

## LES GRANDS TRAITs DE L'EVOLUTION DES CHAINES DE MONTAGNES; TETHYS ET PACIFIQUE, COLLISION ET SUBDUCTION

Jean Aubouin\*

### RESUME

La formation des chaines de montagnes associe trois processus principaux de collision, subduction, coulissage (transformant).

Les chaines de type alpin (ou g6osynclinal) issues de la T6thys donnent l'exemple des chaines de collision. La T6thys s'ouvre en ciseau au travers de la Pang6e, en une T6thys de la Reconqu6te progressant d'Est en Ouest, du Trias dans le domaine m6diterran6en, au Jurassique dans le domaine cara6be, par ce qui sera plus tard l'Atlantique central. Elle se ferme du Cr6tac6 au Tertiaire par suite de l'ouverture Atlantique qui recoupe la pr6c6dente. Si au niveau de l'Atlantique central les deux ouvertures t6thysienne et atlantique sont superpos6es, 6 l'Ouest entre les deux Am6riques, comme 6 l'Est entre l'Eurasie et les continents m6ridionaux, la T6thys entre en compression ce qui amorce le processus d'orog6nese jusqu'6 la collision des continents. En fonction du dessin des marges continentales le ph6nom6ne: s'arr6te 6 la collision continentale avec formation d'une suture oc6anique d'o6 partent des nappes ophiolitiques charri6es sur les marges continentales, ce qui est le cas g6n6ral; o6 se poursuit en hypercollision marqu6e par des cisaillements crustaux dans l'un des continents, ce qui est le cas de l'Himalaya et des Alpes orientales.

Les chaines p6ripacifiques donnent l'exemple des chaines de subduction. Soit qu'il s'agisse d'une subduction oc6anique sans obstacle, comme dans les Cordill6res de type andin (ou liminaire), ou avec obstacle de nature continentale comme dans les chaines coti6res de type californien; les arcs insulaires de l'Ouest Pacifique correspondant 6 l'un ou l'autre des processus accompagn6 de la formation des mers marginales.

Certaines chaines intracontinentales comme les Pyr6n6es et le Liban, sont dues 6 des coulissages transformants en milieu continental.

D'une fa6on g6n6rale, subduction, collision, coulissage sont associ6s dans une m6me chaine. Dans les chaines de collision, des pal6osubductions pr6c6dent la collision et des n6osubductions peuvent la suivre. Dans les chaines de subduction, la collision avec un arc insulaire arm6e de socle continental peut bloquer la subduction, et les coulissages sont pr6sent partout.

Les nappes ophiolitiques con6ues comme des nappes d'origine oc6aniques, sont le plus clair marqueur de la tectonique des plaques. Les plus anciennes reconnues 6 ce jour sont celles d'6ge aphebien (1900 - 1700 m.a.) de la "fosse" du Labrador (ceinture du Cap Smith). Mais le moment du d6but du processus de tectonique des plaques demeure encore conjectural.

### ABSTRACT

Mountain building involves subduction, collision and transform motion.

Alpine chain (or geosynclinal) born of the Tethys is example of collision. The Tethys spread in the Pangea, as a "Reconquest Tethys", from east to west, during the Triassic in the Mediterranean area and Jurassic in the Caribbean area, through the future central Atlantic. It closed during Cretaceous and Tertiary as a consequence of the Atlantic opening which cut the previous one: in central Atlantic two openings are overprinted; but, in the west between the two Americas, and in the east between Eurasia and southern continents, shortening and orogenesis began. Due to the shape of continental margins there was generally simple collision with the formation of an oceanic suture and ophiolitic nappes thrust over the continental margins; sometimes, like in Himalaya and Eastern Alps, hypercollision with the formation of crustal shear plane in one of the continents.

Peripacific chains are examples of subduction. Either simple oceanic subduction as in the Andean Cordillera type, or oceanic subduction with continental obstacle as in Californian Coast Range type; western Pacific insular arcs being of one or the other type, with formation of marginal sea.

Some intracontinental chain as the Pyr6n6es and Lebanon, are born of transform motion through continental areas.

In a general way, subduction, collision and transform motion are associated in the same chain. In the collision type, paleosubductions precede collision and neosubductions can follow it. In the subduction type, collision with insular arc involving continental crust can block the subduction up, and strike slip motion is everywhere.

Ophiolitic nappes, understood as oceanic crust thrusts, are the best markers of plate tectonics in the past. The oldest one, up to now, are of Apebian age (1900 - 1700 m.y.) in the Labrador "trough" (Cape Smith fold belt), but the beginning of plate tectonics process remains to be discussed.

### INTRODUCTION

La tectonique des plaques a aujourd'hui un peu plus de 10 ans. Tant par ses fondements que par ses d6veloppements

ult6rieurs en oc6anologie et g6ologie, elle s'est affirm6e comme une base de travail de plus en plus g6n6ralement accept6e.

La tectonique des plaques (McKenzie et Parker, 1967; Le Pichon, 1968; Morgan, 1968) a repris la th6orie de d6rive des continents qu'exprima Alfred Wegener au d6but de ce si6cle et qui connut, malgr6 le remarquable ouvrage d'Emile Argand

\* Universit6 Pierre et Marie Curie, Paris, France.

(1922), une longue éclipse dans les Sciences de la Terre; sauf chez les tectoniciens qui en avaient besoin pour rendre compte des amples charriages qu'ils découvraient chaque jour davantage.

Rappelons que la lithosphère océanique naît de l'asténosphère au niveau des *zones d'accrétion* que sont les rifts *médio-océaniques* le plus souvent nés de la rupture de masses continentales (hérités donc de rifts continentaux); et que son âge augmente en s'éloignant de celles-ci. Elle retourne à l'asténosphère au niveau des *zones de subduction* que sont les *fosses océaniques* des arcs insulaires ou des cordillères. Elle peut véhiculer ou non des continents qui sont ses "passagers"; passer en subduction sous ceux-ci (océan de type Pacifique) ou non (océan de type Atlantique); amener la *collision* des continents (cas de l'Eurasie et de l'ensemble Afrique - Arabie - Inde - Australie) ou non (Dewey et Bird, 1970). Ses mouvements peuvent se transformer le long de *failles transformantes* (Wilson, 1965) qui relient entre eux deux secteurs selon des combinaisons accrétion - accrétion, subduction - subduction, accrétion - subduction.

De tout cela il résulte que les océans, en perpétuel renouvellement, sont toujours jeunes (on ne connaît pas de croûte océanique de plus de 180 m.a.), tandis que les continents, rompus par l'accrétion, rassemblés par la collision, se conservent (leurs plus anciens terrains ont 3,800 m.a.) en s'augmentant, peut être.

Les chaînes de montagnes se forment dans les *zones de subduction ou de collision* qui sont des *zones de convergence des plaques*. En première approximation, les deux grandes ceintures montagneuses du Monde correspondent à l'un de ces deux processus: les chaînes du pourtour du Pacifique sont liées à la subduction océanique sous les marges des continents péri-pacifiques; les chaînes d'Eurasie méridionale à la collision de l'Eurasie avec l'Afrique, l'Arabie, l'Inde (et d'une certaine manière l'Australie), en cicatrisant l'océan qui les séparait: cet océan aujourd'hui disparu est la Téthys.

#### LA COLLISION CONTINENTALE: LES CHAINES ALPINES ISSUES DE LA TETHYS

##### L'OUVERTURE DE LA TETHYS

La Téthys s'est ouverte au cours de l'ère Secondaire à la manière d'un océan Atlantique (Figure 1), à partir d'un golfe Ouest Pacifique hérité de l'ère Primaire, par la fracturation d'une *Pangée* (Dietz et Holden, 1970) résultant de la coalescence des différents continents à la suite de l'orogénèse hercynienne, il y a plus de 250 m.a. Ceci suppose une "*Téthys permanente*" à l'Est où le passage du Primaire au Secondaire s'est fait en milieu océanique sans discontinuité, et une "*Téthys de la Reconquête*" à l'Ouest, née d'une cassure progressive de la Pangée, au Trias (225 - 200 m.a.) au niveau de l'Europe méridionale, au Jurassique (200 - 160 m.a.) au niveau des Caraïbes (Aubouin *et al.*, 1977b). Dans cette Téthys de la reconquête les mêmes séquences caractéristiques d'une ouverture océanique (Pautot et Le Pichon, 1973), série continentale - série évaporitique - série marine sont d'âges progressivement croissants vers l'Ouest, du Trias au Jurassique, l'achèvement du processus se situant vers l'Oxfordien, il y a 160 m.a. Alors, la Téthys était un vaste océan, ouvert en ciseau, séparant au Nord l'ensemble Amérique du Nord - Eurasie resté coalescent; au Sud l'ensemble, connu sous le nom de Gondwana, Amérique

du Sud - Afrique - Arabie - Inde - Australie non encore séparées.

Jusque là, rien n'indiquait les futures chaînes de montagne; c'est la *période de sédimentation* sur les marges continentales comme dans les fonds océaniques qui naissent à mesure de l'expansion de la Téthys. Sur les marges, les sédiments reposent sur le socle continental, par l'intermédiaire de la "trilogie d'ouverture" dont il vient d'être question; dans l'océan, ils s'appuient directement sur la croûte océanique à mesure de la naissance de celle-ci au niveau d'un rift médian.

##### L'OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE ET LA FERMETURE DE LA TETHYS

A la limite du Jurassique et du Crétacé, il y a 140 m.a., se place une *révolution finijurassique* qui se marque par la naissance de l'Atlantique tel que nous le connaissons et d'où résulte un changement d'évolution de la Téthys.

L'ouverture commence par l'Atlantique Sud au cours du Crétacé inférieur (140 - 110 m.a.), alors que se séparent Afrique et Amérique du Sud; atteint la Téthys, en Atlantique Central au Crétacé moyen (110 - 90 m.a.); gagne l'Atlantique Nord du Crétacé supérieur au Tertiaire inférieur (90 - 35 m.a.) tandis que se sépare l'ensemble Amérique du Nord - Groenland d'un côté et Eurasie de l'autre; atteint l'océan Arctique à la limite de l'Eocène et de l'Oligocène, il y a environ 35 m.a.

On doit noter tout de suite la position particulière de l'*Atlantique central* qui se trouve représenter l'intersection de deux ouvertures océaniques successives: ouverture téthysienne, du Trias au Jurassique supérieur, ouverture atlantique du Crétacé à l'Actuel. Ce qui apparaît clairement sur une carte de l'âge des fonds océaniques (Figure 2), où l'on voit que les seuls fonds triassiques et jurassiques se rencontrent d'une part et d'autre de l'Atlantique central, tandis qu'ils manquent au Sud comme au Nord.

Au contraire, entre Amérique du Nord et Amérique du Sud d'une part, Eurasie et Afrique d'autre part, l'ouverture Atlantique amène un rapprochement des continents qui interromp l'expansion Téthysienne et dont vont naître les premières compressions caractéristiques des futures chaînes alpines: la révolution finijurassique marque le début de l'orogénèse alpine dont le signe sédimentaire est l'apparition des flysch. Alors, commence le processus de cicatrisation océanique laquelle sera, subtotale entre l'Eurasie et l'ensemble Afrique - Arabie - Inde - Australie qui entreront en collision; moins complète (peut être ?) entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud.

##### LES STRUCTURES LIEES A LA COLLISION: LA TECTONIQUE DES CHAINES ALPINES

Pendant cette *période d'orogénèse*, à mesure même de la collision, de vastes complexes de nappes de charriages vont être poussés sur les marges des continents en voie de rapprochement, pour donner naissance aux chaînes alpines qui, en première approximation, seront donc à double déversement, d'une part vers l'Amérique du Nord et l'Eurasie, d'autre part vers l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Arabie, l'Inde et l'Australie. Dans ce vaste système de nappes de charriages, la trace de l'océan téthysien cicatrisé se trouve non seulement dans les sédiments, notamment les sédiments hypersiliceux (radio-larités) analogue à ceux des grands fonds actuels, mais surtout dans les massifs ophiolitiques formés de roches basiques et ul-

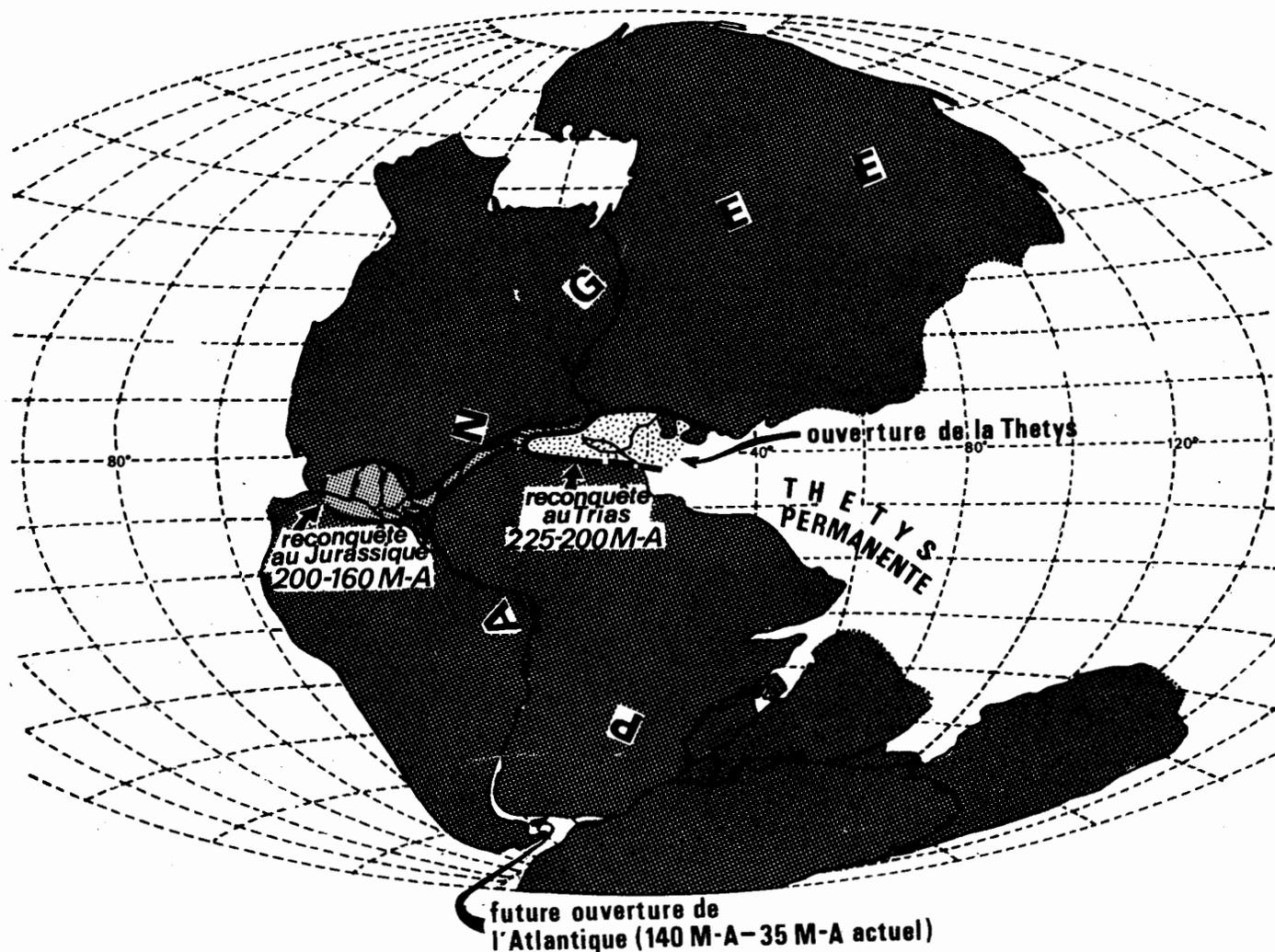


Figure 1.- Schéma de la naissance de la Téthys (d'après Aubouin *et al.*, in Aubouin 1977b). La Pangée est le vaste continent résultant de la sudere des masses continentales antérieures par l'orogénese hercynienne achevée il y a environ 250 m. a. Elle est représentée selon le schéma de Dietz et Holden (1970). La Téthys s'ouvre en ciseau vers l'Ouest, avant d'être recoupée par l'Atlantique qui s'ouvrira à son tour en ciseau vers le Nord.

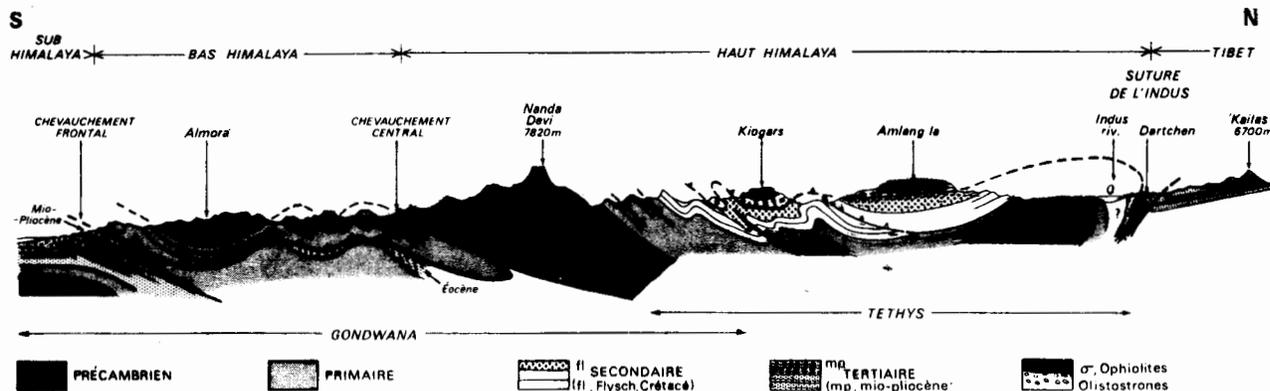


Figure 2.- Suture océanique et cisaillement crustal, profil schématisé de l'Himalaya au niveau du Népal (d'après Gansser, 1964, simplifié). On notera la collision Inde - Eurasie au niveau de la suture ophiolitique de l'Indus (= du Tsang-Po) d'où partent des nappes ophiolitiques charriées sur la marge continentale indienne (= Gondwana); les cisaillements crustaux dans le continent indien donnant l'Himalaya en deux phases successives au cours du Tertiaire, la dernière encore actuelle, après que la suture téthysienne se soit fermée au Crétacé. La chaîne alpine liée à la collision Inde - Eurasie est à l'arrière de la chaîne himalayenne due aux effets tardifs de l'hypercollision Inde - Eurasie.

trabasiques dont la stratification magmatique est celle de la croûte océanique téthysienne.

Il est juste de dire, cependant, que jusqu'à il y a quelques mois, la croûte océanique a été interprétée à partir des massifs ophiolitiques et non l'inverse, les échantillons récoltés par dragage dans les océans actuels, en effet, s'ils étaient tous comparables à des éléments du cortège ophiolitique, n'en montraient cependant pas la structure étant donné le caractère épars des récoltes; on interprétait donc celles-ci à partir des massifs ophiolitiques incorporés dans les chaînes alpines. Il y avait donc, en toute rigueur, un cercle vicieux dans l'interprétation des massifs ophiolitiques comme éléments de croûte océanique. Ce n'est que récemment avec les plongées sous-marines effectuées dans le rift médio-atlantique (campagne FAMOUS), dans le rift Est-pacifique (campagne CYAMEX) que l'on a observé des basaltes sous-marins (*pillow-lavas*) analogue à ceux du sommet des massifs ophiolitiques; et surtout sur le banc de Goringe, au large du Portugal (campagne CYAGOR) que l'on a pu remonter, sur un puissant escarpement sous-marin, un complexe de roches ultrabasiques et basiques stratifiées comme le sont les ophiolites.

La suture ophiolitique, cicatrice de la Téthys, court de Gibraltar à l'Indonésie (Figure 3), les vastes nappes ophiolitiques dinariques, le croissant ophiolitique péri-Arabe, la sutu-

re de l'Indus et du Tsang-Po, la couronne ophiolitique péri-Australienne enfin, en sont les jalons principaux. Dans les Caraïbes, à Cuba, Porto Rico d'une part, au Vénézuéla d'autre part, se retrouvent des nappes ophiolitiques semblables.

La collision des continents est évidente dans un profil tectonique allant d'un continent à l'autre. Ainsi, au niveau d'un profil *Dinarides-Balkan* (Figure 4), la suture ophiolitique du Vardar met-elle en contact le bord du continent Européen au Nord-Est, et le bord du continent Africain, - ou du moins de sa dépendance apulienne- au Sud-Ouest; de part et d'autre de la basse vallée du Vardar, le socle européen constitue les hauteurs du massif Serbo-Macédonien au Nord-Est et le socle Africain affleure en fenêtre sous les nappes d'origines océaniques qui forment les montagnes du Sud-Ouest. Tel est le site du célèbre massif de l'Olympe. Le dispositif est le même partout, ainsi en Asie Mineure la suture ophiolitique Nord-Anatolienne met en contact le bord de l'Eurasie avec la plateforme Arabe, qui réapparaît en fenêtre sous les nappes d'origines océaniques pour former les massifs centraux d'Anatolie; ainsi, les hautes vallées de l'Indus et du Tsang-Po (Bramapoutre) marquent-elles une suture ophiolitique mettant en contact le socle Tibétain appartenant à l'Asie avec le socle Indien dont la déformation, comme nous le verrons, a donné naissance à l'Himalaya.

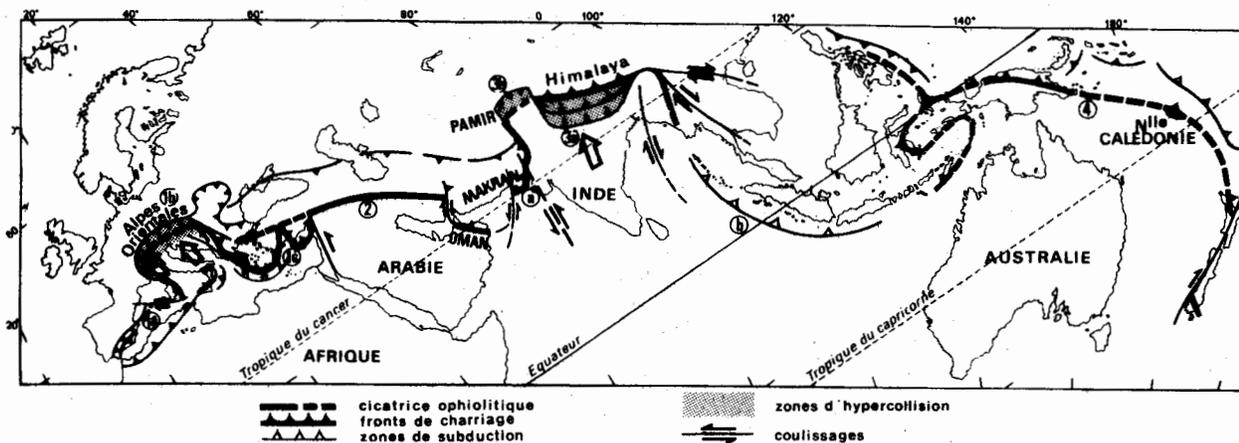


Figure 3. - Les chaînes alpines issues de la Téthys. La suture ophiolitique, cicatrice de l'océan téthysien, donne partout de vastes nappes de charriage notamment en Méditerranée orientale et dans la zone d'Oman. En quelques endroits, en face de "poinçons" continentaux, le stade de simple collision est dépassé, et de vastes cisaillements se forment dans le socle continental; en avant de la suture océanique (Himalaya) ou en arrière et couvrant celle-ci (Alpes orientales et, d'une certaine manière, Pamir). On a distingué différents secteurs d'après leur liaison avec les plaques élémentaires entrées en collision avec l'Eurasie:

- 1) Ceinture périafricaine (chaînes périméditerranéennes). 1a. chaînes de la Méditerranée occidentale, 1b. chaînes de la Méditerranée moyenne; on y remarquera le poinçon italodinarique et l'hypercollision correlative des Alpes orientales. 1c. chaînes de la Méditerranée orientale; on y remarquera la subduction actuelle de l'arc Egéen. 2) Croissant ophiolitique périarabe. 3) Suture péri-indienne. On y remarquera le poinçon indien et l'hypercollision correlative du Pamir (3a) et de l'Himalaya (3b). On notera combien la situation du Pamir est analogue à celle des Alpes orientales. 4) Couronne ophiolitique périaustralienne. En outre on a distingué deux secteurs où semble s'être développée une subduction permanente sans collision continentale. a. Arc de Makran (?) b. Arc d'Indonésie occidentale. Ailleurs les subductions ont été des épisodes dans une histoire achevée dans la (les) collision(s).

Les Alpes occidentales répondent à ce schéma d'une collision entre l'Europe, dont le socle apparaît en fenêtre sous les nappes alpines d'origine océanique - comportant des ophiolites - et l'Afrique représentée par le socle austro-alpin.

Telle est la tectonique des chaînes de collision que l'on disait, il y a peu encore, chaînes géosynclinales, dans la mesure où l'on appelait "géosynclinal" les zones océaniques (très exactement on distinguait les zones miogéosynclinales correspondant aux marges continentales, et les zones eugéosynclinales correspondant au domaine océanique).

Ce n'est pas l'objet de cet article de détailler la construction progressive des chaînes alpines au travers du temps,

à mesure du progressif rapprochement des continents limitant la Téthys, puis la cicatrisant. Sans que tout soit connu de ce processus, on peut dire que dans de nombreuses chaînes les différentes étapes en ont été retracées avec beaucoup de précision géométrique, chronologique; et qu'on a pu, dans les années récentes, rattacher ces périodes de déformation, et la nature de celle-ci, aux mouvements relatifs de la plaque Eurasiatique et des plaques Africaine, Arabe, Indienne et Australienne, en fonction de l'ouverture de l'Atlantique et de l'ouverture de l'océan Indien. Les données de la tectonique, acquises parfois depuis longtemps pour certaines chaînes méditerranéennes, parfois beaucoup plus récemment pour d'autres, ont

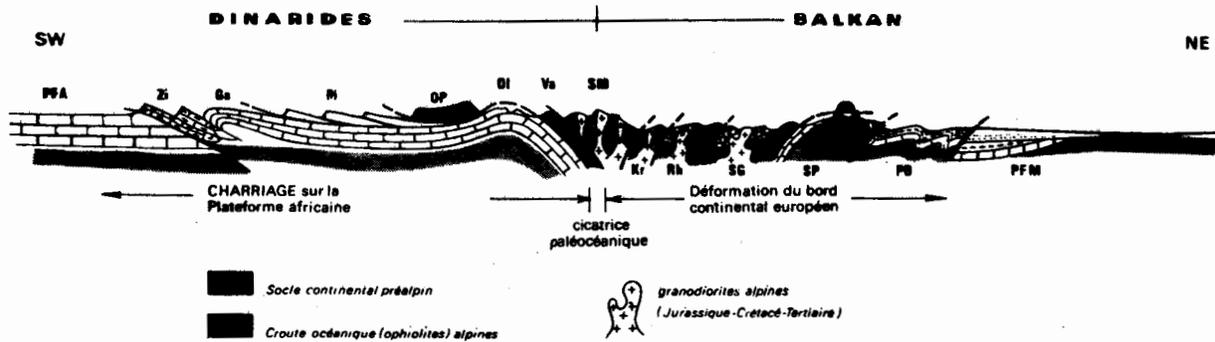


Figure 4. - Profil schématique des chaînes alpines au niveau Dinarides-Balkan (d'après Aubouin, 1977b). On notera la collision des bords continentaux apulien (= africain) et européen; ce dernier chevauchant le premier. On remarquera, par delà la symétrie des deux chaînes qui forment un système à double déversement, leur constitution fondamentalement différente: - la plate-forme africaine, stable, supporte les nappes océaniques téthysiennes; - le bord continental européen, déformé, est traversé de granodiorites. Cette opposition montre que, avant la collision (qui a donné les nappes sur la plate-forme africaine), l'océan téthysien a disparu par subduction sous le bord continental européen (ce qui a donné les granodiorites). De gauche à droite: - Dinarides, PFA, Plate-forme Apulienne (= africaine); ZI, Zone Ionienne; Ga, zone du Gavrovo; PI, nappe du Pinde; Op, nappe Ophiolitique; OI fenêtre de l'Olympe; Va, zone du Vardar. - Balkan, SM, massif Serbo-Macédonien; Kr, Kraïstides; massif du Rhodope; SG, zone des Sredne Gorje; SP, massif de la Stara Planina; PB, PréBalkan; PFM, Plate-Forme Moessienne (= européenne).

ainsi trouvé un cadre d'explication satisfaisant dans la tectonique globale.

#### LES STRUCTURES POSTERIEURES A LA COLLISION

La collision fut plus ou moins complète et d'époque différente en fonction de la morphologie propre des marges continentales. Sans doute ne fut-elle pas totale au niveau du domaine Caraïbes, comme de la Méditerranée orientale, où persistent des zones océaniques susceptibles de donner naissance à des subduction actuelles (cf. infra). Sans doute certains secteurs de la ceinture Téthysienne n'affrontent-ils pas des masses continentales, comme la chaîne de Makran au Sud de l'Iran et du Pakistan, où l'Indonésie occidentale, notamment Sumatra. Mais partout ailleurs, la collision fut complète.

A partir de là, la déformation des systèmes de nappes devint de type intracontinental, c'est-à-dire en masse.

*Les plis de fonds tarditectoniques.* - Le premier stade, qui n'est pas dépassé en beaucoup d'endroits, est le simple ploieement du socle continental avec les nappes qu'il supporte, aussi la plupart des chaînes ont-elles l'allure d'un ou plusieurs *plis de fond* qui, attaqués par l'érosion, montrent en leur coeur, porté à haute altitude, le socle de la marge continentale. Tel est le cas, par exemple, du massif du Mont Blanc, point culminant des Alpes, bien qu'il appartienne à l'unité tectonique la plus inférieure (c'est le socle Européen); ainsi en est-il du massif de l'Olympe point culminant des Dinarides qui montre la plate-forme africaine (Figure 4). Sans aller parfois jusqu'au socle continental, ces plis de fond sont systématiques dans toutes les chaînes alpines; ils en déterminent les massifs les plus évidents.

Le plus souvent, ces plis de fond ont une allure en éventail, avec failles inverses et schistosité de même disposition; une allure "à la pyrénéenne" en quelque sorte. Telle est, sans doute, l'origine des rétrocharriages tardifs des chaînes alpines.

Après la tectonique de nappes, ces plis de fond caractérisent la *tarditectonique* alpine.

*Les jeux de failles néotectoniques.* - Le système peut se bloquer là et un réarrangement nouveau du système de plaques se produire: la collision des grandes masses continentales crée la nécessité de nouvelles ouvertures océaniques, de nou-

velles convergences, bref, d'une nouvelle évolution. A la collision alpine succède l'annonce d'ouverture qui va des rifts de l'Afrique orientale au fossé du Jourdain, par la Mer Rouge et le fossé des Afars.

Dans une certaine mesure, la *Néotectonique* de failles dont naît la Méditerranée, découpée à l'emporte pièce dans l'édifice alpin, procède de ce nouvel arrangement. La Néotectonique des Caraïbes appelle la même réflexion.

*L'hypercollision: l'Himalaya et les Alpes orientales.* - Mais parfois les mêmes conditions de contrainte peuvent se maintenir après la déformation tarditectonique des marges continentales. Les continents ne sont, en effet, que les passagers des plaques de lithosphère qui comportent par ailleurs de vastes parties océaniques.

Alors, prennent naissance dans la croûte continentale et l'édifice de nappes qu'elle supporte, de vastes cisaillements plats que apparaissent, au premier abord, comme de puissants charriages de socle.

L'Himalaya en donne l'exemple (Figure 2). La collision de l'Inde avec l'Eurasie est acquise au cours du Crétacé; il en résulte la formation de la *suture ophiolitique de l'Indus* (ou du Tsang Po) d'où partent les nappes charriées sur le revers Nord de l'Himalaya. La poussée du continent indien se poursuivant à mesure de l'ouverture de l'océan situé au Sud, un premier cisaillement se produisit au cours de l'Eocène, d'où résulta le chevauchement de la dalle précambrienne du Tibet dit *chevauchement principal de l'Himalaya* (Main Central Thrust). Si plat que fut ce chevauchement le système fut bloqué malgré tout par l'impossibilité pour la croûte continentale de plonger dans le manteau supérieur pour des simples raisons de densité (entre autres); un second cisaillement plat se détermina en avant du précédent au cours du Mio-Pliocène, pour donner naissance au chevauchement des Siwaliks dit *chevauchement basal de l'Himalaya* (Main Basal Thrust) encore actif de nos jours. Si les contraintes se maintiennent, un prochain cisaillement se déterminera plus au Sud, jusqu'à l'éventuelle incorporation complète du sous-continent Indien dans un plus vaste Himalaya.

Le cas des Alpes orientales est le même, la collision de l'Europe et de l'Afrique, acquise à la fin de l'Eocène a ce niveau, fut suivie d'un vaste cisaillement plat, qui donna nais-

sance aux nappes austro-alpines armées à leurs bases par le socle africain dont les péridotites de Lanzo constituent la couche profonde.

La différence est dans la position du cisaillement par rapport à la suture résultant de la collision, dans l'Himalaya les cisaillements sont en avant de la suture; dans les Alpes orientales, ils sont en arrière. De sorte que, dans l'Himalaya, la suture est intacte à l'arrière (au Nord) tandis que dans les Alpes orientales, la suture est couverte par le cisaillement ultérieur. En quelque sorte *les Alpes orientales sont un "Arrière-Himalaya"* (Aubouin *et al.*, 1977a). Ce qui leur donne une complexité non représentative des chaînes alpines en général.

Si les chaînes alpines issues de la Téthys correspondent généralement à la collision continent-continent, *l'Himalaya et les Alpes orientales sont des cas d'hypercollision* (le Pamir aussi d'ailleurs).

#### LA SUBDUCTION OCEANIQUE: LES CHAINES PERIPACIFIQUES

Mais qu'en est-il des chaînes qui ne sont pas intercontinentales? Comme, par exemple, les cordillères qui bordent continûment l'Ouest des Amériques (Figure 5)?

A l'évidence, elles correspondent à la déformation de la marge continentale elle-même, ce qui leur a valu le nom de *chaînes liminaires*, repris d'Emile Argand, dont les Andes fournissent l'exemple le plus accompli (*cf.* Aubouin, 1972).

Le processus n'est plus cette fois-ci la collision continentale, mais la *subduction* océanique, par laquelle la lithosphère de l'océan pacifique plonge sous la lithosphère continentale des Amériques, jusqu'à 700 km de profondeur, dans le manteau supérieur; processus encore actif de nos jours en Amérique du Sud au long de la fosse océanique du Pérou-Chili selon un plan de Benioff qui localise les foyers des séismes (Figures 6 et 7).

#### LES CORDILLERES DE TYPE ANDIN

Ce phénomène développe, dans la lithosphère continentale, au dessus du plan de Benioff, des contraintes compressives ou extensives en fonction des taux de subduction; actuellement, par exemple, l'extension prédomine dans la Cordillère des Andes selon des systèmes de failles directes très remarquables; mais il n'en fut pas toujours ainsi et la fin du Miocène (vers 7 m.a.), la fin de l'Eocène (vers 35 m.a.), la fin du Crétacé (vers 65 m.a.), le Crétacé moyen (vers 110 m.a.), la fin du Jurassique (vers 160 m.a.), furent autant de périodes compressives marquées.

L'essentiel de ces Cordillères andines est dû au volcanisme andésitique et au plutonisme granodioritique: du Trias supérieur à l'actuel, pendant près de 200 m.a., d'immenses masses d'andésites se sont accumulées sur des dizaines de kilomètres d'épaisseur; et, en nombreux épisodes, d'énormes massifs de granodiorite se sont introduits dans l'édifice Andin, le plus remarquable est le batholite côtier du Pérou qui s'allonge sur plus de 2,000 km, sur près de 100 km de large.

Mais dans ces Andes, tout est déformation ou intrusion du bord continental (Figure 8), celui-ci est souvent à la côte même, tout au long du Chili ou en quelques points du Pérou. Rien ne rappelle les vastes systèmes de nappes des chaînes alpines (les charriages y sont modestes et limités), rien surtout n'y est de nature océanique, pas le moindre massif ophioliti-

que issu de l'océan, pas de sédiments océaniques non plus (ni radiolarites, ni flyschs) et pas, non plus, de ce métamorphisme de haute pression à faciès schiste bleu, lié aux nappes alpines.

Quant à la subduction elle-même et aux structures qu'elle développe, elles sont au fond des fosses océaniques, les profils sismiques les y ont parfois révélés. Il est juste de dire que c'est avec doute alors que, clairement, y prédominent les systèmes de failles extensives de même nature que dans la Cordillère elle-même (Scholl et Von Huene, 1968).

#### LES CHAINES COTIERES DE TYPE CALIFORNIEN

Cependant dans quelques cas de subductions fossiles, ces structures peuvent s'observer aujourd'hui à l'air libre, comme en Californie (Bailey *et al.*, 1970; Ernst, 1970), et en Alaska.

La Cordillère Nord-américaine est de type Andin en première approximation (1): les terrains qu'on y rencontre, leurs structures, sont de même nature jusqu'aux Montagnes Rocheuses qui marquent le front de charriage de la Cordillère sur le continent Nord-américain. Mais vers l'Ouest, dans le Coast Range, sous le bord de la Sierra Nevada et, plus au Nord, des Klamath Mountains qui marquent la limite occidentale du continent Nord-américain, se dégage un système de nappes franciscaines formées du matériel de l'océan Pacifique entraîné sous le bord continental américain (Figure 9). Le processus s'est achevé au cours de l'Eocène, lorsque l'ensemble de la plaque pacifique orientale (plaque de Farallon) fut entièrement subductée sous le continent Nord-américain qui vint en contact avec la ride Est-pacifique. A partir de ce moment, la subduction cessa et commença le coulisage de la faille de San Andreas qu'on interprète comme une des failles transformantes d'un complexe d'ouverture océanique dont est né le golfe de Cortès (ou de Basse Californie), lequel correspond au stade actuel de l'ouverture Est-pacifique (Atwater, 1970). Dans le système de nappes de la chaîne côtière on retrouve les sédiments océaniques (radiolarites, flyschs), la croûte océanique elle-même (ophiolites) et le métamorphisme de haute pression-basse température (schistes bleus) comme dans les chaînes alpines; ce qui appelle une comparaison avec celles-ci (*cf.* infra).

La subduction californienne a ainsi donné naissance à un système à double déversement (Figure 10), d'une part, déversée vers le continent, une cordillère liminaire de type Andin; d'autre part, déversée vers l'océan, une chaîne côtière de type Californien correspondant au prisme de déformation de la subduction. Assez curieusement, cette zone déformée est dite "prisme d'accrétion", ce qui n'est pas sans créer de confusion sémantique avec... l'accrétion qui est l'ouverture océanique. C'est pourquoi on dit ici prisme de déformation. Mais dans tous les cas de subduction encore active de nos jours, le prisme de déformation est au fond des fosses océaniques.

#### LES ARCS INSULAIRES

A l'Ouest du Pacifique le dispositif des Arcs insulaires, compris entre une mer marginale et une fosse océanique, est

- (1) Les Cordillères de l'Ouest de l'Amérique du Nord sont plus complexes que la Cordillère des Andes. Il s'y rencontre notamment les effets de la superposition du continent américain par dessus la ride Est-pacifique entre le golfe de Basse Californie au Sud et le cap Mendocino au Nord (Figure 10); d'où résulte une importante extension récente qui a donné naissance à la région des Bassins and Ranges qui augmente d'autant la largeur de la Cordillère.



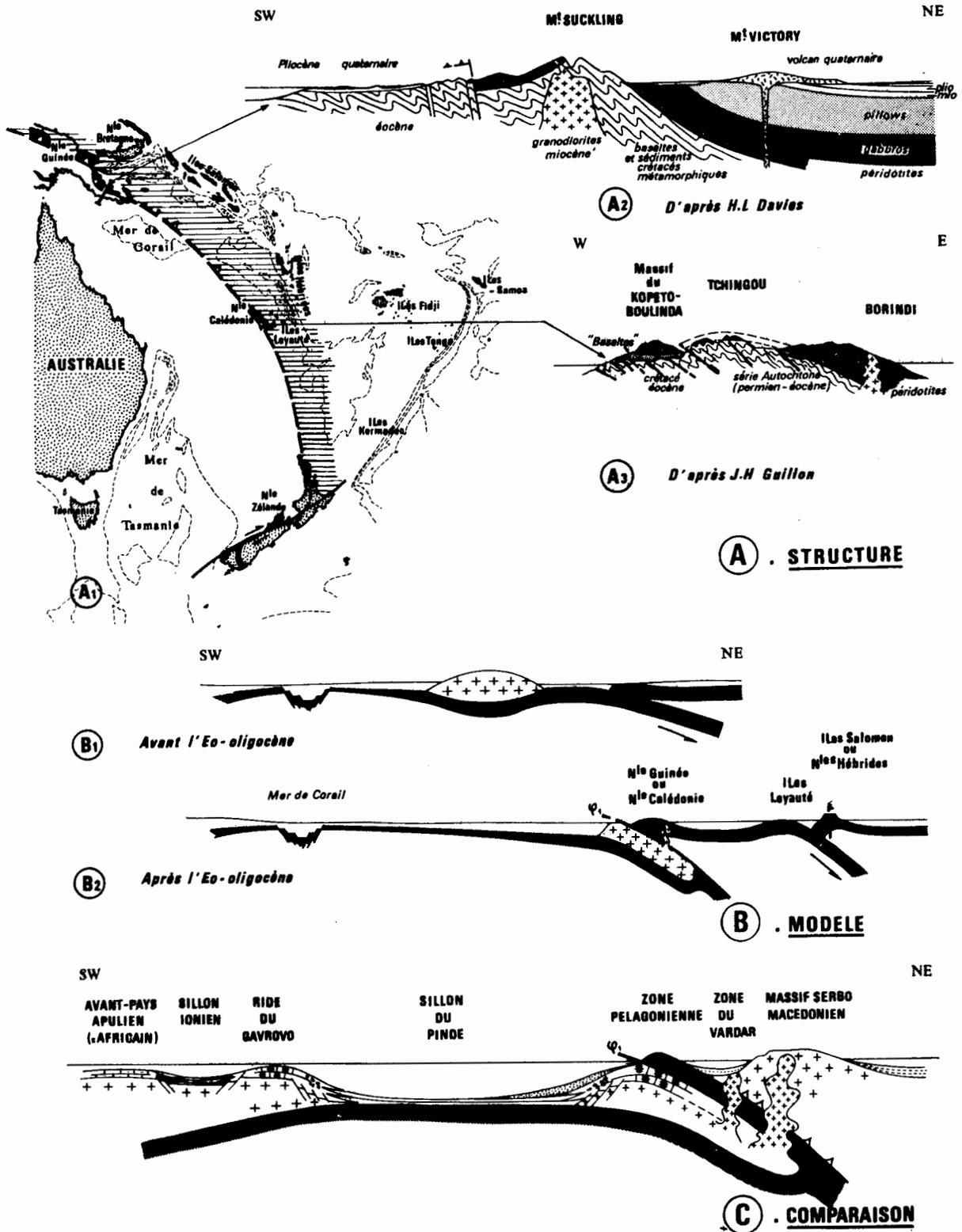


Figure 6. - La couronne ophiolitique périaustralienne modèle des stades précoces de l'évolution alpine (d'après Aubouin et al., 1977e). A. Etat actuel de la couronne ophiolitique périaustralienne. B. Modèle de genèse: B1, avant l'Eo-oligocène, entrainement d'un fragment du continent australien dans une subduction à vergence pacifique; B2, blocage de la subduction par le fragment continental et charriage ophiolitique résultant (Nouvelle Guinée, Nouvelle Calédonie) et genèse d'une nouvelle subduction (Nouvelles Hébrides). C. Comparaison avec les paléostrutures alpines: les Dinarides à la fin du Jurassique (d'après Aubouin, 1973; on comparera à la Figure 11). On notera en bordure de la marge apulienne (africaine) le dispositif mer marginale - arc insulaire avec charriage ophiolitique à vergence continentale, tout à fait analogue à celui réalisé en B2; la collision ultérieure de ce dispositif avec la marge continentale européenne (massif serbo-macédonien).

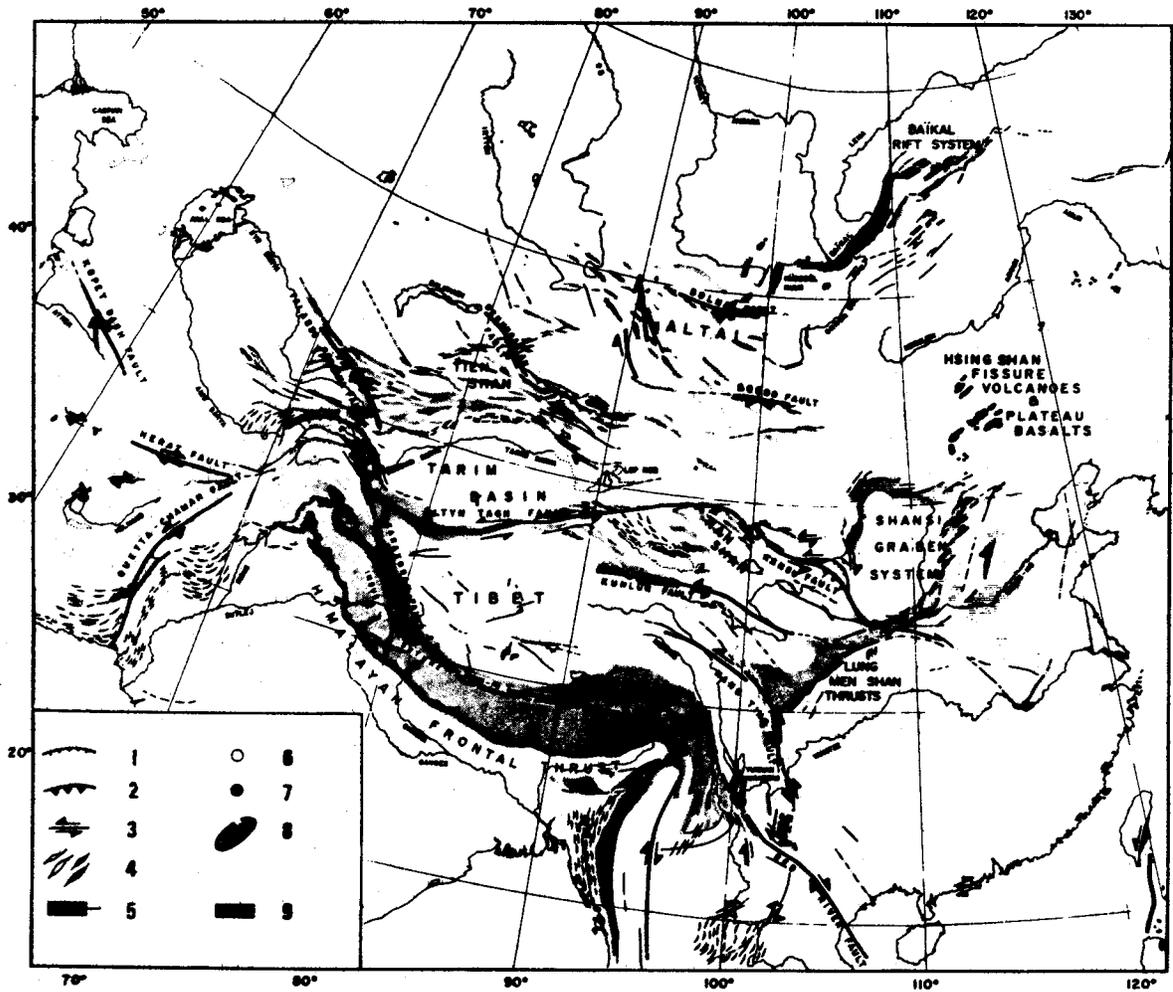


Figure 7.- La déformation de l'Asie centrale en fonction du poinçonnement de l'Eurasie par l'Inde (d'après Tapponier et Molnar, 1976). L'Inde est venue poinçonner l'Asie à la faveur de décrochements au Pakistan et en Birmanie (cf. Figure 3). La déformation ne s'arrête ni à la simple suture océanique, ni aux cisaillements postérieurs de l'Himalaya (cf. Figure 11). Elle affecte l'ensemble du continent asiatique en un système de décrochements conjugués. En gris, la plaque indienne.

un autre exemple des conséquences de la subduction. Il s'agit bien encore de subduction océanique sous une marge continentale, le Japon, par exemple, est armé par un socle précambrien, identique à celui de Corée. Mais les conditions de la subduction ont conduit à la rupture de la marge continentale et à la naissance d'une mer marginale qui isole l'arc insulaire du continent.

Car si les déformations, le métamorphisme, la granitisation, dans les arcs insulaires, sont relativement anciens, les mers marginales sont souvent plus récentes. On connaît au Japon des déformations - avec métamorphismes et granitisations correspondants - au cours du Trias, du Jurassique, du Crétacé, qui se sont produites alors que le Japon était directement la marge du continent asiatique; car la mer du Japon n'est née qu'avec l'Eocène (65 m.a.). Au Jurassique par exemple (140 m.a.), qui est une période d'orogénèse clé au Japon, le dispositif était de type Cordillère-Coast Range, la marge du continent asiatique formait une cordillère d'andésites, traversée de granodiorites comme celles qui se rencontrent jusque dans la région de Pékin; tandis que la zone de subduction développait un Coast Range avec nappes ophiolitiques et métamorphisme de haute pression qui fit l'objet d'études pétrologiques célèbres.

Il y a une liaison évidente entre l'évolution des cordillères de type andin et des arcs insulaires de type Japonais; la forme cordillère et la forme arc ne sont pas exclusives l'une de l'autre, elles peuvent se succéder dans le temps en fonction des modalités de la subduction, cordillère en cas de subduction rapide, arc en cas de subduction lente (Ricou, 1979).

Il reste que toute subduction océanique ne se fait pas nécessairement sous une bordure continentale, que la subduction océan-océan est concevable. La partie Sud-Ouest de l'océan Pacifique en donne l'exemple avec des archipels uniquement formés de matériel océanique comme celui des Tonga-Kermadec (1); la structure de ceux-ci, qui ne montrent que leur partie superficielle, est encore mal connue.

LES COULISSAGES TRANSFORMANTS

Jusqu'à maintenant, nous avons privilégié les mouvements transversaux aux bordures continentales, qui se traduisent par des structures parallèles à celles-ci; le tout s'exprimant dans le profil tectonique parallèles à celles-ci; le tout s'exprimant dans le profil tectonique parallèles à celles-ci, toujours dessiné transversalement.

(1) Du moins l'admet-on jusqu'à maintenant.

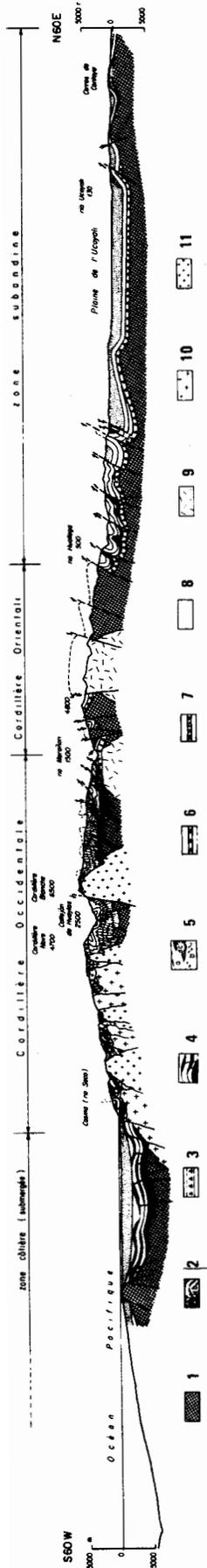


Figure 8. - Profil de la Cordillère des Andes au niveau du Pérou (d'après Mégard, 1967). On notera la présence du socle continental dans tout le profil, y compris à la côte pacifique; l'absence de formations océaniques (ophiolites); l'abondance des granodiorites et des andésites, conséquence magmatique de la subduction. 1, socle paléozoïque avec (2a) ou sans (2b) schistosité hercynienne; 3, Paléozoïque supérieur; 4, séries mésozoïques occidentales volcanogènes; 5, séries mésozoïques orientales peu ou pas volcanogènes, avec (5a) ou sans (5b) schistosité andine et diapirs salifères subandins (5c); 6, couches rouges du Crétacé terminal - Eocène; 7, séries volcaniques et volcano détritiques de l'Oligocène et du Miocène; 8, grès détritiques du Mio-Pliocène; 9, granites précambriens et hercyniens; 10, granodiorites andines précoces (Crétacé à Oligocène); 11, granodiorites andines tardives (Miocène et Pliocène).

Mais rien n'oblige les mouvements compressifs ou extensifs à être perpendiculaires aux limites de plaques; et il est bien évident qu'il y a certainement des coulissages obliques, voir longitudinaux.

Le cas de coulissage pur est assez rare; généralement il s'accompagne d'une composante extensive ou compressive.

L'exemple des chaînes du Moyen Orient (cf. Figure 3), est tout à fait caractéristique à cet égard. Le complexe de failles du Jourdain s'accompagne d'un coulissage senestre qui amène la plaque arabique à remonter vers le Nord et s'enfouir sous le front des chaînes d'Asie Mineure et d'Iran, en refoulant le croissant ophiolitique péri-Arabe; or ce coulissage s'accompagne d'une rotation de l'Arabie de telle sorte qu'il est extensif dans sa partie méridionale où naît le fossé d'Aqaba, de la Mer Morte et du Jourdain, mais compressif vers le Nord où naît la chaîne du Liban, dont la partie la plus septentrionale disparaît sous le front des nappes du Taurus.

Le complexe de failles de San Andreas en Californie montre des relations différentes entre la compression et l'extension, coulissage presque pur, il s'accompagne, en bout des compartiments déplacés, de déformations transversales dont le plus bel exemple sont les *Transverse Ranges* de la région de Los Angeles.

Les Pyrénées relèvent d'une telle explication (Le Pichon et al., 1970), elles correspondent à un coulissage senestre le long de la faille Nord Pyrénéenne, par lequel l'Espagne s'est déplacée vers l'Est par rapport au continent Européen, pour s'écraser contre celui-ci dans sa partie orientale tandis qu'à l'Ouest s'ouvrait le golfe de Gascogne; ainsi les Pyrénées ont elles une structure continûment changeante selon leur développement axial.

L'ampleur de ces coulissages est souvent mésestimée, s'il est encore modeste dans le cas du Moyen Orient, il est de l'ordre de 400 km pour les Pyrénées, et sans doute beaucoup plus pour le complexe de failles de San Andreas. A l'égard de ce dernier il existe différentes appréciations dont certaines sans doute excessives. Ainsi, récemment, les études paléomagnétiques menées en Alaska ont montré que certains des terrains qui s'y rencontrent aujourd'hui étaient, à la fin du Paléozoïque, en position équatoriale (correction étant faite des changements de position des continents au cours du temps); ce qui correspondrait donc à un coulissage de l'ampleur du continent Américain. Il reste à préciser les modalités d'un tel coulissage, le complexe de failles de San Andreas dans sa forme actuelle n'étant pas plus ancien que le Miocène supérieur (environ 7 m.a.) après que le continent Américain soit entré en contact avec la ride Est-pacifique, c'est seulement environ 300 km de coulissage qui sont admis (démonstrés ?) pour cette période récente. Auparavant il s'agissait d'un dispositif de subduction oblique par rapport au continent Américain, le complexe de failles californien ne peut être extrapolé aux temps anciens dans sa forme actuelle.

LE CAS GENERAL: L'ASSOCIATION SUBDUCTION-COLLISION-COULISSAGE

COLLISION, SUBDUCTION, COULISSAGE SONT DES PHENOMENES QUI NE SONT PAS EXCLUSIFS LES UNS DES AUTRES. SOIT UNE CHAINE DE COLLISION, PALEOSUBDUCTION ET NEOSUBDUCTION; LE SUD-OUEST PACIFIQUE, MODELE DES CHAINES ALPINES?

A l'évidence, il dût y avoir des (paléo) subductions antérieures à la collision elle-même, afin d'expliquer la dispari-

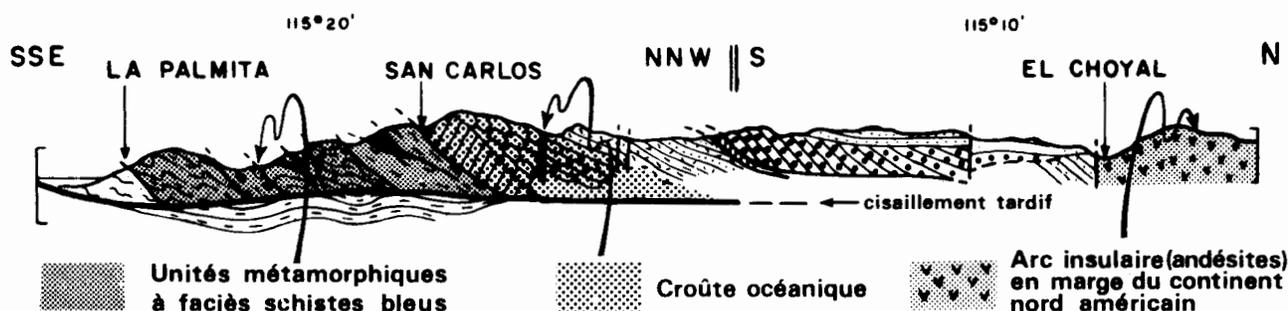


Figure 9.- Profil tectonique de la chaîne côtière californienne, l'île de Cedros, Basse Californie, Mexique (d'après Rangin, 1978). L'empilement d'unités métamorphiques à faciès schistes bleus, croûte océanique, arc insulaire andésitique, caractérise le prisme de déformation de la subduction sous le continent Nord-américain. Cependant, la présence de lambeaux de socle continental au niveau du cisaillement tardif montre que celui-ci correspond à la collision du continent américain avec un fragment continental insulaire. La subduction californienne est celle d'une mer marginale.

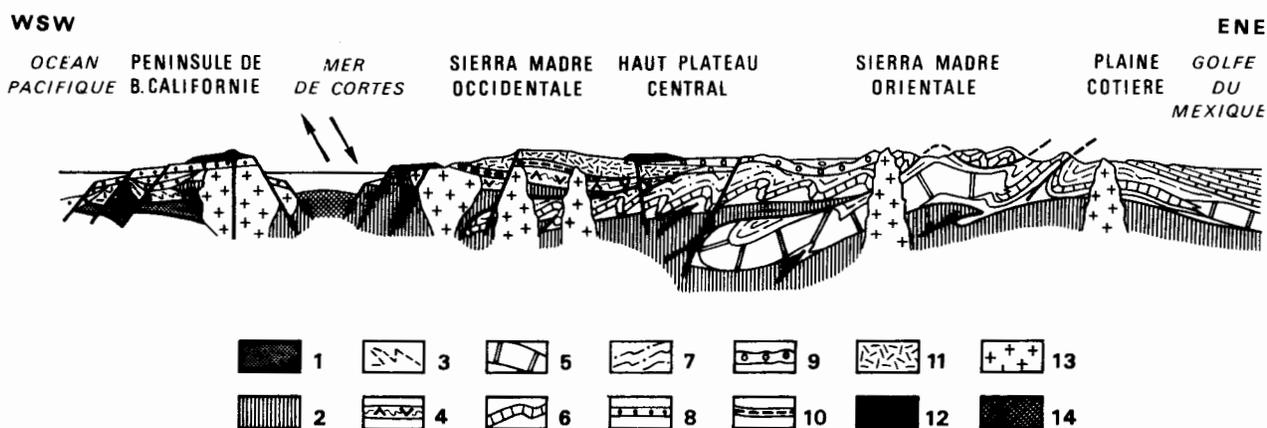


Figure 10.- Cordillère andine et chaîne côtière, profil schématique au Nord du Mexique (d'après Tardy, 1979). On notera le dispositif en éventail avec les structures de Basse Californie à vergence océanique (chaîne côtière cf. Figure 9); les structures des Sierras Madres à vergence continentale, représentant la transition du système caraïbe aux Cordillères nord-américaines, leurs caractères sont ambigus avec, à l'Est dans leurs zones externes, des flyschs alpins (Sierra Madre Orientale) et à l'Ouest, dans leurs zones internes, d'abondantes granodiorites andines (Sierra Madre Occidentale); la superposition au Plio-quaternaire de l'ouverture de la de Cortès au dispositif précédent. 1, Ophiolites franciscaines; 2, croûte continentale; 3, sédiments pélagiques franciscains; 4, série volcano-sédimentaire d'arc; 5, calcaires néritiques de plate-forme; 6, calcaires pélagiques; 7, flyschs; 8, molasses marines; 9, molasses continentales; 10, andésites; 11, rhyolites et ignimbrites; 12, basaltes plio-quaternaires; 13, plutons granodioritiques (en majorité mésozoïques du côté pacifique, miocène dans la Sierra Madre Orientale); 14, croûte océanique plio-quaternaire du Golfe de Cortès.

tion de la lithosphère océanique téthysienne (cf. Figure 4). De telles paléo-subductions ont été reconnues dans les Dinarides où les nappes dues à la collision de la fin de l'Eocène transportent des structures plus anciennes, dont la plus remarquable est un système de nappes jurassiques impliquant déjà les ophiolites, c'est-à-dire la (paléo) croûte océanique téthysienne (Figure 11). La révolution finijurassique que nous avons évoquée s'est traduite tout d'abord par le début des premières subductions téthysiennes qui ont développé des arcs insulaires aux dépens desquels se sont formés et sédimentés les flyschs si caractéristiques du Crétacé et du Tertiaire. On prend ainsi conscience du fait que, bien des phénomènes qui sont attribués aux charriages alpins, c'est-à-dire à la collision, sont en fait liés aux subductions antérieures, ainsi en est-il du métamorphisme de haute pression - basse température (dans les Dinarides, des schistes bleus ont été effectivement datés du Jurassique supérieur - 140 m.a.) (1); ainsi en est-il, d'une partie des granitisations (dans les mêmes Dinarides on connaît des granodiorites du Jurassique supérieur; et que dire de l'impor-

tance des andésites et des granodiorites dans le Crétacé supérieur de la chaîne du Balkan?).

Il est non moins évident qu'il y eu des (néo) subductions postérieures à la collision, soit aux dépens de zones océaniques épargnées par la collision en fonction de la forme des marges continentales, soit aux dépens de zones océaniques nées à la suite de processus extensifs locaux, la subduction de l'actuel arc égéen (Caputo *et al.*, 1970; MacKenzie, 1970) n'est pas plus ancienne que 7 m.a., c'est-à-dire que le Pliocène; alors que dans les Dinarides la collision date de la fin de l'Eocène (35 m.a.).

L'interprétation de la couronne ophiolitique périaustralienne (Figure 6) à l'extrémité orientale de la Téthys, là où celle-ci rejoint le Pacifique, prend ainsi tout son sens. La puissante nappe ophiolitique qui la caractérise, charriée vers le continent Australien à la faveur de l'ouverture de la mer de Tasman, est née d'une subduction océan/océan bloquée à l'Eo-

(1) Il y a cependant plusieurs épisodes de métamorphisme à faciès schistes bleus dans les Dinarides, les derniers d'âge Paléogène.

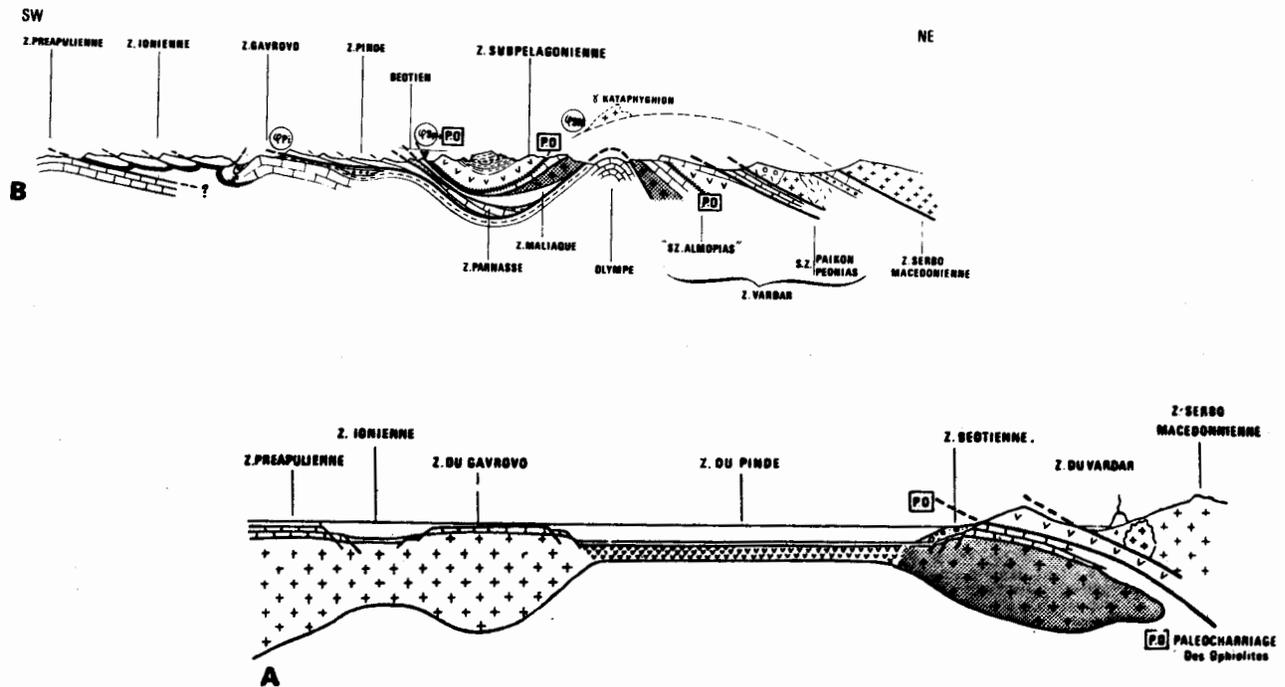


Figure 11.- Collision et paléosubduction, les nappes dinariques et la paléosubduction finijurassique (d'après Aubouin et al., 1977d). A. Etat des structures à la fin du Jurassique, le paléocharrriage des ophiolites (PO) est la conséquence de paléosubduction de l'océan du Vardar sous la marge européenne, bloquée par l'entraînement du micro-continent pélagonien. B. Etat actuel des structures, dans la tectonique tertiaire les paléostrucures sont reprises et transportées. On remarquera que le charriage sobpélagonien ( $\varphi$ Sp), front des zones internes, transporte le paléocharrriage ophiolitique (PO) représenté par un trait en zigzag. On notera aussi la déformation tarditectonique de l'ensemble qui détermine la fenêtre anticlinale de l'Olympe.  $\varphi$ P, nappe du Pinde (nappe de mer marginale);  $\varphi$ Sp, nappe subpélagonienne (nappe du paléoédifice dinarique);  $\varphi$ SM, chevauchement serbomacédonien (bord continental européen).

oligocène lorsque des fragments continentaux sont "arrivés", au niveau de la subduction. Alors ce dispositif de "subduction continentalement bloquée" était identique à celui réalisé au Jurassique supérieur dans les Dinarides (Figures 6A et 11). Sans cependant qu'il soit suivi de collision continentale, aucun continent n'existant à l'Est de la couronne ophiolitique périaustrienne, la subduction "sauta" plus à l'Est, au niveau des Nouvelles Hébrides où elle est encore active de nos jours.

Quoi qu'il en soit, la couronne ophiolitique périaustrienne apparaît comme le modèle des stades précoces de l'évolution alpine. *Le Sud-ouest Pacifique est plus caractéristique de la Téthys que du Pacifique.*

SOIT UNE CHAÎNE DE SUBDUCTION, COLLISION À LA CALIFORNIENNE ET COLLISION À LA TETHYSIENNE?

Dans le cas où, comme en Californie, on observe une chaîne côtière en complément d'une cordillère liminaire, on peut montrer que le système de nappes océaniques est porté par un élément continental de taille insulaire, entré en collision avec le continent Nord-américain, en Basse Californie, par exemple (Rangin, 1978) on voit que l'édifice lié à la subduction californienne est recoupé par un cisaillement plat d'ensemble, à la base duquel existent des copeaux de socle continental et de calcaires paléozoïques de plate forme; il y a donc un élément continental sous l'édifice californien.

C'est d'ailleurs la raison pour laquelle on voit la suture océanique; là où il n'y a pas de fragment continental insulaire, la plaque océanique passe sous le bord continental en développant des structures qui restent au fond des fosses péri-

pacifiques. *La seule chance d'observer à l'affleurement une zone de subduction fossile est que celle-ci ait été bloquée par un fragment continental.*

Ainsi donc, à la "collision à la Téthysienne", due au choc de masses continentales de grande dimension, on peut opposer une "collision à la Californienne", exprimant le choc d'un arc insulaire avec un continent.

On observera que les dispositifs de nappes sont de vergence opposée, vers le continent dans le cas de collision à la Téthysienne, vers l'océan dans le cas de collision à la Californienne. Mais le mécanisme est comparable; et le résultat aussi, il y a beaucoup de similitude entre le système à double déversement de la Téthys (Figure 4) et celui de l'Ouest de l'Amérique du Nord (Figure 10).

LA GENERALITÉ DES COULISSAGES

Qu'il s'agisse de subduction ou de collision ou successivement des deux, les coulissages sont généraux car les subductions sont obliques par rapport aux marges continentales et la collision de celles-ci correspond à une fermeture océanique dont la logique n'a aucune raison d'être conforme à l'ouverture antérieure. Ainsi l'ouverture atlantique orthogonale à l'ouverture téthysienne (Figure 1) impose à la Téthys une fermeture de logique différente, avec d'importants coulissages Ouest-Est, parallèles ou subparallèles à la direction de la Téthys elle-même, responsables d'importants mouvements longitudinaux.

S'ils sont célèbres dans le Pacifique (complexe de San Andreas, faille alpine de la Nouvelle-Zélande considérés comme des exemples de failles transformantes en milieu continen-

tal) les coulissages sont souvent sous-estimés dans les chaînes alpines issues de la Téthys. Pourtant outre les chaînes d'avant pays continental comme les Pyrénées et le Moyen Orient qui ont été évoquées (cf. supra, III), dans les chaînes alpines elles-mêmes certains compartiments se sont comportés d'une manière différente en se séparant des autres par des *coulissages longitudinaux* (Figure 3). Ainsi en est-il du continent Indien avancé vers le Nord à la faveur de vastes coulissages sénestres à l'Ouest (faille de Chaman au Pakistan dans l'alignement de la dorsale de Maldives) et dextres à l'Est (complexe d'accidents de Birmanie, dans l'alignement de la Ride du 90e méridien Est - Ninety East Ridge). De même en est-il de l'ensemble italo-dinarique - "plaque d'Apulie" - qui apparaît comme un éperon du continent Africain - "promontoire adriatique" - avancé vers le Nord - Nord-Ouest à la faveur de coulissages dextre à l'Est (Zone du Vardar), sénestre à l'Ouest (zone de Sestri-Voltaggio). Ainsi en est-il, à un moindre degré, de la plaque arabe avancée vers le Nord le long du coulissage sénestre du Jourdain.

Des problèmes analogues se posent dans les Caraïbes actuellement limitées par des complexes coulissants sénestres au Nord (failles de Polochic, Motagua, etc. . .), dextres au Sud (faille d'Oca, El Pilar, etc. . .), dont le caractère néotectonique est évident. Aussi n'est-il pas certain qu'on puisse extrapoler leurs mouvements à un passé ancien, par exemple, il est peu probable que la plaque caraïbe soit d'origine pacifique, "capturée" dans le mouvement différentiel des deux Amériques comme cela est souvent admis. Le Crétacé pacifique est tectonisé tout au long de l'Amérique Centrale; on le connaissait dans le complexe de Nicoya du Costa Rica, on vient de le retrouver au pied de la fosse du Guatemala (leg 57 du programme IPOD, Aubouin et von Huene, 1979), dans la mesure où la croûte océanique caraïbe est elle-même crétacée elle ne peut donc être d'origine pacifique, le domaine caraïbe est bien téthysien.

#### LA DEFORMATION DES CONTINENTS, LE POINÇONNEMENT

Certains compartiments continentaux limités par des coulissages ont des comportements particuliers, comme dans la ceinture téthysienne (Figure 3), le continent Indien ou l'éperon adriatique qui ont joué comme des *poinçons* rigides s'enfonçant dans un matériel semi-rigide représenté par la plaque Eurasiatique (Tapponier et Molnar, 1976). Il n'est pas indifférent d'observer que c'est à l'extrémité de ces poinçons que se placent les cisaillements plats caractéristiques de l'hypercollision, dans l'Himalaya d'une part, dans les Alpes orientales d'autre part.

Quant aux continents poinçonnés, ils se déforment en réseaux de failles conjuguées, comme cela a été montré pour l'Asie centrale (Figure 7) et proposé pour l'Europe moyenne (Sengör, 1976). De sorte que les effets de l'hypercollision dépassent de beaucoup les limites des chaînes elles-mêmes et rendent compte de la déformation des continents dans leur entier.

La raison de ces poinçonnages n'est pas encore certaine; tout au plus peut-on remarquer que les poinçons sont d'âge précambrien et qu'ils s'enfoncent dans l'Eurasie hercynienne, là où l'Eurasie est également précambrienne il n'y a pas de poinçonnement. Un peu comme si la rigidité des continents était proportionnelle à leur ancienneté.

On remarquera que cette large déformation de l'Asie tempère l'un des dogmes de la tectonique des plaques, la rigidité de celles-ci et, par conséquent, la limitation des déformations à leurs limites. On voit ce qu'il en est.

#### LE RACCORD TETHYS-PACIFIQUE, DES CARAÏBES AUX CORILLÈRES AMÉRICAINES

La Téthys est née au Trias-Jurassique à partir de ce qui occupait alors la position de l'actuel sud-ouest Pacifique, ce dernier a ainsi des caractères téthysiens et fournit un modèle de référence pour l'évolution des chaînes alpines (cf. supra, IV, 1).

À l'autre extrémité, dans les Caraïbes, les chaînes alpines téthysiennes passent aux Cordillères américaines ce qui pose des problèmes de tous ordres, notamment paléogéographiques (quand la Téthys s'ouvrit-elle dans le Pacifique ?) et tectoniques, passage des Cordillères aux chaînes alpines péri-caraïbes, relations des nappes océaniques caraïbes à vergence continentale avec les nappes océaniques de la chaîne côtière californienne à vergence océanique.

Sur le premier point, *les nappes caraïbes se développent sur l'inflexion axiale des Cordillères* selon des zones transversales privilégiées (Figure 5), transversales de Huancabamba et Barquisimeto au Sud, transversales de Parras et du Guatemala au Nord (Aubouin et al., 1977c). *Les Andes vraies, en tant que modèle de Cordillère de type andin, ne commencent qu'au Sud de la transversale de Huancabamba*, ce sont celles du Pérou et de Bolivie (Andes dites centrales) et du Chili - Argentine (Andes dites méridionales). À hauteur du Chili méridional, au niveau de la transversale de Bariloche (Figure 5) réapparaissent des caractères alpins qui prendront toute leur expression dans la chaîne de Magellan, autour de la Mer de la Scotia se développe un système alpin dans ce que E. Suess avait heureusement appelé Antilles Australes dans la "Face de la Terre".

Sur plusieurs milliers de kilomètres, les Andes offrent donc le modèle des cordillères de type andin, ou cordillères liminaires liées à la subduction continue. Mais au Nord comme au Sud, dans les Andes septentrionales d'Équateur et Colombie et les Andes patagoniennes du Chili et d'Argentine, elles développent un type de transition aux chaînes des Caraïbes et de Magellan, qui appartiennent au type alpin lié à la collision.

Sur le second point, il semble qu'il n'y ait pas de relation directe entre les nappes océaniques de la branche nord-caraïbe et les nappes franciscaines qui se suivent, avec certitude, jusqu'à l'extrémité sud de la Basse Californie. Au nord de la transversale du Guatemala le matériel caraïbe s'engage au Chiapas puis en Oaxaca et Guerrero (Carfanten., 1979) à l'Est du complexe magmatique calco-alcalin qui constitue le substratum de la Sierra Madre Occidentale et de la Basse Californie, restant donc séparé du Franciscain; *le bassin caraïbe se terminerai donc en doigt de gant vers le Nord, sans avoir rejoint le Pacifique*, dont le bassin franciscain apparaît comme une ancienne mer marginale (Tardy, 1979).

Peut être y eut-il un système franciscain continu de l'Amérique du Nord au Costa Rica (le complexe de Nicoya, qui débute au Jurassique supérieur rappelle le Franciscain, au moins par certains de ses faciès) et de là peut être au Nord de l'Amérique du Sud (Sierra del Baudo en Colombie ?). Mais de toute façon, la question ne se pose pas au delà de la transversale de Huancabamba, au large du Pérou et du Chili, s'il y eut autrefois des terrains comparables au Franciscain, ils ont disparu à jamais dans la continue subduction andine dans laquelle aucun fragment continental n'est venu se bloquer pour donner une chaîne côtière.

## CONCLUSION

*Subduction, collision, coulissage sont des processus qui s'associent au cours du temps pour donner naissance aux chaînes de montagne.* Suivant les cas, l'un des processus prédomine sur l'autre en donnant à la chaîne ses caractéristiques principales; mais, presque toujours, on peut montrer que l'évolution ne s'est pas fait selon un seul modèle.

Quoi qu'il en soit, *toutes les chaînes correspondent à des bords continentaux*, soit qu'il s'agisse de la déformation du bord continental lui-même dans les cordillères de type andin, soit qu'il s'agisse de charriage de matériel océanique sur le bord continental dans les chaînes de collision de type alpin ou californien.

Ce qui illustre les deux aspects fondamentaux de la tectonique des plaques, *la conservation des continents et le renouvellement des océans*; d'où il résulte que les océans sont toujours jeunes (on ne connaît pas de croûte océanique de plus de 180 m.a.) et les continents de plus en plus vieux.

*Les continents ne se séparent que pour se retrouver*, l'histoire de la séparation autonome des deux Amériques au cours du Secondaire, et de leur rencontre au cours du Tertiaire est un exemple. Tandis que les océans dont la naissance est cause de cette séparation retournent pour l'essentiel au manteau supérieur.

On peut donc se demander si, *au cours du cycle alpin il y a eu création de continent*. Du point de vue tectonique, la réponse est (presque) négative; les nappes à matériel océanique sont toujours perchées sur des marges continentales ou des arcs insulaires armés de fragments continentaux; elles n'augmentent pas vraiment la superficie des continents. Du point de vue magmatique la réponse est (presque) positive, les abondantes granodiorites et andésites des cordillères de type andin augmentent sans aucun doute le volume continental, mais n'augmentent pas la superficie du continent.

On peut donc dire que *du point de vue cycle alpin, il y a peu ou pas de Nouveaux Monde*, ce terme étant pris au sens de nouvelle croûte continentale. Si, sur les marges de l'Amérique du Sud, les nappes caraïbes ou les nappes de Magellan d'une part, les puissants volcans de la Cordillère des Andes d'autre part, dérivent directement ou indirectement du domaine océanique, les unes par la collision, les autres par la subduction, ni les unes ni les autres n'ont augmenté les dimensions du continent Sud-Américain.

On peut se demander *depuis quand*, dans l'histoire géologique de la planète, *un tel processus, qui est celui de la tectonique des plaques, est actif*.

La chaîne hercynienne et la chaîne calédonienne répondent sans aucun doute à cette logique de la tectonique des plaques, les exemples calédoniens de Scandinavie ou de Terre Neuve sont tout aussi explicites que les exemples alpins.

Mais avant?

Rien n'autorise à considérer que la limite des temps Protérozoïques et Paléozoïques (environ 600 m.a), bien marquée sur le plan biologique par l'explosion de toutes les familles du règne vivant, soit également une limite significative sur le plan de l'évolution de la planète. Il n'y a pas lieu de renouveler à propos de cette limite, la même erreur qui fut faite entre le Pliocène et le Quaternaire en fonction de l'apparition de l'homme. . .

Si l'on prend comme argument la position charriée des roches ophiolitiques conçues comme des éléments de croûte

océanique, on dispose d'indications précises en ce sens jusqu'à des temps relativement reculés; on connaît des ophiolites charriées à la fin des temps Protérozoïques, il y a 600 m.a., par exemple, dans le Sud du Maroc et au Sahara [ophiolites du cycle panafricain de Bou Azzer; suture ophiolitique panafricaine du Mali (Caby, 1978)] et dans le centre du Brésil (ophiolites du cycle brésilien de l'état de Goiás); on connaît aussi des ophiolites charriées il y a 1,700 m.a. dans la fosse du Labrador [Ceinture d'Ungava au Québec, appartenant plus généralement à la ceinture du Cape Smith (Baer, 1977)].

Dans chacun de ces cas, la structure fut d'abord interprétée en vastes dômes et cuvettes de terrains métamorphiques, les roches ophiolitiques étant en position de cuvette; ce n'est qu'avec le progrès des études structurales qu'on s'est aperçu que dômes et cuvettes étaient des déformations tardives (analogues à la tarditectonique des chaînes alpines) affectant un système de nappes antérieures.

Plus avant dans le temps il n'y a plus de certitudes, dômes et cuvettes métamorphiques existent toujours, mais on n'a pas prouvé qu'ils déformaient des complexes de nappes. En Afrique du Sud, au Swaziland, dans un système à 3,800 m.a., il semble que les roches ultra-basiques soient en position magmatique et non en position tectonique. Mais cela est-il certain?

Entre ces deux dates il y a donc -éventuellement- un changement d'évolution de la croûte terrestre, les processus liés à la tectonique des plaques ne sont apparus qu'à partir d'un certain moment de l'évolution de la croûte. Dans l'état actuel des connaissances, il est difficile de placer une limite (2,500 m.a. à la limite Archéen-Protérozoïque?) comme d'imaginer les processus qui ont amené la formation de la première croûte continentale, qui s'est conservée depuis. Mais entre cette évolution primitive et la tectonique des plaques telle que le système alpin en donne l'exemple, peut être y a-t-il place pour d'autres modalités.

La recherche de celles-ci est un programme d'avenir entièrement neuf.

## BIBLIOGRAPHIE

- Argand, E., 1922, La tectonique de l'Asie: Bruxelles, Congr. Géol. Internal., 13, fasc. 1., p. 171-372.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonics of western North America: Geol. Soc. America Bull., v. 81, p. 3514-3536
- Aubouin, Jean, 1972, Chaînes liminaires (andines) et chaînes géosynclinales (alpines): Montreal, Congr. Géol. Internal., 24, sect. 3, p. 438-461.
- - - 1973, Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques; l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique: Bull. Soc. Géol. France, ser. 7, v. 15, p. 426-460.
- - - 1977a, Téthys, Atlantique et Pacifique; regard tectonique: Soc. Géol. France, Compt. Rend. Somm., fasc. 4, p. 170-179.
- - - 1977b, Méditerranée orientale et Méditerranée occidentale; esquisse d'une comparaison du cadre alpin: in Colloque ATP Géodynamique de la Méditerranée occidentale. Bull. Soc. Géol. France, ser. 7, v. 19, p. 421-435.
- Aubouin, Jean, Blanchet, R., Labesse, B., et Wozniak, J., 1977a, Alpes occidentales et Alpes orientales; la zone du

- Canavese existe-t-elle? Soc. Géol. France, Compt. Rend. Somm., fasc. 3, p. 155-158.
- Aubouin, Jean, Blanchet, R., Stephan, J.F., et Tardy, Marc, 1977b, Téthys (Mésogée) et Atlantique; données de la géologie: Acad. Sci. Paris, Compt. Rend., ser. D, t. 285, p. 1025-1028.
- Aubouin, Jean, Blanchet, R., Carfantan, J. C., Rangin, Claude, Stephan, J. F., et Tardy, Marc, 1977c, Des Caraïbes aux Cordillères Nord- et Sud américaines: Acad. Sci. Paris, Compt. Rend., ser. D, t. 284, p. 1749-1752.
- Aubouin, Jean, Le Pichon, X., Winterer, E., et Bonneau, M., 1977d, Les Hellenides dans l'optique de la Tectonique des plaques: Athènes, Inst. Geol. Min. Res., VI Coll., Aegean region, v. 3, p. 1333-1354.
- Aubouin, Jean, Mattauer, M., et Allegre, C., 1977e, La couronne ophiolitique périaustralienne; un charriage océanique représentatif des stades précoces de l'évolution alpine: Acad. Sci. Paris, Compt. Rend., ser. D, t. 285, p. 953-956.
- Aubouin, Jean, et Huene, R. von, 1979, Premiers résultats des forages profonds dans le Pacifique au niveau de la fosse du Guatemala (fosse d'Amérique Centrale) (Leg 67 du Deep sea Drilling Project, Mai-Juin 1979): Acad. Sci. Paris, Compt. Rend., ser. D, t. 289, sous presse.
- Baer, A. J., 1977, Gravity anomalies and deep structure of the Cape Smith foldbelt, northern Ungava, Québec; Comment and reply: *Geology*, v. 5, p. 651-653.
- Bailey, E. H., Irwin, W. P., et Jones, P. L., 1970, On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges: U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 700-C, p. 70-81.
- Caby, R., 1978, Paléogéodynamique d'une marge passive et d'une marge active au Précambrien supérieur; leur collision dans la chaîne panafricaine du Mali: *Bull. Soc. Géol. France*, ser. 7, v. 20, p. 857-862.
- Caputo, M., Panza, G. F., et Postpichl, D., 1970, Deep structure of the Mediterranean basin: *Jour. Geophys. Research*, v. 75, p. 4919-4923.
- Carfantan, J.C., 1979, Evolución estructural del sureste de México; paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas: México, D.F., Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Evolución Tectónica de México, Simp., Programa y Resúmenes, p. 10 (resumé).
- Dewey, J. F., et Bird, J. M., 1970, Mountain belts and the new global tectonics: *Jour. Geophys. Research*, v. 75, p. 2625-2647.
- Dietz, R.S., et Holden, J. C., 1970, Reconstruction of Pangea; breakup und dispersion of continents, Permian to Present: *Jour. Geophys. Research*, v. 75, p. 4939-4956.
- Ernst, W. G., 1970, Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley sequence - crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone: *Jour. Geophys. Research*, v. 78, p. 886-902.
- Gansser, A., 1964, *Geology of the Himalayas*: New York, Wiley-Interscience, 289 p.
- Le Pichon, X., 1968, Sea-floor spreading and continental drift: *Jour. Geophys. Research*, v. 73, p. 3661-3697.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., et Sibuet, J. C., 1970, La faille nord-pyrénéenne; faille transformante liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne: Acad. Sci. Paris, Compt. Rend., t. 271, p. 1941-1944.
- MacKenzie, D.P., 1970, Plate tectonics of the Mediterranean region: *Nature*, v. 226, p. 239-243.
- MacKenzie, D. P., et Parker, R. L., 1967, The North Pacific, an example of tectonics on a sphere: *Nature*, v. 216, p. 1276-1280.
- Megard, F., 1967, Commentaire d'une coupe schématique à travers les Andes centrales du Pérou: *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, v. 9, p. 335-346.
- Morgan, W. J., 1968, Rises, trenches, great faults and crustal blocks: *Jour. Geophys. Research*, v. 73, p. 1959-1982.
- Pautot, G., et Le Pichon, X., 1973, Résultats scientifiques du Programme JOIDES: *Bull. Soc. Géol. France*, ser. 7, v. 15, p. 403-425.
- Rangin, Claude, 1978, Speculative model of Mesozoic geodynamics, central Baja California to northeastern Sonora (Mexico): in Howelle, D. G., and McDougall, K.A., eds., *Mesozoic paleogeography of the western United States*. Los Angeles, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Pacific Coast Symp., 2, p. 85-105.
- Ricou, L. E., 1979, Conditions d'une concomitance et d'une interaction orogénèse - subduction: Acad. Sci. Paris, Compt. Rend., ser. D, t. 288, p. 1131-1134.
- Scholl, D. W., et Huene, R. von, 1968, Spreading of the ocean floor; undeformed sediments in the Peru-Chile trench: *Science*, v. 159, p. 869-871.
- Sengör, A.M.C., 1976, Collision of irregular continental margins; implications for foreland deformation of alpine type orogen: *Geology*, v. 4, p. 779-782.
- Tapponier, P., et Molnar, P., 1976, Slip line field theory and large scale continental tectonics: *Nature*, v. 264, p. 319-324.
- Tardy, Marc, 1979, Evolución estructural de la porción nort-central de México: México, D. F., Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Evolución Tectónica de México, Simp., Programa y Resúmenes, p. 34 (resumé).
- Wilson, J. I., 1965, A new class of fault and their bearing on continental drift: *Nature*, v. 207, p. 343-347.