



Chaînes liminaires (Andines) et chaînes géosynclinales (Alpines)

JEAN AUBOUIN,
Paris

RÉSUMÉ

La comparaison de la Cordillère des Andes et des chaînes alpines méditerranéennes prises comme types des chaînes liminaires et des chaînes géosynclinales montre de grandes différences: par exemple, absence, dans les premières, d'ophiolites, de flysch, de métamorphisme syntectonique, de nappes de charriage si caractéristiques des secondes; tandis que dans celles-ci manquent les puissantes séries trachyandésitiques si caractéristiques des premières. Cependant, leur évolution comparable dans le temps, notamment leur polarité, permet de les rapprocher et de distinguer successivement: une période liminaire dans les uns, géosynclinale dans les autres, chacune divisible en sous-périodes bien marquées dans les zones internes; une période tardiliminaire-tardigéosynclinale; une période postliminaire-postgéosynclinale.

Les différences ne portent: ni sur les périodes post-, marquées dans les unes et les autres par leur tectonique de failles en extension et leur volcanisme basaltique; ni sur les périodes tardi-, caractérisées dans les unes et les autres par leur tectonique de fond en compression, leurs granodiorites et leur volcanisme trachyandésitique. Ce sont les périodes liminaires et géosynclinales qui s'opposent comme il a été dit; encore que dans celles-ci en raison de la polarité des édifices, on puisse distinguer des zones euliminaires-eugéosynclinales internes, mioliminaires-miogéosynclinales externes.

Le passage de la Cordillère des Andes au système Caraïbe au Nord, et au système de Magellan au Sud donne l'exemple du relais axial d'une chaîne géosynclinale. Quelques règles en sont dégagées comme: le relais géosynclinal par l'arrière, le relais différentiel des divers caractères (ophiolites, flysch, etc.).

Une comparaison est faite avec les données actuelles de la Géophysique et de l'Océanographie, tenant compte de la position péri-continentale des deux types de chaînes, mais entièrement dans les limites du continent pour les chaînes liminaires, en partie en dehors du continent pour les chaînes géosynclinales qui, en outre, toujours en nombre pair, sont comprise dans leur ensemble entre deux continents.

Les adresses d'auteurs apparaissent à la fin du volume.

INTRODUCTION

DEPUIS plus de cent ans que Hall (1859) en eut l'idée et que Dana (1873) lui a donné un nom, la notion de géosynclinal a fait beaucoup de progrès tout en restant à la base des conceptions sur l'orogénèse; parmi d'autres, L. Bertrand, E. Haug, C. Schuchert, H. Stille, M. Kay, A. V. Peive, M. Khain et, en fait, tous les tectoniciciens s'en sont préoccupés. Ainsi la notion de géosynclinal s'est différenciée de la simple notion de fosse de subsidence et, peu à peu, se sont dégagés un type d'organisation et un type d'évolution.

Parallèlement, le concept de géosynclinal s'est à peu distingué de celui d'orogénèse. E. Argand reconnu, à côté des chaînes géosynclinales, des chaînes de fond et des chaînes de couverture à l'intérieur des masses continentales; et des chaînes liminaires en bordure des continents dont les Cordillères américaines donnaient l'exemple.

Enfin, depuis toujours, des comparaisons ont été faites avec les données océanographiques et géophysiques; elles ont servi de base à diverses théories orogéniques; leurs progrès ont été particulièrement rapides ces dernières années.

Ce sont ces points que je voudrais reprendre sans, bien entendu, les traiter exhaustivement dans un article de dimensions limitées. Je me fonderai sur des travaux originaux portant sur les chaînes alpines périméditerranéennes pour les chaînes géosynclinales (Aubouin, 1959-1965), et la Cordillère des Andes pour les chaînes liminaires (Aubouin et Borrello, 1966, 1970; Aubouin, Borrello, Cecioni *et al.*, 1972).

I — LES CHAÎNES GÉOSYNCLINALES: L'EXEMPLE ALPIN EN MÉDITERRANÉE

Les chaînes alpines du domaine méditerranéen forment un ensemble complexe (fig. 1) que découpe la Méditerranée, laquelle, dans sa partie méridionale, sort du cadre alpin et borde de vastes portions du craton africain.

1. Les chaînes élémentaires

L'évolution d'une chaîne élémentaire — les Alpes, l'Apennin, les Dinarides, etc. — se fait selon trois périodes successives: les périodes géosynclinales, tardi-géosynclinale, postgéosynclinale (Aubouin, 1961, 1965). La figure 3 donne l'exemple des Alpes occidentales.

A — LA PÉRIODE GÉOSYNCLINALE.

a1. Sa caractéristique fondamentale est sa *polarité* de développement qui permet de distinguer un *côté avant* d'un *côté arrière* et, par voie de conséquence, des *zones externes* du côté de l'avant et des *zones internes* du côté de l'arrière. Elle est marquée:

— dans la sédimentation, généralement plus pélagique et plus profonde dans les zones internes où prédominent les faciès siliceux (radiolarites);

— dans le magmatisme: dans les zones internes, s'intercalent de puissantes séries d'ophiolites qui manquent dans les zones externes;

— dans l'orogénèse, plus précoce dans les zones internes que dans les zones externes et ceci de deux manières: des phases anciennes au Jurassique supérieur et au Crétacé moyen se manifestent dans les seules zones internes; au cours de la troisième phase, l'orogénèse migre de la fin du Crétacé (zones internes) à divers moments du Tertiaire (zones externes). Corrélativement, les faciès liés à l'orogénèse se développent de l'intérieur vers l'extérieur: d'une part, les flyschs Tithonique-Crétacé inférieur et Crétacé moyen n'existent que dans les zones internes; d'autre part, le flysch terminal s'échelonne depuis le sommet du Crétacé — généralement le Maestrichtien — dans les zones internes jusqu'au Miocène inférieur dans les zones les plus externes;

— dans la tectonique: tous les accidents tectoniques qui achèvent la période géosynclinale sont déversés vers l'extérieur en direction duquel leur importance va diminuant: les grandes nappes de charriage sont internes.

Cette opposition des zones internes et des zones externes est celle des zones *eugéosynclinales* et des zones *miogéosynclinales* selon la terminologie de H. Stille.

a2. Si l'on considère par ailleurs le dessin des formes paléogéographiques, toujours allongées selon la direction de la future chaîne — une zone isopique y a une longueur au moins dix fois plus grande que sa largeur —, on est amené à opposer: des zones hautes ou *rides*, caractérisées soit par leur sédimentation néritique compréhensive (type Gavrovo), soit par leur sédimentation pélagique condensée (type Briançonnais); et des formes déprimées ou *sillons*, caractérisés par leur sédimentation pélagique intercalée de "brèches de flanc".

a3. La synthèse de ces observations conduit à distinguer: dans le domaine eugéosynclinal interne, rides et sillons eugéosynclinaux; dans le domaine miogéosynclinal externe, rides et sillons, miogéosynclinaux. On définit ainsi un "*motif géosynclinal élémentaire*" comprenant, de l'intérieur vers l'extérieur, une ride eugéantyclinale, un sillon eugéosynclinal, une ride miogéantyclinale, un sillon miogéosynclinal. C'est sur ce motif qu'il faut replacer la polarité géosynclinale en modulant les caractères énoncés: par exemple, la sédimentation pélagique et profonde est évidemment caractéristique du sillon eugéosynclinal et non pas de la ride eugéantyclinale qui le borde vers l'intérieur; etc. . .

Ce motif géosynclinal est un "modèle" susceptible de variations:

— d'une part, à côté de ces zones isopiques fondamentales que sont rides et sillons dont les dimensions sont de l'ordre de la centaine de kilomètres en largeur, et du millier en longueur, on peut distinguer des *sous-zones* d'un ordre de grandeur du dixième environ (10x100 km): *sous-zones de constitution* dans les rides et les sillons; *sous-zones de transition* entre les uns et les autres; etc. . .

— d'autre part, le motif ne se maintient pas tel quel indéfiniment. Il peut se terminer axialement d'une manière différentielle: c'est le sillon miogéosynclinal qui, généralement, se termine le premier (ex: sillon dauphinois des Alpes occidentales, sur le littoral français des Alpes maritimes). Il peut connaître des *relais*: de zone à zone (ex: sillon valaisan relayant probablement le sillon eugéosynclinal piémontais des Alpes occidentales); d'un groupe de zones à un autre selon des "*transversales*" (ex: transversale de Scutari-Pec dans les Dinarides).

b1. En fonction de la polarité, ce sont les *zones externes* qui définissent l'unité à la période géosynclinale: la série sédimentaire y est continue et concordante — sauf émerSIONS localisées sans signification générale — et comprend deux parties bien distinctes caractérisant une période de vacuité (ou "préflysch") et une période de comblement (ou "du flysch").

c1. La tectonique qui achève la période géosynclinale met en place les structures les plus évidentes.

Les zones externes sont, dans leur ensemble, autochtones; le style tectonique y relève du socle et de la couverture; le décollement de celle-ci peut aller jusqu'à la formation de nappes de couverture. La couverture décollée du sillon miogéosynclinal peut rester autochtone ou, plus généralement, chevaucher plus ou moins largement les molasses de l'avant-fosse. La ride miogéantyclinale peut (ou non) chevaucher le sillon externe; s'il y a chevauchement, le socle de la ride y participe encore qu'il soit souvent masqué par la couverture décollée.

Les zones internes sont fondamentalement allochtones: ce sont elles qui fournissent les grandes nappes des chaînes alpines. Le socle et la couverture participent à celles-ci:

— *la couverture du sillon eugéosynclinal, décollée, est généralement éjectée en dehors de celui-ci* et vient recouvrir la ride miogéantyclinale et même, éventuellement, le sillon miogéosynclinal; il se forme ainsi des nappes qui s'empilent les unes sur les autres de l'intérieur vers l'extérieur et qui se "diverticulent" par décollement différentiel dans la série. L'ensemble de ces deux phénomènes contribue ainsi à distinguer, parmi d'autres, une *nappe ophiolitique* et une *nappe des flyschs précoces*. C'est la nappe des flyschs qui, en général, est la plus élevée (prédominance du phénomène de diverticulation); mais parfois, la nappe ophiolitique surmonte la nappe des flyschs (prédominance du classement des nappes de l'intérieur vers l'extérieur, les ophiolites étant généralement calées vers le bord interne du sillon eugéosynclinal). Les deux dispositifs peuvent coexister (cas de l'Apennin);

— *le socle de la ride eugéantyclinale forme une nappe* qui vient chevaucher les précédents, couronnant l'édifice: tel est le cas de la nappe de la Dent Blanche dans les Alpes occidentales ou de la nappe pélagonienne dans les Dinarides.

c2. *Les structures accompagnant les phases précoces des zones internes sont encore mal connues*: cependant, depuis longtemps, on attribue une partie des nappes des Alpes orientales à la phase du Crétacé moyen (charriages juvaviques); récemment, dans les Dinarides, a été décrite une nappe de couverture que l'on peut rattacher à cette même phase et même, éventuellement, à celle du Jurassique supérieur (nappe du Pester). Mais ce sont là des données encore isolées non susceptibles d'une synthèse générale. Cependant, la généralité des flyschs tithoniques-néocomiens et albo-aptiens autorise à considérer les phases de la fin du Jurassique et de la fin du Crétacé inférieur comme une constante du domaine méditerranéen.

d1. *Métamorphisme et granitisation accompagnent la tectonisation.*

Un *métamorphisme de type haute pression-basse température*, générateur de schistes verts à glaucophane et lawsonite affecte l'édifice résultant de la tectonisation des zones eugéosynclinales et s'avance plus ou moins loin vers l'extérieur. Ce métamorphisme "de position" interne est généralement d'âge post-Eocène, anté-Oligocène. Dans quelques cas, des indications existent d'un métamorphisme de même type lié aux phases précoces des zones internes: tel est le cas des Dinarides où un métamorphisme d'âge jurassique supérieur a été décrit.

Les granitisations alpines, liées à la période géosynclinale, sont discrètes. On connaît, dans les Dinarides internes, quelques granites du Crétacé supérieur, du Crétacé moyen (?) et du Jurassique supérieur; mais ils sont rares et ne forment que de très petits plutons. On n'en a pas signalé dans d'autres chaînes jusqu'à maintenant.

B — LA PÉRIODE TARDIGÉOSYNCLINALE.

Elle est caractérisée par l'individualisation d'unités paléogéographiques nouvelles, les "fosses molassiques", allongées comme l'ébauche de chaîne mise en place à la fin de la période géosynclinal; celles-ci recueillent les produits d'érosion de cette ébauche sous forme de molasses.

a. La période tardigéosynclinal témoigne d'une *polarité* analogue à celle de la période géosynclinal: on peut ainsi distinguer, de l'intérieur vers l'extérieur, des *arrières-fosses molassiques*, des *intra-fosses molassiques*, des *avant-fosses molassiques* de plus en plus récentes, respectivement Paléogène, Oligo-Miocène, Miocène. Les avant-fosses molassiques miocènes sont les plus caractéristiques en ceci qu'elles limitent les chaînes vers l'extérieur en bordure de l'avant-pays: on les dit souvent avant-fosses périalpine, péricarpathique, etc. . .

Tenant compte de la polarité géosynclinal, il en résulte que les molasses d'arrière-fosse sont franchement discordantes sur les terrains antérieurs de même que celles des intra-fosses; au contraire des molasses d'avant-fosses sont transgressives sans discordance.

Les arrière-fosses sont généralement associées à un volcanisme trachyandésitique plus ou moins important; les intra-fosses parfois; les avant-fosses jamais.

b. Pour être postérieures à la tectonique qui termine la période géosynclinal, les formations molassiques n'en sont pas moins déformées: tardigéosynclinales, *elles sont tarditectonisées*.

Les arrière-fosses et les intra-fosses sont déformées par des plis simples sans rapport avec la tectonique antérieure; les avant-fosses participent, sur leur bord interne, à l'achèvement des structures géosynclinales: le plus souvent, lorsque le matériel du sillon externe décollé forme une nappe de couverture, celle-ci vient recouvrir l'avant-fosse molassique dont la signification se trouve ainsi soulignée.

Des *plis de fond* à grand rayon de courbure déforment l'ensemble des structures précédentes: le bombement peut être simple (cas des Alpes orientales, des Cordillères Bétiques), ou multiple (cas des Alpes occidentales (fig. 2, 3), des Dinarides, de l'Apennin); se superposer aux zones externes (Mont Blanc dans les Alpes occidentales), aux zones internes (Sierra Nevada dans les Cordillères Bétiques, Olympe dans les Dinarides), aux unes et aux autres (fig. 2, 3). Ils déterminent ainsi dans chaque chaîne les massifs culminants.

c. Aucun métamorphisme n'accompagne la période tardigéosynclinal. Par contre, de nombreux *plutons granodioritiques* (tonalites) se mettent en place à la fin du Miocène: on les rencontre essentiellement dans les bombements internes dont il vient d'être question et dont ils semblent accompagner ou suivre la formation. La plupart des "granites alpins" dont on parle en Méditerranée appartiennent à cette famille.

C — LA PÉRIODE POSTGÉOSYNCLINALE.

Elle est caractérisée par la sédimentation de nouvelles molasses — "*néo-molasses*" — dans des fossés déterminés par une tectonique de faille indépendante des tectoniques antérieures — "*néotectonique*" — dont les directions conjuguées les plus générales sont NW-SE et NE-SW.

La période postgéosynclinal ne paraît pas témoigner de polarité; partout, elle est d'âge plio-quaternaire et les failles, responsables des séismes méditerranéens, sont encore actives de nos jours. Cependant, si dans les zones internes le Pliocène est toujours horizontal quoique faillé, dans les zones externes de certaines chaînes, le Pliocène inférieur est engagé dans les plis les plus externes tandis que seuls les Pliocènes moyen et supérieur sont horizontaux et faillés (bordure ex-

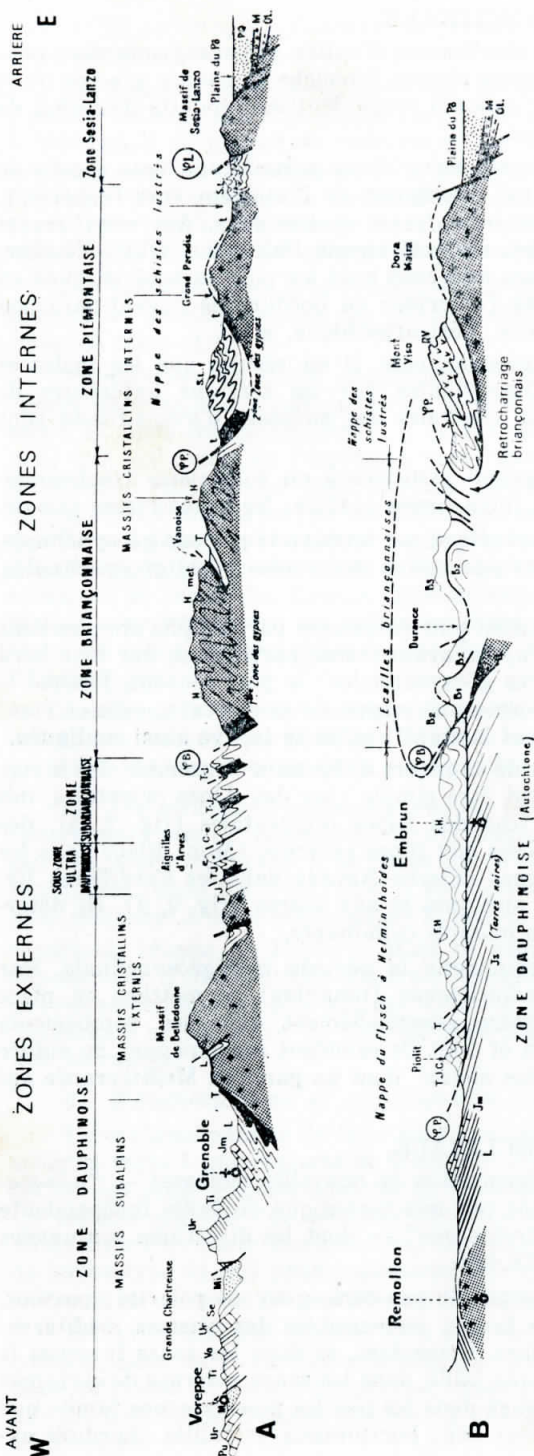


FIGURE 2 — Deux coupes schématiques au travers des Alpes franco-italiennes.

A — au niveau du massif de Belledonne. B — entre Pelvoux et Argentera.

Légende stratigraphique:

C, Crétacé; e, Eocène; F.H., flysch à Helminthoïdes (Crétacé supérieur) H. Carbonifère (H. mét., métamorphique); J. Jurassique moyen); Mi, Miocène; Ol, Oligocène; Pu, Purbeckien; R.V., Roches vertes (ophiolites, Jurassique supérieur); SL, Schistes lustrés (Jurassique-Crétacé inférieur?); T, Trias; Ti, Tithonique; Ur, Urgonien; Va, Valanginien.

Légende tectonique:

φ_B , chevauchement briannonnais. — φ_L , charriage de Sesia-Lanzo. — φ_P , chevauchement piémontais (soit de la nappe du flysch à Helminthoïdes (F.H.), soit de la nappe des schistes lustrés (S.L.)).

On notera les tectoniques superposées:

— **structures géosyncinales**: plissement de la couverture dauphinoise décollée (sillon miogéosyncinal); chevauchement briançonnais (ϕB), au niveau du socle et de la couverture (ride miogéanticlinale); charriage piémontais (ϕP) de la nappe du flysch à Helminthoïdes et de la nappe des schistes lustrés, deux nappes de couverture ayant pu dépasser le Briançonnais (profil B) (sillon eugéosyncinal); charriage de socle de Sesia Lanzo (ϕL) (ride eugéanticlinale);

— structures tardigéosynclinales: plis de fond anticlinaux des massifs cristallins internes et des massifs cristallins externes. Rétrocharriage briançonnais.

- structures postgéosyncinales: effondrement du bassin du Pô.

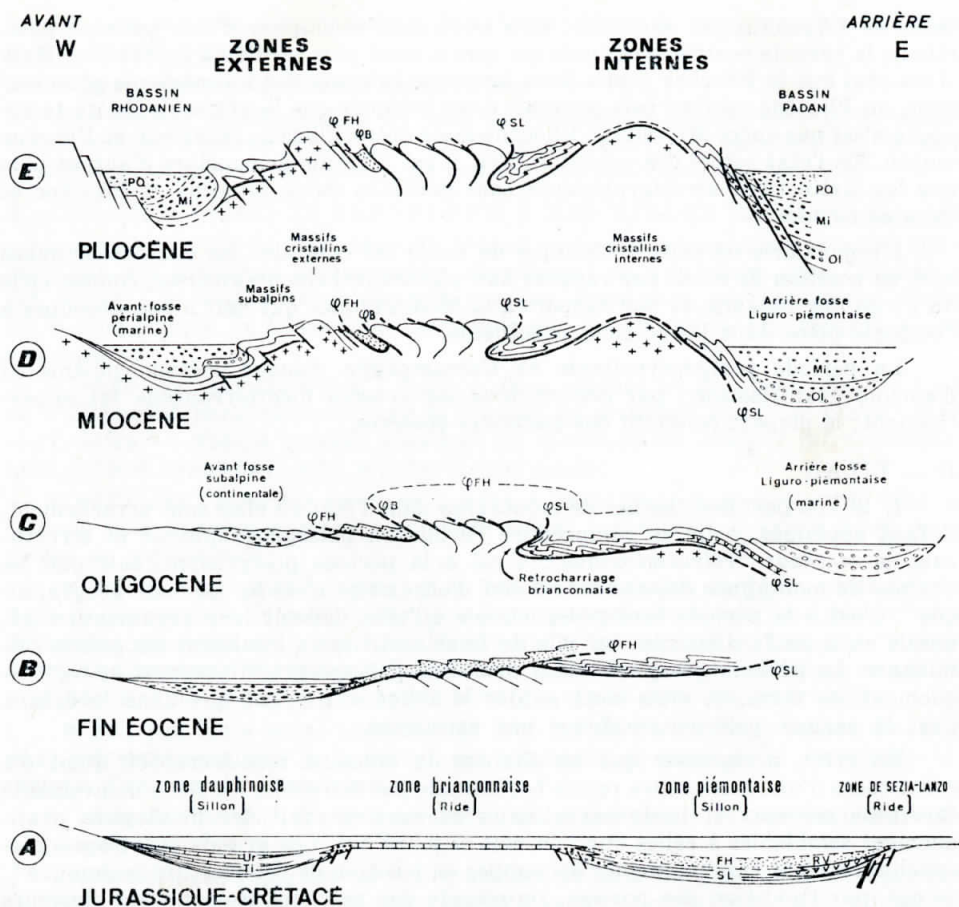


FIGURE 3 — Evolution paléogéographique des Alpes occidentales franco-Italiennes.

Légende stratigraphique: F.H., flysch à Helminthoïdes (Crétacé supérieur); Mi, Miocène; Ol, Oligocène; P.Q., Plio-Quaternaire; R.V., roches vertes (ophiolites, Jurassiques supérieurs); S.L., schistes lustrés; Ti, Tithonique; Ur, Urgonien.

Légende tectonique: ϕ B, chevauchement briançonnais; ϕ F.H., charriage de la nappe du flysch à Helminthoïdes; ϕ S.L., charriage de la nappe de Schistes lustrés.

A, B: période géosynclinal: A—zone dauphinoise (sillon miogéosynclinal), zone briançonnaise (ride miogéantyclinale), zone piémontaise (sillon eugéosynclinal), zone de Sesia Lanzo (ride eugéantyclinale). — B. — charriage des nappes eugéosynclinales, accompagné de métamorphisme (schistes lustrés).

C, D: période tardigéosynclinal: arrière-fosse liguro-piémontaise, avant-fosse péri-alpine. — Plis de fond des massifs cristallins internes et externes, "rétrocharriage" briançonnais.

E: période postgéosynclinal: fossé padan, fossé rhodanien, effondrements correspondants.

Le plutonisme géosynclinal (granite) et tardigéosynclinal (granodiorite) est absent sur cette section des Alpes occidentales; on commencerait de le rencontrer sur les confins de la Suisse, l'Autriche et l'Italie (granodiorites tardigéosynclinales). Il est courant dans les chaînes de la Méditerranée moyenne et orientale.

Le volcanisme tardigéosynclinal (trachyandésites) et postgéosynclinal manque également dans cette section. Il commence d'apparaître en Italie du Nord et se développe dans les autres chaînes, surtout en Méditerranée moyenne et orientale.

A bien des égards donc, les Alpes donnent un exemple incomplet... des chaînes alpines.

terne de l'Apennin par exemple). Cela peut donc témoigner d'une certaine polarité de la période postgéosynclinale qui serait ainsi plus tardive à l'extérieur. Mais il est vrai que le Pliocène connu dans les zones internes est lui-même, le plus souvent, du Pliocène moyen: cela pourrait donc indiquer que la véritable limite tectonique n'est pas entre Miocène et Pliocène mais entre Pliocène inférieur et Pliocène moyen. En l'état actuel des connaissances, il est difficile de conclure d'autant plus que les distinctions stratigraphiques sont délicates entre Miocène et Pliocène et dans ce dernier.

L'importance de cette tectonique de faille est capitale: les chaînes actuelles sont en position de horst par rapport aux plaines intramontagneuses, comme celle du Pô ou des Balkans, et par rapport à la Méditerranée qui naît ainsi, découpés à l'emporte-pièce dans les édifices précédents.

La période postgéosynclinale ne s'accompagne d'aucun métamorphisme ni d'aucune granitisation; par contre, tous les *volcans* méditerranéens lui appartiennent; la plupart rejettent des *andésites-basaltes*.

D — BILAN.

1. Si l'on part des chaînes de montagnes dans l'état où elles sont actuellement, il faut appliquer, pour en comprendre l'évolution paléogéographique et structurale, la *méthode "rétrotectonique"*. C'est à la période postgéosynclinale que les chaînes de montagnes doivent leur relief d'ensemble: c'est la "*période géographique*". C'est à la période tardigéosynclinale qu'elles doivent leur organisation générale en massifs distincts: les plis de fond anticlinaux localisent les points culminants. La période géosynclinale a distribué paléogéographiquement et tectoniquement les terrains, mais sans guider le relief autrement que dans le détail: c'est la période paléogéographique par excellence.

En effet, à supposer que les chaînes du domaine méditerranéen aient été constituées d'une couverture restée horizontale sur son socle, les seuls mouvements tardigéosynclinaux et postgéosynclinaux en auraient fait des montagnes pratiquement semblables à celles que l'on voit aujourd'hui. Les grands charriages géosynclinaux n'ont fait qu'amener les nappes en position de "*couverture tectonique*"; ce qui, par l'addition des portées, représente des raccourcissements de plusieurs centaines de kilomètres, chiffres qui nécessitent le déplacement des continents européen et africain, c'est-à-dire de profonds changements paléogéographiques.

Au travers des périodes géosynclinale, tardigéosynclinale, postgéosynclinale, s'acquiert ainsi la relative indépendance de la géographie par rapport à la paléogéographie.

2. C'est pourquoi, dans la géographie actuelle, les différentes unités mises en place à la fin de la période géosynclinale sont plus ou moins bien conservées. En Méditerranée occidentale, on connaît bien les zones externes et les nappes les plus avancées issues des zones internes (en général, les nappes de flysch): c'est là qu'il faut chercher les rapports entre les chaînes et leurs avant-pays. En Méditerranée orientale, les édifices sont complets vers l'intérieur: c'est là qu'il faut chercher les nappes ophiolitiques, les nappes de socle eugéanticiennes, les granitisations alpines, etc. . . Cette opposition, clé de la comparaison entre la Méditerranée occidentale et la Méditerranée orientale, doit évidemment être nuancée au niveau de chaque chaîne; l'espace nous manque pour le faire ici.

On voit ainsi que la position de la Méditerranée change par rapport à son cadre structural: elle peut border les chaînes par leur côté interne (Méditerranée occidentale) ou externe (Méditerranée orientale), ou recouper l'ensemble (Méditerranée moyenne) ou enfin border l'avant-pays (mer de Libye). C'est, à grande

échelle, une nouvelle démonstration de l'indépendance de la géographie par rapport à la paléogéographie.

2. Les groupements de chaînes élémentaires

Les chaînes géosynclinales ne sont en fait jamais seules: elles se groupent toujours avec d'autres construites sur le même motif; en insistant sur le mot "motif" qui exprime une analogie de constitution mais non une identité.

A—CES GROUPEMENTS RÉPONDENT À DES RÈGLES SIMPLES (fig. 1):

— la règle de "*polarité élémentaire*": chaque chaîne témoigne d'une polarité marquée par des gradients de propriétés décroissant de l'intérieur vers l'extérieur (cf. supra), de telle sorte qu'elle affronte son avant-pays par l'extérieur. Cette règle rend compte de la position marginale de chaque chaîne par rapport à son avant-pays;

— la règle des "*parallélismes*": lorsque deux chaînes se groupent, elles le font en s'allongeant parallèlement l'une à l'autre; au problème des "*courbures*" près — cf. infra —. Tandis qu'elles abordent au contraire les chaînes intracontinentales de leur avant-pays sous n'importe quel angle;

— la règle des "*polarités inverses*": lorsque deux chaînes se groupent, elles le font de telle manière que leurs polarités soient contraires; il existe ainsi deux modes de groupement:

- soit par les zones internes: il en résulte une chaîne double — "*couple*" — dont la zone axiale, à valeur d'*arrière-pays intermédiaire*, est "au départ" des différents gradients de propriétés: les gradients tectoniques en font une "chaîne à double déversement"; chaque chaîne étant bâtie sur le même motif — ce qui ne veut pas dire identique — l'ensemble témoigne d'une *symétrie centrifuge*;

- soit par leurs zones externes: la zone axiale du couple, à valeur d'*avant-pays intermédiaire*, est "à l'arrière" des gradients de propriétés: l'ensemble témoigne d'une *symétrie centripète*;

— la règle de "*parité*" des groupements: les groupements de chaînes géosynclinales sont toujours pairs.

Cette dernière règle est corollaire des précédentes. En général, le groupement se limite à deux chaînes: il est évidemment à symétrie centrifuge; telle est la disposition en Méditerranée occidentale et en Méditerranée orientale. Mais le système peut être plus complexe: en Méditerranée moyenne, le groupement comporte quatre chaînes formant évidemment deux ensembles à symétrie centrifuge (Alpes-Apennin, Dinarides-Carpathes) qui, dans leurs zones de contact, déterminent un ensemble à symétrie centripète (Apennin-Dinarides). Rien ne s'oppose à ce qu'il existe des dispositifs plus complexes; mais ceux-ci ne sont pas réalisés dans le domaine méditerranéen, du moins au cours du cycle alpin.*

B — LES CONSÉQUENCES DE CES RÈGLES SONT NOMBREUSES.

Parmi d'autres, figurent:

— le raccord des deux chaînes d'un même couple par des "*courbures*": "*courbures péri-internes*" autour des zones internes des couples à symétrie centrifuge (exemples: courbure de Gibraltar, courbure de Sicile et de Calabre), "*courbures péri-externes*" autour des zones externes des couples à symétrie centripète (exemple: courbure des Alpes méridionales);

— le rôle actif des avant-pays: le raccourcissement correspondant à l'ensemble des chaînes méditerranéennes doit être recherché entre les avant-pays, c'est-à-dire

*Cependant, la chaîne hercynienne d'Europe occidentale et d'Afrique nord-occidentale paraît avoir été formée de six chaînes élémentaires.

entre les cratons européen et africain. Pendant longtemps, tenant compte de la polarité tectonique des chaînes élémentaires, on a considéré que celles-ci résultaient d'un raccourcissement entre un avant-pays considéré fixe et un arrière-pays mobile; c'était oublier la parité des groupements. Il en découle évidemment que la genèse des chaînes géosynclinales résulte du sous-charriage des avant-pays; — la plus grande solidarité des ensembles à symétrie centripète qui s'affrontent dans leurs zones externes et sont ainsi susceptibles de se comporter "*en bloc*": en Méditerranée moyenne, l'ensemble italo-dinarique s'est déplacé vers le NW pour venir charrier les Alpes occidentales et y donner le dispositif des Alpes orientales selon des modalités évidemment très complexes; ce *mouvement longitudinal* s'est fait "*en bloc*".

3. Paléogéographie, géographie et géophysique

Les études océanographiques et géophysiques ont apporté sur la Méditerranée, dans les années récentes, beaucoup d'informations nouvelles dont certaines confirment les propos précédents, et d'autres posent des problèmes. Ainsi, la mise en évidence d'un puissant niveau d'évaporites général au fond des plus grandes fosses méditerranéennes (du moins en Méditerranée occidentale), montre que la Mésogée s'était complètement cicatrisée avec les mouvements de la fin du Miocène, donc que la néotectonique méditerranéenne est nouvelle. L'existence de croûte océanique au fond de certaines grandes fosses pose le problème de l'importance de cette néotectonique.

1. En effet, la disposition des fosses méditerranéennes à *l'emporte-pièce* par rapport au cadre structural périméditerranéen — géosynclinal et tardigéosynclinal — montre bien que *ces fosses doivent leur naissance à la néotectonique post-géosynclinale*: la règle des tectoniques superposées est en effet que toute structure qui en recoupe une autre lui est postérieure; or, c'est la Méditerranée qui recoupe la structure des chaînes périméditerranéennes et non l'inverse.

Les données géophysiques concernant donc ce cadre néotectonique postgéosynclinal à l'exclusion des cadres paléogéographiques antérieurs. La Méditerranée est une mer néoformée; les zones à croûte océanique sont des néo-océans et non des paléo-océans résiduels.

2. Si donc l'on raisonne paléogéographie, c'est-à-dire Mésogée et non plus Méditerranée, c'est avec les continents et océans proprement dits qu'il faut tenter une comparaison. Il est clair que:

- chaque chaîne géosynclinale borde un continent: elle est péricratonique ou péricontinentale;
- les zones miogéosynclinales ont un substratum continental; on en connaît toujours le socle, ici ou là, dans toute chaîne; par leur disposition et par leur forme, elles évoquent le "Précontinent" — Plateau continental et Pente continentale — des océans de type Atlantique;
- la ride eugéantyclinale est formée de croûte continentale: on voit celle-ci affleurer.

Seuls donc les sillons eugéosynclinaux peuvent être de nature océanique; il n'y a pas d'autre argument direct: par suite de leur puissante tectonisation, le matériel de ces sillons a été éjecté de ceux-ci qui se trouvent ainsi "cicatrisés". Mais il y a des arguments indirects, des indices:

- la moindre résistance de ces sillons aux efforts tectoniques, qui se comprend mieux s'ils ne s'appuient pas sur la croûte continentale;
- la présence des épanchements ophiolitiques; encore qu'il ne semble pas que les ophiolites représentent des fragments de croûte océanique mis en place tectoni-

quement, mais, au contraire, des épanchements magmatiques sous-marins sur un plancher sédimentaire qu'on voit souvent affleurer et qui, assez curieusement, n'est pas toujours pélagique; cependant, les tectonisations ultérieures (Tertiaire, alors que les ophiolites sont d'âge jurassique) peuvent avoir masqué le fait que, pour l'essentiel, le plancher sédimentaire s'appuyait directement sur la croûte océanique (mais la preuve du contraire existe, sous forme de socle paléozoïque sous les séries ophiolitiques, dans certains secteurs des Dinarides).

De toute façon, *cet éventuel océan mésogéen était loin d'avoir la simplicité des grands océans actuels*. Entre les continents africain et européen qui comprenaient les zones miogéosynclinales externes des chaînes qui les bordent, existaient d'importants fragments de croûte continentale, *microcontinents* ou *microcratons* si l'on veut. Le plus évident d'entre eux est l'ensemble italo-dinarique ou, du moins, l'avant-pays intermédiaire d'Apulie et les zones miogéosynclinales de l'Apennin et des Dinarides qui le bordent: son comportement d'ensemble dans la genèse des Alpes orientales est un argument en ce sens. Mais, en outre, il y avait les rides eugéantyclinales et les arrière-pays intermédiaires, de comportement différent (zones granitisées, métamorphisées, etc . . .).

Enfin, on ne peut esquiver la *difficulté des polarités*. Si l'on compare le motif géosynclinal à une bordure atlantique, il faut noter que celle-ci a une polarité commandée par le Continent qui serait comparable à l'avant-pays, les zones miogéosynclinales appartenant au précontinent: notamment, la distribution des faciès terrigènes dépend du continent, donc de l'avant-pays. Or, c'est l'inverse dans une chaîne géosynclinale.

Difficulté de complexité et de polarité font donc que la comparaison du domaine géosynclinal mésogéen avec un océan de type Atlantique ne peut être faite sans nuance. L'éventuelle comparaison avec un océan de type Pacifique oblige au préalable d'analyser les chaînes liminaires qui bordent celui-ci.

II — LES CHAÎNES LIMINAIRES: L'EXEMPLE ANDIN EN AMÉRIQUE DU SUD

L'édifice montagneux qui borde le continent sud-américain peut être divisé en (fig. 4): une Cordillère caraïbe au Vénézuëla, des Andes septentrionales en Colombie et Equateur, des Andes centrales au Pérou et Bolivie, des Andes méridionales en Argentine et Chili, une Cordillère de Magellan enfin dans ces mêmes pays. Les Andes centrales et les Andes méridionales ont les caractères les plus nets, les plus proprement andins; tandis que les autres secteurs qui raccordent à l'arc des Antilles tropicales au N et à l'arc des Antilles australes au S ont des caractères différents, proches de ceux des chaînes géosynclinales: *les véritables chaînes liminaires sont les Andes centrales et les Andes méridionales*, si l'on accepte ce terme que nous avons repris d'E. Argand (Aubouin et Borrello, 1966, 1970; Aubouin, Borrello, Cecioni *et al.*, 1972).

1. Les Andes méridionales

Les Andes méridionales doivent leur disposition N-S, leur relief et la distinction des principaux massifs qu'on y reconnaît aux mouvements les plus récents, plio-quatérnaires, que nous appellerons postliminaires. Comme pour les chaînes géosynclinales, il faut donc reconstituer les paléogéographies et tectoniques superposées. On peut ainsi distinguer dans leur évolution trois périodes, successivement liminaire, tardiliminaire, postliminaire.

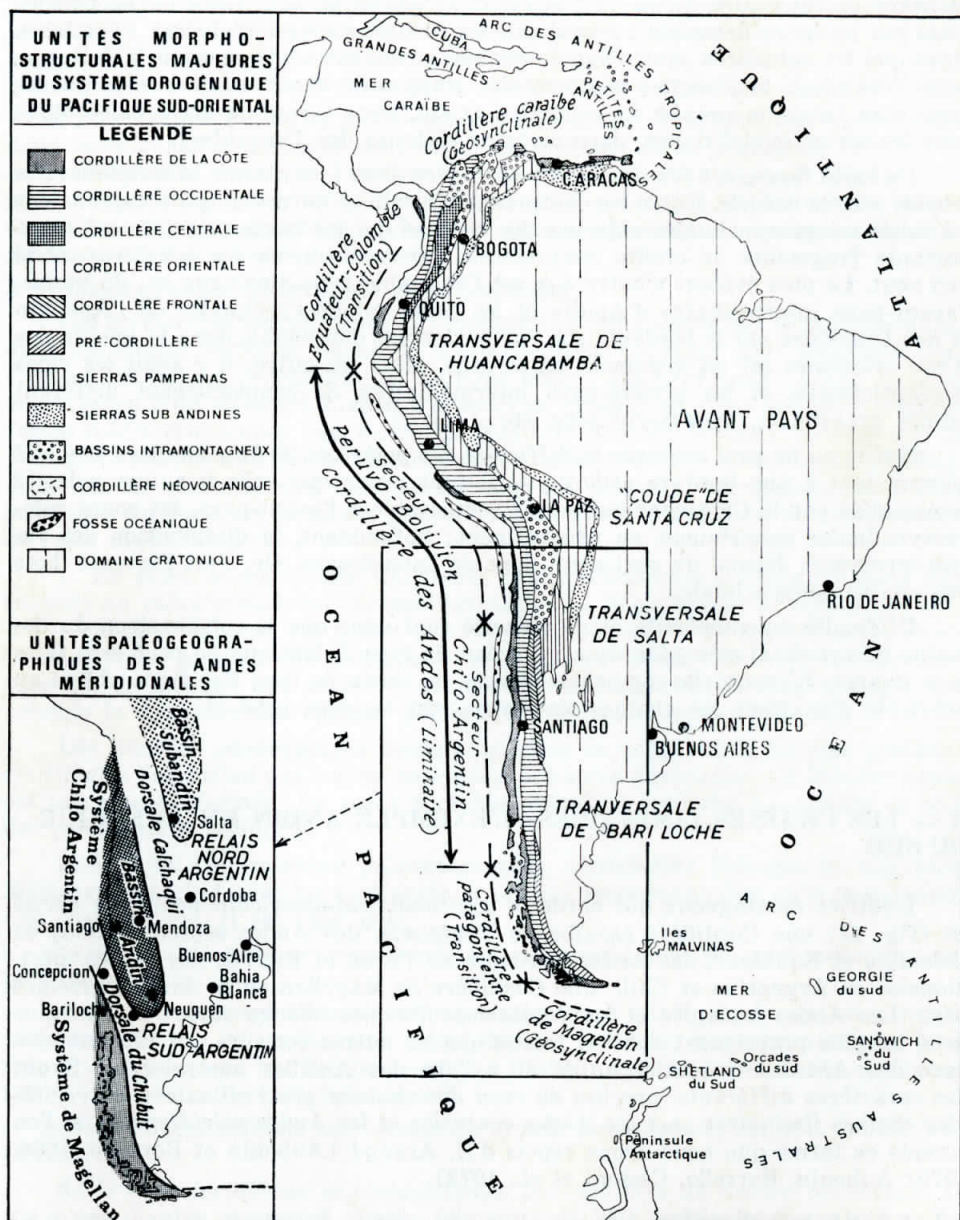


FIGURE 4 — Les chaînes andines d'Amérique du Sud.

Unités morphostructurales adaptées de R. Charrier et J. C. Vicente. Unités paléogéographiques des Andes méridionales d'après J. Aubouin et A. V. Borrello.

On notera l'obliquité du relief par rapport à la paléogéographie dans les Andes méridionales qui traduit l'indépendance de la néotectonique postliminaire.

A — LA PÉRIODE LIMINAIRE

Elle correspond au développement d'un *bassin andin*; il s'appuie: à l'extérieur, sur l'avant-pays patagonien qui se poursuit vers le N par la dorsale Calchaqui; à l'intérieur, sur la dorsale de Concepcion ou du Chubut, issue également de l'avant-pays patagonien. Le bassin andin se termine ainsi axialement vers le S dans la région du Neuquen en venant se fondre dans l'avant-pays.

a1. Le bassin andin témoigne d'une *polarité* caractéristique telle que son avant-pays, de même que *ses zones externes sont à l'E du côté du continent sud-américain, tandis que ses zones internes à l'W du côté du Pacifique*. Elle est marquée:

— dans le magmatisme: les puissantes intercalations andésitiques synsédimentaires, sur plusieurs km d'épaisseur, sont exclusivement internes; elles manquent du côté externe;

— dans l'orogénèse; sur le bord interne du bassin, sont connus des soulèvements au Jurassique supérieur (dans l'Oxfordien; phase dite araucane), au Crétacé moyen (phase autrichienne- ou subhercynienne?); seule la phase fini-crétacée affecte l'ensemble du bassin andin, zones externes comprises (phase laramienne). Chaque phase orogénique est accompagnée de l'émersion de la totalité du bassin andin avec discordance dans les zones internes, tandis que la série reste concordante dans les zones externes; de chacune résultent des dépôts détritiques continentaux à faciès de grès rouges;

— dans la tectonique: l'ensemble des structures est déversé vers l'E, vers l'avant-pays et les zones internes chevauchent les zones externes.

Cette opposition permet donc de distinguer zones internes et zones externes que, par comparaison avec les divisions reconnues dans les chaînes géosynclinales, l'on peut dire *zones euliminaires* et *mioliminaires*. Il conviendrait, pour avancer davantage, de reconnaître rides et sillons élémentaires; or, il semble bien qu'une ride volcanique sépare un sillon mioliminaire externe et un sillon euliminaire interne; mais celle-là n'a, jusqu'à maintenant, été reconnue que sur la transversale de Santiago-Mendoza (J. C. Vicente). De toute façon, dans cette ambiance sédimentaire très particulière, la définition des rides et des sillons ne pourrait se fonder sur les mêmes critères que dans les chaînes géosynclinales.

a2. On peut donc, en fonction des phases tectoniques précoces, distinguer *trois sous-périodes*, respectivement.

— Trias supérieur-Oxfordien, terminée par la phase araucane d'où résultent des grès rouges kimméridgiens;

— Kimméridgien-Barrémien, terminés par la phase autrichienne d'où résultent des grès rouges crétacés moyens et supérieurs;

— Crétacé moyen et Crétacé supérieur, terminée par la phase laramienne d'où résulte la tectonisation de l'ensemble du bassin.

Chacune de ces sous-périodes est marquée par le déplacement du bassin andin vers l'extérieur à la suite d'un double phénomène (fig. 6): d'une part, réduction du côté interne par les phases orogéniques précoces; d'autre part, migration du côté externe par transgression des faciès. Cependant, ces trois sous-périodes appartiennent bien à une même période liminaire: dans les zones externes, la série est continue et concordante jusqu'au Crétacé supérieur inclus même s'il y a des épisodes de grès continentaux rouges au Kimméridgien et à partir du Crétacé moyen. Cette continuité d'évolution des zones externes définit le bassin andin comme une entité dans le temps.

b. Les structures les mieux connues sont celles qui résultent de la phase laramienne:

— les zones externes sont autochtones; leur couverture, décollée au niveau des gypses oxfordiens, peut donner de belles séries de plis de couverture comme dans la région de Neuquen; dans l'ensemble, ces plis s'amortissent vers l'extérieur pour se raccorder à l'avant-pays sans qu'il y ait d'accident particulier au niveau du raccord;

— l'ensemble des zones internes chevauche les zones externes selon une série d'accidents de couverture qui utilisent les gypses oxfordiens, se disposent en échelons, chacun s'enracinant axialement: il ne s'agit donc pas d'un charriage généralisé;

— les zones internes sont déformées par des plis très amples dont les grandes dimensions sont probablement dues à la puissance des séries volcaniques affectées.

Les structures dues aux phases plus anciennes, subhercynienne et araucane, ne sont pas connues: les discordances correspondantes ont été relevées, sans qu'une synthèse des déformations ait été faite.

c. *Aucun métamorphisme* n'accompagne ces déformations si l'on met à part un métamorphisme de charge (à pumpellyite) à la base des séries trachyandésitiques puissantes de plusieurs kilomètres et le métamorphisme de contact qui existe autour des plutons de granodiorites.

En effet, la Cordillère est très riche en batholites de granodiorites (les granites francs sont rares) de dimensions parfois considérables, formant plusieurs séries dans le temps, Jurassique supérieur, Crétacé moyen, Crétacé supérieur, liées respectivement aux phases araucane, subhercynienne et laramienne. Elles se classent d'W en E — c'est-à-dire de l'intérieur vers l'extérieur — des plus anciennes aux plus récentes donnant ainsi un exemple de polarité plutonique. Les principaux gisements de cuivre leur sont liés.

B — LA PÉRIODE TARDILIMINAIRE

Elle est caractérisée par l'individualisation d'un certain nombre de fosses sensiblement allongées comme le bassin andin. On y reconnaît d'W en E:

— une arrière-fosse dont les sédiments marins, d'âge maestrichtien-eocène,

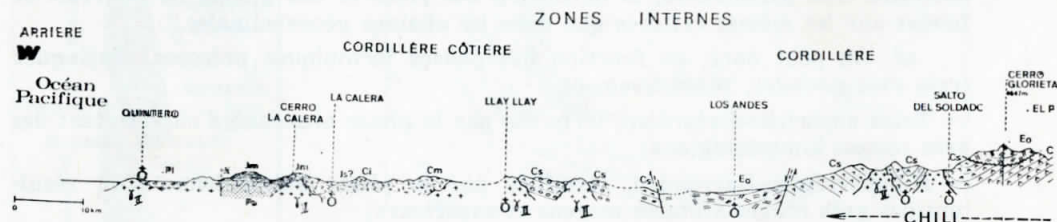


FIGURE 5 — Coupe schématique au travers des Andes chilo-argentines, d'après J. Aubouin et A. V. Borrello, modifié d'après J. C. Vicente.

Légende stratigraphique:

γ , granite (γ I, hercynien; γ II, andin).

C, Crétacé (Ci, inférieur; Cm, moyen; Cs, supérieur). — Eo, Eocène (et peut-être Oligocène). — J, Jurassique (Ji, inférieur; Jm, moyen; Js, supérieur). — Ki, Kimméridgien (Kis, sédimentaire; Kivs, volcano-sédimentaire). — Mi, Miocène. — Pa, Paléozoïque. — Pl, Pliocène. — Q, Quaternaire. — Tr, Trias (Trvs, volcano-sédimentaire — rhyolites surtout. — Tr β , basaltes).

lèchent la côte pacifique (région de Navidad-Concepcion-Lota, cette dernière bien connue par ses charbonnages);

— une *intra-fosse épiandine paléogène* où se sédimente une série trachyandésitique continentale (Aconcagua) qui passe, vers le S, à des faciès marins en liaison avec l'Atlantique;

— une *avant-fosse périandine miocène*, non volcanogène, continentale dans le N, passant vers le S à des faciès marins en liaison avec l'Atlantique.

Les structures tardiliminaires consistent en simples plissements pour les arrière- et intra-fosses (phase incaïque de la fin du Paléogène) (fig. 6C) tandis que de puissants accidents de socle amènent *l'ensemble de la Cordillère à chevaucher le Miocène périandin*. A l'extrême fin du Miocène, un *bombement général* situe la Cordillère dans la position et les limites qu'elle occupe encore aujourd'hui (fig. 6D).

Ces dernières déformations sont accompagnées d'un important plutonisme granodioritique qui s'avance loin vers l'extérieur en dépassant largement les limites du bassin andin proprement dit. Les principaux gisements d'étain lui sont liés.

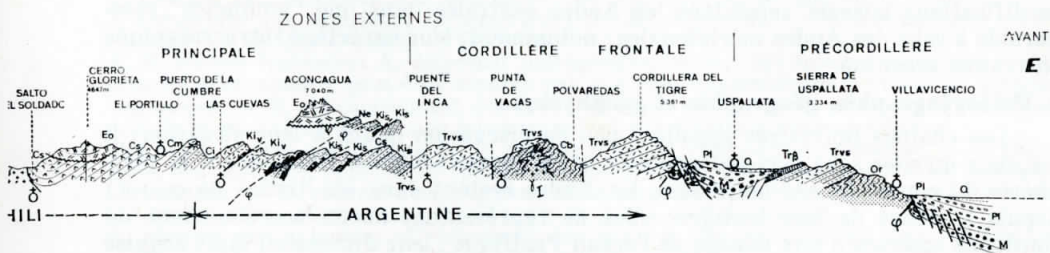
C — LA PÉRIODE POSTLIMINAIRE

Elle est marquée par de puissants jeux de failles en extension qui, encore actifs actuellement (séismes), découpent dans le bombement fini-miocène les éléments de la Cordillère tels qu'ils apparaissent aujourd'hui (fig. 6E): Cordillère côtière, vallée centrale du Chili, Cordillère principale, Cordillère frontale, Précordillère. Ce dispositif est acquis dès le Pliocène moyen qui, marin, transgresse à la côte pacifique en bordure W de la Cordillère côtière, tandis qu'à partir de la vallée centrale, le Pliocène est partout continental. Elle s'accompagne d'un puissant volcanisme de type andésite-basalte.

D — BILAN

Il faut donc, partant de la Cordillère dans son aspect actuel, raisonner *réro-tectoniquement*:

- les grandes distinctions Cordillère côtière, Cordillère principale, Cordillère frontale, Précordillère sont liées à la "néotectonique" postliminaire;
- la période tardiliminaire est responsable de la première ébauche de la Cordil-



On notera les **tectoniques superposées**:

- **structures liminaires**, ploiement des zones internes, chevauchement de celles-ci sur zones externes (phase laramienne de la fin du Crétacé);
- **structures tardiliminaires**, ploiement des séries paléogènes (Aconcagua: phase incaïque de la fin du Paléogène), chevauchement de socle de la Cordillère frontale et de la Précordillère (phase fini-miocène);
- **structures postliminaires**, effondrement des bassins plio-quaternaires limitant les principales divisions de la Cordillère (le fossé de Los Andes, ici peu marqué, passerait vers le S à la "vallée longitudinale" du Chili central et méridional). Seul le Pliocène côtier est marin; partout ailleurs, il est continental. Les effondrements plio-quaternaires peuvent recouper les chevauchements antérieurs (exemple: chevauchement fini-miocène de la Cordillère frontale et de la Précordillère).

lère à la fin du Miocène; dans le détail, elle a mis en place un certain nombre de structures qui guident le relief: par exemple, la Cordillère faitière, dans le secteur Santiago-Mendoza, est constituée par des synclinaux perchés de la série paléogène (Fig. 5) (Aconcagua, par exemple);

— la période liminaire guide la répartition paléogéographique sans que les structures qui en résultent jouent un rôle morphologique essentiel.

Dans ce bilan, il faut insister: sur l'importance de la *néotectonique plio-quadernaire* si évidente qu'elle masque bien souvent l'intérêt des structures antérieures; sur la *faiblesse des raccourcissements tectoniques*, de telle sorte que la Cordillère n'est pas beaucoup plus étroite que le bassin andin originel; sur la *présence du socle partout*, à l'avant, à l'arrière, axialement (de même qu'indirectement dans la nature du magmatisme toujours intermédiaire), ce qui situe la Cordillère dans les limites du domaine continental (cratonique).

2. Le relais des Andes centrales

A partir du Nord argentin, le passage aux Andes centrales (fig. 4) se caractérise par l'incorporation dans la Cordillère de régions appartenant jusqu'alors à l'avant-pays:

— par le développement d'un *bassin subandin lato sensu* au Crétacé moyen et supérieur, au-delà de la dorsale Calchaqui, où les formations, déjà concordantes sur le Paléozoïque, restent concordantes jusqu'au Miocène inclus;

— par l'incorporation de ces zones à la Cordillère par les mouvements finimiocènes et plio-quadernaires; au cours du Miocène, la Cordillère orientale apparaît déjà comme un bombement qui sépare un bassin miocène de l'Altiplano à l'W, du bassin miocène périandin à l'E; à la fin du Miocène, d'importants accidents de socle amènent la Cordillère orientale à chevaucher les Sierras subandines qui se plissent en lourds anticlinaux; le bombement général qui suit incorpore la Cordillère orientale et les Sierras subandines à l'ensemble cordillérain et s'accompagne de la mise en place de plutons granodioritiques célèbres par les mines d'étain qui leur sont liées (Potosi par exemple); les failles plio-quadernaires enfin sculptent l'édifice dans sa forme actuelle.

Il en résulte donc que la seule Cordillère occidentale du Pérou est la prolongation du bassin andin défini dans les Andes méridionales. Ces importantes modifications laissent cependant les Andes centrales dans une "ambiance" comparable à celle des Andes méridionales: notamment, leur caractère intracratonique se trouve accentué.

3. Paléogéographie, géographie et géophysique

Les chaînes liminaires appellent peu de discussion quant à leur situation: il est clair qu'elles sont *périmontinentales et intracratinentales*. Pour être à la périphérie du continent sud-américain, les Andes restent dans les limites de celui-ci depuis le début de leur histoire; elles ne représentent aucun accroissement du continent américain aux dépens de l'océan Pacifique: leur dimension était acquise dès le début du cycle andin.

La croûte océanique vient immédiatement au-delà des côtes après la fosse du Pérou-Chili (Atacama); la croûte continentale est déjà amincie au niveau de la Cordillère côtière. Or, la côte pacifique, limitée par faille directe, recoupe obliquement les directions paléogéographiques des bassins andins et tardi-andins; la fosse chilienne est elle-même découpée en une série de gradins qui évoquent la forme d'un fossé en extension: il existe une importante possibilité que la fosse soit elle-même plio-quadernaire comme le reste de la Cordillère. Bref, il n'est pas exclu que *Cordillère et fosse qui la borde soient un seul et même dispositif néotectonique*.

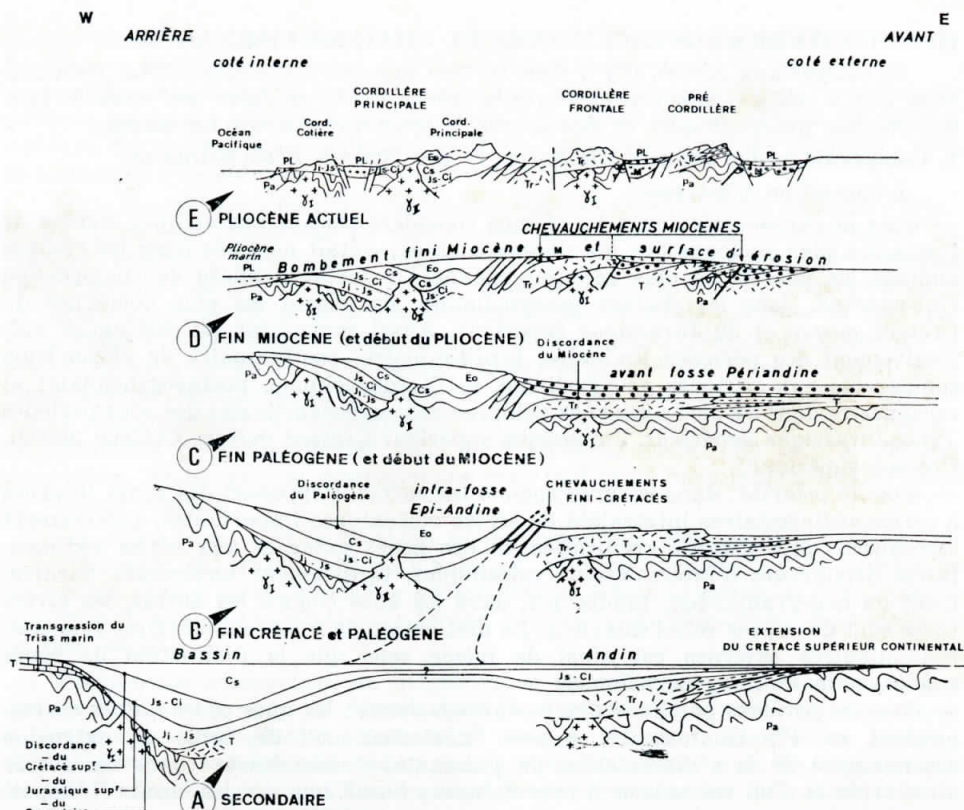


FIGURE 6 — Schéma de l'évolution paléogéographique des Andes chilo-argentines.

Légende stratigraphique:

γ, granites (γI, hercynien; γII, andin. On s'est limité à la représentation des granites laramiens, seuls visibles sur ce profil).

C, Crétacé (Ci, inférieur; Cs, supérieur). — Eo, Eocène (et peut-être Oligocène). — J, Jurassique (Ji, inférieur; Js, supérieur). — Mi, Miocène. — Pa, Paléozoïque. — Pl, Pliocène. — Q, Quaternaire. — Tr, Trias.

A, B, période liminaire: A, dispositif paléogéographique: côté interne euliminaire, côté externe mioliminaire, peut-être séparés par une ride intermédiaire formant un archipel volcanique. — B, chevauchement des zones internes sur les zones externes à l'emplacement de la probable ride (phase laramienne) et granitisation correspondante.

(B), C, D, période tardiliminaire: B, emplacement de l'intra-fosse épiandine. — C, ploiement des molasses épiandines (phase incaïque), début de sédimentation des molasses périandines. — D, chevauchements périandins, bombement général de la Cordillère, début de la sédimentation mio-pliocène sur la haute surface andine.

E, période postliminaire: effondrement des bassins plio-quaternaires. Les volcans basaltiques, abondants au N (Parinacota, Sajama, Tatio, etc. . .) et au S (Lanin, Osorno, Villarica, etc. . .) manquent au niveau de ce secteur transversal Santiago-Mendoza, le plus élevé structuralement de la Cordillère.

Remonter plus loin dans le temps est difficile: il n'existe ni indication, ni contre-indication d'un vaste océan mésozoïque à l'W de la dorsale arrière du bassin andin. On notera cependant que le dispositif andin méridional, sensiblement N-S, est oblique par rapport aux directions hercyniennes, généralement NW-SE; si donc le Pacifique du SE devrait être ancien, il serait né, par rapport au dispositif hercynien qu'il recoupe, comme . . . un océan Atlantique; sa seule histoire secondaire et tertiaire serait pacifique.

III — CHAÎNES GÉOSYNCLINALES ET CHAÎNES LIMINAIRES

Des Alpes aux Andes, il y a donc de très grandes différences. C'est pourquoi nous avons choisi (Aubouin et Borrello, 1966, 1970) de faire des unes le type des chaînes géosynclinales et des autres le type des chaînes liminaires.

1. Comparaison des chaînes liminaires et des chaînes géosynclinales

L'opposition n'est pas :

— *dans la chronologie* : on a longtemps considéré les chaînes andines comme de formation plus ancienne que les chaînes alpines ; c'était négliger dans les chaînes andines les phases les plus récentes comme l'importante phase de compression fini-miocène, dans les chaînes géosynclinales les phases les plus anciennes du Crétacé moyen et du Jurassique supérieur. Aussi avons-nous pu distinguer successivement des périodes liminaire, tardiliminaire, postliminaire de chronologie comparable aux périodes géosynclinale, tardigéosynclinale, postgéosynclinale ; et reconnaître dans les zones internes euliminaires-eugéosynclinales des sous-périodes Trias-Jurassique supérieur, Jurassique supérieur-Crétacé moyen, Crétacé moyen-Crétacé supérieur ;

— *dans la polarité* : dans les unes comme les autres, s'opposent des zones internes à séries sédimentaires intercalées de séries volcaniques importantes, précocement tectonisées, précocement granitisées, et des zones externes aux séries sédimentaires dépourvues d'intercalations volcaniques, tardivement tectonisées, tardivement ou non-granitisées ; tandis que, dans les unes comme les autres, les structures sont déversées vers l'extérieur. La distinction de zones euliminaires internes-mioliminaires externes est ainsi de même sens que la distinction de zones eugéosynclinales-miogéosynclinale ;

— *dans les périodes postliminaire-postgéosynclinale* : les unes et les autres correspondent au Plio-Quaternaire, à une "néotectonique" de faille en extension accompagnée de la sédimentation de puissantes "néomolasses" dans les fossés ainsi créés et d'un volcanisme à prédominance basaltique sur les horsts. L'importance relative de ces phénomènes a longtemps paru différente par sous-estimation de la tectonique de faille et du volcanisme dans les chaînes géosynclinales et surestimation dans les chaînes liminaires ;

— *dans les périodes tardiliminaire-tardigéosynclinale* : les unes et les autres sont caractérisées par le développement de fosses molassiques précoces, volcanogènes — trachyandésites —, traversées de granodiorites à l'arrière (arrière-fosse généralement crétacé supérieur-paléogène), tardives, non volcanogènes, non traversées de granodiorites à l'avant (avant-fosse généralement miocène), les intra-fosses étant de nature intermédiaire ; le style tectonique y est le même, notamment les plissements de fond en compression fini-miocènes.

Les différences fondamentales concernent les périodes liminaire-géosynclinale :

— *la sédimentation*, toujours marine dans les chaînes géosynclinales, coupée d'importants épisodes continentaux dans les chaînes liminaires. Aux flyschs des chaînes géosynclinales qui accompagnent chaque phase orogénique correspondent, dans les chaînes liminaires, des séries continentales rouges : les chaînes géosynclinales sont des "chaînes de flysch", les chaînes liminaires, non. Dans une certaine mesure, les formations continentales qui tiennent la place du flysch ont l'aspect de molasses rouges ; c'est ce qui nous avait conduits à opposer les "chaînes à flysch" (géosynclinales) et les "chaînes à molasse" (liminaires) (Aubouin et Borrello, 1966, 1970) ;

— *le magmatisme lié à la sédimentation* : au cortège ophiolitique des chaînes géosynclinales, ultrabasiques, s'opposent les impressionnantes séries andésitiques des chaînes liminaires ;

— *la tectonique* : aux puissantes nappes de charriage des chaînes géosynclinales

correspondent, dans les chaînes liminaires, des déformations de moindre ampleur; *les chaînes géosynclinales sont charriées, les chaînes liminaires, non;*

— *le métamorphisme*: un métamorphisme de haute pression - basse température, de types schistes verts à glaucophane, syn- à tarditectonique, affecte les parties internes des chaînes géosynclinales: c'est un "métamorphisme de position"; rien de semblable n'existe dans les chaînes liminaires.

On a souvent considéré que les chaînes alpines et les chaînes andines s'opposaient aussi par l'intensité du *plutonisme lié à l'orogénèse*, très puissant ici (chaînes andines), réduit là (chaînes alpines). Mais cette opposition n'est pas aussi marquée: les chaînes de la Méditerranée occidentale qui ont longtemps servi de point de comparaison ne donnent qu'un assez mauvais exemple en ceci que leurs zones internes, siège éventuel d'un tel plutonisme, ont été démantelées par la néotectonique génératrice de la Méditerranée; la granitisation est beaucoup plus importante en Méditerranée orientale où les parties internes des chaînes ont été mieux respectées par la néotectonique. On notera cependant qu'il s'agit presque exclusivement de granodiorites dans la Cordillère, quelle que soit la période considérée; tandis que les granodiorites sont seulement tardigéosynclinales dans les chaînes alpines.

Ces oppositions sont suffisantes pour donner aux chaînes un aspect tout à fait différent: nul doute qu'il ne s'agissent de deux "mondes". *Ceci justifie la distinction chaîne liminaire-chaîne géosynclinale; à tout le moins, si l'on tenait à conserver le mot géosynclinal pour toutes, faudrait-il distinguer un type alpin et un type andin.*

L'opposition correspond, en définitive, à un caractère plus continental des chaînes liminaires: dans les faciès, dans le magmatisme synsédimentaire, dans le plutonisme synorogénique, dans la tectonique. Pourtant, les chaînes géosynclinales comme les chaînes liminaires sont *péricontinentales*; mais les unes restent dans les limites du continent tout en étant à son bord (chaînes liminaires) tandis que les autres en débordent et incorporent des zones océaniques (chaînes géosynclinales: les zones miogéosynclinales sont certainement épicontinentales; le sillon eugéosynclinal est probablement océanique). S'associant en groupements pairs, *les chaînes géosynclinales sont ainsi péricontinentales et intercontinentales; les chaînes liminaires, toujours seules, ne sont que péricontinentales.*

De cette différence on pourrait évidemment déduire que les unes sont monoliminaires (les chaînes liminaires), les autres biliminaires (les chaînes géosynclinales), bref, que les chaînes géosynclinales seraient passées par un stade (mono) liminaire avant le rapprochement des continents qui leur aurait donné leurs caractéristiques géosynclinales; et, à l'inverse, que les chaînes liminaires seraient restées en cet état faute d'un rapprochement possible de deux masses continentales. Or, *l'évolution liminaire et l'évolution géosynclinale ont des caractéristiques propres qui ne sont pas susceptibles de s'additionner ou de se soustraire*: ainsi,

— l'addition de deux chaînes liminaires ne donnera pas deux chaînes géosynclinales: par excès en ceci, par exemple, qu'on devrait y trouver additionnées les puissantes séries trachyandésitiques des zones internes, ce qui n'est pas le cas; par défaut en ceci, par exemple, que l'addition de trachyandésites ne donnera pas d'ophiolites dans les zones internes ou que l'addition de séries continentales rouges ne donnera pas de flyschs;

— les chaînes géosynclinales ne sont pas passées par un stade liminaire: si on leur ôte leur tectonique de nappe, liée sans doute au rapprochement des continents qui les limitent, il n'en restera pas moins toutes les différences que nous avons notées dans la sédimentation, le magmatisme, le plutonisme, etc. . .

Certes, on pourrait penser que les chaînes liminaires sont simplement dépourvues de leur zones les plus internes. Mais il n'y a rien au-delà de la dorsale arrière (dorsale de Concepcion ou du Chubut) qui limite le bassin andin et les fosses océaniques côtières sont néoformées; de toute façon, cela reviendrait à considérer les chaînes andines comme équivalentes des seules zones externes des chaînes géosynclinales, opposition encore plus formidable.

Nous nous en tiendrons donc à l'opposition chaînes liminaires (andines) — chaînes géosynclinales (alpines), les premières péricratoniques mais intracratoniques, les secondes péricratoniques et intercratoniques, ces dernières seules ayant incorporé, par leur tectonisation, d'anciennes parties du domaine océanique.

2. Passage des chaînes liminaires aux chaînes géosynclinales

A — LE RELAIS SUD-ARGENTIN OU PATAGONIEN

La Cordillère de Magellan qui prend la suite des Andes méridionales a des caractères de chaîne géosynclinale: sédimentation toujours marine, faciès flyschs et molasses marins, ophiolites, métamorphisme de type schistes verts à glaucophane etc. . . Elle représente l'amorce de l'arc des Antilles australes dont l'autre extrémité est dans la péninsule antarctique.

Il n'y a pas de relation directe entre le bassin de Magellan et le bassin andin qui sont séparés par la dorsale de Concepcion ou du Chubut qui vient se fondre dans l'avant-pays patagonien sans être recouverte d'aucun sédiment mésozoïque. Il s'agit donc d'un relais que nous avons appelé "*relais sud-argentin ou patagonien*" (Aubouin et Borello, 1966, 1970). Dans la mesure où la dorsale de Concepcion-Chubut joue le rôle d'avant-pays pour la Cordillère de Magellan, ce relais se fait par l'arrière des Andes méridionales: la chaîne géosynclinale de Magellan relaie la chaîne liminaire andine par l'arrière. Ce dispositif n'est pas indifférent car le côté arrière est celui de l'océan; ce qui, d'une manière indirecte, justifie le fait que la Cordillère andine proprement dite soit entièrement dans les limites du continent.

Ce relais est différentiel et se développe progressivement sur l'ensemble de la Cordillère patagonienne: flyschs et molasses marines apparaissent en premier; les ophiolites ne se rencontrent que beaucoup plus au S, en Patagonie australe et en Terre de Feu, déjà dans le système de Magellan; ce qui se comprend dans la mesure où les ophiolites caractérisent le domaine (eu)géosynclinal franc, tandis que le flysch, conséquence sédimentaire des orogénèses, peut s'étendre plus loin.

Cependant, la Cordillère de Magellan conserve en commun certains traits avec les Andes méridionales comme la granitisation et surtout la néotectonique. Certes, on chercherait en vain, dans la Cordillère de Magellan, les puissants jeux de failles que l'on connaît dans les Andes de Mendoza; mais la continuité orographique de la Cordillère est assurée par ces mouvements: car elle "disparaît" paléogéographiquement là où la dorsale de Concepcion-Chubut la croise, et tectoniquement dans la partie N Cordillère patagonienne, de simple structure monoclinale.

B — GÉNÉRALISATIONS

Au N des Andes centrales de Bolivie et du Pérou, la transversale de Huanacabamba marque un nouveau "*relais équatorial*" dont les caractéristiques rappellent celles du relais patagonien.

En effet, la Cordillère d'Equateur et de Colombie marque la transition entre la Cordillère caraïbe de type géosynclinal, en quelque sorte équivalente de la Cordillère Magellan dont elle est symétrique de part et d'autre des Andes. Dans cette Cordillère d'Equateur et de Colombie qui se trouve ainsi jouer le rôle qu'occupe, en position symétrique, la Cordillère patagonienne, réapparaissent en

effet: en premier, les faciès flyschs, dès le NW du Pérou, qui s'avancent à la faveur de la transversale de Huancabamba jusque dans la Cordillère orientale de Colombie; en second, les ophiolites dès la Cordillère occidentale de Colombie; le métamorphisme de type schistes verts ensuite dans la Cordillère caraïbe proprement dite; etc. . . . Ainsi, *ce relais équatorien est différentiel et vient par l'arrière des Andes centrales*: il a donc bien les mêmes caractères que le relais patagonien.

La Cordillère de l'W de l'Amérique du Sud semble donc s'organiser symétriquement de part et d'autre des Andes liminaires, elles-mêmes formées de deux secteurs, respectivement chilo-argentin et péruvo-bolivien qui se relaient dans le Nord argentin: au S, la Cordillère patagonienne fait transition à la Cordillère géosynclinale de Magellan, branche N de l'arc des Antilles australes; au N, la Cordillère d'Equateur et de Colombie fait transition à la Cordillère géosynclinale caraïbe, branches S de l'arc des Antilles tropicales.

On pourrait généraliser davantage. Il y a probablement un "*relais nord-mexicain*" entre la Cordillère des Etats-Unis et le système des Sierras Madre qui font transition à l'arc des Antilles tropicales; ce relais, qui se caractérise par la réapparition des flyschs, des ophiolites, du métamorphisme etc . . . se fait par l'arrière: le célèbre système franciscain, analogue aux séries ophiolitifères, est à la côte pacifique, en arrière de la Cordillère proprement dite.

On peut supposer qu'il y a un "*relais alaskien*", de telle sorte que de l'extrême N à l'extrême S des Amériques, *le système des Cordillères comporte deux secteurs de chaînes liminaires au front W des continents, se raccordant à des systèmes géosynclinaux dans les zones qui deviennent intercontinentales (intercratoniques) au niveau des Antilles tropicales et des Antilles australes.*

IV — CONCLUSIONS

1. Le type liminaire et le type géosynclinal sont évidemment des "*modèles*" susceptibles de variations. Mais tels quels, ils permettent une approche comparative de l'évolution des chaînes dans l'optique des *paléogéographies superposées*, des *tectoniques superposées* et des phénomènes qui leur sont liés. Notamment, ces modèles permettent l'application du raisonnement rétrotectonique, le mieux à même de permettre la comparaison des structures correspondantes.

2. Par-delà les différences et ressemblances, le plus notable est l'extrême importance, dans les deux cas, de la néotectonique plio-quaternaire et son style de failles en extension, sans préjudice d'éventuels rejets horizontaux latéraux (décrochements) importants. Ce style, dans l'un et l'autre cas, est d'une grande nouveauté par rapport aux tectoniques antérieures où domine la compression. Si l'observation se généralisait — *l'observation* de terrain et non la déduction a priori, à partir de données indirectes — cela conduirait à considérer que *l'état actuel des ceintures orogéniques est l'extension*, en surface, du moins. Il s'ensuivrait donc que les observations de tectonique actuelle concerneraient la seule néotectonique postgéosynclinale-postliminaire, et, à ce titre, ne seraient pas généralisables dans le passé; bref, *le principe de l'uniformitarisme ne serait pas applicable simplement en tectonique*. Ainsi, les séismes qui renseignent sur la néotectonique actuelle ne renseigneraient pas sur les mouvements de compression qui ont donné les chevauchements ici, et les charriages là; à ce sens, loin de marquer que les chaînes continuent de se faire, ils indiqueraient plutôt qu'elles continuent de "se défaire".

3. La comparaison des modèles paléogéographiques et tectoniques avec les modèles océanographiques et géophysiques en est donc rendue délicate, car les seconds sont fondés sur des données actuelles et les premiers sur des données du

passé. L'idéal serait de disposer de données paléogéophysiques; mais, en dehors du paléomagnétisme qui rend d'immenses services en ce qui concerne la mobilité continentale, il n'est guère possible d'envisager avec certitude des données paléogravimétriques ou paléosismologiques: par exemple, on peut *supposer* que telle ou telle zone paléogéographique avait une croûte océanique (les sillons eugéosynclinaux comme nous l'avons vu); mais on a peu de chances de trouver de dispositif conservé puisque précisément les mouvements tectoniques l'ont cicatrisé. *Il faut donc comparer les modèles tels qu'ils sont, avec une logique propre, c'est-à-dire, d'un côté les distinctions croûte continentale — croûte océanique et, de l'autre zone cratonique — zone géosynclinal ou liminaire.*

4. On peut, dès lors, envisager les modèles liminaires et géosynclinaux en fonction de l'actuelle théorie de l'expansion océanique et de la théorie dérivée des plaques qui, de toute façon, fournissent un moteur au déplacement des continents nécessitée par les structures horizontales et cadrent avec la chronologie orogénique globale.

Cependant, il paraît peu probable que l'on puisse rendre compte de l'évolution des deux modèles liminaire et géosynclinal par un mécanisme identique: la différence n'est pas seulement due au rapprochement final de deux masses continentales dans le cas du second; les deux modèles sont originaux dès le début de leur évolution paléogéographique. Si, comme on l'admet, la structure des Cordillères liminaires est liée à la plongée de la croûte océanique sous les continents à la périphérie du Pacifique, ce dispositif n'est probablement pas celui qui rend compte des chaînes géosynclinales: celles-ci paraissent plutôt dériver d'un type océanique en distension, voisin de ce qu'est le type Atlantique, ultérieurement comprimée entre les masses continentales qui la limitent. Bref, on serait amené à considérer que le *type liminaire est caractéristique des bordures pacifiques et que le type géosynclinal dérive de paléo-océans de type atlantique.*

Une telle réflexion appelle cependant des réserves: la plus importante concerne la *néotectonique en extension*. Peu grave pour les chaînes géosynclinales — après s'être rapprochées, les masses continentales commenceraient de nouveau à s'écarter —, elle l'est plus pour les chaînes liminaires, pour des *raisons de logique interne ou raisonnement*. En effet, si l'on parvient à rendre compte des distensions superficielles dans la Cordillère et dans les fosses péripacifiques correspondantes par une plongée compressive de la croûte océanique sous le continent sud-américain, on établit ainsi une logique mécanique — très délicate il est vrai — valable pour le seul Plio-Quaternaire; car auparavant, c'est de compressions superficielles qu'il s'agissait. Le même mécanisme d'une plongée compressive profonde de la croûte océanique ne peut donner des résultats superficiels aussi opposés, distentifs dans un cas, compressifs dans l'autre. Donc, si le modèle dérivé du "plan de Benioff" est exact pour l'époque actuelle, il n'aurait pas "fonctionné" avant le Pliocène: par exemple, on pourrait admettre que, jusqu'au Miocène, les périodes d'expansion pacifique auraient eu pour conséquence les structures compressives de la Cordillère; celles-ci achevées, la croûte océanique aurait dû alors plonger sous le continent. Ou bien le mécanisme déduit du plan de Benioff ne donne pas une explication satisfaisante des observations actuelles; peut-être faudrait-il revenir à la récente théorie de l'expansion terrestre généralisée, en la limitant toutefois au Plio-Quaternaire; car, aux époques antérieures, ladite expansion était corrigée par les compressions dans les ceintures orogéniques. Après tout, il n'est pas inimaginable que les graves crises de 200 millions d'années que représentent les cycles orogéniques puissent se terminer par une période d'expansion perturbatrice des dimensions mêmes du globe, ce qui pourrait fournir une explication à bien d'autres particularités mondiales des fins du cycle orogénique dont les perturbations climatiques sont l'indice.

BIBLIOGRAPHIE

La présente communication rassemble des données éparses dans une série de travaux consacrés à ces problèmes: le lecteur voudra bien se reporter à ceux-ci pour les bibliographies détaillées correspondant à chacun des sujets exposés, la place manquant pour en donner ici une liste significative.

- Aubouin, J., 1963. Esquisse paléogéographique et structurale des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne. *Geol. Rundschau*, 53, p. 480-534.
- , 1965. *Geosynclines*, 1, 335 p., Elsevier, Amsterdam, Londres, New-York.
- , 1971. Réflexions sur la tectonique de failles plio-quaternaires. *Geol. Rundschau*, 60, p. 833-848.
- Aubouin, J., et Borrello, A. V., 1966. Chaînes andines et chaînes alpines: regard sur la géologie de la Cordillère des Andes au parallèle de l'Argentine moyenne. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, VIII, p. 1050-1070.
- , 1970. Regard sur la géologie de la Cordillère des Andes: relais paléogéographiques et cycles orogéniques superposés; le Nord argentin. *Bull. Soc. Géol., France*, 7, XII, p. 246-260.
- Aubouin, J., Borrello, A. V., Cecioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R., Vicente, J. C., 1972. (Sous Presse). Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, nlle série, XIV.

On pourra consulter également les travaux suivants qui traitent de divers aspects des problèmes envisagés ici et donnent les bibliographies correspondantes:

- Belousov, V. V., 1970. Against the hypothesis of seafloor spreading. *Tectonophysics*, 9, p. 481-512.
- Dercourt, J., 1970. L'expansion océanique actuelle et fossile: ses implications géotectoniques. *Bull. Soc. Géol., France*, 7, XII, p. 261-309.
- Dewey, J. F., et Bird, J. M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75, p. 2625-2647.
- Dietz, R. S., et Holden, J. C., 1966. Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time. *J. Geol.*, 74, p. 566-583.
- , 1970. Reconstruction of Pangea: break-up and dispersion of continents, Permian to Present. *J. Geophys. Res.*, 75.
- Glikson, A. Y., 1970. Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early Precambrian system. *Tectonophysics*, 9, p. 397-433.
- Gnibidenko, H. S., et Shashkin, K. S., 1970. Basic principles of the geosynclinal theory. *Tectonophysics* 9.
- Hermes, J. J., 1968. The Papuan geosyncline and the concept of geosynclines. *Geol. Mijnb.*, 47, p. 81-97.
- Isaacs, B., Oliver, J., et Sykes, L. R., 1968. Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 73.
- Le Pichon, X., 1968. Sea floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.* 73, p. 3661-3697.
- MacKenzie, P. P., 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, p. 239-243.
- Matsuda, T., et Uyeda, S., 1971. On the Pacific type orogeny and its model: extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. *Tectonophysics*, 11, p. 5-27.
- Scholl, P. W., et von Huene, R., 1968. Spreading of the ocean floor: undeformed sediments in the Peru-Chili trench. *Science*, 159, p. 869-871.
- Ziegler, A. M., 1970. Geosynclinal development of the British isles during the Silurian period. *J. Geol.* 78, p. 445-479.