Maghrébides (formée au Priabonien-Oligocène (35 Ma), qui borde la marge nord africaine depuis les rives de l'Atlantique jusqu'à la Tunisie, et en face, les Cordillères Bétiques, une chaîne à vergence opposée au sud de la péninsule ibérique.

La collision des plaques Afrique et Europe au niveau de la suture du Zabros induit le mouvement vers le sud-ouest de la microplaque englobant le domaine égéen et l'Anatolie dont la dynamique interfère avec la convergence Afrique-Europe. L'une des conséquences de cette cinématique est la construction d'un prisme d'accrétion tectono-sédimentaire atypique : la Ride Méditerranéenne. C'est un relief sous-marin de dimensions comparables aux Alpes Occidentales (1500 km de long et entre 200 et 300 km de large) couvrant près de 60% des fonds entre la Calabre et la marge du Levant.

D. Zones d'extension

Au sein de la Méditerranée, les phénomènes extensifs ont suivi de près la phase d'épaississement crustal (Jolivet, 1995). En effet, la collision n'était pas omniprésente et il restait encore de vastes espaces océaniques en cours de subduction, c'est à l'arrière de ces zones de subduction, dont l'Arc de Calabre, que se sont ouverts d'abord le bassin Liguro-Provençal, puis plus récemment la mer Tyrrhénienne. La Kabylie et l'ensemble Corso-Sardaigne, avant l'ouverture du bassin Liguro-Provençal, était accolés respectivement aux Baléares et à la Provence (Figure 2) (Boillot *et al.*, 2003).

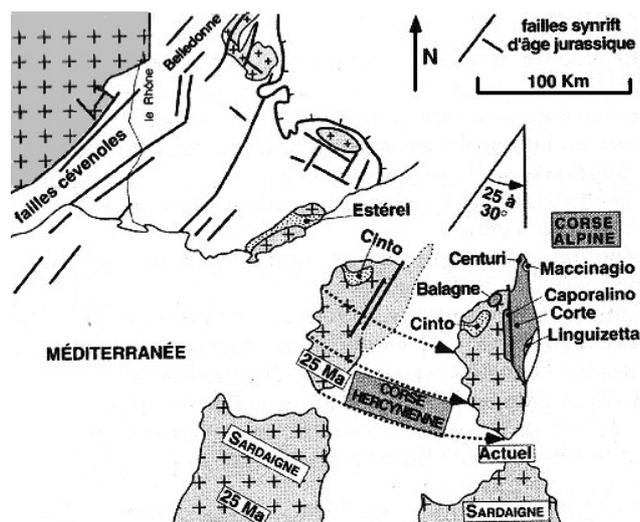


Figure 2 : La Corse remise à sa place probable avant le Miocène (Lemoine *et al.*, 2005)

Dans la zone occidentale, les phases d'extension (aujourd'hui toujours active) ont affecté le domaine épaissi (mer Tyrrhénienne ou bassin Nord-Tyrrhénien) et avant pays (bassin Liguro-Provençal). L'ouverture de ces bassins a débuté à la fin de l'Oligocène et se poursuit aujourd'hui dans le sud de la mer Tyrrhénienne au nord de la Sicile (Jolivet, 1995).

Dans la zone orientale de la Méditerranée, la mer Egée est en ouverture active depuis le début du Miocène (Aquitaniens – 20 Ma) ; elle correspond à l'effondrement d'une portion de la chaîne qui faisait le lien entre les Hellénides et les Taurides (Méditerranée Orientale). Et c'est à partir du Tortonien (8 Ma) que se fait l'ouverture des bassins de la Méditerranée Occidentales dans la partie sud-est de la mer Tyrrhénienne à l'arrière des Apennins (Jolivet, 1995).

Dans un contexte de convergence entre Afrique et Europe, le domaine méditerranéen occidental est caractérisé par l'ouverture des bassins Liguro-Provençal et Tyrrhénien à l'arrière de la zone de collision des Apennins et des Maghrébides à l'Aquitaniens (20 Ma).

Au cours de l'Oligocène et du Miocène, la partie occidentale de la Méditerranée est marquée par une période de rifting suivie de l'ouverture du bassin Liguro-Provençal interprété classiquement comme un bassin d'arrière-arc s'ouvrant en réponse à la subduction apulienne sous le bloc Corso-Sarde.

La structure crustale du bassin Liguro-Provençal est le résultat de l'extension Oligocène supérieur et de l'ouverture océanique, dont le pôle est situé dans le golfe de Gènes, au Miocène inférieur (entre 24 et 19 Ma). L'ouverture s'est faite par rotation anti-horaire du bloc Corso-Sarde. L'ouverture et la rotation suivent le rifting et ne durent qu'un laps de temps très court. L'histoire postérieure au rift est celle de la subsidence thermique de la lithosphère (Jolivet, 1995).

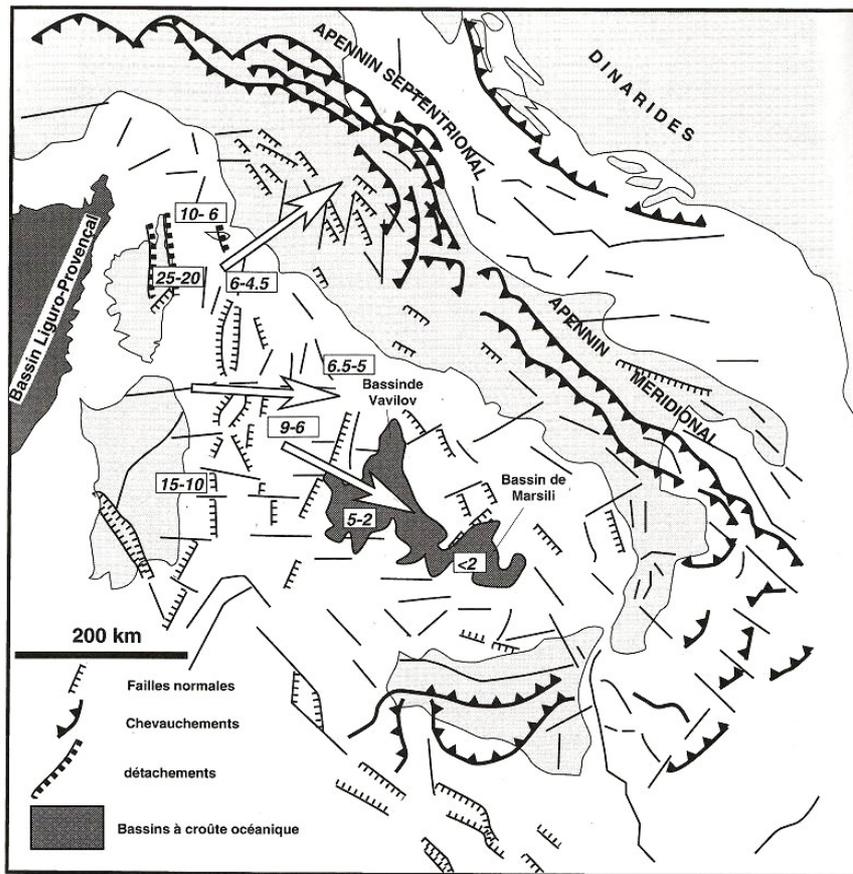


Figure 3: Les principales structures autour de la mer Tyrrhénienne, compressive dans l'Apennin et extensive dans le bassin. Les âges d'extension sont reportés sur la carte ainsi que les directions de migration de l'extension (Jolivet, 1995).

La structure crustale de la mer Tyrrhénienne (Figure 3) est celle d'une croûte continentale amincie située entre les fronts de chevauchement alpin et apennin et formée d'une succession de rides et de bassins nord-sud parallèles à la marge Corso-Sarde. Le domaine océanique correspond à deux bassins profonds situés au centre du domaine le plus aminci (la formation de la croûte océanique se situe entre 5 et 2 Ma pour le bassin de Vavilov et à partir de 2 Ma pour le bassin de Marsili) (Jolivet, 1995). L'extension tyrrhénienne correspond à l'écroulement de la chaîne des Apennins pendant sa formation, le rifting débute alors il y a 9 Ma (Miocène supérieur). De ce bassin émerge le métamorphique core complexe de l'île d'Elbe avec un granite syntectonique du Miocène terminal (Debelmas & Mascle, 2004).

Dans la Méditerranée Orientale, la mer Egée (Figure 4) résulte de l'affaissement de la chaîne reliant la Grèce et la Turquie. L'ensemble du domaine égéen est découpé en blocs basculés. L'état d'étalement est peu évolué mais il devrait se poursuivre par la création d'un bassin d'arrière-arc lié à la subduction est-méditerranéenne (Debelmas et Mascle, 2004). La cinématique de la région Turquie – Egée est gouvernée par l'extrusion de l'Anatolie en réponse à la poussée de la plaque Arabie (4 cm/an) et par le retrait de la fosse de subduction conduisant à une extension arrière-arc dans le domaine égéen. L'extension égéenne est contemporaine de la subduction de la croûte océanique (30 à 35 Ma), elle est donc postérieure à la phase de collision majeure de l'Eocène. La déformation extensive finie a créé des bassins profonds à soubassement de croûte continentale amincie, la mer de Crète et la fosse Nord-Egéenne (Jolivet, 1995).

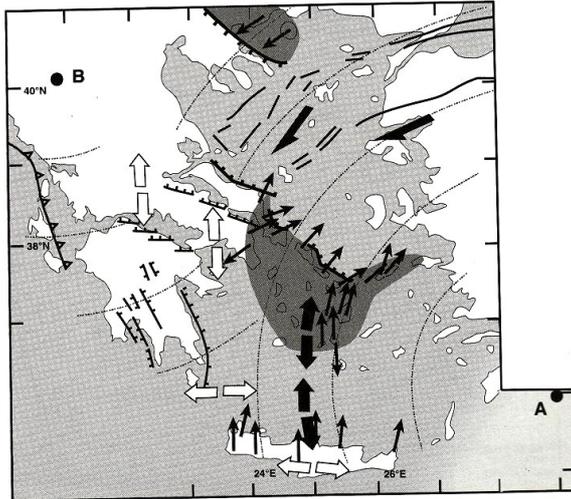


Figure 4: Principales structures extensives en Mer Egée décrivant le mieux les trajectoires de directions d'extension (Jolivet, 1995)

IV. STRUCTURE DES ALPES

La chaîne des Alpes est née, comme nous l'avons vu, du rapprochement entre l'Afrique et l'Europe (Figure 5) depuis le Crétacé supérieur. Après une phase de divergence jusqu'à 100 Ma, puis une phase de coulissage jusqu'à il y a 80 Ma, l'Afrique a entamé une remontée vers le nord donnant un raccourcissement important dans la région méditerranéenne. Comme nous l'avons vu plus haut, l'arc alpin est une petite partie d'un arc plus vaste interrompu au sud par le bassin Liguro-Provençal, la Provence et la Corse. Alors que dans l'ensemble de la Méditerranée, c'est l'Afrique qui passe en subduction sous l'Europe, c'est bien l'Europe qui subduit sous l'Apulie dans les Alpes (Lallemand *et al.*, 2005).

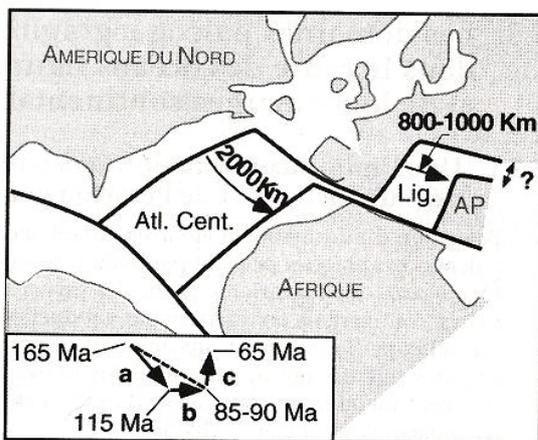


Figure 5 : Mouvement tectonique de la plaque africaine par rapport à la plaque européenne (Lemoine *et al.*, 2003)

On distingue plusieurs segments dans la chaîne alpine d'Europe (Figure 6) : les Alpes Occidentales, Centrales, Méridionales et Orientales. L'ensemble des Alpes Méridionales et Orientales constituent un bel exemple de chaîne à double déversement, les charriages étant à vergence sud dans les Alpes Méridionales et à vergence nord dans les Alpes Orientales. Les Alpes Occidentales ont une vergence ouest. Les ophiolites et les sédiments océaniques associés soulignent la forme de l'arc et matérialisent la zone de suture océanique (Boillot *et al.*, 2003).

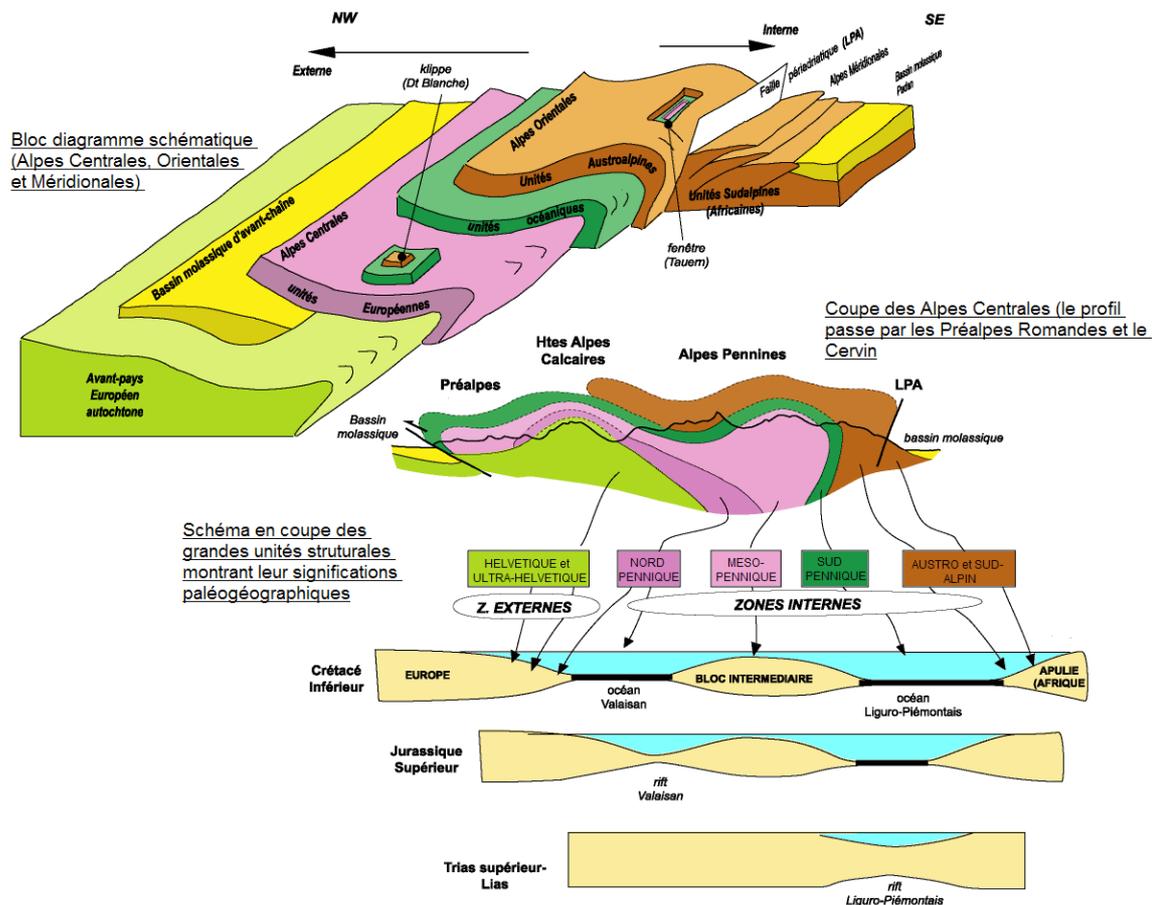


Figure 7 : Bloc diagramme schématique des Alpes et schéma en coupe des grandes unités structurales des Alpes (d'après Agard et Lemoine, 2003 modifié).

A la partie inférieure et externe de cet empilement se trouvent des unités continentales d'origine européenne au nord et à l'ouest, surmontées d'unités d'origine océanique. Au-dessus de cet ensemble reposent des unités continentales austroalpines, charriées depuis le sud sur les précédentes de l'Apulie ou Adria. Ce bloc continental, correspond à ce qui est maintenant la péninsule italienne et le soubassement de la mer Adriatique, était un promontoire septentrional de l'Afrique, plus ou moins indépendamment de cette dernière (Lemoine *et al.*, 2005).

1. Les subdivisions majeures

Du nord au sud (d'est en ouest dans les Alpes Occidentales) et de bas en haut, les unités structurales empilées dans le prisme orogénique alpin sont issues d'une succession de domaines paléogéographiques alternativement océaniques et de marge continentale :

La zone externe helvétique-ultrahelvétique (dauphinoise dans les Alpes occidentales) correspond à la marge continentale européenne.

Les Zones internes penniques qui correspondent à deux domaines océaniques séparés par un bloc continental intermédiaire. Le premier domaine océanique (en partie océanique) est le domaine nord-pennique (inconnu dans les Alpes Occidentales). Il correspond à un océan Valaisan né au Crétacé inférieur et sa marge continentale nord dont le socle correspond aux nappes Simplo-Tessinoises. La deuxième zone - zone méso-pennique, continentale – est un bloc intermédiaire mobile comportant les domaines subbriançonnais, briançonnais et piémontais. Enfin, la zone sud-pennique océanique qui correspond à l'océan Liguro-Piémontais (Agard et Lemoine, 2003). Ces zones correspondent au

continent européen, sa marge passive et le domaine océanique. Le continent apulo-africain est représenté par les zones internes austroalpines et sudalpine, issues du bloc continental apulo-adriatique.

2. Rôle de la Ligne Périadriatique (LPA)

Cet accident majeur, orienté est-ouest, est un décrochement dextre de plus de 100 km qui sépare les Alpes Méridionales non métamorphisées et peu déformées des Alpes Centrales et Orientales où le métamorphisme et les déformations alpines sont intenses. Son tracé est jalonné par des granites « alpin » post-tectoniques, d'âge Eocène supérieur - Oligocène : Traversella, Biella, Bergel, Adamello, Rieserferner (Agard et Lemoine, 2003).

3. Les Bassins molassiques

Au nord et au sud de la partie rectiligne de la chaîne, deux bassins sont remplis de plusieurs km de molasses. D'abord, au Nord, une avant-fosse a piégé des sédiments molassiques oligocènes et surtout Néogènes dont l'épaisseur croît du nord au sud jusqu'à atteindre 3 à 5 km près du front chevauchant de la chaîne. Là, sur une largeur de quelques km, ces sédiments sont plissés et écaillés : c'est la molasse subalpine. Cette avant fosse se poursuit à l'est au front des Carpathes, tandis qu'à l'ouest l'arc des Alpes Occidentales ne comporte pas d'avant-fosse molassique continue, mais seulement les bassins disjoint du Bas Dauphiné et de Digne-Valensole ; dans les intervalles, les sédiments molassiques Néogènes existent mais sont peu épais. Au sud, les bassins Padan (plaine du Pô) et de Vénétie : Oligocène à Quaternaire, 5 à 10 km d'épaisseur (Agard et Lemoine, 2003).

B. LES ALPES ORIENTALES (Figure 8).

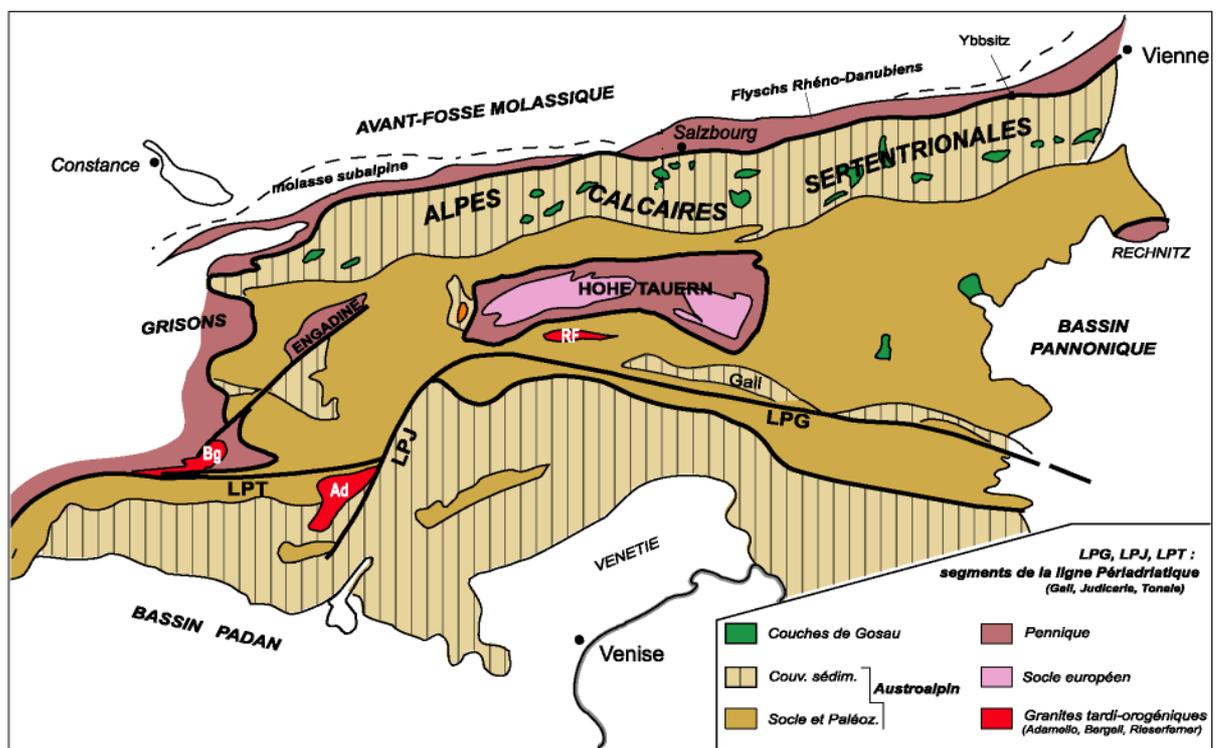


Figure 8 : Carte structurale des Alpes Orientales (d'après Agard et Lemoine, 2003).

Les Alpes Orientales correspondent à près de la moitié de la chaîne de Alpes. L'essentiel de leur affleurement correspond aux nappes austro-alpines d'origine apulo-africaine (Agard et Lemoine, 2003) et les unités européennes (pennique et helvétique). Ces dernières y apparaissent, d'une part, dans un étroit liseré au front nord de la chaîne (zone des flysch rhéno-danubiens et lambeaux et klippes d'origine européenne et océanique) et d'autre part, au cœur de trois grandes fenêtres tectoniques. Leur histoire tectono-sédimentaire mésozoïque est fondamentalement différente ; au Trias se développent, au sein des plates-formes carbonatées, le bassin de Hallstatt plus profond et en relation avec l'océan triasique de Meliata des Carpathes. Au Jurassique et au Crétacé, alors qu'à l'ouest marges continentales et océans penniques continuent d'évoluer en extension, certaines unités orientales (nappes Juvaviques) sont le siège d'une tectonique compressive avec chevauchements cachetés par les sédiments marins des couches de Gosau (Crétacé supérieur, débutant au Turonien) (Lemoine *et al.*, 2005).

Du nord au sud, les grandes lignes de la structure sont d'abord, la zone de flyschs rhéno-danubiens. Ces flyschs sont penniques et d'âge Crétacé. La chaîne des Alpes Calcaires septentrionales est large de 10 à 40 km. Plusieurs nappes de matériel carbonaté sont superposées (âge mésozoïque principalement triasique). La zone cristalline et paléozoïque centrale est large de 80 à 100 km. Cette zone est formée de nappes austro-alpines constituées de gneiss ou de sédiments paléozoïques et surmontées par places d'une couverture sédimentaire mésozoïque (ex : Alpes du Gail). Dans cette zone, les fenêtres penniques affleurent grâce à l'érosion des nappes austro-alpines ployées en larges anticlinaux. Ce sont, d'est en ouest, les fenêtres de la Basse Engadine, des Hohe Tauern, enfin de Rechnitz sur la frontière austro-hongroise. Ces fenêtres permettent d'observer l'affleurement des Schistes Lustrés et des ophiolites d'origine probablement nord-pennique (Agard et Lemoine, 2003).

C. LES ALPES MÉRIDIONALES (Figure 9 et 10)

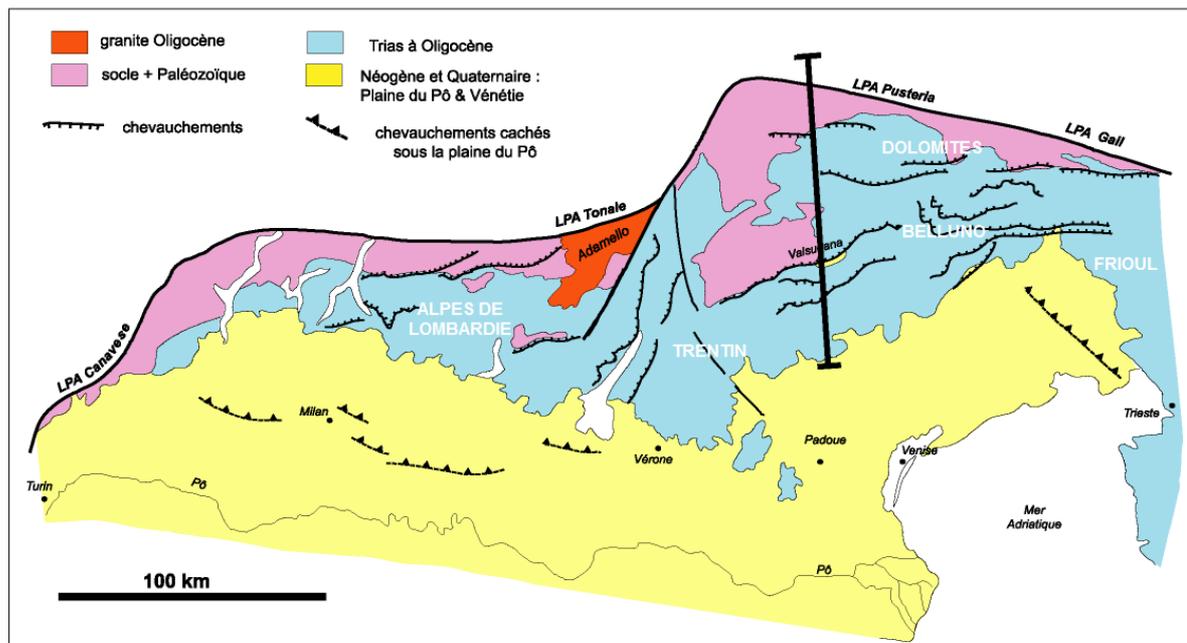


Figure 9 : Carte structurale des Alpes Méridionales (d'après Agard et Lemoine, 2003 modifié).

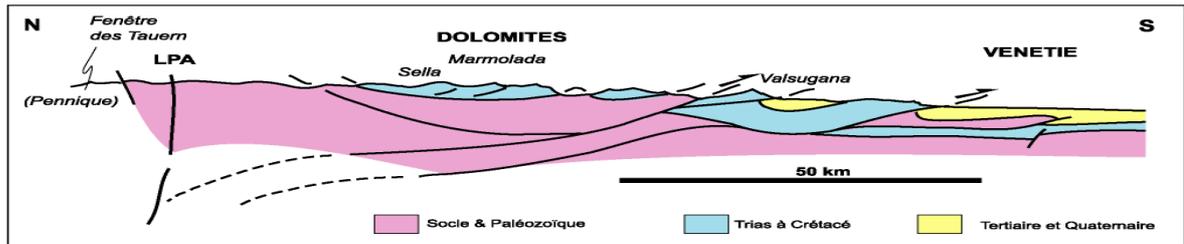
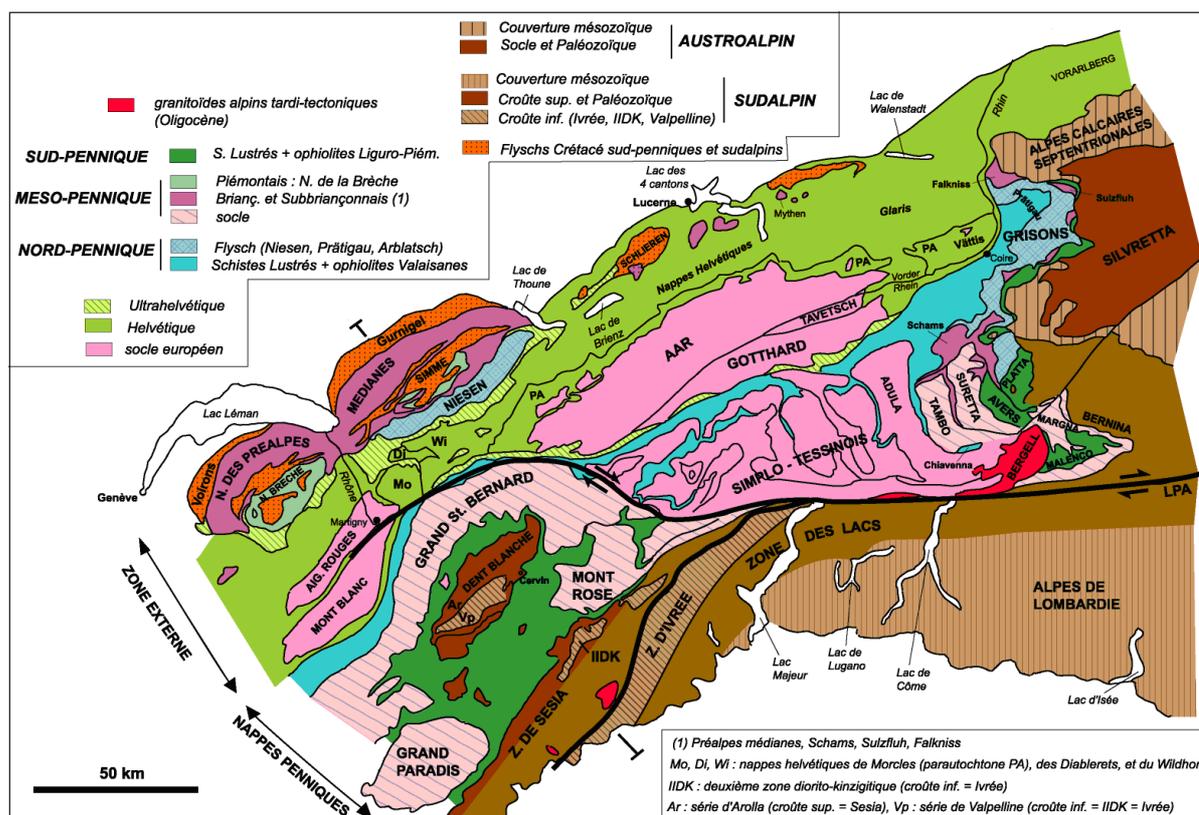


Figure 10 : Un coupe nord-sud des Alpes Méridionales (Agard et Lemoine, 2003).

Les Alpes Méridionales, entièrement constituées d'unités apulo-africaine, sont situées au sud de la ligne Périadriatique (Lemoine *et al.*, 2005). La frange nord de cette partie des Alpes est constituée de socle et de terrains d'âge paléozoïque. Au sud, la zone est constituée de formation sédimentaire d'âge principalement triasique. Une marche plus méridionale correspond à une prédominance de sédiments plus jeunes, jurassiques et crétacés, avec une frange méridionale discontinue de sédiments d'âge Tertiaire, en bordure des alluvions quaternaires de la plaine du Pô et de la Vénétie (Agard et Lemoine, 2003).

Au sein des Alpes Méridionales, les plis possèdent un large rayon de courbure faisant affleurer le socle. De plus, il existe quelques chevauchements importants à vergence sud ; mais de manière générale, la déformation des structures est de faible intensité et quasiment sans métamorphisme ni schistosité.

D. LES ALPES CENTRALES (Figure 11)



Les Alpes Centrales s'étendent des Grisons au Lac Léman et sont situées du sud du bassin molassique au Nord de la ligne Périadriatique. Elles sont, du point de vue orographique le prolongement vers l'ouest des Alpes Orientales (Lemoine *et al.*, 2005).

Cette partie de la chaîne alpine est caractérisée par une zone externe helvétique et ultrahelvétique avec un socle que l'on peut observer au niveau des massifs cristallins externes du Mont Blanc et de l'Aar-Gotthard. Au sud, les Alpes sont formées de nappes penniques (socle cristallin granito-gneissique, ophiolites et sédiments) ainsi qu'une couverture de nappes austro-alpines.

Reposant sur les nappes helvétiques et sur le rebord interne du bassin molassique, les nappes des Préalpes et les nappes de flyschs sont issues des zones penniques et austro-alpines.

Les nappes penniques sont divisées en trois zones en fonction de leur provenance océanique ou continentale. La zone nord-pennique (partiellement océanique) correspond au domaine paléogéographique valaisan, la zone méso-pennique (continentale) est le domaine subbriançonnais-briançonnais – piémontais et la zone sud-pennique est le domaine liguro-piémontais (Lemoine *et al.*, 2005).

La transversale du Cervin montre la structure verticale des formations précédemment citées (Figure 12).

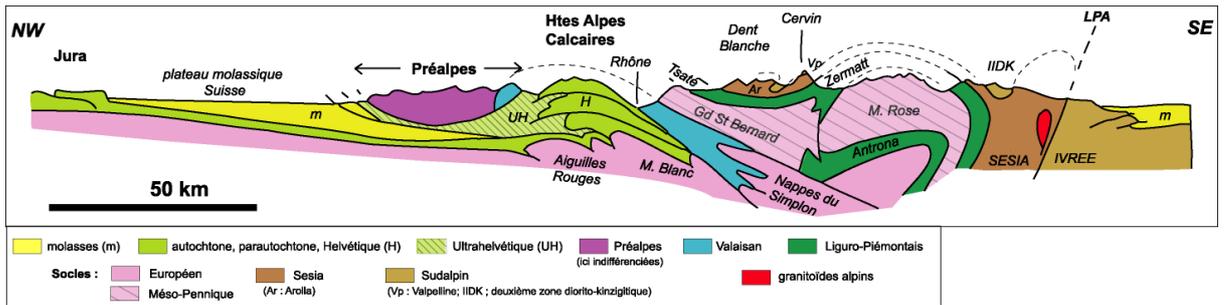


Figure 12 : Coupe par les Préalpes et le Cervin (Agard et Lemoine, 2003).

L'ensemble valaisan, ou nord pennique, comporte les unités issues de la marge continentale et du fond du petit océan Valaisan d'âge Crétacé ; les couvertures sédimentaires sont représentées par les Schistes Lustrés valaisan (Bündnerschiefer). Le méso-pennique correspond à deux nappes de socle continental (Grand Saint Bernard et Mont Rose) et à leurs couvertures sédimentaires. Ce bloc est issu d'un bloc continental SBR situé entre les deux domaines océaniques valaisan et liguro-piémontais. L'ensemble liguro-piémontais est constitué d'ophiolites beaucoup plus développées que celles du domaine valaisan et d'une couverture sédimentaire constitué de Schistes Lustrés.

Les Préalpes (le massif du Chablais, les Préalpes romandes, fribourgeoises et bernoises et des lambeaux) sont constituées de nappes de couverture d'origine ultrahelvétiques, pennique et austro-alpines (Figure 13). Les nappes préalpines reposent au nord sur le bord du bassin flexural molassique, au sud sur le revers septentrional des nappes helvétiques.

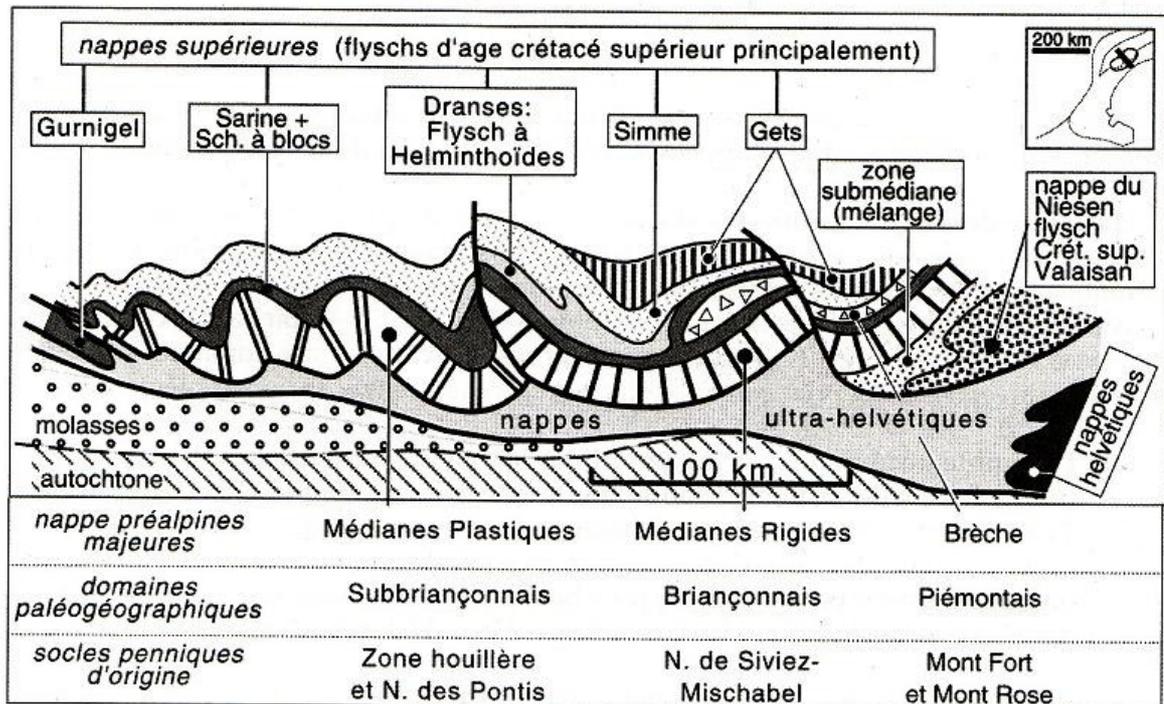


Figure 13 : Schéma de la structure des Préalpes romandes (Lemoine *et al.*, 2003)

Ces nappes sont constituées, de haut en bas, de nappes ultrahelvétiques, de nappes préalpines majeures (sédiments non métamorphique d'âge Trias à Eocène moyen) et de nappes de flysch précoces d'âge Crétacé supérieur (pouvant monter dans le Paléocène et même l'Eocène moyen).

Les nappes ophiolitiques, d'origine liguro-piémontaise ou valaisanne, sont caractérisées par une semelle ophiolitique discontinue et peu épaisse. Cette semelle est surmontée de Schistes Lustrés.

L'Austro-Alpin est représenté, dans les Alpes Centrales, par le klippe de la Dent Blanche, mais aussi par la zone Sesia. Celle-ci possède un socle constitué de croûte continentale supérieure qui a été partiellement subduite à la fin du Crétacé supérieur.

Le Sudalpin correspond à la zone d'Ivrée constituée de croûte inférieure (kinzigites) ; cette zone est surmontée de croûte supérieure représentée par le cristallin de la zone des lacs (dont la couverture sédimentaire triasico-jurassique appartient aux Alpes Méridionales)

La zone d'Ivrée est charriée sur la zone de Sesia. Plus au nord, l'ensemble, charrié en bloc sur les unités penniques, constitue la nappe de la Dent Blanche (Austro-Alpin charrié, issu du Sudalpin).

Le Jura apparaît donc comme une annexe des Alpes et le mécanisme de son plissement est le contemporain de celui des Alpes Externes dont il ne peut être dissocié.

Le Jura est une petite chaîne à matériel presque secondaire et qui dessine un arc entre la forêt noire (nord) et le môle ancien de Crémieu (sud). La série stratigraphique commence au Trias (faciès germanique). Le Jurassique et le Crétacé sont calcaire du côté France et marneux du côté Suisse. Leur épaisseur moyenne augmente d'ouest en est (de 1000 à 2000 m). Le socle a donc basculé vers l'est dès le Mésozoïque. Les faciès sont ceux d'une plateforme typique. La plateforme émerge dès le début du Tertiaire et se trouve ensuite soumise à l'érosion puis à une tectonique de distension contemporaine de la formation des fossés d'effondrement européens.

A la fin du Miocène, il intervient l'unique phase de plissement. Le plissement du Jura est accompagné du soulèvement du Jura Interne (le plissement y est plus intense et a épaissi la couverture). La surface topographique du Jura est alors inclinée vers l'ouest, mais en profondeur, la pente du socle est dirigée vers l'est et le toit du socle est resté relativement plat ; ainsi, la déformation alpine n'a porté que sur la couverture.

Il y a eu un sous charriage du socle du Jura vers l'est, sous la partie des Alpes où existe un surépaississement crustal. Au sud du bassin molassique Suisse, les plis du Jura se fondent dans les plis subalpins (Debelmas & Macle, 2004).

E. LES ALPES OCCIDENTALES ou franco-italienne (Figure 14).

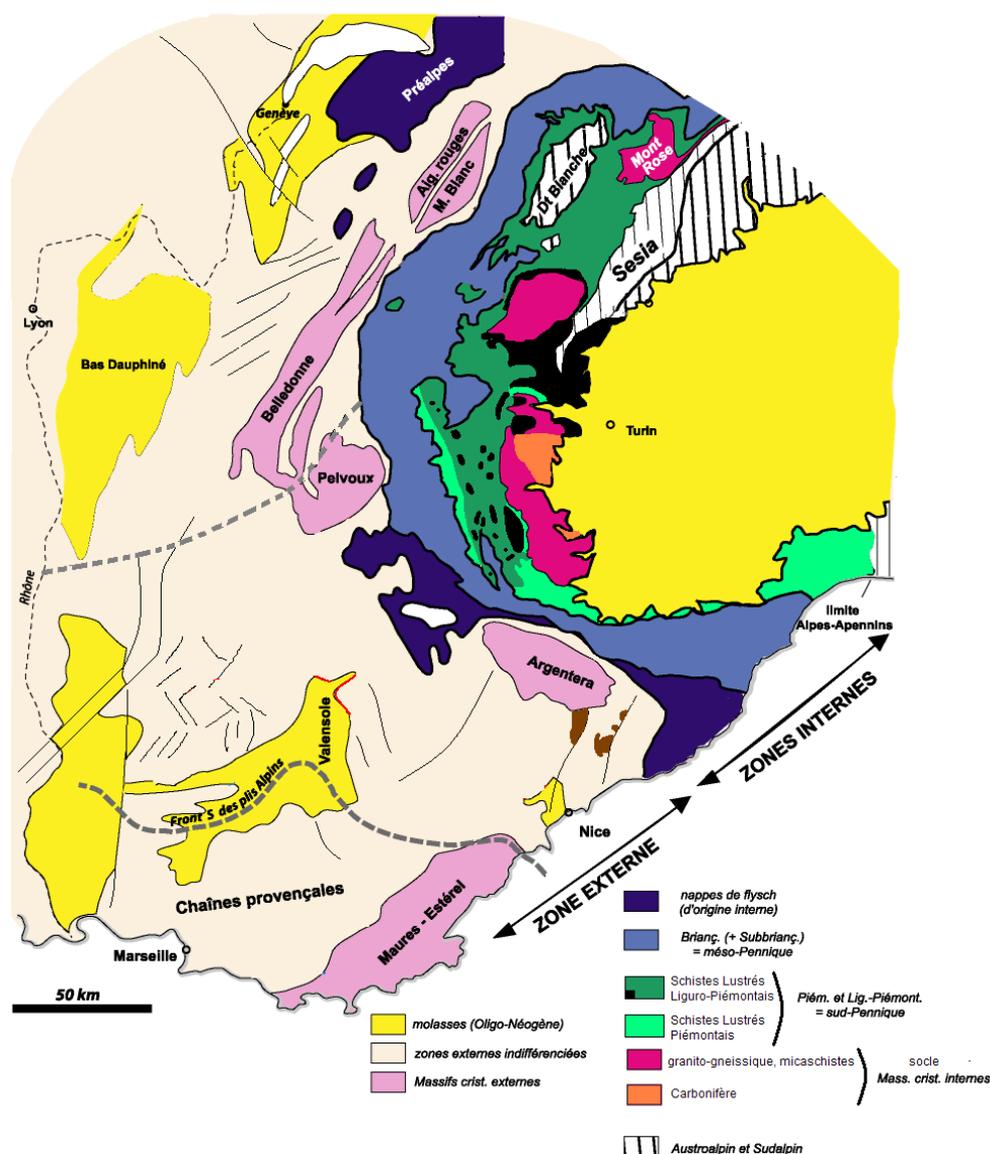


Figure 14 : Carte structurale des Alpes Occidentales (d'après Agard et Lemoine, 2003 modifié).

On reconnaît dans la structure des Alpes des « zones » isopiques qui sont des unités tectoniques d'échelle crustale, et qui sont caractérisées par leurs séries sédimentaires et leur évolution tectonique et métamorphique. Les principales zones isopiques des Alpes classiquement décrites : le Dauphinois représentant la zone externe, le Briançonnais (ou Méso-Pennique briançonnais), le Piémontais (ou Méso-Pennique piémontais) et le Liguro-Piémontais (Sud-Pennique et océanique).

L'absence presque totale des nappes austro-alpines dans les Alpes Occidentales permet d'observer assez facilement les roches métamorphiques profondes passées en subduction pendant la formation de la chaîne (Lallemand *et al.*, 2005).

4. Les données sur la structure crustale et lithosphérique

Les résultats du profil ECORS (Figure 15) ont permis des observations sur la structure crustale et lithosphérique de cette zone de la chaîne alpine.

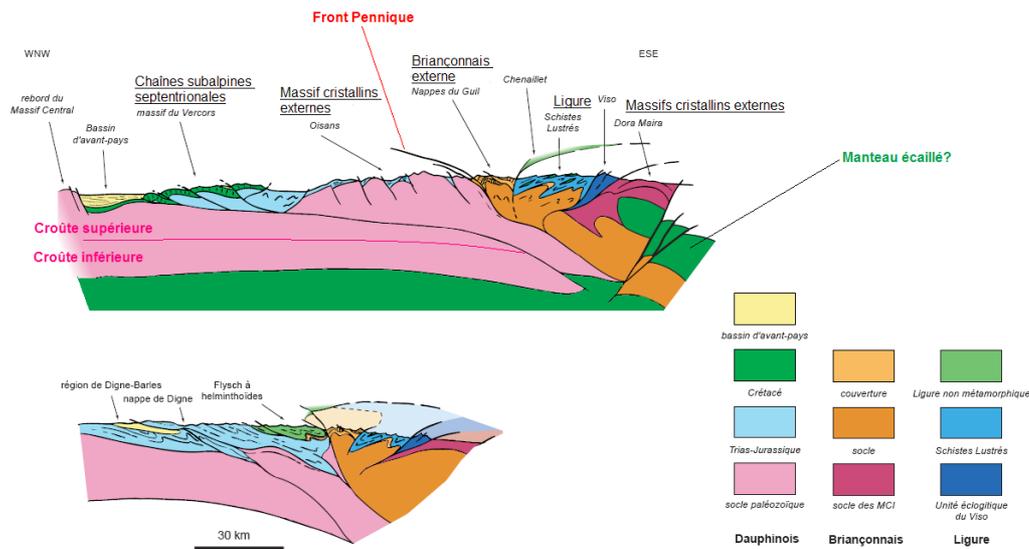


Figure 15 : Coupe dans les Alpes Occidentales (D'après Lallemand *et al.*, 2005 modifié)

Le Moho s'approfondit d'ouest en est jusqu'à l'aplomb du front pennique. La croûte inférieure suit l'approfondissement sans changer d'épaisseur puis remonte sous les zones internes alors que la croûte supérieure s'épaissit nettement. Il est possible alors qu'il existe une zone de décollement, qui descend vers l'est pour traverser le Moho, entre les deux parties de la croûte. La subduction de la croûte inférieure génère un bourrelet au niveau de la croûte supérieure au dessus de la zone de décollement. De plus, les données récentes dans les zones internes ont montré la présence d'un corps dense à faible profondeur, comme une écaille du manteau qui serait lié au recoupage du Moho par ce décollement qui s'enfonce vers l'est (Lallemand *et al.*, 2005).

5. Les domaines externes représentés par le domaine Dauphinois

Le domaine dauphinois constitue la majeure partie de la surface. Il forme les chaînes subalpines et comprend les chaînes subalpines septentrionales (Bornes, Bauges, Chartreuse, Vercors) ainsi que les chaînes subalpines méridionales (Dévoluy, Diois, Oisans, Baronnies), constituées essentiellement d'unités charriées de couverture sédimentaire.

Les unités du socle hercynien affleurent largement dans les massifs cristallins externes (Mont Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne, Oisans, Mercantour) ; ces unités affleurent à l'est des unités de couverture qui se sont déformées en grande partie indépendamment de leur socle.

Les séries stratigraphiques (Figure 16) sont décollées au niveau du gypse du Trias et découpées en écailles chevauchantes vers l'ouest alors que le toit du socle s'enfonce sans se déformer. Les unités chevauchantes recouvrent des dépôts d'âge Miocène inférieur semblables aux molasses du bassin d'avant-pays.

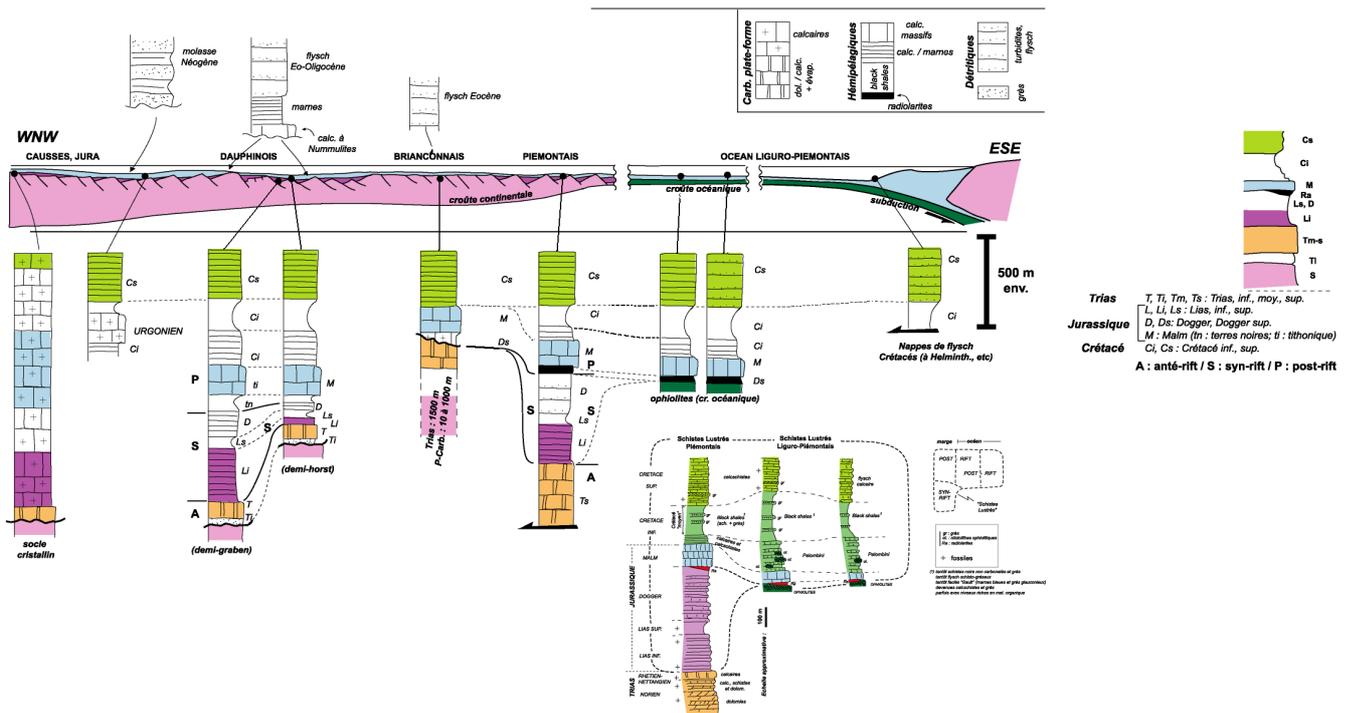


Figure 16 : Les séries stratigraphiques des Alpes Occidentales (d'après Agard et Lemoine, 2003 modifié).

Certains chevauchements ont un pendage inverse et déplacent des unités vers l'est par rapport à leur substratum (rétrochevauchements). On retrouve cette structure en écaille de couverture décollée sur un socle non déformé dans toutes les zones externes des Alpes, y compris le Jura.

Les paysages de cette région des Alpes sont contrôlés de manière très étroite par des niveaux caractéristiques de la série lithostratigraphique du Dauphinois. La série épaisse de plus de 3000 m est formée essentiellement de calcaires déposés sous faible tranche d'eau dans un domaine de plateforme. Le Trias est gréseux, puis calcaire et évaporitique. Le Jurassique et le Crétacé sont essentiellement calcaires sauf la zone des Terres noires. Les niveaux importants de cette zone sont la barre des calcaires récifaux de l'Urgonien et la barre des calcaires pélagiques du Tithonique.

Le domaine dauphinois montre un gradient d'épaisseur crustale d'ouest en est. L'épaississement est réalisé par l'empilement d'écailles de couverture au front de la chaîne. Ce prisme sédimentaire est décollé de son socle au travers d'un décollement localisé dans les évaporites du Trias et chevauche le bassin d'avant-pays oligo-miocène.

Plus à l'est, le socle est à son tour impliqué dans les chevauchements à la faveur de la plongée du décollement dans la croûte moyenne. Les parties orientales ont été enfouies à 10 km de profondeur environ et présentent une déformation ductile compatible avec un raccourcissement est-ouest et le chevauchement du Briançonnais sur le Dauphinois. Le domaine dauphinois est donc un prisme d'accrétion sédimentaire et crustal formé au cours de l'Oligocène et du Miocène. Ce prisme s'est formé aux dépens d'une croûte continentale en partie amincie par un épisode de rifting au Jurassique inférieur (Lallemand *et al.*, 2005).

6. Les zones internes des Alpes

a. Le domaine Briançonnais (Mésio-Pennique)

Le domaine Briançonnais affleure à l'est du domaine Dauphinois et présente également une séparation entre un ensemble essentiellement composé de sédiments paléozoïques et mésozoïques à l'ouest, et des unités de socle métamorphique à l'est (socle d'Ambrien et massifs cristallins internes, Grand Paradis et Dora Maira) suggérant encore une fois une évolution séparée du socle et de la couverture.

Le contact des zones externes et internes, ou Front Pennique (marqué par une zone de gypse plus ou moins épaisse), rapproche le domaine Dauphinois et le domaine Briançonnais. Des unités intermédiaires, telle que l'Ultra-Dauphinois et le Sub-Briançonnais, viennent s'intercaler entre les deux.

Le domaine Briançonnais comprend la zone Briançonnaise proprement dite ainsi que les massifs cristallins internes, les deux ensembles étant connectés sous les Schistes Lustrés.

Les séries du Briançonnais comportent, au dessus du socle Hercynien et de séries houillères présentes surtout au nord, les quartzites et les calcaires dolomitiques des Dolomites dans le domaine Apulien. C'est l'époque du rifting de la Téthys.

Plusieurs niveaux d'évaporites sont intercalés dans la série et peuvent servir de niveau de décollement. Les différentes nappes Briançonnaises ont été séparées de leur socle et de son tégument en fonction de la présence évaporitiques.

Au-dessus du Trias, viennent des dépôts du Jurassique terminal, très peu épais (quelques dizaines de mètres seulement parfois) dont la base est plus ou moins érosive. Tout le reste du Jurassique manque. Le Jurassique supérieur est recouvert par les calcaires pélagiques en plaquettes du Crétacé supérieur, assez peu épais. Ils recouvrent en discordance tous les dépôts précédents et peuvent reposer directement sur le Trias supérieur ou inférieur.

Le domaine sub-Briançonnais diffère du Briançonnais essentiellement par la présence d'un Lias plus ou moins épais, la série y est donc plus complète.

Les séries mésozoïques sont finalement recouvertes par un flysch de l'Eocène. Ces discordances à l'intérieur de la série Briançonnaise témoignent en fait du même épisode de rifting que celui que nous avons vu dans le Dauphinois. On reconnaît des blocs basculés et des failles normales bien préservés dans les différentes nappes.

On retrouve dans le Briançonnais une évolution proche de celle du Dauphinois mais avec un enfouissement beaucoup plus important. Dans la partie occidentale, près du Front Pennique, les unités de couverture forment un prisme d'accrétion sédimentaire désolidarisé du socle au travers d'un décollement. Les unités sédimentaires les plus à l'est ont été enfouies à 30 km de profondeur ou plus. Le socle a évolué indépendamment et a plongé beaucoup plus loin dans la zone de subduction jusqu'à atteindre 100 km ou plus.

En conclusion sur le Briançonnais, on doit mettre l'accent sur la formation d'un prisme d'accrétion et sur la subduction à grande profondeur des unités de socle. Le Briançonnais représente donc un complexe de subduction d'âge Paléocène et Eocène.

b. Le domaine piémontais (Mésio-Pennique) et liguro piémontais (Sud-Pennique)

A l'est de la zone Briançonnaise, on entre dans le « pays des Schistes lustrés » (Agard et Lemoine) - domaine piémontais, où sont charriées les unes sur les autres vers l'ouest (Dercourt, 2002) et repliées ensemble plusieurs séries, les une piémontaises sensu stricto (marge continentale distale), les autres liguro-piémontaises (océaniques).

Le domaine liguro-piémontais (sud-pennique) est caractérisé par des nappes océaniques qui sont issues de l'océan Liguro-Piémontais (Agard et Lemoine, 2003).

Les sédiments déposés sur la croûte océanique ayant subi le même degré de métamorphisme que ceux de la couverture piémontaise, il n'est pas aisé de tracer la limite des deux ensembles. Le sommet de la couverture ligurienne est identique à celui de la zone piémontaise et comme lui, il s'en est décollé avant d'avoir été métamorphisé et participe aux klippes de flysch à Helminthoïdes. Après l'ensemble de ces chevauchements, le substrat de la nappe ligurienne (zone piémontaise) déformé, affleure jusqu'à son socle paléozoïque à la faveur des fenêtres tectoniques (Grand Paradis, Dora Maira...) (Dercourt, 2002)

Le domaine piémontais est composé de calcschiste de la nappe des Schistes Lustrés et des metabasites associées, mais également de la nappe du flysch à Helminthoïdes qui flotte à l'avant sur le domaine Briançonnais et le domaine Dauphinois (Lallemand *et al.*, 2005).

Des massifs ophiolitiques (Mont Viso, Chenaillet,...) fragments d'une croûte océanique et leur couverture essentiellement péritique (métamorphisée en Schistes Lustrés) chevauchent les séries piémontaises. Le sommet de cette couverture, le flysch à Helminthoïdes, fut décollé avant qu'elle n'ait été métamorphisée et il s'est répandu loin vers l'ouest en vastes klippes (Ubaye-Embrunais et Alpes Maritimes) ou plus modeste (unité sommitale de la klippe des Préalpes) (Dercourt, 2002).

Ainsi, certaines unités sont très métamorphiques comme les ophiolites du Viso, d'autres pas du tout comme le flysch à Helminthoïdes ou les ophiolites du Chenaillet. Il y a une différence de comportement entre des unités ayant subduit profondément et des unités restées en surface (Lallemand *et al.*, 2005).

Le socle du domaine liguro-piémontais est donc océanique. On retrouve, dispersés dans la chaîne, les différents termes d'une série ophiolitique métamorphisés à des degrés divers.

L'exemple le plus clair est celui du massif du Chenaillet (séquence ophiolitique caractéristique des dorsales lentes). On y observe, de bas en haut : des serpentinites (hydratation des péridotites du manteau), des gabbros assez peu épais puis des basaltes en coussins. Les sédiments y sont essentiellement des radiolarites et des calcaires pélagiques datés du Jurassique supérieur (Callovo-Oxfordien). Ils reposent directement sur les basaltes en coussins voire même par endroits sur les serpentinites.

Le domaine liguro-piémontais est donc un complexe de subduction dans lequel des unités sont passées en profondeur (jusqu'à 80 km pour le Viso) et d'autres sont restées en surface, décollées soit à la faveur des serpentinites du manteau hydraté soit à la faveur de niveaux de sédiments peu compétents. On se trouve donc encore une fois dans le contexte de la subduction à grande profondeur de certaines unités qui vont circuler dans le chenal de subduction, alors que d'autres unités restent dans les parties moins profondes. Ce complexe de subduction développé aux dépens de l'océan Liguro-Piémontais se forme du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur (Lallemand *et al.*, 2005).

F. LE METAMORPHISME DES CHAINES ALPINES

Les déformations qui ont abouti aux structures alpines s'accompagnent de métamorphisme comme dans toutes les chaînes de collision. L'étude de la carte de la structure métamorphique des Alpes (Annexe 1) (CCGM, 2004) montre que le métamorphisme y est situé au dessus de la LPA. En effet, dans les Alpes Méridionales, les roches ont subi des déformations peu intenses, quelques plis pratiquement sans métamorphisme et surtout des chevauchements qui impliquent un raccourcissement nord-sud d'une centaine de kilomètres.

Il existe, au sein de la chaîne alpine, deux événements métamorphiques successifs liés à la subduction océan – continent puis à la collision et la genèse d'un prisme de collision.

Les roches ayant subi des subductions sont affectées par des métamorphismes haute pression – basse température (HP-BT) dans les faciès schistes bleus et élogites, voire même ultra haute pression (UHP) avec un faciès schistes blancs à coésites qui résulte de l'enfouissement à 100 km de profondeur. Celles qui sont impliquées dans le prisme de collision crustale ou lithosphériques ont été ensuite affectées de métamorphisme dans les faciès schistes verts ou amphibolites (haute température - HT) (Lemoine *et al.*, 2005).

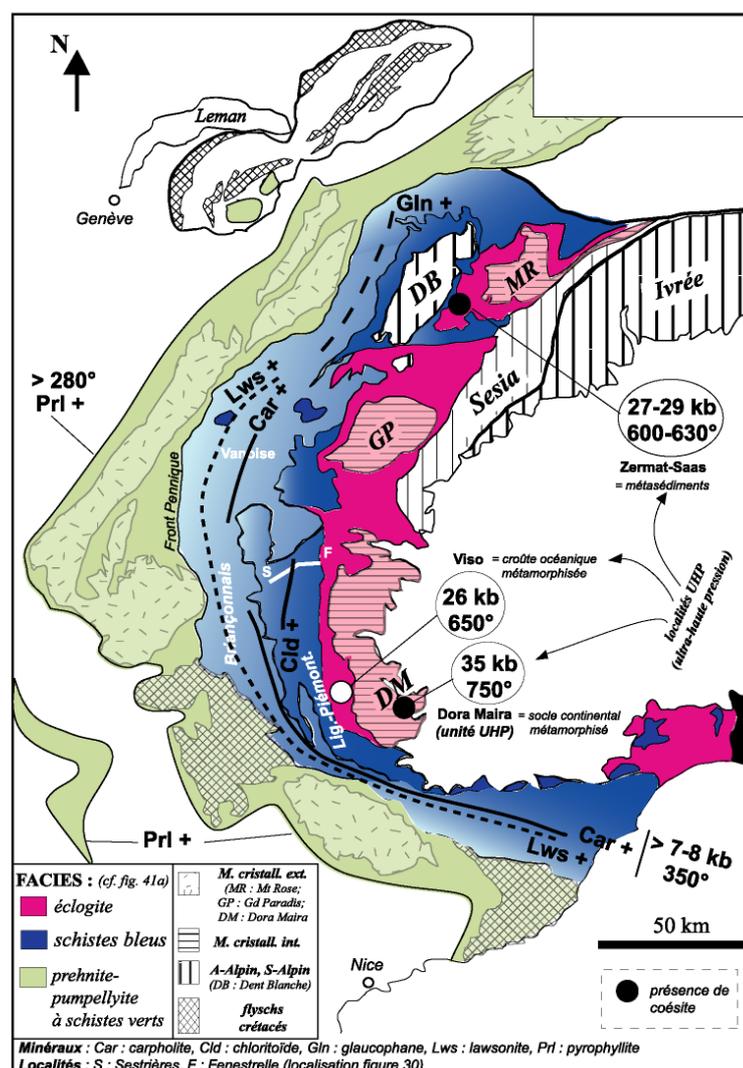


Figure 17 : Carte de la structure métamorphique des Alpes Occidentales (Agard et Lemoine, 2003).

Dans la partie est et sud-est des Alpes, ou Alpes Occidentales (Figure 17 et annexe 2), les conditions du pic de métamorphisme rencontré à l'est du front Pennique correspondent à un gradient de HP/BT (faciès schistes bleus et écolgites). Or, comme nous l'avons vu précédemment, ce type de conditions P/T est similaire au régime prévalent dans les zones de subduction. Cette zone est donc un vestige d'une subduction. La présence d'ophiolites montre qu'une partie de la lithosphère océanique subduite a été postérieurement exhumée. De plus, il existe une zonation croissante d'ouest en est (Figure 18).

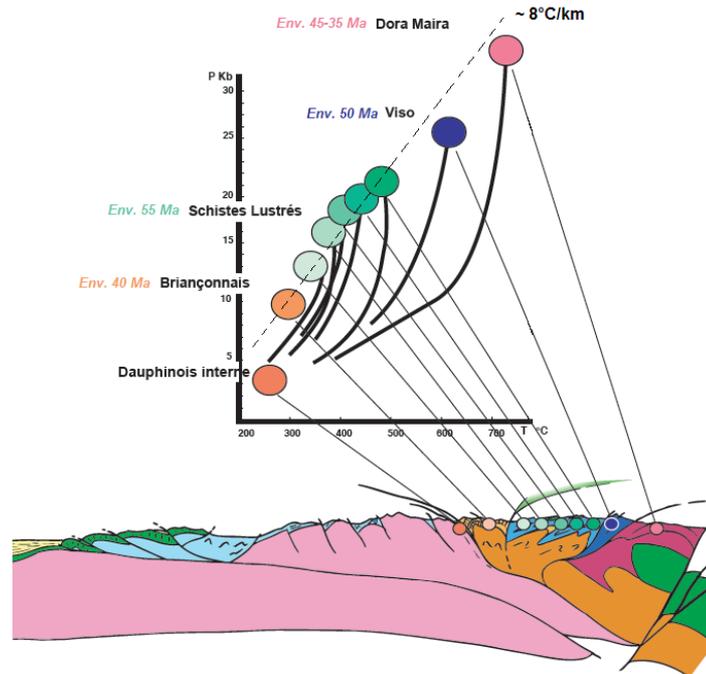


Figure 18 : Coupe des structures métamorphiques dans les Alpes Occidentales (D'après Lallemand *et al.*, 2005 modifié)

A l'est du Front Pennique, les limites d'apparition des minéraux nouveaux épousent la courbure de la chaîne. Leur succession montre des conditions de pression et de température globalement croissante de l'extérieur vers l'intérieur, traduisant un accroissement vers la profondeur.

Enfin, à la différence des Alpes Centrales, comme nous allons le voir ensuite, le métamorphisme HP/BT est bien préservé, le métamorphisme de collision est resté dans le faciès schistes verts (Agard et Lemoine, 2003).

Au sein des Alpes Centrales (Annexe 3), on remarque que la zone de métamorphisme est caractérisée par les Alpes Lépointines et Simplo-Tessinoises avec un métamorphisme à faciès des amphibolite (HT-BP). Autour de cette zone, le métamorphisme à faciès varié à haute température. Cette zone est constituée d'un mélange de reliques de faciès écolgite, de faciès amphibolites et de faciès granulites locaux. Ces faciès à HT sont particulièrement représentatifs de zones d'importante collision.

En effet, l'édifice des nappes éocènes a subi, à partir de l'Eocène-Oligocène (35-40 Ma), une compression beaucoup plus forte que les Alpes Occidentales. En effet, l'orientation est-ouest de cette partie de la chaîne alpine a subi de façon plus intense la remontée vers le nord de la marge adriatique qui se produit alors. Cette marge, froide et rigide, s'emboutit dans la marge européenne, épaissie, chaude et ductile, faisant remonter l'édifice des nappes vers la surface. Le transfert de chaleur le long de la zone verticale située au contact des deux plaques déclenche la mobilisation de magmas granitiques (Val Bregaglia) (Debelmas

& Mascle, 2004). Ainsi, dans cette partie des Alpes, l'évolution métamorphique classique se termine par l'apparition d'un dôme thermique centré sur les zones internes helvétiques dans lequel la température atteint les 650°C (pour une pression de 6 kbar) – faciès amphibolites, et localement celui des granulites et de l'anatexie. La fin de l'histoire métamorphique des Alpes se produit donc dans un régime thermique totalement différent de l'histoire précoce, beaucoup plus chaud (Jolivet, 1995).

Enfin, les Alpes Orientales (Annexe 4) sont liées à une tectonique plus complexe qui associe des structures métamorphiques dont les faciès sont liés à une subduction, et des structures dont les faciès sont joints à une collision.

L'étude des âges tectonométamorphiques des Alpes (Annexe 5 ; CCGM, 2004) permettent de dater les zones de métamorphisme HP (processus liés à la subduction) et les zones de métamorphisme HT (processus lié syn- et post-collision) en ne prenant en compte que l'histoire Méso-Cénozoïque de la chaîne (orogénèse alpine).

Les zones de subductions, datées de 110 à 35 Ma montrent trois zones distinctes. En effet, on remarque que les premières phases de subductions sont situées à l'extrême est de la chaîne, sous la fenêtre des Tauern et dans les zones de Koralpe et Saulape. Ces prémices de subductions sont observés, sur les zones austro-alpines des Alpes Centrales (Sesia et Dent Blanche) et sont datées de 90 Ma à 60 Ma. Ces zones sont les reliques des premières subductions de l'Europe sous l'Apulie dans les Alpes. Enfin, la zone occidentale des Alpes, particulièrement caractéristique d'un métamorphisme de subduction, date de 59 Ma à 35 Ma.

Les structures métamorphiques représentant des zones touchées par la collision ont été datées de la même façon et montrent que la collision est âgée de 60 Ma dans les Alpes Occidentales et une partie des Alpes Centrales alors qu'elle s'étale de 110 Ma à 60 Ma dans les Alpes Orientales. On peut ainsi conclure que la collision a commencé dans la partie nord-est de la chaîne alpine puis s'est déroulée plus tard dans les zones centrales et occidentales. Ces deux observations montrent un processus tectonique qui a commencé par une subduction et une collision dans les Alpes Orientales, une subduction au sein des structures apuliennes concomitantes à une subduction et une collision occidentale. Ces datations sont approximatives mais permettent de situer géographiquement les processus de subduction et de collision au sein de la chaîne alpine.

V. HISTOIRE DES ALPES

L'affleurement des ophiolites associées à leurs couvertures de sédiments dans la chaîne alpine, montre que celle-ci est issue d'un ou plusieurs océans. En effet, le cycle alpin, succédant en Europe Occidentale au cycle hercynien, a débuté par un rifting responsable de la création, au sein du méga continent Pangée, d'un nouvel océan, la Téthys. Le secteur liguro-piémontais était situé à l'emplacement des futures Alpes. Le deuxième océan présent dans la zone alpine était l'océan Valaisan. Ouvert au Crétacé, cet océan était situé au milieu de la marge européenne Téthys-Ligure (Lemoine *et al.*, 2005)

A. RIFTING TETHYSIEN

1. Cas de la Téthys (figure 19)

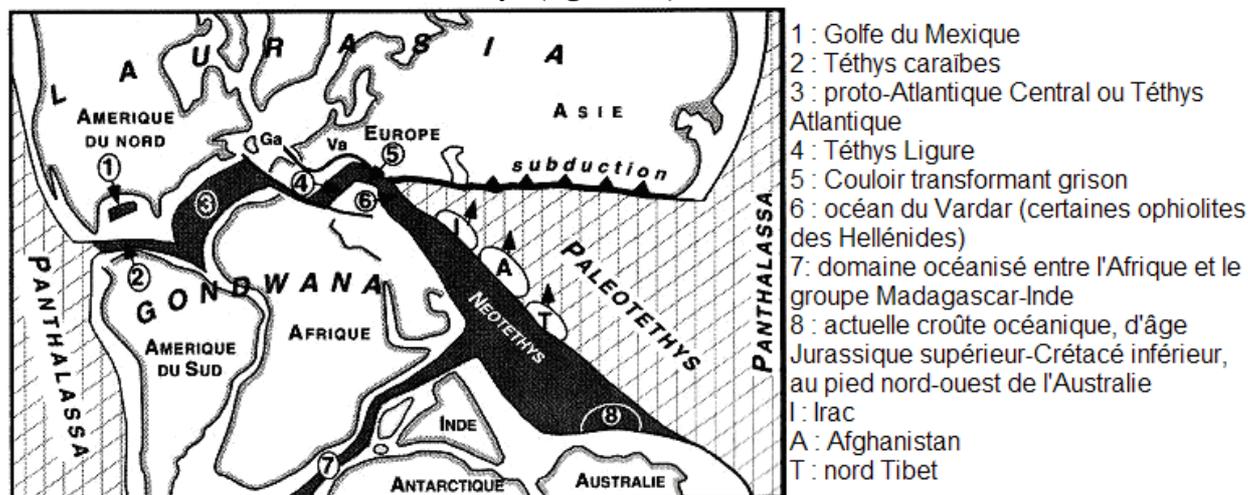


Figure 19 : La Téthys au Jurassique supérieur, vers 145 Ma (Lemoine *et al.*, 2003)

Dès 1924, Argand utilise le nom de Téthys pour désigner l'océan qui séparait l'Eurasie de l'Indo-Afrique, et qui a donné, après rapprochement de ces deux continents, les chaînes alpines, himalayennes et la Méditerranée (Westphal *et al.*, 2002). La Téthys va transgresser d'est en ouest et occuper la zone mobile « mésogéenne » à partir de la fin du Permien (245 Ma). Elle coupera la Pangée en séparant le Gondwana Méridional, en pleine dislocation, d'un ensemble septentrional plus stable, la Laurasia par un système de failles transformantes qui fonctionne en décrochements dextre. La Téthys va atteindre Gibraltar pendant le Trias supérieur, puis elle s'infiltre entre l'Afrique de l'Ouest et l'Amérique du Nord pour atteindre les Caraïbes au début du Dogger (Jurassique moyen) (Elmi et Babin, 2006). L'amplitude du mouvement est de 1500 à 3000 km suivant les reconstructions, ce qui donne une vitesse de 30 km/Ma (Westphal *et al.*, 2002). La partie qui nous intéresse dans cet exposé correspond à la tectonique de la Téthys Méditerranéenne qui se développe à l'ouest à partir d'une Téthys Orientale permanente appelée alors Panthalassée.

Au Trias supérieur et au Jurassique, la configuration change. L'Atlantique central, entre l'Amérique du Nord et l'Afrique de l'Ouest, commence à s'ouvrir. A la place de la zone transformante, un système faille-rift-faille apparaît et le mouvement entre l'Afrique et l'Europe devient un décrochement essentiellement senestre vers l'est-sud-est. L'espace téthysien s'agrandit obliquement par rapport aux marges continentales avec des conséquences sur l'orientation des futures zones de subduction.

Au Pliensbachien (Jurassique inférieur - 190 Ma), l'océan Téthysien est largement ouvert vers l'est sur le domaine Pacifique (Téthys Orientale). La marge passive méridionale de cet océan comprend tous les domaines situés aujourd'hui au sud de la ceinture ophiolitique téthysienne depuis la plateforme arabe jusqu'au domaine pélagonien dans les zones internes des Héliénides. La Téthys subducte sous sa marge nord depuis le Trias. Un arc volcanique très important s'y est développé, depuis le bloc de Lhasa jusqu'au domaine de Rhodope au confins de la Grèce et de la Bulgarie. Des phénomènes compressifs sont déjà connus à cette époque dans le domaine d'arrière-arc dans la région du Caucase (Jolivet, 1995).

Cette extension va durer jusqu'au Jurassique supérieur où l'Atlantique Sud, puis l'Atlantique Nord s'ouvrent de même que l'océan indien. Pour le Téthys, cela se traduit par la fin de mouvement de décrochement senestre et un début du serrage. Le mouvement

relatif de l'Afrique par rapport à l'Europe prend une composante sud-nord importante (Westphal *et al.*, 2002). Au Callovien (155 Ma – Jurassique moyen) (Figure 20), la Téthys tente sa jonction avec l'océan Atlantique par l'ouverture d'un petit bassin océanique vers l'ouest : l'océan alpin (Liguro-Piémontais) qui va séparer les domaines Briançonnais et austro-alpin. La subduction se poursuit sous la marge nord de la Téthys.

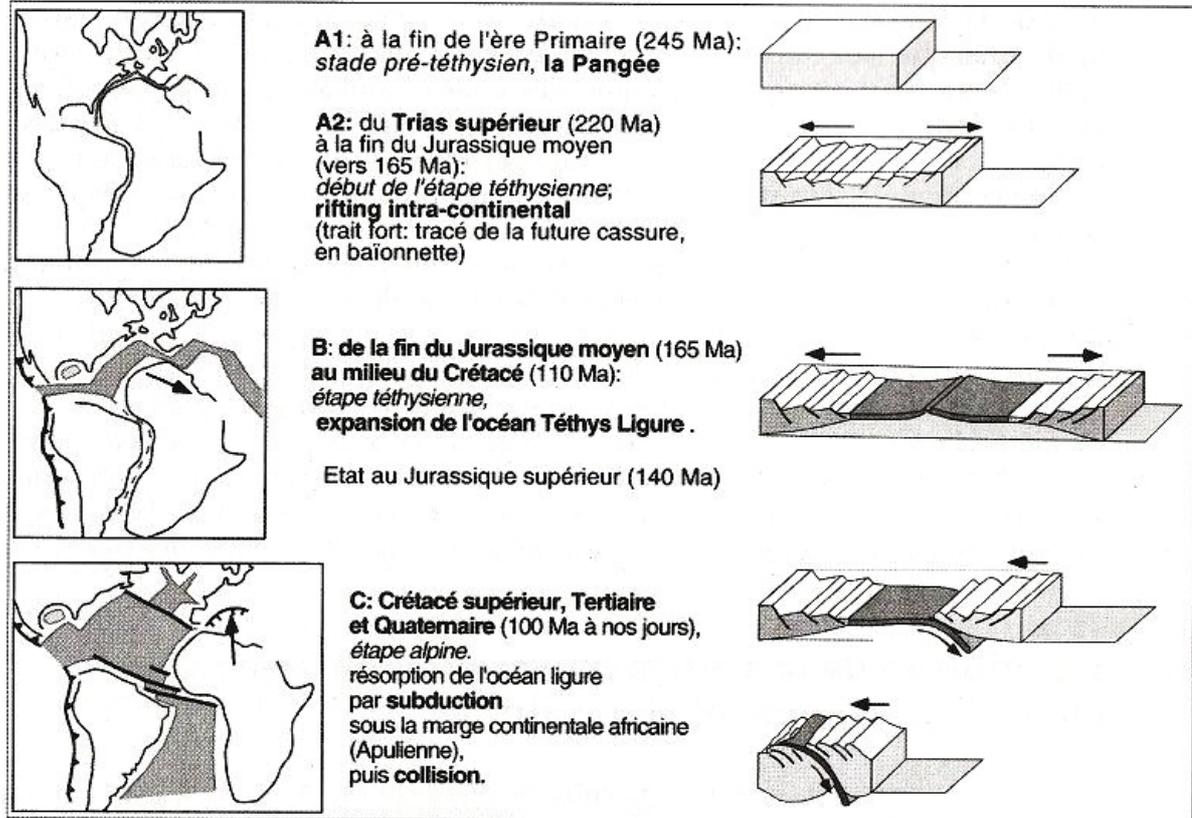


Figure 20 : Grandes étapes de l'évolution de la Téthys Liguro-Piémontaise. Ces schémas simplifié ne tiennent pas compte de l'océan Valaisan (Lemoine *et al.*, 2005).

Et c'est au Jurassique – Crétacé (155 Ma) que la jonction Atlantique – Téthys est réalisée sous forme de bassins étroits, c'est le domaine valaisan.

La Téthys est en subduction sous la marge sud de l'Eurasie, et c'est au Crétacé que la fermeture de cet océan va débiter. En effet, dès le Crétacé inférieur, près de la zone de fermeture de la Téthys, une première nappe ophiolitique de grande ampleur se met en place sur la marge sud (actuel chaîne des Dinarides et des Héliénides). A l'Aptien (110 Ma – Crétacé inférieur), La collision démarre dans la partie nord de l'océan alpin encore jeune, les premiers événements compressifs se font sentir dans les Alpes Orientales. Pourtant, à Aptien, alors que la subduction continue et restreint de plus en plus le domaine téthysien, l'ouverture océanique progresse dans le domaine sud téthysien ouvrant un bassin qui est aujourd'hui préservé en Méditerranée Orientale. Il isole de la masse principale sud-téthysienne les domaines du Pélagonien, du Gavrovo et Ionien qui constituent aujourd'hui les nappes helléniques.

La fermeture de l'Océan Téthysien à l'est s'effectue du Crétacé moyen jusqu'au Paléocène-Eocène inférieur, âge de la collision entre l'Inde et l'Asie et le début de la formation du domaine himalayen. La Méditerranée actuelle est donc un des vestiges de l'ancienne Téthys.

2. Cas de l'océan Liguro Piémontais et du domaine Valaisan (Figure 21).

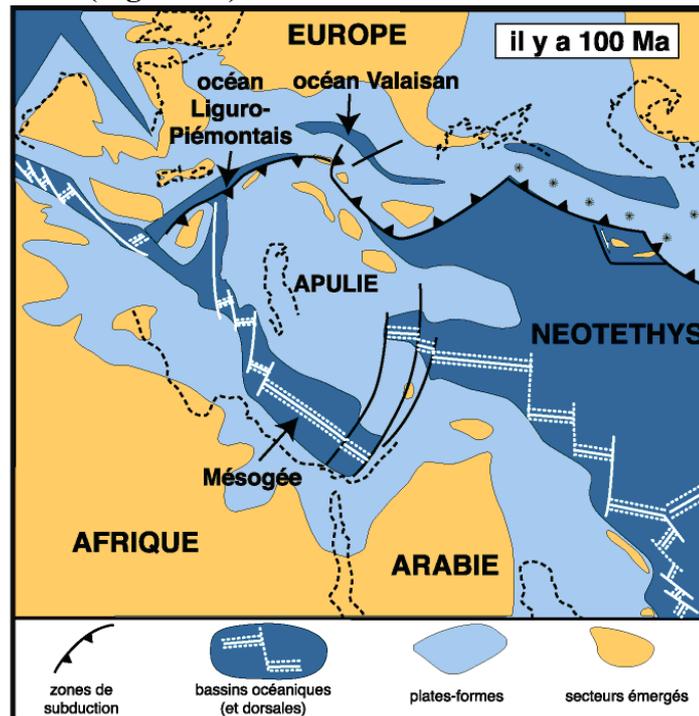


Figure 21 : Reconstitution paléogéodynamique de l'océan Liguro-Piémontais et de l'océan Valaisan (Agard et Lemoine, 2003).

Au début du cycle alpin, au Trias, il n'y avait, à l'emplacement des futures Alpes, qu'une plateforme continentale faiblement immergée. C'est au cours du Jurassique qu'un phénomène distensif a ouvert dans cette plateforme un espace océanique dit « Liguro-Piémontais » faisant partie de la Téthys (Debelmas et Macle, 2004). En effet, sur les deux futures marges de l'océan Liguro-Piémontais, les sédiments du Carbonifère supérieur, du Permien et du Trias ont des épaisseurs importantes et variables latéralement, ce qui démontre un étirement – amincissement – de la lithosphère continentale, et donc un phénomène de tectonique d'extension.

Le rifting qui a précédé l'ouverture de l'océan Liguro-Piémontais marque le début du cycle alpin. Il débute au Trias supérieur, où les sédiments déposés sur un continent aplani par l'érosion et par l'étalement tectonique des reliefs hercyniens vont subir la crise sédimentaire et tectonique de la fin du Norien (Rhénien) qui correspond au début de la grande transgression Jurassique.

Le rifting a été actif tout au long du Lias (Jurassique inférieure) et d'une partie du Dogger (Jurassique moyen), dès 205 Ma et jusqu'à 165 Ma, date de l'expansion de l'océan Liguro Piémontais. Sa marge nord était européenne, sa marge sud, par contre, était apulienne ou adriatique.

L'extension syn-rift est d'orientation NW-SE avec des paléofailles normales d'extension pures (nord-est – sud-ouest) et des failles de décrochement – de transfert (nord-ouest – sud-est) principalement. Cette extension a été génératrice de structures comme des blocs basculés large de 5 à 20 km délimités par les failles normales – ces failles peuvent être listriques. Ces blocs ont induit une paléogéographie contrastée faite d'alternance de hauts-fonds et de bassins profonds et subsidents. A partir du Sinémurien (Jurassique inférieur), les blocs basculés se sont individualisés et on formé des demi horst et des demi grabens.

La marge continentale européenne comprenait deux bassins subsidents séparés par un large domaine qui a été, suivant les époques, tantôt un haut-fond sous-marin, tantôt une île

immergée. Les structures sont, d'est en ouest, le bassin dauphinois (Alpes Occidentales) ou helvétique (Alpes Centrales), le haut-fond briançonnais, le bassin piémontais (ce bassin correspondait à la moitié d'un rift dont l'autre moitié appartient à la marge continentale apulo-africaine).

Après la rupture continentale, on peut observer du nord au sud dans les Alpes Centrales ou du nord-ouest au sud-est dans les Alpes Occidentales trois domaines : la plateforme européenne qui reçoit des carbonates de plate-forme (1000 à 2000 m pour le Jurassique), une marge continentale passive (large de quelques centaines de mètres) recevant des sédiments pélagiques et le domaine océanique liguro-piémontais en cour d'expansion (Lemoine *et al.*, 2005).

Les reconstitutions paléogéographiques proposeraient un modèle dans lequel l'océan Liguro-Piémontais aurait été d'orientation nord-est – sud-ouest, plus ou moins calqué sur la position des Alpes Occidentales du Miocène, de plus, un segment Grisons serait lui plutôt plus ou moins parallèle aux Alpes Centrales et Orientales actuelles. Cette distinction de deux branches serait liée aux différences entre les évolutions sédimentaires post-rift dans le briançonnais des Alpes Occidentales et celui des Préalpes dans les Alpes Centrales. L'étude comparative de deux transversales dans les Alpes Occidentales (Alpes Ligure, Alpes Briançonnaise, massif de la Vanoise) et dans les Alpes Centrales (Chablais et Préalpes Romandes) montrent deux Briançonnais différents. En effet, des différences importantes apparaissent lors de l'expansion océanique téthysienne au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur. Au Jurassique, la série stratigraphique entre Chablais et les Préalpes Romandes montrent une importante activité tectonique. Au Crétacé, une activité tectonique est générée, à l'inverse, dans le domaine du Briançonnais et de la Vanoise.

Au cours du Jurassique supérieur et du crétacé inférieur, dans les domaines Dauphinois et Provençal, un rift intracontinental (branche Gascogne-Valais-Grison) s'est formé et a précédé deux ouvertures, à l'ouest celle du Golfe de Gascogne et dans les Alpes Centrales, celle de l'océan Valaisan, entre les domaines helvétiques et briançonnais. Cet océan s'est partiellement océanisé du Malm – Crétacé inférieur au Crétacé supérieur – début Tertiaire. Les secteurs qui ont été océanisés sont le Golfe de Gascogne à l'ouest, et le domaine valaisan à ophiolites à l'est. L'océan Valaisan a eu une durée de vie très courte : il est donc resté très étroit (quelques centaines de km), peut être même de façon discontinue (Lemoine *et al.*, 2005). Dans les Alpes Centrales, il était séparé de l'océan Liguro-Piémontais (né au Jurassique moyen) par le bloc continental SBR (Grand-Saint-Bernard-Mont-Rose) (Figure 22) (Lemoine *et al.*, 2005).

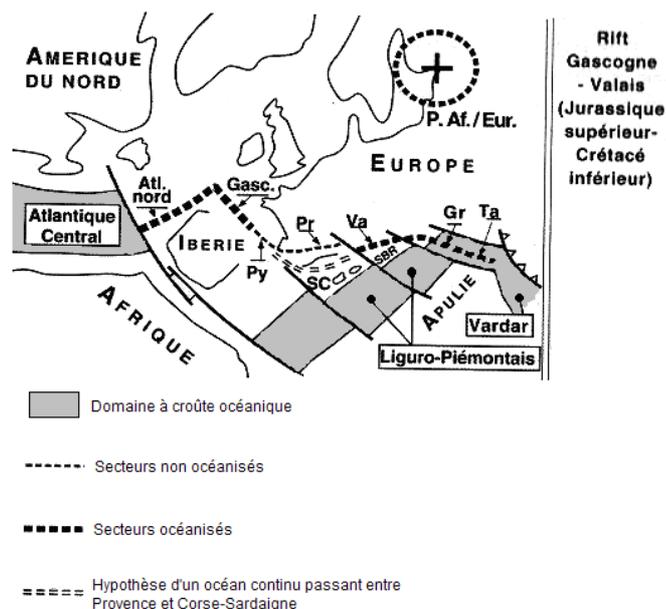


Figure 22 : Modèle paléogéographique de l'océan Liguro-Piémontais au Jurassique supérieur. Atl. nord : Atlantique nord, Py : Pyrénées, Pr : Provence et Chaînes Subalpines méridionales des Alpes Occidentales, Va : Océan Valaisan, Gr : Grisons, Ta : Hohe Tauern, P. Af./Eur. : position approximative du pôle de rotation de l'Afrique par rapport à l'Europe au Jurassique moyen-supérieur (Lemoine *et al.*, 2005).

Certaines transversales des Alpes, (des Cévennes au nord-ouest au Frioul au sud-est), montrent qu'il y a eu en réalité trois rifts. Le rift central (Piémontais-Canavese-Err) s'est rompu sur toute sa longueur et a donné l'océan Liguro-Piémontais, le rift nord-ouest (Dauphinois-Helvétique-Valaisan) n'a été océanisé que partiellement et tardivement et a donné l'océan Valaisan, et enfin, le rift méridional (Ela-Ortler-Lombardie) appartenant au continent apulo-africain, n'a pas été jusqu'à la rupture et à l'océanisation (Lemoine *et al.*, 2005).

3. Volcanisme accompagnant le rifting

Pendant le rifting, la traction horizontale permet l'ouverture de fissures par lesquelles un magma généralement alcalin monte jusqu'à la surface. Dans les Alpes, il existe des riftings avec ou sans volcanisme associé, mais le volcanisme y est peu localisé. Il existe un volcanisme au Trias supérieur dans le massif du Pelvoux (Dauphinois – Alpes Occidentales). Des coulées de basaltes alcalins (« spilites du Pelvoux ») et des filons et cheminées d'accès au magma traversant le socle cristallin témoignent d'une tectonique en extension à cette époque (Lemoine *et al.*, 2005). On a pu observer ce type de volcanisme au Trias moyen-supérieur dans les Dolomites (Alpes Méridionales), au Jurassique ou au Crétacé dans certaines unités de la fenêtre des Hohe Tauern (Alpes Occidentales) (Lemoine *et al.*, 2005).

B. FERMETURE DE L'OCEAN ET COLLISION.

Au cours du Crétacé supérieur, l'Afrique a commencé à se rapprocher de l'Europe, la période alpine succède à la période téthysienne. La convergence des plaques s'est traduite par une subduction où la marge africaine devient une marge active (Lemoine *et al.*, 2005).

Entre 115 et 80 Ma, plus vraisemblablement entre 85 et 80 Ma (Crétacé supérieur), il y a un début de rétrécissement de l'océan Liguro-Piémontais qui conduira rapidement à la collision des continents européen et apulo-africain (Lemoine *et al.*, 2005).

Donc c'est au début du Crétacé supérieur que la lithosphère océanique de l'océan Liguro-Piémontais a commencé à être subduite sous la marge continentale apulo-africaine.

Cependant, une autre partie de la lithosphère liguro-piémontaise continue à recevoir des sédiments marins profonds (devenu des schistes et des calcaires – Palomboni - du crétacé inférieur, des schistes argileux – Black Shales – et grès du crétacé moyen et des calcschistes ou flyschs du Crétacé supérieur) (Lemoine *et al.*, 2005).

Dans les Alpes Centrales, entre les océans Liguro-Piémontais et Valaisan, le bloc SBR (domaines paléogéographiques du Subbriançonnais, Briançonnais et Piémontais) part à la dérive et entre en collision avec le bloc apulo-africain et ceci à l'est des Alpes Occidentales. A l'ouest, on admet que le rift Jurassique supérieur – Crétacé inférieur de la partie sud des Alpes Occidentales et de la Provence n'a pas été océanisé sauf au niveau du Golfe de Gascogne (Lemoine *et al.*, 2005).

A partir du milieu du Crétacé, vers 100 Ma, la paléogéographie va se modifier. Au début du Tertiaire, les Alpes ont alors commencé à se structurer, à surgir des eaux, en débutant par les zones les plus internes, côté apulo-africain. Les charriages et les plissements, partant de la marge continentale maintenant résorbée, progressent sur la marge européenne en mordant peu à peu sur des zones de plus en plus externe.

1. Etat de la déformation et du métamorphisme au sein de la chaîne alpine, et notamment au sein des alpes occidentales (Figure 23).

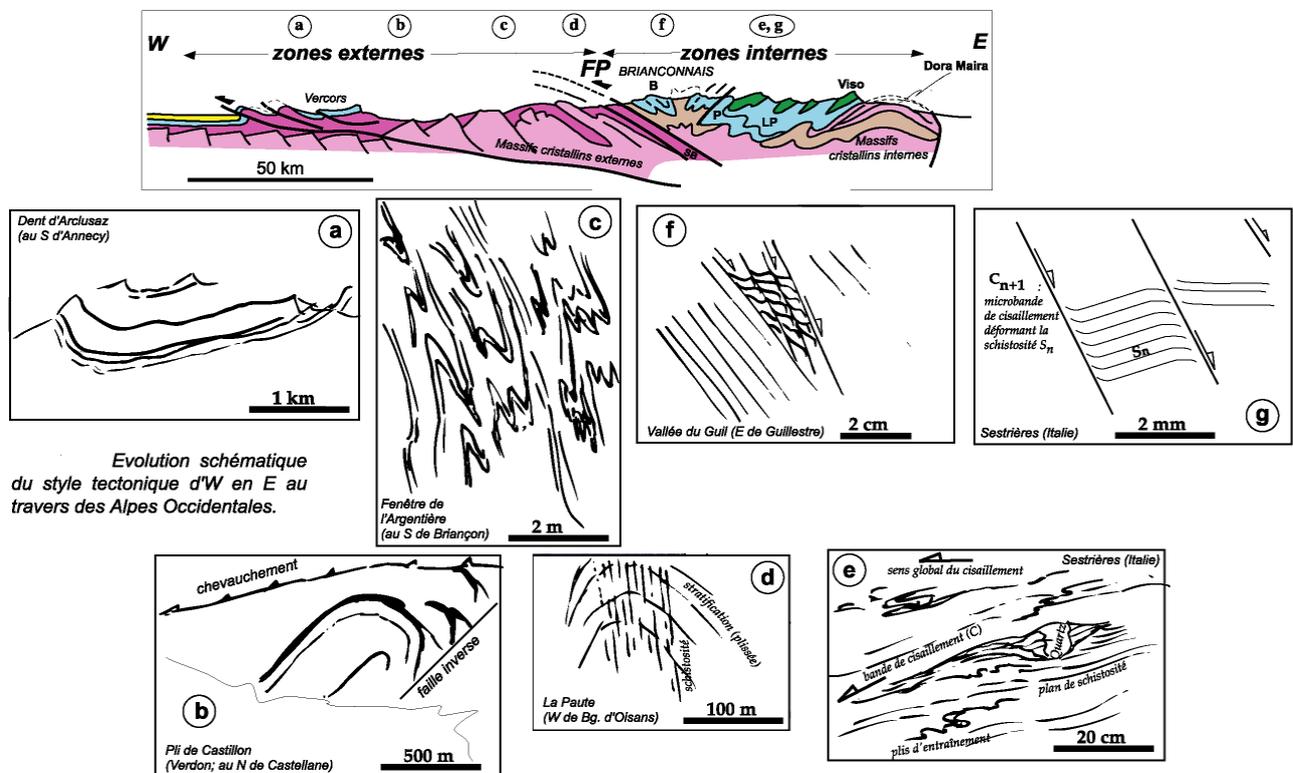


Figure 23 : Evolution schématique du style tectonique d'ouest en est au travers des Alpes Occidentales (d'après Agard et Lemoine, 2003 modifié).

La description des zones externe, aux zones internes des indices de métamorphisme au sein des roches, ce qui permet de définir leur enfouissement lors de la collision et la formation du prisme orogénique. L'étude de la chaîne alpine nous amènerait à étudier l'évolution du métamorphisme et de la déformation de la Méditerranée aux Carpates. Pourtant, nous avons déjà vu que les Alpes Méridionales ont été peu déformées. De plus, dans les Alpes Centrales, le métamorphisme Simplio-Tessinois, né dans le prisme de collision, atteint le faciès des amphibolites, effaçant toute trace du métamorphisme antérieur à la collision. Au contraire, dans le métamorphisme de collision est resté dans le faciès des Schistes Verts : les traces du métamorphisme HP-BT dû à la subduction ont été préservées. Ainsi, afin de déterminer la profondeur et la vitesse de formation du prisme orogénique, nous nous limiterons au domaine des Alpes Occidentales.

a. Evolution du style de déformation avec la profondeur

Dans la zone externe, de l'avant pays jusqu'au Front Pennique, le style tectonique évolue : les rejets et la densité des failles (surtout inverses) et des chevauchements augmentent ; les plis sont de plus en plus serrés. La série liasique, dans le Dauphinois, est épaisse et peu compétente et se déforme facilement. On observe dans la région de Bourg-d'Oisans une série de plis à plans axiaux verticaux indiquant un raccourcissement horizontal est-ouest. C'est dans cette région qu'apparaissent les premières déformations pénétratives sous la forme de schistosité verticale, parallèles aux plans axiaux de ces plis. De plus, ce sont également les premières à montrer des indices de métamorphisme. Même si on considère en général que le Front Pennique limite à l'ouest le domaine métamorphique, la partie orientale du Dauphinois contient des minéraux métamorphiques.

Dans les zones internes, la transformation est plus ductile. Aux abords et surtout à l'est du Front Pennique, les plis deviennent plus serrés, la schistosité se généralise (Lemoine *et al.*, 2005).

b. Répartition et signification du métamorphisme

L'étude du métamorphisme au niveau des zones de collision permet de définir la formation du prisme orogénique en fonction de la profondeur et de la vitesse d'enfouissement des différentes zones. L'étude du prisme orogénique se fera au sein des Alpes Occidentale pour faciliter l'étude.

A sein du domaine externe - le Dauphinois, les minéraux présents dans les schistes liasiques (280-300°C - 3 kbar) et la pyrophyllite (280°C) des roches du Lias situées dans la région du col d'Ormon montrent que la partie orientale du domaine dauphinois a atteint des profondeurs de l'ordre de la dizaine de kilomètres au cours de l'Oligocène et du Miocène.

Les roches des zones internes sont très déformées et métamorphisées. Les séries sédimentaires briançonnaises contiennent des minéraux métamorphiques de haute-pression et de basse-température : le lawsonite dans les roches volcaniques du Permien (couche du Guil) ou la carpholite (300-350°C, 10 kbar) dans les carbonates et schistes du Crétacé supérieur-Eocène ou encore dans les conglomérats du Permien de la haute vallée de la Haute Ubaye. L'enfouissement des unités sédimentaires est donc ici de l'ordre de 30 km.

Les massifs cristallins externes, notamment celui d'Acceglio, comportent des paragenèses métamorphiques à glaucophane, grenat et chloritoïde donnant des conditions P/T proches de celles du faciès des éclogites. C'est dans les massifs de la Dora Maira et Grand Paradis

qu'il y a de la coésite et du quartz piégé dans des inclusions (35 kbar, 700°C). L'enfouissement du socle est donc ici de l'ordre de 100 km (des profondeurs proches de celles de la base de la lithosphère), il a évolué indépendamment et a plongé beaucoup plus loin dans la zone de subduction jusqu'à atteindre 100 km ou plus.

Les données de la radiochronologie permettent de préciser le calendrier de ces événements métamorphiques. Les datations sur le massif de Dora Maira (datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur les micas blancs, datations U/Pb ou SM/Nd sur zircon, monazite, rutile ou grenat) donnent une fourchette allant du Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène. Mais il semble que les unités continentales de la Dora Maira ont été entraînées dans la subduction immédiatement derrière les unités océaniques du Viso vers 45 Ma, le Briançonnais externe étant quant à lui subduit un peu plus tard. Le Briançonnais représente donc un complexe de subduction (prisme d'accrétion + chenal de subduction) d'âge Paléocène et Eocène

Dans le cas du domaine liguro-piémontais, la plupart des unités ophiolitiques, incomplètes et de petite taille, a enregistré des conditions P/T du faciès des schistes bleus ou des éclogites. Le massif du Chenaillet a préservé à peu près intacte une séquence ophiolitique caractéristique des dorsales lentes.

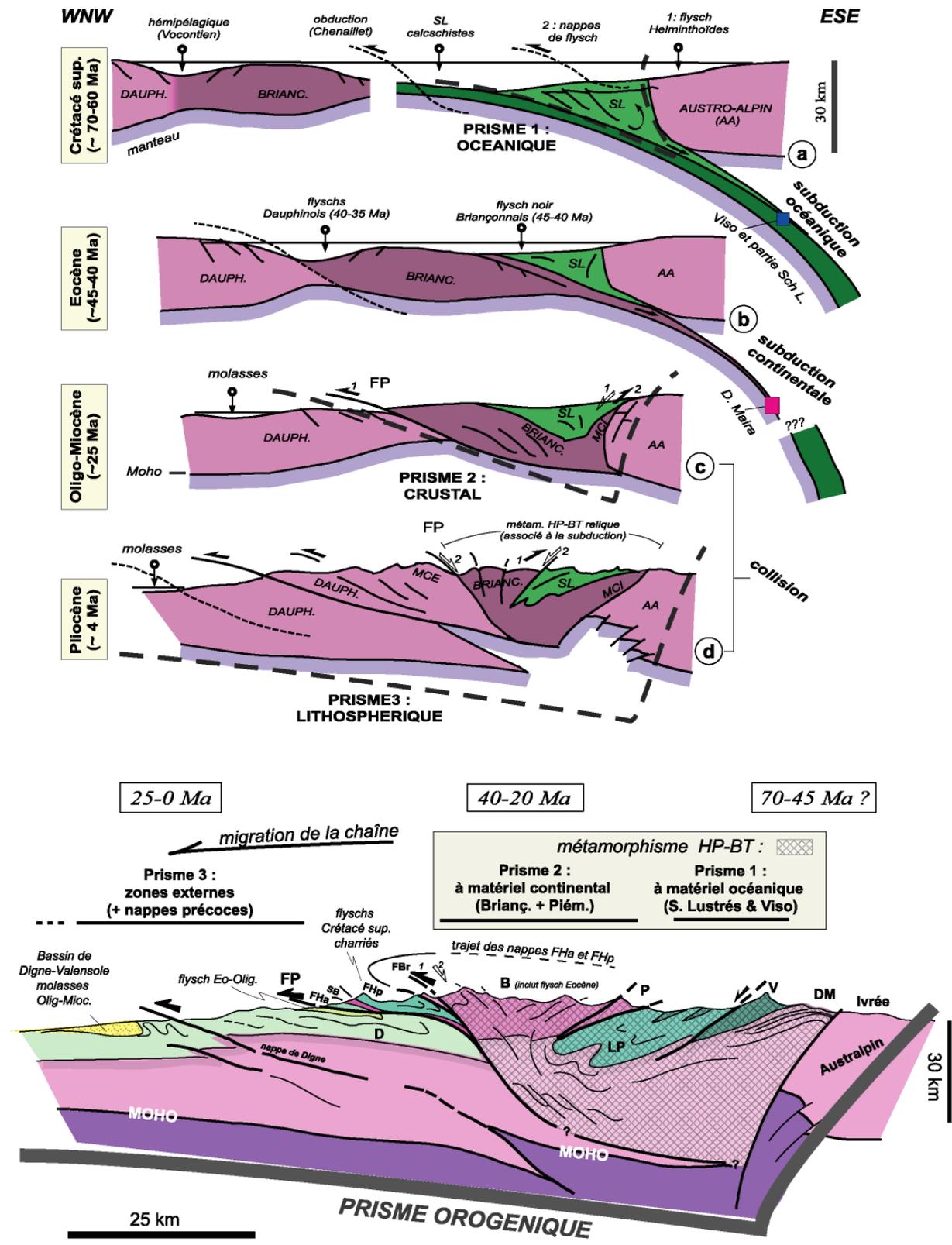
Les conditions P/T sont très variables au travers du domaine ligure. On observe une augmentation de l'intensité du métamorphisme en allant vers l'est. Les domaines les plus externes (Chenaillet à flysch à helminthoïdes) ne présentent aucune évidence de recristallisation à haute pression (faciès du type des schistes verts) et correspondent à un épisode hydrothermal. Ces domaines ont donc échappé à l'enfouissement dans la zone de subduction.

Les Schistes Lustrés montrent au contraire une évolution P/T du type des schistes bleus et des éclogites (glaucophane, grenats, jadéite, carpholite). Les conditions P/T évoluent d'ouest en est depuis 12 kbar - 350°C (dans les Schistes Lustrés les plus occidentaux) jusqu'à 26 kbar - 600°C (dans le Viso). Les âges radiométriques montrent que la haute pression date de 50-60 Ma. Le domaine ligure est un complexe de subduction, développé aux dépens de l'océan Liguro-Piémontais du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur, dans lequel des unités sont passées en profondeur (jusqu'à 80 km pour le Viso) et d'autres sont restées en surface, décollées soit à la faveur des serpentines du manteau hydraté soit à la faveur de niveaux de sédiments peu compétents (Lallemand *et al.*, 2005).

Le complexe d'accrétion dauphinois se développe donc à l'Oligocène et au Miocène, le complexe briançonnais à l'Eocène et le Liguro-Piémontais à la fin du Crétacé, au Paléocène et au début de l'Eocène. Ces trois prismes d'accrétion sont empilés sous forme d'un prisme orogénique (Lallemand *et al.*, 2005).

Le volcanisme n'est pas particulièrement important dans les Alpes, pourtant, le volcanisme calcoalcalin, indice du phénomène de subduction est présent, notamment dans les blocs resédimentés dans le flysch valaisan (Dercourt, 2002).

2. Collision et édification du prisme orogénique (Figure 24).



AA : Austroalpin, B : Briançonnais, D : Dauphinois, DM : Dora Maira, FHa : Flysch à Helminthoïdes (nappe de l'Autapie), FHp : Flysch à Helminthoïdes (nappe du Parpaillon), FBr : front Briançonnais, FP : front Pennique, I : Ivree, L : métasédiments Ligures, LP : métasédiments Liguro-Piémontais; SB : Sub-Briançonnais (Morgon), V : Viso.

Figure 24 : Edification du prisme orogénique au sein des Alpes Occidentales (d'après Agard et Lemoine, 2003 modifié).

Il existe trois étapes majeures dans la formation de ce prisme orogénique. Au Crétacé supérieur – Paléocène, il y a dépôt de formations de type flysch (futur flysch à Helminthoïdes) sur le continent et de vases argilo-carbonatées (futures calcschistes des Schistes Lustrés) sur le fond océanique, alors que le l'océan Liguro-Piémontais est en subduction (Lallemand *et al.*, 2005). Ces sédiments ainsi que la lithosphère océanique vont subir des décollements majeurs, ces décollements vont permettre à ces terrains d'échapper à la subduction. Par contre, les sédiments océaniques vont subir un métamorphisme HP-BT (ce qui générera les Schistes Lustrés) dans le prisme orogénique (Lemoine *et al.*, 2005).

Vers 45 Ma, au cours du Paléocène-Eocène, la subduction océanique se termine et la marge continentale du Briançonnais-Piémontais entre en subduction jusqu'à une très grande profondeur. Le domaine briançonnais s'épaissit au front par la formation d'un prisme d'accrétion sédimentaire (Lallemand *et al.*, 2005)

A la fin de l'Eocène, vers 40 Ma, la phase de subduction continentale s'arrête (faible densité des matériaux crustaux). Cette subduction continentale pourrait être à l'origine de la formation des coésites en inclusion dans d'autres minéraux du massif de Dora Maira (100 km de profondeur) (Lemoine *et al.*, 2005).

Du contexte de subduction les formations vont passer à un contexte de collision (vers 35-30 Ma), le domaine briançonnais et le domaine liguro-piémontais exhumés constituent alors progressivement un prisme à l'échelle crustale avec des structures chevauchantes majeures telles que le front pennique. A partir de l'Oligocène et jusqu'à aujourd'hui, c'est la formation du prisme dauphinois qui affecte l'ensemble de la croûte en arrière et la couverture sédimentaire en avant (les chaînes subalpines) (Lallemand *et al.*, 2005).

La collision et le rapprochement de la chaîne vers l'Ouest génèrent l'inversion de certaines failles du rifting (réactivation des blocs basculés des massifs cristallins externes) et des rétrochevauchements vers l'est.

Enfin, le prisme orogénique atteint une échelle lithosphérique démontrée par les décalages du Moho. Le prisme orogénique résulte du passage d'un prisme océanique essentiellement sédimentaire à un prisme d'échelle crustale, puis lithosphérique (Lemoine *et al.*, 2005).

On peut comparer cette structure à celle d'un prisme d'accrétion océanique. Dans les deux cas, la couverture sédimentaire est découpée en écailles par des failles inverses connectées à un décollement basal. Le « socle » subduit tranquillement alors que la partie supérieure de la couverture est « accrétée » sous forme d'écailles se formant en séquence de l'intérieur vers l'extérieur (la fosse). La « fosse » de subduction correspond au bassin d'avant-pays et le décollement se propage dans les évaporites du Trias (Lallemand *et al.*, 2005).

La comparaison avec les zones de subduction océanique peut être poussée plus loin à propos du bassin d'avant-pays. Toutes les chaînes de montagnes possèdent l'équivalent d'une fosse de subduction : le bassin d'avant-pays. Dans le cas des Alpes, ce bassin est surtout développé au nord (molasses helvétiques).

La formation de ces bassins, ou de la fosse de subduction dans le cas océanique, est sous la dépendance de l'élasticité de la lithosphère plongeante. Sous l'effet de la compression et du poids de la chaîne déjà construite, la plaque plongeante se déforme de manière élastique donnant lieu à une flexure dont le rayon de courbure dépend de l'élasticité des matériaux. L'élasticité d'une plaque est d'autant plus élevée que la plaque est épaisse et froide, et le rayon de courbure est d'autant plus grand. L'élasticité de la « jeune » plaque européenne, qui a vu se succéder l'orogénèse hercynienne et l'épisode d'extension post-orogénique permienne, puis le rifting de la Téthys au Trias, puis le rifting Liguro-Piémontais au Lias, et enfin l'extension oligocène, se ploie avec un rayon de courbure faible, donnant un bassin d'avant-arc beaucoup plus étroit. Si la « fosse » de subduction alpine n'est pas profonde,

c'est tout simplement parce que la lithosphère européenne est plus légère que la lithosphère océanique (Lallemand *et al.*, 2005).

La collision et la formation du prisme orogénique sont responsables de mouvements magmatiques ; la montée de magma granitique a généré des affleurements développés en Italie (Granite d'Adamello). Ils ont injecté des cassures comme la LPA et des plans de détachement. Ces granites sont vraisemblablement nombreux au sein de la lithosphère, refroidis lors de leur ascension, mais très peu affleurent à ce stade d'érosion de la chaîne (Dercourt, 2002).

La notion de prisme orogénique est remise en cause par divers auteurs qui parlent plutôt de chenal de subduction. Les prismes d'orogéniques les plus épais connus aujourd'hui ne dépassent pas 30 à 40 km. La notion de « chenal de subduction » (Figure 25) semble plus appropriée. Ce concept recouvre le domaine situé entre la plaque plongeante et le manteau suprasubduction et les roches remontent à la surface par un mécanisme qui n'est pas encore élucidé. Pour recouvrir l'ensemble du prisme d'accrétion et du chenal de subduction la notion de « complexe de subduction » peut être prise en compte (Lallemand *et al.*, 2005).

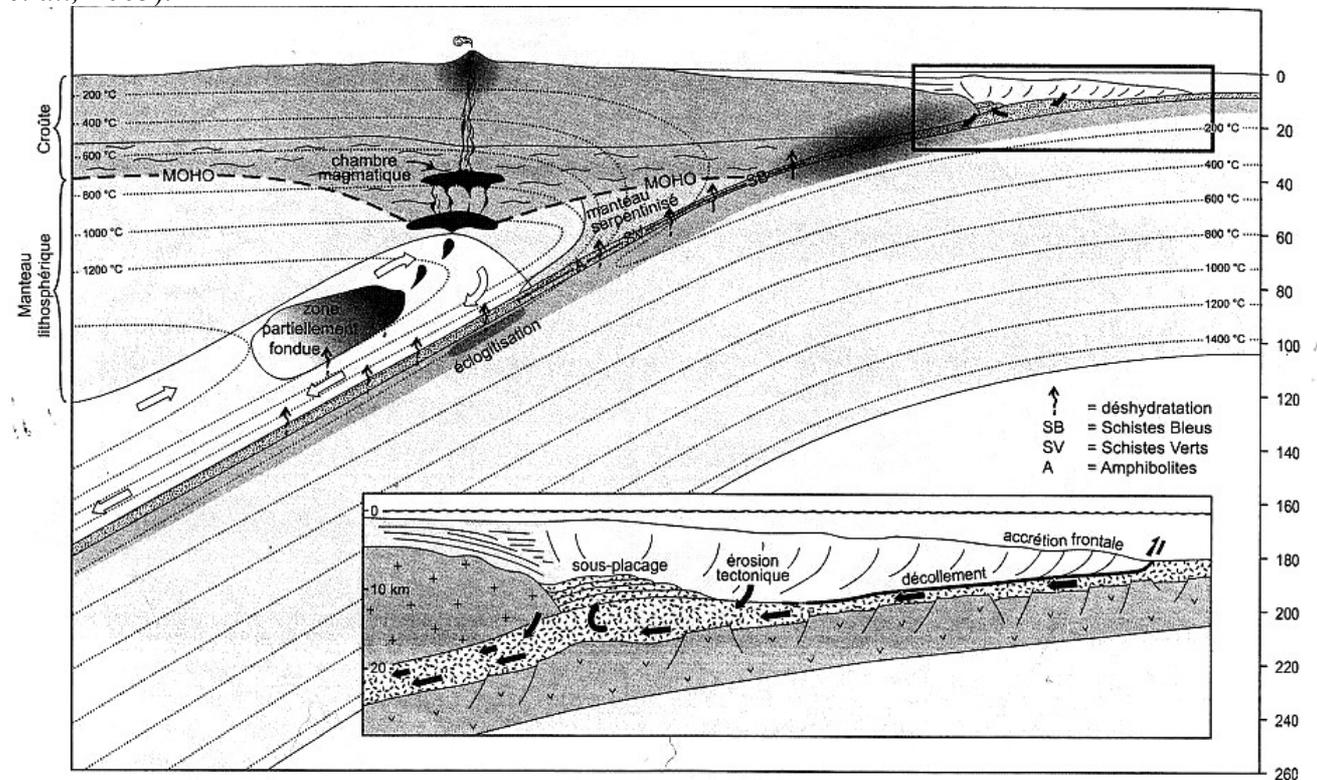


Figure 25 : Chenal de subduction au travers duquel se produisent les échanges entre les plaques convergentes depuis la déshydratation progressive de la plaque plongeante jusqu'aux processus d'accrétion/érosion. La structure thermique retenue est celle d'une plaque océanique âgée de 130 Ma s'enfonçant à la vitesse de 9cm/an sous un arc (Lallemand *et al.*, 2005)

3. Phase de surrection des zones internes

La remontée des unités subduites est démontrée par l'étude du métamorphisme des différentes zones de la chaîne de Alpes et notamment par les chemins P-T. En effet, les chemins P-T montrent que la remontée des unités subduites, très rapide, s'est achevée vers 35-40 Ma. Pour certaines unités (Briançonnais, Dora Maira) ont mis 5-10 Ma pour passer des profondeurs de métamorphisme à schiste bleu, écolgite ou UHP aux conditions du métamorphisme de schistes vert. Plusieurs modèles existent de remontée rapide des unités

de haute pression pour former les reliefs de la chaîne. Ces modèles mettent en avant la nécessité de « dénuder » ou d'exhumer les roches profondes, soit par une tectonique en extension (démontrée par des failles normales ductile), soit par un réajustement isostatique rapide ; dans les deux cas, l'intervention d'une érosion active est nécessaire, le tout pouvant se dérouler alors que la convergence se poursuit. Il est concevable, dans le cas de la croûte océanique, qu'une partie importante ait été engloutie, les quelques ophiolites restées à l'affleurement ne sont qu'une infime partie de l'océan Liguro-Piémontais initial (Lallemand *et al.*, 2005).

CONCLUSION

Les Alpes sont une chaîne alpine jeune, en effet, elle n'a pas subi l'étalement crustal connus notamment dans l'Himalaya. Les Alpes sont toujours vivantes, elle connaissent, actuellement un raccourcissement et un soulèvement du relief de la chaîne.

Le soulèvement de la chaîne, mesuré par GPS, donne pour les zones en soulèvement, comme Belledonne et les chaînes subalpines du nord, des chiffres de 1 à 2 mm/an au maximum, mais certains auteurs soulignent qu'il ne semble pas exister pour les soulèvements de vitesse uniforme mais plutôt des crises locales et temporaires.

Ce soulèvement est entretenu par un réajustement isostatique, et ceci du à sa croûte continentale anormalement épaisse (le Moho atteint 50 à 60 km de profondeur sous les massifs cristallins externes et les montagnes su Briançonnais). Mais il s'y ajoute sans doute d'autres processus au soulèvement, notamment le rôle du flux de chaleur mantellique sous-orogénique, qui allège la croûte sus-jacente et provoque la fusion des parties profondes de cette croûte en donnant des magmas granodioritiques, relativement légers, qui remontent parfois jusqu'à la surface (Adamello, val Bregaglia, Traverselle) (Debelmas, 2006).

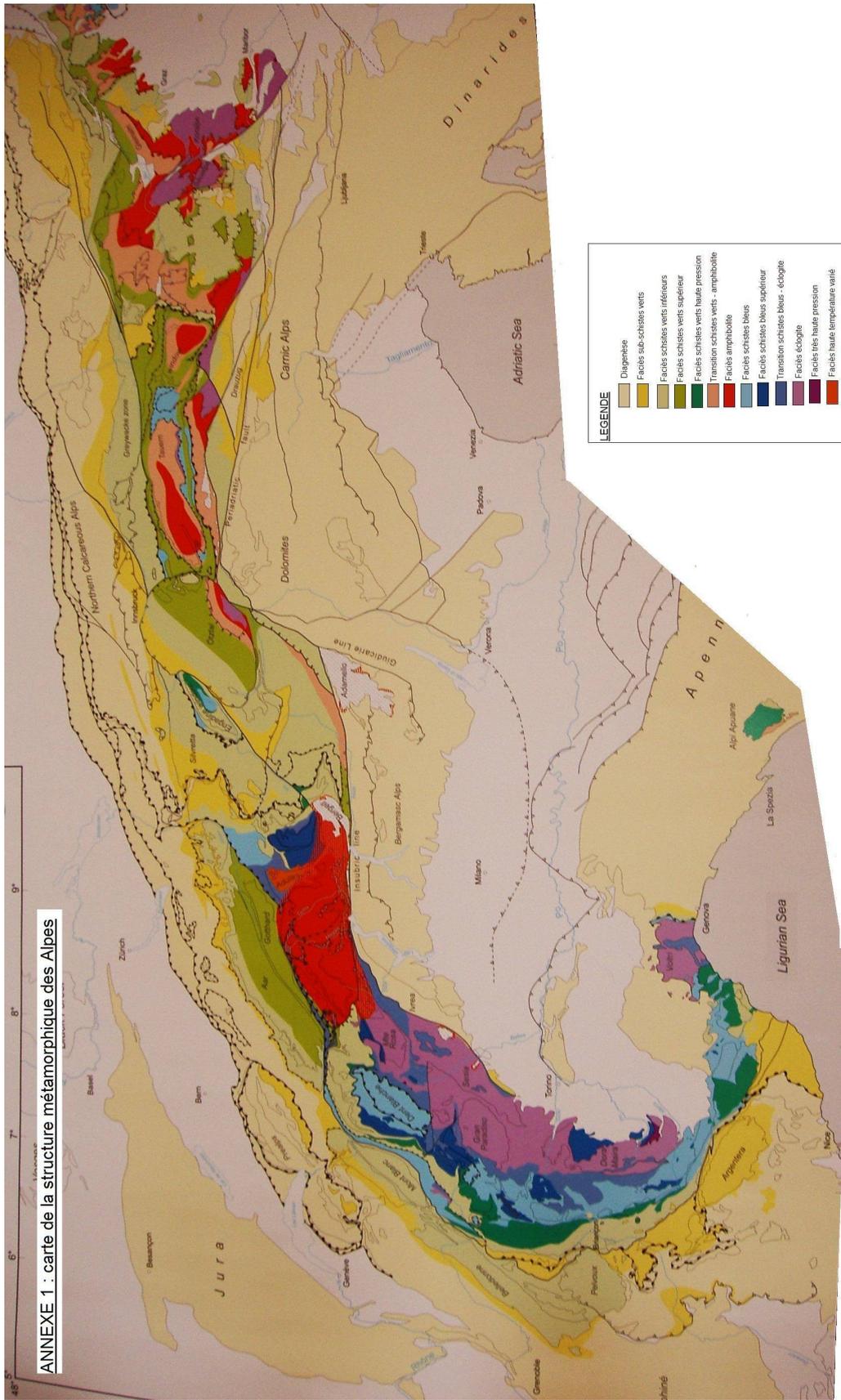
De plus, le soulèvement peut aussi être lié à la poursuite du raccourcissement-épaississement crustal, convergence, toujours actuelle, de l'Europe et de l'Afrique (~1cm/an) (Lemoine *et al.*, 2005).

Cette tectonique est caractérisée par l'activité sismique de cette zone. Cette activité existe même si la fréquence et l'importance des séismes sont variables. En effet, la Grèce est la région la plus sismique alors que le nord de la Tunisie est quasiment asismique. Les Alpes sont moyennement sismiques.

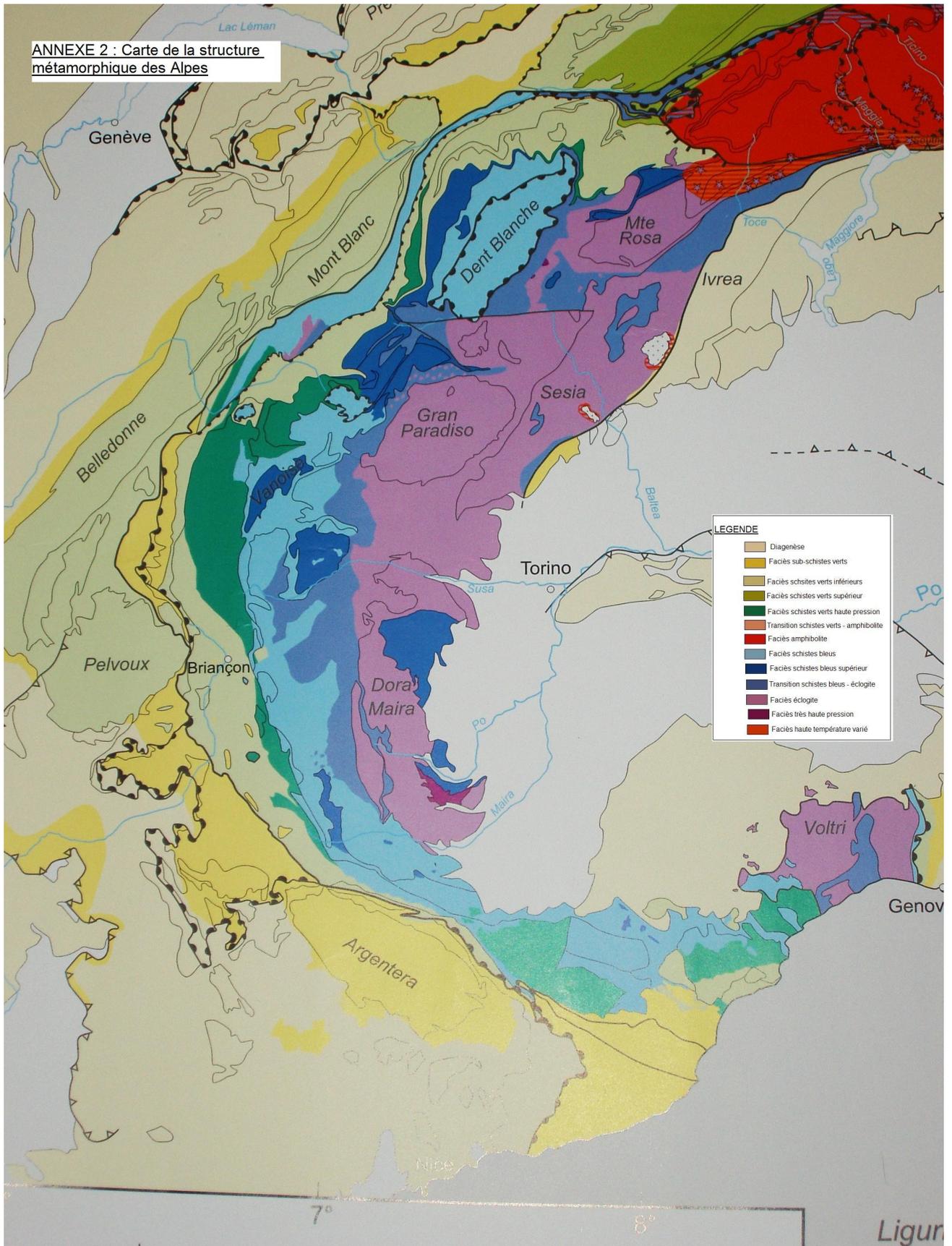
« Contrairement à ce que pourraient laisser supposer les nombreuses synthèses alpines des deux dernières décennies, il y a encore beaucoup à faire dans les Alpes. Mais on aura remarqué combien les recherches actuelles essaient de se baser sur des chiffres (longueur des déplacements, évaluation des P/T pour les actions crustales profondes, vitesse des phénomènes, etc.) et s'intéressent de plus en plus aux phénomènes profonds. Ce qui signifie que les recherches à venir ne seront plus celles que l'on a poursuivies pendant 150 ans. C'est dans le domaine des nouvelles techniques telles que la géophysique, la géochimie, la géochronologie ou le paléomagnétisme, que l'on peut attendre du nouveau. La géologie de surface, classique, n'est cependant pas morte. Les nouvelles hypothèses à venir obligeront certainement à aller revoir le terrain pour en trouver les conséquences ou les confirmations en surface. » Debelmas, 2006 (geol-alps.com).

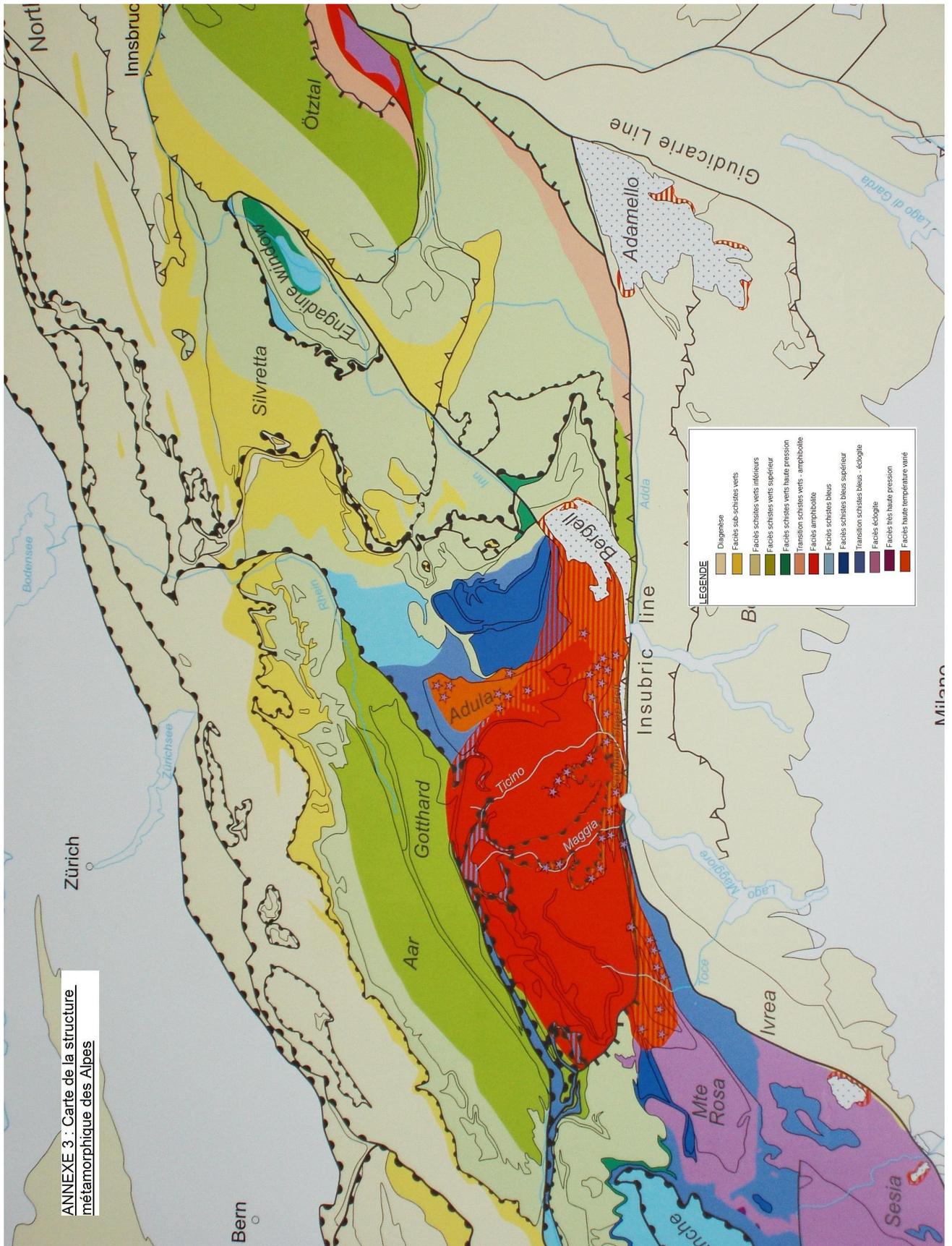
BIBLIOGRAPHIE

- Agard P., Lemoine M., 2003. **Visages des Alpes : structure et évolution géodynamique**. CCGM, 48p
- Boillot G, Huchon P., Lagabrielle Y., 2003. **Introduction à la géologie**. Edition Dunod, 201p.
- Commission de la Carte Géologique du Monde, 2004. **Carte de la structure métamorphique des Alpes**.
- Debeltmas J., Mascle G., 2004. **Les grandes structures géologiques**. Editions Dunod, 312p.
- Dercourt, 2002. **Géologie et Géodynamique de la France**. Editions Dunod, 330p.
- Elmi S., Babin C., 2006. **Histoire de la Terre**. Editions Dunod, 240p.
- Jolivet L., 1995. **La déformation des continents**. Edition Hermann, 412p.
- Lemoine M., De Graciansky P. C., Tricart P., 2005. **De l'océan à la chaîne de montagne**. Collection Géosciences, 207p.
- Pomerol C., Lagabrielle Y., Renard M., 2005. **Eléments de Géologie**. Editions Dunod, 762p.
- Westphal M., Whitechurch H., Munsch M., 2002. **La tectonique des plaques**. Collection Géosciences, 308p.
- www.geol-alps.com



ANNEXE 2 : Carte de la structure métamorphique des Alpes





Alpine tectonometamorphic ages

ANNEXE 5 : Carte des âges tectonometamorphiques des Alpes

