

STRUCTURE ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE DES ALPES FRANCO-ITALIENNES

Introduction : Les Alpes au sein des chaînes téthysiennes

I. Les Alpes franco-italiennes : une chaîne de subduction-collision

A. Les unités structurales: nature, origine, mise en place

1. Le domaine dauphinois et les chaînes plissées de l'avant-pays alpin
2. Les unités Briançonnaises et piémontaises
3. Les unités liguro-piémontaises : un prisme d'accrétion Crétacé supérieur- Paléocène
 - Les nappes ophiolitiques
 - Les nappes de flyschs à Helminthoïdes
4. La Corse alpine

B. La structure profonde vue par la géophysique

C. Le métamorphisme alpin et les contraintes thermo-barométriques sur l'édification du prisme orogénique

D. Une absence quasi-totale de magmatisme

II. Les Alpes franco-italiennes : une structure impliquant la fermeture d'un océan lent et l'inversion d'une paléomarge passive

A. La superposition des nappes de charriage implique l'existence d'un ou plusieurs domaines océaniques alpins d'âges différents

B. Les océans « alpins », liguro-piémontais et valaisan

1. Les ophiolites alpines et les océans alpins
2. L'océan liguro-piémontais : des fonds océaniques étroits de type Atlantique
3. Le « problème » de l'océan valaisan

C. La marge européenne de l'océan ligure

1. L'interprétation des séries sédimentaires et les grands domaines paléogéographiques
2. Le rifting « ligure »
 - * La tectonique de blocs basculés : observations directes et reconstitutions
 - * Reconstitution de la géométrie de la marge européenne
3. L'évolution post-rift de la marge européenne

D. Essai de reconstitution paléogéographique d'ensemble

III. Calendrier et modèle d'évolution des Alpes franco-italiennes; évolution récente; réflexion sur la structure d'ensemble

A. Calendrier et modèle d'évolution

1. Etablissement d'un calendrier des déformations
2. Modèle d'évolution

B. Evolution récente à actuelle

C. Une structure résultant d'un poinçonnement mantellique et de l'emboîtement de 3 prismes d'accrétion-complexes de subduction dans le temps et dans l'espace

BIBLIOGRAPHIE

- Boillot et al. : "Les marges continentales, actuelles et fossiles autour de la France", *Masson*
- Lemoine et al. : "De l'océan à la chaîne de montagnes: tectonique des plaques dans les Alpes", *Gordon et Breach*
- Dercourt : "Géologie et Géodynamique de la France", *Dunod*
- Agard et Lemoine : "Visages des Alpes : structure et évolution géodynamique", *CCGM*
- Debeltmas et Mascle : "Les grandes structures géologiques", *Masson*
- Lallemand, Jolivet, Huchon, Prouteau : « Convergence lithosphérique », *Vuibert*

Introduction

Le rapprochement entre l'Eurasie et le continent apulo-africain a progressivement conduit à la fermeture de la Téthys et donné naissance aux chaînes alpines, notamment aux chaînes péri-méditerranéennes qui s'étendent de Gibraltar jusqu'à la Turquie. Nous nous attacherons à comprendre la structure des Alpes franco-italiennes (ou occidentales), c'est-à-dire la portion arquée occidentale de la chaîne et à en reconstituer l'histoire géologique. Nous montrerons que cette histoire est gouvernée par l'ouverture au cours du Jurassique puis la fermeture par subduction d'un petit océan, diverticule de la Téthys, l'océan liguro-piémontais, suivie de la collision Eurasie-Apulis.

I. Les Alpes franco-italiennes : une chaîne de subduction-collision

On distingue au premier ordre les zones externes, peu ou pas métamorphiques, correspondant à la zone dauphinoise, et les zones internes, métamorphiques (Briançonnais, Piémontais et Liguro-Piémontais); le contact majeur entre ces deux ensembles est le Front Pennique.

Dans le détail, la partie interne de la zone dauphinoise est chevauchée d'abord par des unités sub-briançonnaises, qui forment une zone relativement étroite (quelques km), puis par la zone briançonnaise, large de plusieurs dizaines de km. La zone briançonnaise est chevauchée à son tour par les unités piémontaises, elles mêmes chevauchées par les schistes lustrés et ophiolites liguro-piémontais; mais dans la partie sud surtout, ces structures initialement chevauchantes vers l'Ouest ont été renversées vers l'Est par les rétrocharriages ultérieurs: la zone briançonnaise est ainsi disposée en "éventail".

A ce schéma général, il faut ajouter quelques lambeaux de flysch, qui témoignent du passage précoce des nappes de flysch à Helminthoïdes: s'avançant vers la zone externe, ces nappes ont dépassé les futures unités piémontaises, briançonnaises et subbriançonnaises qui ne seront structurées qu'après leur passage.

Les principales zones structurales ainsi définies sont issues de domaines paléogéographiques qui correspondaient aux différents domaines de la marge créée lors du rifting jurassique.

A. Les unités structurales: nature, origine, mise en place

1. Le domaine dauphinois et les chaînes plissées de l'avant-pays alpin

Le Dauphinois présente, au-dessus d'un Trias germanique (dont le sommet, le Keuper, présente souvent des évaporites qui joueront le rôle de niveau de décollement lors des déformations ultérieures), une série jurassique et crétacée épaisse, témoin d'une importante subsidence : le Lias est épais et très marneux, le Dogger calcaire, le Malm présente des faciès de Terres Noires puis un faciès calcaire pélagique (Tithonique) ; le Crétacé est très subsident, avec un Crétacé inférieur marneux puis de faciès calcaires de plate-forme (Urgonien), et un Crétacé supérieur présentant d'abord des argilites riches en matière organique puis des calcaires fins en plaquettes. Le Paléocène et l'Eocène inférieur-moyen sont continentaux (sables, sidérolithique), puis vient la trilogie priabonienne (Calcaires à Nummulites, marnes à Foraminifères, grès de Champsaur/Taveyannaz/Annot), puis les molasses miocènes.

A la latitude du Vercors, la structuration se fait par de grands plis associés à des chevauchements enracinés dans le Lias marneux au niveau duquel la couverture mésozoïque (et cénozoïque) est décollée du socle et du tégument sous-jacents. Les plis et chevauchements affectent les dépôts miocènes. Le front de chevauchement (anticlinal de Saint Lattier) chevauche la partie est du bassin de Valence. Ce bassin a subi une histoire distensive antérieure polyphasée, au Jurassique et à l'(Eo)-Oligocène, comme en témoignent les variations latérales d'épaisseurs sédimentaires.

La structure d'ensemble correspond à l'équivalent émergé d'un prisme d'accrétion sédimentaire.

2. Les unités briançonnaises piémontaises

Le Briançonnais diffère grandement du Dauphinois, avec un Trias alpin très épais, présentant des quartzites à la base et des calcaires et dolomies au sommet, entrecoupées d'évaporites qui joueront un rôle important comme niveau de décollement pour les nappes briançonnaises. Le Jurassique est très réduit (0 à quelques mètres = série condensée) : le Lias est absent ; directement en contact avec le Trias par un hard ground (sol durci : témoin d'une érosion sous-marine), on trouve les calcaires noduleux du Malm surmontés par des calcaires blancs équivalents du Tithonique ; le Crétacé inférieur est souvent absent ; le Crétacé supérieur, calcaire, repose sur un autre hard ground ; la série se termine par un flysch calcaire éocène.

Le Piémontais présente une série triasique essentiellement calcaire, avec intercalations de niveaux gypseux ; Au-dessus, on trouve le matériel qui deviendra les schistes lustrés : le Lias et le Jurassique moyen, calcaires et marno-calcaires, le Malm présentant des argilites noires (faciès de Black shales) et des radiolarites ; Le Crétacé inférieur et la base du Crétacé supérieur, également sous faciès Black Shales, le Crétacé supérieur, marno-calcaire. On notera que dans le secteur d'Accigliò, le Jurassique supérieur (voire le Crétacé supérieur) est directement en contact avec les quartzites permo-triasiques, témoignant d'une érosion (syn-rift) intense (cf II).

NB :

Les Schistes lustrés dits «Piémontais» constituent un ensemble hétérogène. Dans les Alpes Occidentales, il est possible de distinguer au sein de cet ensemble des faciès lithologiques différents qui s'organisent en séries stratigraphiques cohérentes et cartographiables et qui appartiennent à deux types d'unités structurales :

- unités «piémontaises» (anciennement appelées "pré-piémontaises"), issues d'une marge continentale distale, où les Schistes Lustrés, faisant suite à des dolomies du Trias supérieur et à du Rhétien, sont d'âge liasique à Crétacé supérieur;
- unités «liguro-Piémontaises», d'origine océanique, où les Schistes Lustrés, déposés sur un substratum ophiolitique, sont d'âge Jurassique moyen-supérieur à Crétacé supérieur (cf 3)

Dans le Briançonnais, à la latitude du Guil, la couverture sédimentaire d'âge Trias moyen à Tertiaire s'est décollée du Carbonifère et du Permien sous-jacents (qui ont leurs structures propres, plis et chevauchements). Ainsi se sont individualisées les petites nappes de charriages briançonnaises, décollées les unes au niveau des évaporites de la limite Trias inférieur-supérieur (si l'érosion syn-rift d'âge Lias supérieur-Dogger inférieur a supprimé le Trias sup. : nappe de Champcella), soit des évaporites du Carnien (nappe de Peyre Haute).

3. Les unités liguro-piémontaises

- Les nappes ophiolitiques

Le Chenaillet : Le massif ophiolitique du Chenaillet comporte deux unités superposées, différentes tant par leur degré de métamorphisme alpin que par les termes ophiolitiques qui les constituent.

Dans l'unité supérieure (Chenaillet s.str.), on connaît des serpentinites affectées de foliation océanique, surmontées de gabbros (300 m), puis de basaltes en coussins et brèches de coussins (100 à 400 m). Les coulées de laves basaltiques se sont épanchées sur les gabbros préalablement dénudés, affleurant sur le fond de l'océan, comme en témoigne un niveau d'arkoses bréchiques (à clastes de gabbros) séparant les gabbros des laves. Les gabbros sont traversés de filons basaltiques, doléritiques et à bordures figées, qui ont très probablement nourri les coulées sus-jacentes. Ces filons traversent également des gabbros foliés métamorphisés dans le faciès des amphibolites, témoignant de déformations ductiles et de métamorphisme océaniques au sein d'une chambre magmatique située sous la dorsale. Il n'y a nulle part de couverture sédimentaire conservée, et l'âge des ophiolites est mal connu. Cet ensemble n'a subi qu'un métamorphisme dans le faciès Prehnite-Pumpellyite, donc quasi nul (et peut-être même né au fond de l'océan). De même, les gabbros (sauf les gabbros foliés «océaniques» mentionnés plus haut) et les coussins basaltiques ne sont pas déformés. Cette unité a donc été directement obduite, sans avoir été subduite, au contraire de la quasi-totalité des ophiolites alpines.

L'unité inférieure (Lago-Nero-Replatte) ne comporte que des serpentinites, parfois foliées, surmontées de radiolarites et calcaires du Malm puis de schistes, calcaires et grès d'âge Crétacé. Il n'y a nulle part de gabbros. Très localement, quelques mètres de basaltes en coussins et brèches de coussins s'intercalent entre serpentinites et sédiments. Le fond océanique était donc mantellique, avec quelques petits volcans. L'ensemble porte le témoignage de déformations alpines (coussins basaltiques aplatés) et de métamorphisme dans le faciès des schistes bleus (amphiboles bleues, carpholite) : cette unité a été subduite à plus de 25 km de profondeur .

Le Viso : L'unité du Mont Viso est constituée d'une série d'écaillés séparées par des contacts tectoniques et constituées par des serpentinites ou des basaltes ou encore des basaltes et des gabbros, avec quelquefois un peu de la couverture sédimentaire d'âge jurassique supérieur et crétacé. Certaines ont conservées une polarité normale, d'autres ont été renversées.

L'unité du Viso est chevauchante sur le massif de Dora-Maira qui réapparaît donc en fenêtre sous les nappes ophiolitiques liguro-piémontaises; à l'ouest, son contact avec les schistes lustrés est un contact tectonique extensif plongeant vers l'ouest.

Les unités ophiolitiques maintenant juxtaposées sont issues de plusieurs points de l'océan et ont suivi des chemins P-T-t différents; certaines ont été métamorphisées sous faciès schistes bleus, d'autres sous faciès éclogites, ce qui implique que les contacts tectoniques soient tardifs par rapport à cette évolution métamorphique.

Sur le substratum ophiolitique se sont déposées des radiolarites callovo-oxfordiennes, puis des calcschistes (futurs schistes lustrés), passant latéralement au flysch à Helminthoïdes.

- Les nappes de flyschs à Helminthoïdes

Le flysch à Helminthoïdes est un flysch d'âge Crétacé supérieur, qui comporte deux subdivisions lithologiques. La partie inférieure est le «complexe de base», fait de schistes noirs, parfois rouges (bien visibles de loin, jalonnant le cœur des plis) avec intercalations gréseuses fines. C'est typiquement le faciès des «Black

Shales» du Crétacé «moyen» (entre Aptien et Cénomaniens), connu dans les forages atlantiques aussi bien que dans les chaînes téthysiennes. Au-dessus vient le Flysch à Helminthoïdes proprement dit, un flysch calcaro-gréseux, turbiditique; chaque séquence élémentaire comporte un niveau gréseux basal (quelques cm ou dm) surmonté de quelques dm de calcaires qui portent des traces énigmatiques, sortes de pistes contournées appelées Helminthoïdes.

Les flyschs à Helminthoïdes sont contemporains des schistes lustrés, quel que soit leur faciès, calcischistes planctoniques ou flyschs divers. Les nappes sont issues des zones les plus internes, probablement de fosses liées aux subductions commençantes, au voisinage de la marge active Apulo-africaine.

Les nappes de flyschs à Helminthoïdes (Parpaillon, Autapie), faiblement affectées par le métamorphisme alpin, ont dépassé les futures zones piémontaise, briançonnaise et sub-briançonnaise avant que ces dernières ne soient structurées. Elles ont laissé quelques lambeaux sur les différentes unités briançonnaises, et ont entraîné à leur base des lames et écaillés de terrains d'origine briançonnaise et sub-briançonnaise. Elles se sont mises en place sur une surface d'érosion post-Eocène dans le domaine dauphinois.

4. La Corse alpine (voir cours)

B. La structure profonde vue par la géophysique

Le profil ECORS montre un enfoncement progressif du Moho européen vers l'est jusqu'à une profondeur d'environ 50 km sous les massifs cristallins internes. La plupart des grands chevauchements sont à vergence ouest, mais la structure de la zone à croûte épaissie est compliquée par des chevauchements à vergence est. Dans la partie profonde, on identifie 2 voire 3 écaillés lithosphériques; la plus profonde se relierait au chevauchement majeur le plus externe, qui aboutit sous le Jura; la moins profonde serait reliée au front pennique; vers l'est, elle passe en continuité latérale au substratum de la plaine du Pô, où l'épaisseur de la croûte est à nouveau d'une trentaine de km.

Le raccourcissement horizontal est absorbé par de grands chevauchements à faible pendage qui provoquent un épaississement par empilement de nappes de charriages impliquant le manteau lithosphérique. La structure d'ensemble est celle d'un prisme orogénique d'échelle lithosphérique. Les niveaux de découplage ayant permis la structuration en écaillés sont la base de la couverture dans les zones externes, la limite croûte supérieure-croûte inférieure sous les Massifs Cristallins Externes allochtones et la limite croûte-manteau dans les zones internes.

C. Le métamorphisme alpin et les contraintes thermo-barométriques sur l'édification du prisme orogénique

A l'Est du front Pennique, les limites d'apparition des minéraux nouveaux (Lawsonite, Carpholite, ...) épousent la courbure de la chaîne. Leur succession montre des conditions de pression et température globalement croissantes de l'extérieur vers l'intérieur, traduisant en fait un accroissement vers la profondeur. Avec des contrastes importants : plus de 100 km de profondeur (35 kbars si on admet que 1 kbar = 3 km) pour l'une des unités de Dora Maira contre moins de 10 km immédiatement à l'Ouest du front Pennique.

Les faciès métamorphiques rencontrés à l'Est du front Pennique correspondent à un gradient de haute pression - basse température: schistes bleus et éclogites. Ce type de conditions P- T est similaire au régime prévalant dans les zones de subduction. La présence d'ophiolites, quant à elle, montre qu'une partie de la lithosphère océanique subduite, ayant entraîné à sa suite des fragments importants de la croûte de la marge continentale européenne (Briançonnais, Massifs Cristallins internes), a été postérieurement exhumée. Les conditions P-T d'enfouissement maximum s'alignent le long d'un gradient métamorphique d'environ 8°C/km (très différente des 30°C/km d'un gradient continental). Les différentes unités (Dora Maira, Viso, Schistes Lustrés, Briançonnais), ne sont pas descendues au même moment. Mais toutes ont à peu près suivi, les unes après les autres, le même chemin prograde de 8°C/km, caractéristique d'un gradient métamorphique de subduction. La plupart ont atteint des profondeurs de 30 à 80 km, correspondant aux faciès métamorphiques des schistes bleus (Briançonnais, métasédiments Liguro-Piémontais, certaines unités du Viso, la plupart des unités de D. Maira), ou des éclogites (certaines méta sédiments Liguro-Piémontais et des unités du Viso). Ainsi, certaines des ophiolites du Mont Viso, sous faciès éclogite, témoignent de conditions P-T de 550-570°C et 25 Kbars (~ 75 km de profondeur); les schistes lustrés liguro-piémontais, sous faciès Schistes Bleus de conditions P-T de 400°C et 15-20 kb, soit ~ 45-60 km de profondeur. La présence de coésite (forme très dense de la silice) et d'autres minéraux de ultra-haute pression (UHP) dans une unité de Dora Maira, maintenant imbriquée avec les autres, atteste de sa descente probablement jusqu'à 100 km.

Les chemins P-T des Alpes Occidentales sont globalement «froids» au retour des roches vers la surface, puisque celles-ci ne traversent que le faciès des Schistes Verts, à la différence de la région du dôme simplottinois au nord. C'est parce que le métamorphisme de collision est resté dans ce faciès des Schistes Verts que le métamorphisme HP-BT a été bien préservé dans les Alpes Occidentales. Au vu de la forme des chemins, des différences notables existent toutefois entre les modalités de retour pour les Schistes Lustrés d'une part, et les

unités nettement éclogitiques comme Dora Maira et le Viso.

Les unités océaniques remontées ne sont que des éléments détachés de la surface supérieure de la lithosphère plongeante, où dominent des roches relativement légères (gabbros et basaltes, serpentinites). Une partie importante de la croûte océanique initiale, non détachée, a été définitivement engloutie ; les quelques ophiolites restées à l'affleurement ne donnent qu'un petit échantillonnage de l'ancienne croûte océanique.

D. Une absence quasi-totale de magmatisme

Dans les Alpes franco-italiennes, le magmatisme calco-alcalin est quasiment absent. Il se présente seulement sous la forme de grains andésitiques dans des grès d'âge Eo-oligocène (grès de Taveyannaz). Il existe également quelques coulées andésitiques d'âge probable 30-40 Ma reposant sur le bord interne du socle de Sésia, mais leur interprétation reste discutée. Plusieurs interprétations ont été proposées pour expliquer cette absence de volcanisme : une subduction très faiblement pentée, une faible durée de vie et une faible largeur de l'océan, ...

Quant aux granites, quelques-uns sont injectés le long de la ligne insubrienne; ils sont d'âge Eo-Oligocène : Adamello, Biella, Traversella... Peut-être y-en a-t-il en profondeur, mais si c'est le cas, ils n'affleurent pas encore... ou bien encore la chaîne est beaucoup moins chaude que ne l'était la chaîne hercynienne...

II. Les Alpes franco-italiennes : une structure impliquant la fermeture d'un océan lent et l'inversion d'une paléomarge passive

A. La superposition des nappes de charriage implique l'existence d'un ou plusieurs domaines océaniques alpins d'âges différents (voir cours)

B. Les océans « alpins », liguro-piémontais et valaisan

1. Les ophiolites alpines et les océans alpins (voir cours)

2. L'océan liguro-piémontais : des fonds océaniques étroits de type Atlantique

Dans les Alpes, les sédiments océaniques («Schistes lustrés») se sont déposés soit sur des basaltes en coussins (qui sont peu épais, quelques m à quelques centaines de m seulement voire souvent absents), soit sur directement sur du manteau dénudé (péridotites serpentinisées de type lherzolites et gabbros intrusifs dans celles-ci), ce qui indique que les serpentinites mantelliques constituaient le fond océanique. Il n'y a jamais de complexe filonien.

Ceci indique que le manteau a subi une fusion partielle très limitée et donc que sa remontée a été suffisamment lente pour lui permettre de s'équilibrer thermiquement avec son environnement. Cette fusion limitée alimente des chambres magmatiques dispersées, de petites tailles et éphémères, à partir desquelles la croûte océanique ss. s'édifie. A l'exception des centres des segments d'accrétion, l'expansion océanique n'est associée qu'à une très faible et brève production magmatique qui ne compense pas l'écartement : les stades amagmatiques d'expansion purement tectonique dominant, la croûte particulièrement mince est facilement disloquée par la tectonique extensive et l'expansion s'accompagne d'une mise à l'affleurement des gabbros, voire du manteau (lherzolites serpentinisées).

Ces caractéristiques de la lithosphère de l'océan ligure suggèrent que l'océan ligure était un océan à expansion lente de type atlantique (20 à 30 mm/ an) et probablement étroit... Comme dans l'Atlantique, l'axe de la dorsale était probablement segmenté: l'analyse des ophiolites du Viso, bien que maintenant métamorphosées et dilacérées par la tectonique, suggère l'existence de segments, différents de ceux délimités par les failles transformantes, longs de 20 à 100 km; aux centres, surélevés, de ces segments affleurent des basaltes; à leurs extrémités affleurent des péridotites mantelliques serpentinisées et quelques gabbros intrusifs.

3. Le « problème » de l'océan valaisan (voir cours)

C. La marge européenne de l'océan ligure

1. L'interprétation des séries sédimentaires et les grands domaines paléogéographiques

Le craton européen présente une série sédimentaire marine pendant le Mésozoïque, avec des variations locales de la subsidence ; pendant le Cénozoïque, il existe des zones émergées à l'Ouest pendant le Paléocène, puis à nouveau immergées avec le développement de faciès détritiques. A partir du Crétacé supérieur, un changement important se produit dans la logique sédimentaire, avec une sédimentation terrigène qui « remplace » le détritique fin, les argiles évoluées et les sédiments biogènes de la période antérieure ; ceci est l'écho de l'érosion et du démantèlement d'une chaîne en cours de surrection.

Si on se focalise sur le Jurassique, le Briançonnais, où Lias et Dogger sont absents, devait correspondre à cette époque à un haut-fond ou à une île soumis à l'érosion, encadré par des bassins dauphinois et piémontais subsidents, la subsidence tectonique étant contrôlée par une tectonique distensive dont témoigne la présence de brèches ; le dépôt de radiolarites d'âge callovo-oxfordien sur un substratum ophiolitique dans le domaine liguro-piémontais indique que l'amincissement s'y est poursuivi jusqu'à l'océanisation, ce qui n'est pas le cas du bassin dauphinois. Le Lias-Dogger correspond donc à des dépôts syn-rift. Dès le Jurassique supérieur, la généralisation

des dépôts de mer profonde témoigne d'une submersion des domaines préalablement émergés comme le Briançonnais, et donc d'une subsidence thermique affectant l'ensemble de ce qui est maintenant la marge européenne de l'océan ligure ; la sédimentation y est de type post-rift. Le Jurassique supérieur est discordant sur le Trias briançonnais.

Les zones dauphinoise, briançonnaise et piémontaise sont issues de domaines paléogéographiques qui correspondaient aux différents domaines de la marge créée lors du rifting jurassique.

2. Le rifting « ligure »

* La tectonique de blocs basculés : observations directes et reconstitutions

Dans le Dauphinois, on peut identifier des structures bien préservées témoignant d'un épisode extensif d'âge liasique. C'est le cas en Oisans où des lanières de socle alternent avec d'étroits bassins essentiellement remplis de Lias-Dogger. Après dépliage des structures compressives et remise à l'horizontale du Malm (afin de supprimer les déformations alpines postérieures), on identifie un système de horsts et grabens. Les variations latérales d'épaisseur du Lias-Dogger (disposition en éventail) et les indices de tectoniques distensives synsédimentaires (brèches, ...) indiquent un dépôt syn-rift dans des demi-grabens limités par des failles normales.

Les demi-grabens correspondent à des bassins profonds et subsidents qui alternent avec des hauts-fonds ou des îles correspondant aux horsts où les dépôts sont moins épais et de mer moins profonde, voire continentaux. Sur les blocs basculés se déposent des alternances de dépôts pélagiques et de dépôts détritiques gravitaires (turbidites, ...) issus de l'érosion sous-marine ou subaérienne des portions soulevées des blocs. Des formations carbonatées récifales peuvent se développer sur les nez de blocs, alors que des formations bréchiennes dont les éléments proviennent de l'érosion des blocs se mettent en place au pied des escarpements de failles.

On peut donc arriver à reconstituer, à l'échelle du bloc basculé, une série sédimentaire ante-rift, basculée avec le socle dès le début du rifting, qui contraste avec les sédiments syn-rift qui présentent une géométrie d'ensemble en éventail lié à leur dépôt contemporain du jeu des failles bordières; les intercalations de matériel détritique gravitaire au sein des dépôts pélagiques traduisent le caractère saccadé du basculement, et donc du rifting. Les dépôts post-rifts se déposent au-dessus en discordance et scellent les jeux de failles.

Les paléofailles normales ont été soit préservées à l'Ouest (faille du col d'Ornon), soit réactivées en chevauchements lors de la collision à l'Est.

Dans le Briançonnais, l'analyse des restes de Trias anté-rift non érodés pendant le rifting du Lias supérieur et le dépliage des structures compressives permettent de reconstituer la structure du Briançonnais juste avant le dépôt des sédiments post-rift du Dogger supérieur-Malm et montrent que les nappes briançonnaises sont issues d'anciens blocs basculés de la marge continentale passive.

NB :

Dans les Alpes occidentales, les principales zones structurales sont issues de domaines paléogéographiques qui correspondaient aux différents domaines de la marge créée lors du rifting jurassique (Dauphinois, Briançonnais, Piémontais) et au domaine océanique (Liguro-Piémontais) : les structures extensives ont prédécoupé la croûte continentale, et beaucoup de chevauchements ultérieurs **se sont créés à l'emplacement des anciennes failles normales listriques**. Ainsi, dans les massifs cristallins externes entre Grenoble et le col du Lautaret, les blocs basculés les plus externes du bassin dauphinois ont été préservés, tandis que les plus internes ont été déformés et remobilisés lors de la compression alpine. Dans les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, le chevauchement hérité du prédécoupage est nettement plus important : le contenu sédimentaire du demi-graben a été expulsé et se retrouve maintenant dans la nappe de Morcles, les massifs cristallins correspondant à des hauts de blocs sans quasiment de couverture sédimentaire syn-rift pendant le Jurassique.

* Reconstitution de la géométrie de la marge européenne (voir cours)

3. L'évolution post-rift de la marge européenne (voir cours)

D. **Essai de reconstitution paléogéographique d'ensemble** (voir cours)

III. Calendrier et modèle d'évolution des Alpes franco-italiennes; évolution récente; réflexion sur la structure d'ensemble

A. **Calendrier des déformations et modèle d'évolution**

1. Etablissement d'un calendrier des déformations

Le calendrier des déformations peut être établi à partir de plusieurs types de données : données

radiochronologiques sur les roches métamorphiques, âge des terrains sédimentaires les plus récents affectés par les déformations, âge et contenu des terrains détritiques de type flyschs ou molasses déposés dans les fosses ou dépressions d'avant-pays.

L'âge du métamorphisme HP-BT est obtenu par la datation de certains minéraux au pic de température et à certains stades du chemin rétrograde. Même si des incertitudes demeurent pour Dora-Maira, les âges radiométriques des pics d'enfouissement sont assez comparables, autour de 50 Ma (Eocène inférieur-moyen).

Par ailleurs, les fossiles des métasédiments les plus récents du Briançonnais (Nummulites et autres foraminifères du «flysch noir») donnent des datations bien calées: Eocène moyen-début Eocène supérieur (entre 45 et 40 Ma). La subduction du Briançonnais, sur la transversale considérée, a donc eu lieu après. Pour la même raison, la masse des calcschistes LiguroPiémontais, futurs schistes lustrés, d'âge Crétacé supérieur, a nécessairement été enfouie après 90-70 Ma.

On peut aussi dater «l'arrivée» à l'état détritique des roches métamorphiques dans les sédiments détritiques. Ainsi, apportés par des fleuves, les premiers galets d'ophiolites métamorphisées dans le faciès Schistes Bleus sont connus, sur la transversale de Digne (près de Barrême), dans des sédiments datés par des fossiles de l'Oligocène inférieur (vers 30-35 Ma).

Enfin, la progression d'Est en Ouest de la chaîne en cours d'édification est marquée par l'âge des dépôts syn-sédimentaires successifs, flyschs puis molasses, qui lui ont été progressivement incorporés, et qui se déposent dans des fosses ou des bassins d'avant-chaîne. L'âge des dépôts turbiditiques profonds de type flysch évolue depuis le Crétacé supérieur pour le flysch à Helminthoides ligure déposé dans une fosse de subduction au pied de la marge apulienne, l'Eocène dans le Piémontais, l'Eocène supérieur dans le Briançonnais, jusqu'à l'Oligocène dans le Dauphinois; ces âges traduisent une migration d'est en ouest au cours du temps de la dépression au front de la chaîne, c'est-à-dire un rajeunissement du bassin d'avant-pays vers l'ouest, en parallèle avec la propagation du front chevauchant.

Le développement sédimentaire de nombreux bassins d'avant-pays peut être interprété comme le résultat de la croissance d'un prisme sédimentaire sur la marge et caractérisé par la transition d'un stade sous-alimenté à un stade sur-alimenté. Beaucoup de bassins d'avant-pays comme les Alpes sont, dans les stades précoces de leur développement, le siège d'un remplissage par des dépôts marins profonds de type flysch, puis le comblement progressif du bassin au cours du temps provoque le passage aux dépôts marins plus superficiels voire continentaux de type molasses. Cette évolution souligne le fait que la plupart des bassins d'avant-pays se forment à l'origine à l'aplomb des fosses océaniques lors d'un stade précoce de prisme d'accrétion océanique. A ce stade, le bassin est sous-alimenté car l'érosion y est par définition limitée, la pente topographique du prisme orogénique est faible et les vitesses de propagation élevées. La sédimentation change lorsque la lithosphère continentale entre dans la zone de subduction, que la surface soumise à l'érosion s'accroît (exhumation de l'orogène) et que l'espace disponible dans le bassin diminue : le bassin devient sur-alimenté et se comble.

2. Modèle d'évolution

Il existe, dans les Alpes Occidentales, une assez bonne correspondance entre les positions relatives paléogéographiques au Jurassique des futures unités structurales de la chaîne et leur position actuelle. Ceci résulte d'une subduction révélée par la présence de roches océaniques et l'existence d'un métamorphisme HP-BT, dont le pendage vers l'Est est décelé par la progression des conditions P-T du Briançonnais au Viso et à Dora-Maira. A l'exception notable d'une unité de Dora-Maira, la marge occidentale (Mésio-Pennique) de l'océan a été entraînée en subduction à des profondeurs globalement moindres que les unités océaniques. Entre le Jurassique et l'époque actuelle, la quantité de raccourcissement a été considérable, rien que pour les unités d'origine continentale, et largement plus si l'on considère les unités océaniques, donc la majorité a été définitivement engloutie.

A la subduction vers l'Est de l'océan sous le continent succède une étape de «subduction continentale» (Briançonnais, Dora Maira), assez rapidement «bloquée» par l'engagement de cette marge continentale sous la marge apulo-africaine. Elle est suivie, vers 30 Ma, par la «collision» proprement dite.

Un modèle simple inspiré directement du fonctionnement d'un prisme d'accrétion océanique (cf Antilles) peut-être proposé. Le principe est qu'un prisme d'accrétion se développe au contact des deux plaques, inférieure et supérieure, impliquées dans une subduction océan-océan ou océan-continent: il résulte du rabotage, comme par un bulldozer, de sédiments et de fragments de croûte océanique appartenant à la plaque inférieure plongeante, qui sont arrêtés par le butoir rigide formé par la plaque supérieure et ne peuvent donc rentrer dans la partie profonde de la subduction. L'équilibre y est réalisé au front de ce butoir par incorporation progressive de nouveaux sédiments, sous-charriés, et par effondrement des niveaux supérieurs, en relief sur le fond. Ce type de structure prend la forme d'un coin (ou prisme) à section triangulaire, et peut atteindre jusqu'à 40-50 km d'épaisseur (soit 13-17 kbar à la base).

L'essentiel du matériel sédimentaire (les futurs «schistes lustrés») et crustal (les ophiolites) ainsi «raclé» reste probablement piégé dans la partie plus ou moins profonde du prisme, comme l'attestent ici les conditions P-

T subies par ce matériel.

Ce type de structure peut se développer à plusieurs échelles, aboutissant, pour l'ensemble de la chaîne, à un prisme orogénique qui réunit plusieurs prismes élémentaires.

* Au Crétacé supérieur-Paléocène, des flyschs se déposent à proximité des reliefs, latéralement par rapport au prisme d'accrétion océanique: ce sont les futurs flyschs à Helminthoïdes, équivalents latéraux des vases argilo-carbonatées (futurs calcschistes des Schistes Lustrés) déposées sur le fond océanique (ces derniers étant progressivement incorporés au prisme océanique). Des décollements majeurs vont ensuite se produire, tant dans les sédiments (dans les complexes de base des flyschs à Helminthoïdes) que dans la lithosphère océanique (futur Chenaillé), permettant à ces terrains d'échapper à la subduction et au métamorphisme HP-BT. L'essentiel des sédiments océaniques, et une partie de la lithosphère, subit une évolution métamorphique HP-BT au sein du prisme océanique. Une petite partie des sédiments, ceux qui sont non-raclés, entre plus profondément en subduction avec la lithosphère océanique (par exemple les schistes lustrés les plus profonds).

* Vers 45 Ma, la subduction proprement océanique se termine et la marge continentale amincie du Briançonnais-Piémontais entre à son tour en subduction. La faible densité des matériaux crustaux impliqués entraîne probablement, vers 40 Ma, l'arrêt de cette phase de subduction continentale. Une partie des unités de Dora Maira, entraînée à plus de 100 km de profondeur, pourrait l'avoir été dans ce contexte (si les âges UHP sont bien autour de 40 Ma) : leur remontée très rapide aurait permis la préservation partielle de la coésite (équivalent cristallin du quartz à haute pression, au minimum $> 26 \text{ kbar} = 80 \text{ km env.}$) en inclusion dans d'autres minéraux.

* Vers 35-30 Ma, on passe d'un contexte de subduction à un contexte de collision. Un prisme d'échelle crustale se constitue progressivement, avec des structures chevauchantes majeures (telles le Front Pennique), dans lequel l'héritage tectonique joue un rôle important: certaines failles héritées du rifting sont inversées, comme en témoigne la réactivation des blocs basculés des massifs cristallins externes. Des rétrochevauchements vers l'Est se mettent en place. Au cours du Néogène, la chaîne continue de progresser vers l'ouest, incorporant des dépôts grossiers des premiers stades de démantèlement des zones internes (carpholite et glaucophane détritiques existent dans certaines molasses dès 25 Ma) : le bassin flexural d'avant-pays se déplace vers des parties toujours plus externes. Dans le Dauphinois, la trilogie priabonienne, transgressive sur le domaine dauphinois émergé au Paléocène et à l'Eocène inférieur, marque un approfondissement à l'Eo-Oligocène du Dauphinois interne lié à la flexure de la plaque plongeante sous le poids des nappes internes avec émergence du futur domaine subalpin : Jura, Vercors, ... (= bombement flexural) associée à la migration du front de chevauchement vers l'ouest ; la transition de ces flysch éo-oligocènes aux molasses miocènes traduit la fin de la migration des chevauchements vers l'Ouest et le comblement du bassin d'avant-pays (éventail deltaïque de Voreppe, dont les faciès évoluent depuis des conglomérats à l'Est jusqu'à des dépôts marins peu profonds à l'Ouest).

Cette dynamique entraîne également l'inversion tectonique de contacts majeurs des zones internes (par exemple, le Front Pennique, qui devient extensif vers 20-15 Ma). Le prisme orogénique atteint une échelle lithosphérique, comme en témoignent les décalages du Moho révélés par la sismique profonde.

B. Evolution récente à actuelle

Depuis le Miocène, les zones internes de la chaîne sont en extension. La sismicité actuelle montre qu'une extension à peu près perpendiculaire à la courbure prévaut dans le cœur de la chaîne; seuls restent en compression les domaines externes, Dauphinois et plaine du Pô.

Cette extension pourrait être liée à un effondrement gravitaire de la chaîne, associé à un détachement de la racine lithosphérique profonde.

C. Une structure résultant d'un poinçonnement mantellique et de l'emboîtement de 3 prismes d'accrétion-complexes de subduction dans le temps et dans l'espace (voir cours)

Conclusion :

Le prisme orogénique des Alpes franco-italiennes peut être vu comme résultant de l'emboîtement de 3 prismes d'accrétion successifs, un prisme liguro-piémontais d'âge Crétacé supérieur impliquant le domaine océanique liguro-piémontais ouvert au Jurassique, un prisme Briançonnais d'âge éocène impliquant la marge et un prisme dauphinois d'âge (oligo-)miocène impliquant la plate-forme dauphinoise. Du point de vue de l'échelle, on a également au cours du temps passage d'un prisme océanique essentiellement sédimentaire à un prisme d'échelle crustale, puis lithosphérique. Cette évolution a permis d'accommoder le raccourcissement croissant associé à la convergence Afrique-Europe.

Au cours de cette convergence, on passe donc progressivement de la subduction océanique typique à la collision sans que les processus fondamentaux ne changent. La seule chose qui évolue est la nature des matériaux subductés (densité, rhéologie), ce qui a des conséquences sur le régime de la subduction. Ainsi, l'exemple alpin montre que la collision pourrait n'être rien d'autre qu'un type particulier (ou qu'un stade évolué) de subduction...