

A PROPOS D'UN CENTENAIRE : LES AVENTURES DE LA NOTION DE GÉOSYNCLINAL

par Jean AUBOUIN *

SOMMAIRE. — Ce travail envisage le problème des géosynclinaux sous son angle *géologique* seulement, à l'exclusion des fosses océaniques actuelles.

La première partie est un substantiel résumé historique des principales conceptions du mot géosynclinal et des classifications qui en furent proposées; la seconde partie est un essai sur certains des caractères des géosynclinaux.

ABSTRACT. — The following study is concerned exclusively with the geological aspects of the problem of geosynclines, the actual oceanic furrows being voluntarily left aside. It is divided into two parts: the first one is historical and recalls the principal conceptions linked with the word « geosyncline » and the classifications which have been proposed; the second part is an essay on some of the main characteristics of geosynclines.

PREMIÈRE PARTIE : NAISSANCE ET DEVELOPPEMENT DE LA NOTION DE GEOSYNCLINAL		136
I. — LA NAISSANCE DE LA NOTION DE GÉOSYNCLINAL 136 <ul style="list-style-type: none"> 1. J. Hall (1859) 136 2. J. D. Dana (1876) 138 3. E. Haug (1900) 139 4. Conclusions 142 	II. — LES ESSAIS DE CLASSIFICATION DES GÉOSYNCLINAUX 142 <ul style="list-style-type: none"> 1. Schuchert (1923) 142 2. H. Stille (1913-1940) 143 3. M. Kay (1942-1947) 146 <ul style="list-style-type: none"> A) Développement de la partie septentrionale des Alleghanys 146 B) Classification proposée par M. Kay 150 4. Peyve et Sinitzyn (1950) 152 5. Conclusions 153 	
DEUXIÈME PARTIE : QUELQUES CARACTERES DES GEOSYNCLINAUX		157
I. — LA SÉDIMENTATION GÉOSYNCLINALE 157 <ul style="list-style-type: none"> 1. <i>Épaisseur des séries géosynclinales</i> 157 <ul style="list-style-type: none"> A) Généralités 157 B) Lieu de l'accumulation sédimentaire maximale 158 2. <i>Faciès des séries géosynclinales</i> 158 <ul style="list-style-type: none"> a) Période de vacuité 159 b) Période de comblement 160 3. <i>Subsidence géosynclinale</i> 161 	<ul style="list-style-type: none"> 3. Le problème de la tectonique embryonnaire 170 III. — LE MÉTAMORPHISME ET LE MAGMATISME GÉOSYNCLINAL 172 <ul style="list-style-type: none"> 1. Le métamorphisme 172 2. Le magmatisme 172 	
II. — LA TECTONIQUE ET L'OROGÈNE GÉOSYNCLINALE 163 <ul style="list-style-type: none"> 1. Généralités 163 2. Les modalités du « plissement » géosynclinal 164 <ul style="list-style-type: none"> A) Mouvements orogéniques 165 B) Mouvements tectogénétiques 166 	IV. — L'ÉVOLUTION GÉOSYNCLINALE 175 <ul style="list-style-type: none"> 1. A l'échelle du sillon 175 2. A l'échelle du géosynclinal 178 	
V. — LA SITUATION DES GÉOSYNCLINAUX 179 <ul style="list-style-type: none"> 1. Généralités 179 2. Migration des géosynclinaux 179 3. Génèse des géosynclinaux 180 		
CONCLUSIONS		181

* Laboratoire de Géographie Physique et Géologie dynamique, Sorbonne, Paris.

La notion de géosynclinal a 100 ans; non le mot, qui fut créé par Dana en 1873, mais le concept que chacun s'accorde à reconnaître dans le travail de J. Hall relatif à la géologie de l'état de New York et daté de 1859. Peu de concept ont connu une telle fortune et peu ont aussi universellement ordonné les synthèses paléogéographiques ou géotectoniques.

Au cours du siècle écoulé, cette célébrité a eu son inévitable revers: étendu très largement ou restreint étroitement mais dans des sens différents, le concept de géosynclinal a perdu peu à peu tout sens précis, au fil de travaux innombrables. De sorte que, depuis longtemps déjà, on peut dire presque sans excès, que chaque géologue entend différemment le mot géosynclinal; au point qu'aujourd'hui beaucoup d'auteurs n'osent plus employer le mot, dans la crainte légitime qu'il ne soit lu trop différemment.

La question est dans tous les esprits: doit-on abandonner le mot géosynclinal ou bien le conserver? mais dans ce dernier cas, quel sens lui accorder?

Les lignes qui suivent n'ont pas la prétention de répondre à cette question, mais bien plutôt de faire le bilan des réponses qui lui furent faites au cours des années.

Aussi la présente note se divisera-t-elle en deux parties d'égales importance. Dans la première je m'efforcerai de rapporter le plus fidèlement possible les opinions de certains auteurs qui marquèrent profondément la notion de géosynclinal en tentant de la définir ou de la redéfinir; lorsque cela sera nécessaire je résumerai précisément l'exemple géologique régional sur lequel chacun d'entre eux s'est fondé plus particulièrement afin de permettre au lecteur d'éventuellement comprendre d'une manière différente de la mienne. Dans une seconde partie, je reprendrai un à un les différents caractères qui furent retenus pour définir les géosynclinaux et m'efforcerai de faire le point des diverses opinions en tenant compte de travaux qui n'auront pas nécessairement été examinés dans la première partie simplement parce qu'ils s'attachaient à un ou plusieurs caractères des géosynclinaux sans toutefois reprendre la définition globale de ceux-ci.

Dans la première partie je ne marquerai aucune préférence pour l'une ou l'autre conception mais rapporterai les différentes critiques que se firent mutuellement les auteurs. Ainsi le lecteur pourra-t-il se faire une opinion personnelle en toute indépendance et dès lors me pardonner de manifester des opinions dans la seconde partie.

PREMIERE PARTIE

NAISSANCE ET DÉVELOPPEMENT DE LA NOTION DE GÉOSYNCLINAL

I. NAISSANCE DE LA NOTION DE GEOSYNCLINAL.

1. — C'est J. HALL (1859) qui conçut la notion de géosynclinal, encore qu'il n'ait pas créé le mot, à l'occasion d'un volumineux travail sur la géologie de l'Etat de New York lequel se trouve situé (fig. 1) dans la partie septentrionale de la chaîne des Appalaches, entre la dépression du St-Laurent-Lac Ontario-Lac Erié au NW, et la dépression occupée par le lac Champlain et la vallée de l'Hudson à l'E. De la sorte on y rencontre, au N le vaste dôme cristallin faillé des Adirondacks, au S des hauteurs — dont les principales sont les monts Catskill — individualisées dans des terrains paléozoïques qui se poursuivent plus au S dans l'Etat de Pennsylvanie voisin; par contre les affleurements cristallins des Green Mountains restent au-delà de l'Etat

de New York, vers l'E, essentiellement dans le Vermont.

Dans son ouvrage J. Hall s'attache surtout à la description de la série paléozoïque du S de l'Etat qui, selon lui, présente un ensemble de caractères liés:

a) la grande épaisseur des sédiments (environ 40 000 pieds soit un peu plus 12 000 m) comparée à l'épaisseur des sédiments de même âge existant plus à l'W en dehors du domaine appalachien; comme il situait la mer vers l'W (vers le centre des U.S.A.), et le littoral vers l'E, cette accumulation privilégiée lui paraissait liée à une distribu-

1. Du moins dans la mesure du possible; car l'on trahit toujours un auteur en rapportant sa pensée et, malgré mes efforts, je n'échapperai probablement pas à la règle: traduttore, traditore...

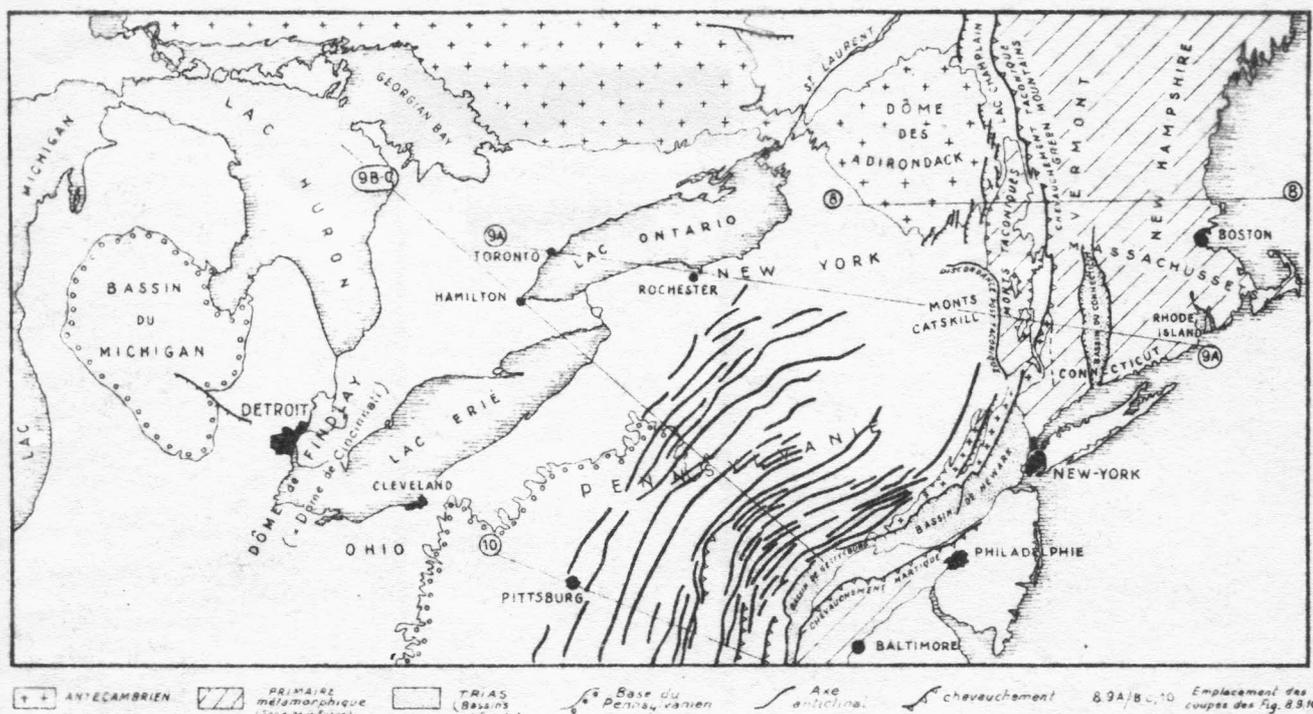


FIGURE 1

Esquisse structurale de la partie septentrionale des Alleghany (au 7 500 000' environ) d'après la carte tectonique des U.S.A. (1944, publiée par l'American Association of Petroleum Geologists), simplifiée.

Cette carte situe les principales régions qui serviroient d'exemples à J. Hall, J.D. Dana, M. Kay, dans leur cadre structural tel qu'on le conçoit actuellement.

tion des sédiments en fonction de courants parallèles à la côte, provenant du NE;

b) leur faciès de faible profondeur (grès, etc.) ; de la sorte il est conduit à admettre un enfoncement du fond marin, ou *subsidence*, accompagnant la sédimentation; en raison notamment de l'équilibre entre les deux phénomènes il attribuait la subsidence au poids des sédiments sans d'ailleurs préciser le mécanisme : il se trouve à l'origine d'une idée qui sera longuement débattue dans la suite;

c) le plissement de la série sédimentaire; ce plissement lui semblait résulter de l'enfoncement subsident même qui devait produire des failles sur les flancs du bassin et des plis dans la partie médiane supérieure de celui-ci qui se trouvait être comprimée; par contre il considérait la surrection de la chaîne de montagnes comme sans rapport avec le plissement : le soulèvement n'avait pas une cause locale mais générale; la chaîne plissée montait en même temps que la masse du continent puisqu'aucune trace de soulèvement différentiel n'existait entre les deux domaines;

d) le métamorphisme de certains termes de la série sédimentaire; ce phénomène lui paraissait lié, certes à l'augmentation de température en profondeur encore qu'elle ne dût pas dépasser la température de « l'eau bouillante », mais aussi à la pression et au mouvement sans indiquer très précisément le rôle et la nature de chacun de ces facteurs.

Bref, J. Hall était donc conduit à imaginer de grands axes synclinaux remplis de sédiments dont l'individualisation comme la situation résultaient de la sédimentation elle-même, donc des courants distributeurs de matériel sédimentaire; aussi ces axes synclinaux étaient-ils parallèles à la côte comme les courants.

Dans cette conception de J. Hall réside l'essentiel, si certaines explications ou certains mécanismes, inexpliqués d'ailleurs, semblent très éloignés de ceux que nous admettons actuellement.

Les idées de J. Hall firent grand bruit et furent discutées par de nombreux auteurs notamment T. S. Hunt (1861, 1873), J. Leconte (1872, 1873), J. D. Dana (1866, 1873). Toutes ces discussions étaient essentiellement orientées sur l'origine des forces en fonction du concept, alors très à la mo-

de, de la contraction de la croûte, de sorte qu'elles ne traitent qu'incidemment des grands « axes synclinaux » de J. Hall; il en est ainsi des communications fondamentales de J. D. Dana (1873) au titre suffisamment éloquent (On some results of the earth's contraction etc.).

2) J. D. DANA (1866 et surtout 1873), donc, reprend minutieusement l'analyse des conceptions de J. Hall, dont il partage souvent les vues, relativement à la série appalachienne, encore qu'il les discute dans le détail.

J. D. Dana considère que les chaînes de montagnes en général et les Appalaches en particulier présentent un certain nombre de caractères liés :

a) la grande épaisseur des sédiments;

b) les faciès de faible profondeur; comme J. Hall et pour les mêmes raisons, il est donc conduit à la notion d'une active subsidence du fond marin; il insiste d'ailleurs sur l'ajustage remarquable entre la sédimentation et la subsidence (mouvement « foot for foot », un pied d'accumulation, un pied d'enfoncement, 1866, p. 208).

Par contre il attribue la subsidence à un mouvement actif de la croûte dont il voit l'origine dans les forces tangentielles résultant de la contraction terrestre; il récuse ainsi l'hypothèse de Hall selon laquelle la subsidence serait due au seul poids des sédiments, sans en donner d'ailleurs de raisons qui puissent paraître aujourd'hui très convaincantes.

A cette zone subsidente, à cet « axe synclinal » selon J. Hall, il donne le nom de « géosynclinal » (1873, p. 430) que par la suite les auteurs de langue anglaise déformeront en « géosyncline ».

Dans le sens exactement inverse, il définit des « géantyclinaux », autrement dit de vastes zones de soulèvement progressif, la surrection du géantyclinal étant compensatrice de l'affaissement du géosynclinal voisin, ces deux mouvements résultant donc d'une compression latérale.

En outre la surrection du géantyclinal assure l'alimentation du géosynclinal en matériel détritique; aussi apparaît, clairement formulée, la liaison entre l'origine des sédiments et leur dépôt, liaison que les auteurs américains ne perdront jamais de vue dans la suite; pour ce qui concerne les Appalaches, Dana situe le géantyclinal à l'Est du géosynclinal dans une région qui correspond à l'actuel littoral atlantique.

c) le plissement de même que J. Hall l'avait admis; mais il interprète très différemment les modalités de la liaison géosynclinal-orogénèse.

Il écarte tout d'abord l'idée selon laquelle le plissement résulterait de la subsidence dont il serait par conséquent contemporain en remarquant que, dans l'histoire des Appalaches comme des

autres chaînes de montagnes, à de longues périodes de calme succèdent de courtes périodes de plissement. C'est l'amorce de la notion de phase orogénique que l'on retrouvera chez presque tous les auteurs dans la suite et notamment chez H. Stille.

Quant à la surrection de la chaîne de montagnes plissée, si Dana n'admet pas qu'elle résulte uniquement du plissement lui-même, opinion qui était celle de J. Leconte, il n'admet pas non plus qu'elle se fasse selon un mouvement d'ensemble commun à la chaîne et au continent, opinion qui était celle de J. Hall: sur ce point il est formel: « c'est une théorie (celle de J. Hall) de l'origine des montagnes d'où l'origine des montagnes est exclue »²; et il montre aisément qu'il y a des soulèvements différentiels entre les chaînes plissées et les continents.

En outre il montre que ces soulèvements à grand rayon de courbure peuvent affecter aussi bien les zones géosynclinales déjà plissées³ que les géantyclinaux et même les continents, pressant à l'avance la notion de pli de fond due à E. Argand⁴; et encore une fois il voit la cause de ces phénomènes dans les poussées latérales.

Par le jeu des phénomènes de plissement et de soulèvement, les géosynclinaux donnent naissance à des *synclinoria*, les géantyclinaux donnent naissance à des *anticlinoria*⁵.

Les chaînes de montagnes qui résultent d'une seule évolution géosynclinale ou géantyclinale, sont dites *monogénétiques*; Dana montre que beaucoup de chaînes, dites *polygénétiques*, résultent de plusieurs évolutions successives: ainsi les Appalaches sont une chaîne polygénétique comprenant une chaîne d'âge anté-silurien⁶ (Highland range, Blue ridge, Adirondacks), une chaîne d'âge silurien (Green Mountains), une chaîne d'âge post-carbonifère (Alleghany).

Cette remarquable analyse des mouvements oro-

2. It's a theory for the origin of mountains, with the origin of mountains left out (DANA, 1866, p. 210).

3. Ainsi il indique que les Montagnes Rocheuses résultent d'une vaste courbure d'âge tertiaire affectant une zone plissée au Crétacé.

4. Ainsi ses « anticlinoria » ont bien souvent la signification d'anticlinaux « de fond ».

5. Le sens actuel de ces mots, à peu près universellement admis — et sur lequel, pour cette raison, on ne saurait revenir — est fort différent et n'a aucun rapport avec la notion de géosynclinal. Comme on le sait, un *synclinorium* est une zone formée de nombreux plis qui, dans leur ensemble, dessinent un vaste synclinal; un *anticlinorium* est une zone formée de nombreux plis qui, dans leur ensemble, dessinent un vaste anticlinal.

La notion d'antéclise et de synéclise des auteurs soviétiques est un peu différente; il s'agit de vastes anticlinaux ou synclinaux de plate-forme, simples, larges parfois de plusieurs centaines voire milliers de kilomètres.

6. Les auteurs américains utilisent Silurien au sens où nous utilisons Gothlandien; l'Ordovicien est une coupure de même importance.

géniques précise clairement ce que Dana entend par plissement des zones géosynclinales.

d) *le métamorphisme, de même que les intrusions magmatiques et les éruptions volcaniques.*

Tant le mouvement dû au plissement que la pression et l'élévation de température dans les tréfonds du géosynclinal, lui semblent en être la cause dans la mesure où la fusion de croûte peut en résulter.

Mais tous les géosynclinaux ne furent pas le siège de tels phénomènes et de toute manière ceux-ci ne sont qu'accessoires : si la subsidence et le plissement sont des étapes essentielles de l'histoire géosynclinale, le métamorphisme et les manifestations ignées n'en sont que des résultats secondaires⁷.

e) *la position périphérique par rapport au continent à la limite du domaine océanique;* partant du continent on rencontre successivement le géosynclinal, le géantioclinal puis l'océan.

Ce lui est l'occasion de préciser que la poussée latérale, qui pour lui explique le développement et l'évolution des géosynclinaux, est d'origine océanique et dirigée vers le continent; la cause de cette poussée latérale serait dans le fait que la croûte océanique est une zone de plus grande contraction que la croûte continentale(?).

Chaque période de plissement et de genèse des montagnes ahnexe la zone géosynclinale au continent; on reconnaît là, bien que non explicitement formulée, la théorie de l'accroissement des plates-formes qui sera, dans la suite, un leit-motiv chez tous les auteurs.

Le nouveau géosynclinal qui se forme occupe une région parallèle au-delà du précédent, soit vers le continent soit vers l'océan, mais en général de ce dernier côté : *les géosynclinaux successifs migrent du côté océanique.*

Telle est la conception de J. D. Dana.

Ses traits les plus remarquables sont dans l'analyse précise des phénomènes orogéniques (séparation des phénomènes de plissement d'une part et de soulèvement d'autre part), la liaison zone de sédimentation - zone productrice de matériaux élastiques (liaison géosynclinal - géantioclinal), l'idée de l'accroissement des continents par l'adjonction de chaînes plissées successives en bordure océanique, toutes conclusions qui seront largement reprises et développées dans la suite.

Certes l'auteur a une idée de manœuvre qui apparaît à chaque instant, à savoir que de la con-

traction crustale résultent des pressions latérales responsables de tout; notamment, jamais ne sont envisagés de mouvements purement verticaux. Sur cette hypothèse, alors à la mode, les discussions se poursuivront; mais sur l'essentiel la conception de Dana sera admise par tous pendant 25 ans, jusqu'à E. Haug.

3. — E. HAUG (1900) reprit, dans une célèbre publication, la question des géosynclinaux et lui donna un tour assez différent, avec lequel les géologues européens sont très familiarisés.

E. Haug retient des géosynclinaux, les caractères suivants :

a) *la grande épaisseur des sédiments*, et, surtout leur continuité en des « séries compréhensives » pendant de très longues périodes;

b) *les faciès bathyaux.*

Après avoir défini la zone néritique (1898), E. Haug définit en effet la zone bathyale (1900) comme relativement profonde ainsi qu'en témoigne l'absence d'Algues et de tous animaux herbivores, encore qu'elle ne soit pas abyssale; c'est par excellence le domaine de sédimentation des épaisses boues terrigènes du type « boues bleues »; dans les zones balayées par les courants, la sédimentation y est très ralentie tandis que les êtres benthoniques présentent une grande richesse d'individus « grâce à l'abondante nourriture fournie par le plancton de surface ».

Comme type de formations géologiques bathyales, E. Haug cite les schistes à Graptolites, les schistes à Posidonomyes, les schistes à Aptychus, les calcaires noduleux à Ammonites, les marnes à Pleurotomes.

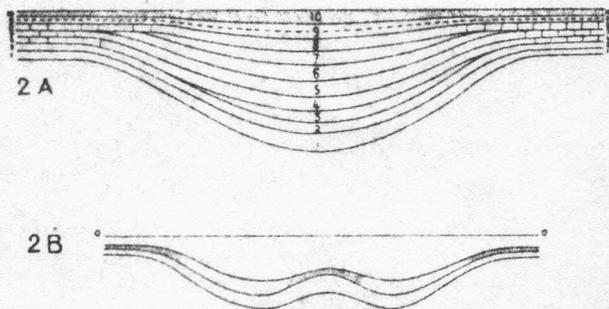


FIGURE 2

Schéma d'un géosynclinal d'après E. Haug (extrait de E. Haug, 1900, fig. 36 et 38).

2 A : Schéma d'un géosynclinal simple. « Les numéros (1-10) qui désignent les couches successives mettent en évidence la continuité de la sédimentation dans l'axe, la discontinuité sur les bords du géosynclinal ».

2 B : « Schéma du géosynclinal dédoublé avec géantioclinal médian ».

7. « A geosynclinal accompanied by sedimentary deposition and ending in a catastrophe of plication and solidification are the essential steps while metamorphism and igneous ejection are incidental results » (DANA, 1873, p. 431).

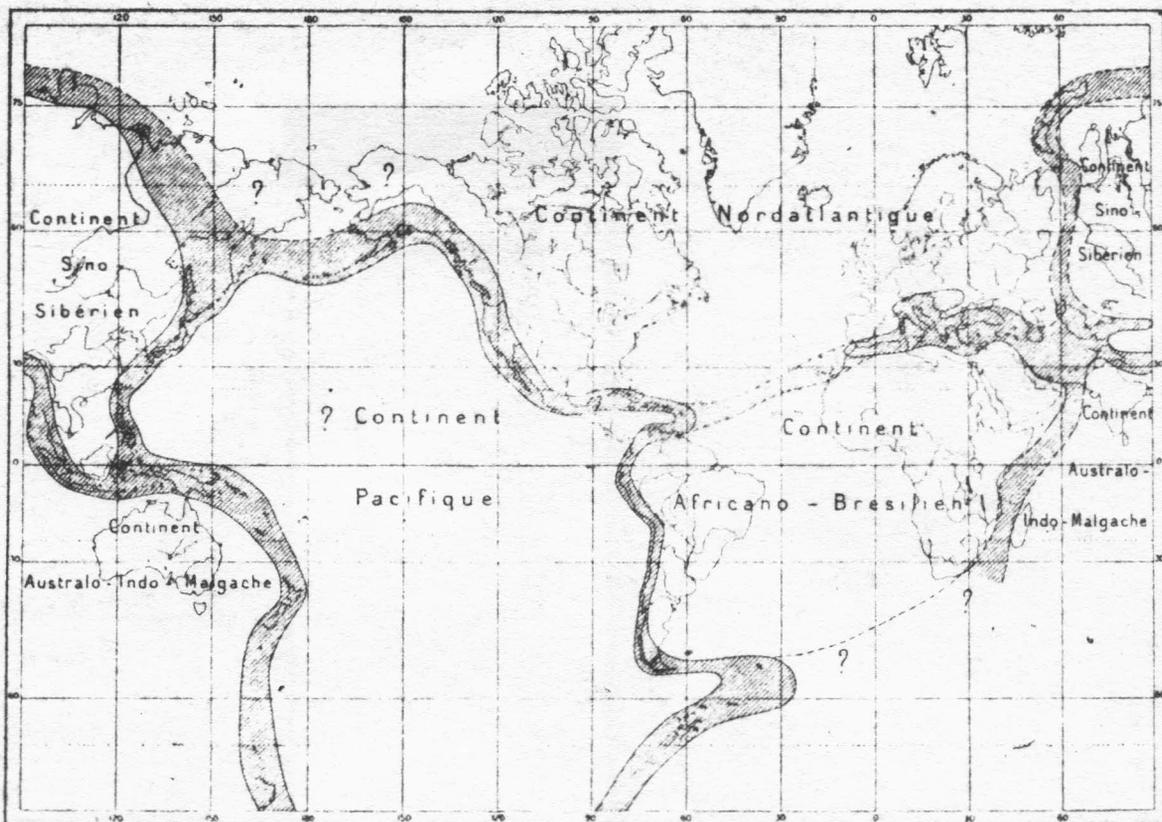


FIGURE 3

Carte des géosynclinaux de l'ère secondaire et des aires continentales anciennes, d'après E. Haug (Extrait de E. Haug, 1900, fig. 37).

On remarquera le continent pacifique hypothétique.

C'est la première grande différence avec la conception de J. Hall et J. D. Dana; pour ceux-ci, à chaque instant le géosynclinal appartenait au domaine néritique: ce n'était pas une fosse: pour E. Haug, le géosynclinal est avant tout une fosse allongée profonde: «Les géosynclinaux constituent, avant leur comblement, des dépressions marines d'une profondeur considérable» (1900, p. 632) (fig. 2A).

E. Haug indique d'ailleurs que la durée de la fosse géosynclinale en tant que telle est liée au rapport sédimentation-subsidence et que, dans le cas où celui-ci est très élevé, le géosynclinal se comble rapidement.

e) la plissement des zones géosynclinales selon des modalités qui sont celles mises en avant par J. D. Dana.

Toutefois, si les plissements essentiels se produisent à la fin de l'histoire géosynclinale, pendant celle-ci, l'individualisation dans la fosse d'une ou plusieurs rides (que Haug appelle géanticlinaux

donnant à ce mot un sens différent de celui qui lui fut fixé par Dana) est la première manifestation des plissements: «le premier pas dans la formation des plissements sur l'emplacement d'un géosynclinal est la naissance d'un anticlinal ou géanticlinal médian...» (1900, p. 626) (fig. 2B). Comme d'autre part les unités tectoniques correspondent aux zones isopiques (encore qu'il n'en soit pas toujours ainsi exactement) (1900, p. 627), on reconnaît, bien qu'informulé, le concept de la «tectonique embryonnaire» qui sera développé par E. Argand (1920).

d) la position du géosynclinal entre deux aires continentales.

C'est la seconde grande différence avec la conception de Hall et Dana selon lesquels les géosynclinaux étaient situés en marge continentale: «les géosynclinaux, zones essentiellement mobiles de l'écorce terrestre sont toujours situés entre deux masses continentales stables» (1900, p. 632).

Si ce principe semblait évident en ce qui concer-

ne le domaine mésogéen, il l'était beaucoup moins pour les chaînes américaines; aussi E. Haug dut-il imaginer un continent pacifique purement hypothétique (1900, p. 646) que « l'existence d'un géosynclinal circumpacifique... impose d'une manière absolue » (fig. 3).

e) le métamorphisme et les injections magmatiques. A la vérité E. Haug ne parle de ces phénomènes que dans son traité (1905) et non pas, d'ailleurs, au chapitre des géosynclinaux; son texte est pourtant formel.

L'enfoncement du géosynclinal suffit à expliquer l'élévation de température et de pression d'où résulte le métamorphisme général (fig. 4A); en outre, « si l'on suppose une descente graduelle du fond du géosynclinal dans des régions de plus en plus profondes, on peut admettre que les couches sédimentaires... se trouvent finalement... (transformées)... totalement ou partiellement en magma granitique » (1905, p. 189), qui, tardivement, sous l'action de poussées orogéniques, pourra s'injecter dans des couches plus superficielles: ainsi E. Haug expliquait la formation des différents types de gisement de granite suivant un mécanisme que la figure 4B résume.

Outre ces caractères qui sont ceux que Hall puis Dana avaient mis en évidence, bien que des différences importantes existent çà et là, E. Haug insistait sur d'autres points.

Le géosynclinal lui semblait devoir suivre un développement déterminé: « Au début de la pé-

riode, la sédimentation est surtout vaseuse, puis les géosynclinaux se comblent et les dépôts deviennent grossièrement détritiques; enfin, dans une dernière phase la mer est rejetée vers le bord de la chaîne et les nouvelles dépressions lacustres ou marines sont comblées à leur tour » (1900, p. 641). On reconnaît, brièvement annoncées, d'une part la notion de développement géosynclinal en stades successifs, d'autre part la notion de migration de la fosse sédimentaire vers l'extérieur de la chaîne, vers l'avant pays pour donner une « avant fosse molassique » dans le cas des Alpes que Haug d'ailleurs donne en exemple. Ces notions seront largement reprises dans la suite.

Dans un autre ordre d'idée, E. Haug définit des « aires de surélévation » et des « aires d'ennoyage » (pour lesquelles il propose les synonymes allemands « Auffaltungsfeld » et « Einfaltungsfeld »): « je propose d'appeler aires de surélévation toute partie d'un faisceau de plissement dans laquelle l'axe des plis est porté à une altitude maximum, et aires d'ennoyage toute partie du même faisceau dans lequel les axes se trouvent à leur minimum d'altitude (1900, p. 666-667). Les aires d'ennoyage peuvent être:

— vastes: ce sont alors des « bassins » tels le bassin de Paris qui comme tous ceux de l'Europe moyenne a valeur d'aire d'ennoyage des plis hercyniens;

— étroites: ce sont alors des « détroits », tel le détroit du Poitou situé sur l'ennoyage des plis hercyniens entre le Massif Armoricaïn et le Massif Central français.

Dans certaines aires d'ennoyage les sédiments ont pu s'accumuler sur de grandes épaisseurs « comme ils l'auraient fait dans un géosynclinal » (1900, p. 668); tel est le cas par exemple du « golfe des Causses », au S du Massif Central, pendant le Jurassique.

L'individualisation des aires de surélévation et d'ennoyage peut être contemporaine du plissement principal de la zone tectonique dont ces aires font partie; mais bien souvent elle lui est postérieure comme c'est le cas dans les exemples cités; à cette occasion E. Haug discute des différences entre orogénèse et épirogénèse pour conclure qu'elles ne sont pas très grandes.

Les « boucliers » (au sens de E. Suess) sont simplement des « aires de surélévation » principales, sur le pourtour desquelles se situent les zones de plissement (1900, p. 670); on ne peut manquer de rapprocher cette idée de l'opinion de Hall et Dana selon lequel les zones de plissement s'installent sur le... pourtour des continents. En somme, selon Haug, les géosynclinaux se placent entre les continents et dans le même temps sur le bord de ceux-ci. Cette remarque méritera d'être développée dans la suite.

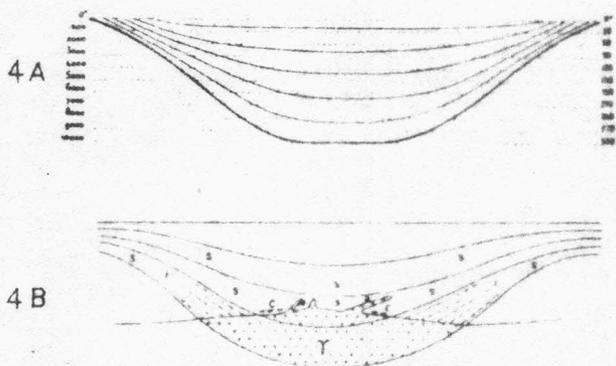


FIGURE 4

Deux coupes théoriques

illustrant la liaison métamorphisme-géosynclinal, d'après E. Haug (extrait de E. Haug, 1909, fig. 41 et 48).

4A: « Plongée des couches d'un géosynclinal dans des régions à température de plus en plus élevée ».

4B: « Coupe schématique expliquant la transformation du fond d'un géosynclinal constitué par des schistes (s) en granite (γ), avec imprégnation latérale (i), formation d'auroles de contact (c) et d'apophyses (a) à des profondeurs moindres ».

E. Haug indique que, en marge du bouclier et en deça de la ceinture géosynclinale proprement dite, se développe une « *dépression périphérique* », sorte de « géosynclinal peu profond » (1900, p. 670) dont le destin est de n'être pas ou peu plissé. L'exemple qu'il en donne est, au Secondaire et au Tertiaire, la dépression située en avant du géosynclinal alpin proprement dit et en bordure du bouclier baltique augmenté de la plate-forme russe. Dans cette zone subsidente épicontinentale on reconnaît clairement une partie des futurs « *para-géosynclinaux* » de H. Stille.

Enfin, cherchant une règle générale dans le jeu des transgressions et régressions, à l'échelle du globe, E. Haug (1900) tente de montrer qu'à une transgression sur les « *aires continentales* » correspond toujours une régression dans les « *géosynclinaux* »; bref que les périodes de transgression sur les continents sont celles pendant lesquelles les géosynclinaux se « *vident* ».

4. — CONCLUSIONS.

Des différences considérables apparaissent donc entre le concept de J. Hall et J. D. Dana d'une part et celui de E. Haug d'autre part :

— pour Hall et Dana, le géosynclinal est périphérique au continent et contient une série très épaisse mais peu profonde : ce n'est pas une fosse;

— pour Haug, le géosynclinal est situé entre deux continents et contient une série épaisse mais profonde : c'est une fosse.

Enfin pour la première fois E. Haug distinguait sous le nom d'« *aires d'ennoyage* » des zones subsidentes différentes des géosynclinaux.

Ainsi se résumait, au début de ce siècle, l'opposition entre deux conceptions, opposition dont on voit clairement la raison dans les différences les plus frappantes qui opposent la géologie de l'ancien monde à celle du nouveau : il est évident, par exemple, que les chaînes de montagnes bordent le continent américain tandis que les chaînes méditerranéennes sont non moins évidemment comprises entre le continent européen au N et le continent africain au S.

Dans la suite et jusqu'à nos jours le concept de géosynclinal connaîtra une fortune extraordinaire, mais dans deux voies parallèles d'un côté et de l'autre de l'Atlantique, voies héritées de Hall et Dana d'une part et E. Haug d'autre part.

— *Pour les auteurs américains* — et l'on peut s'en convaincre à la lecture des manuels actuels comme anciens — le géosynclinal est essentiellement un bassin dans lequel des sédiments néritiques se sont accumulés sur une grande épaisseur, ce qui implique un affaissement progressif et régulier du fond.

L'exemple de référence est toujours le géosynclinal appalachien.

La zone de la « *Coastal plain* » du Golfe du Mexique sera considérée comme un géosynclinal actuellement vivant qui vérifie par sa nature la conception américaine.

— *Pour les auteurs européens*, le géosynclinal est essentiellement une fosse sédimentaire profonde, allongée axialement, destinée à donner naissance à une chaîne de montagnes.

L'exemple de référence est toujours le géosynclinal alpin.

La région des Iles de la Sonde fournira l'exemple d'un géosynclinal actuellement vivant, dont la nature confirme la conception européenne.

Telles quelles, ces deux conceptions sont d'ailleurs assez imprécises, ne serait-ce par exemple que relativement à l'échelle des unités désignées sous le nom de géosynclinal :

— soit dans l'espace : on parle indifféremment de géosynclinal méditerranéen, alpin, piémontais et dauphinois, au Secondaire ou au Tertiaire;

— soit dans le temps : E. Haug lui-même ne parlait-il pas du « *géosynclinal sénonien du Dévoluy* » (1900, p. 629) pourtant superposé au géosynclinal dauphinois !

Et, de surcroît, l'inventaire géologique de la planète avançant à grands pas, les différences de détails se multiplieront d'un géosynclinal à l'autre.

Aussi certains auteurs ressentirent-ils le besoin de préciser la notion de géosynclinal, donc de tenter une classification des différentes unités paléographiques qu'elle pourrait englober.

II. LES ESSAIS DE CLASSIFICATION DES GEOSYNCLINAUX.

1. — SCHUCHERT (1923) renoncera en quelque sorte à concilier la notion européenne et la notion américaine de géosynclinal et distinguera :

— les « *mésogéosynclines* » de type *méditerranéen* situés entre deux continents et correspondant sensiblement à la définition de Haug; ce sont des géosynclinaux complexes, en général profonds (abyssal water), divisés par plusieurs géantoclinaux (le mot étant pris, ici, au sens de Haug et non de Dana) et d'une grande mobilité; beaucoup de leurs caractères sont ceux du domaine océanique et, à tel titre, non comparables aux géosynclinaux des autres groupes;

— les « *mono-, poly-, paragéosynclines* », correspondant sensiblement à la définition de Hall et Dana.

Ces derniers sont situés sur le bord externe des « *Nuclear Area* » (= Aires continentales) de Haug,

1900 = «Kratogen» de Kober, 1923) mais à l'intérieur de ceux-ci; en effet, du côté océanique, il faut concevoir des «borderlands» émergés susceptibles de fournir au géosynclinal voisin des dépôts détritiques: l'analyse de ceux-ci montre qu'ils ne viennent jamais du continent (Nuclear area) mais du borderlands en marge duquel ils sont les plus épais (fig. 5).

Les «monogéosynclines» sont simples; l'exemple en est le géosynclinal appalachien.

Les «polygéosynclines» sont complexes, divisés qu'ils sont par un ou plusieurs «géanti-clinaux»: ainsi, au Paléozoïque, dans l'W des U.S.A. existe un «cordilleran geosyncline» du type mono-; à partir du Trias moyen, à la suite de la surrection d'un «cordilleran intermontane geanticline» il se divise en un «Pacific geosyncline» (mono-) à l'W et un «Rocky mountain geosyncline» (mono-) à l'E; c'est alors un polygéosyncline.

Les «parageosynclines» constituent un type assez mal défini; situés en marge d'un continent («marginal geosyncline») ils forment une catégorie spéciale dans laquelle Schuchert place les «arcs insulaires» de l'Asie orientale.

Ce faisant Schuchert ne précise pas spécialement les caractères des géosynclinaux: l'épaisseur de la série sédimentaire est un caractère implicitement admis; rien n'est dit des faciès qui peuvent être abyssaux (mesogeosyncline); le plissement ultérieur des zones géosynclinales est sous-entendu; il n'est question ni du métamorphisme, ni du volcanisme.

Ainsi l'auteur finit-il par proposer d'user du terme «géosynclinal» dans son sens générique, «ainsi que le fit Dana» (?) pour désigner «the greater long continued down-flexured parts of the lithosphere» (1923, p. 195). Cette définition, fort large ainsi qu'on le voit, exclut nettement, dit l'auteur, les rifts et les grabens (qui sont bordés par des failles et dont les exemples qu'il donne sont le Rift Valley de l'Afrique orientale et le «great Basin» de l'W des U.S.A.).

D'autre part Schuchert utilise «géanti-clinal» dans trois sens différents:

— au sens de Dana; ses borderlands sont en effet des géanti-clinaux;

— au sens de Haug; il s'agit alors des géanti-clinaux qui naissent au milieu d'un géosynclinal qu'ils divisent; exemple: le «Cordilleran intermontane geanticline»;

— au sens d'«aire de surélévation» de Haug; il s'agit alors de géanti-clinaux bas et étroits dans l'intérieur des continents, tel le «Cincinnati geanticline» qui sépare le géosynclinal appalachien du bassin du Michigan.

2. — H. STILLE devait consacrer aux géosynclinaux de nombreuses publications échelonnées sur

une trentaine d'années; dans les premières (1913, 1924) il s'attache à préciser la notion de géosynclinal; dans les autres (1936, 1941), il tente plus particulièrement de les classer.

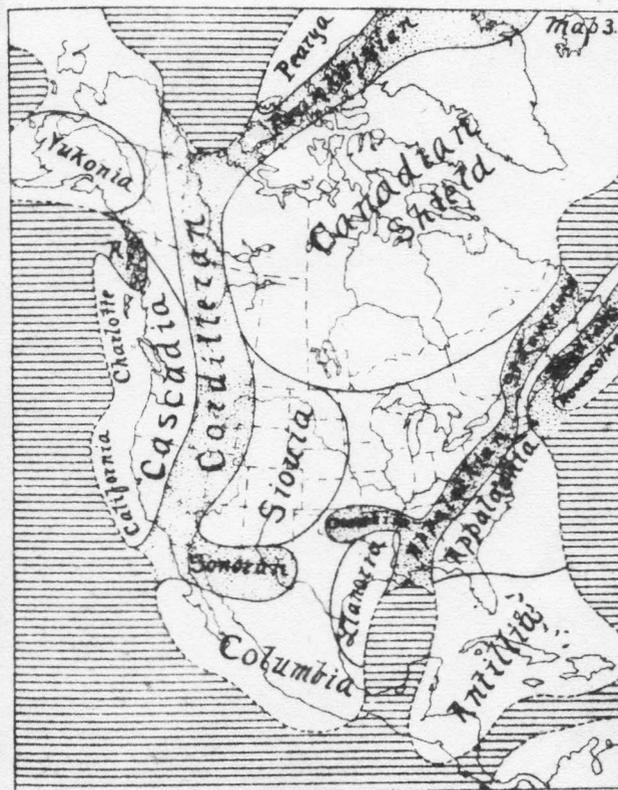


FIGURE 5
Borderlands, géosynclinaux, embayments en Amérique du Nord au Paléozoïque, d'après Schuchert (extrait de Schuchert, 1923, figure 3).

Les géosynclinaux et embayments sont en pointillé, les borderlands et l'aire neutre (la grande région centrale entre les géosynclinaux) sont en blanc.

H. Stille reprend chacun des caractères qui furent attribués aux séries géosynclinales:

a) *l'épaisseur des sédiments.*

C'était jusqu'alors un caractère incontesté tant par les uns que par les autres.

H. Stille (1913, p. 3-4) montre que l'enfoncement subsident n'est pas la seule cause de l'épaisseur des séries et qu'il faut surtout concevoir, au voisinage de la zone d'accumulation (Ablagerungsräumen) une zone de dénudation (Denudationräumen) fournissant le matériel sédimentaire (fig. 6); et qu'à la permanence de l'enfoncement de la première il faut opposer la permanence de

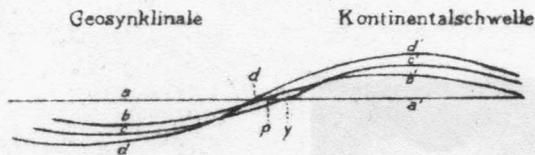


FIGURE 6

Liaison zone de sédimentation-zone de dénudation
d'après H. Stille (1913)

On remarquera la liaison établie entre l'affaissement de l'une et le soulèvement de l'autre.

soulèvement de la seconde, précisant ainsi une notion présente déjà chez Dana et Schuchert.

b) les faciès des sédiments.

Il en résulte que le problème de la profondeur des géosynclinaux (le problème Flachsee-Tiefsee), donc du faciès des sédiments, tient, ainsi que Haug l'avait souligné, dans le rapport subsidence-sédimentation; or celui-ci dépend du relief environnant le géosynclinal et du fait que ce relief est ou n'est pas entretenu par un soulèvement permanent (Säkulär Hebung angrenzenden Gebiete (1913, p. 7). De sorte que l'épaisseur des sédiments comme leurs faciès sont affaire d'environnement.

Il n'en demeure pas moins que le géosynclinal est une zone de subsidence permanente (Säkulär senkenden Raum, 1936, p. 78), une fosse de subsidence (Senkungswann, Senkungstrog, 1924, p. 8).

Les géanticlinaux ont le sens exactement inverse (c'est celui de Dana et non celui de Haug) de zone de soulèvement permanent (« Säkulär aufsteigenden Raum »).

c) le problème du plissement.

H. Stille reconnaît que, d'une manière générale, les zones géosynclinales sont plissées et même (1913) qu'elles le sont proportionnellement à l'épaisseur de la série sédimentaire, tout au moins dans le bassin, le géosynclinal « bas allemand » (Niederdeutsch Becken).

De surcroît, lorsque les zones géosynclinales sont tectonisées, les plis en sont déversés vers le continent (Dauerland, 1913 = Kratogen, 1936) qui joue le rôle d'avant-pays ainsi d'ailleurs qu'on le reconnaissait classiquement depuis E. Suess (1883) (avant-pays = Vorland de Suess).

Mais rapidement H. Stille devait considérer que certains géosynclinaux pouvaient ne pas avoir été le siège d'une orogénèse, ou du moins pas encore (1924, p. 8); bien qu'il n'insiste guère c'est tout de même abandonner, ne serait-ce qu'incidemment, ce qui fut le credo fondamental de Hall, Dana, Haug, à savoir la liaison géosynclinal-orogénèse. De la sorte le concept de géosynclinal va beaucoup

s'étendre et englober toutes les zones de subsidence continue (Säkulär senkenden Raum) ainsi d'ailleurs que l'avait sensiblement admis Schuchert (« long continued down-flexured parts of the lithosphere »).

Pour bien marquer ce fait, H. Stille appelle « Muttergeosynklinalen » (1936, p. 84) ceux d'entre eux qui donnent naissance aux chaînes de montagnes.

Puis il classe ceux-ci d'après le style tectonique de l'édifice qui en résulte; ce lui est l'occasion de distinguer deux types de structures (1936, p. 82-83).

« alpinotyp », correspondant aux montagnes constituées de nappes (Deckengebirge) ou plis très serrés (Faltengebirge),

« germanotyp », correspondant aux montagnes formées de blocs faillés (« Blockgebirge ») ou de plis faillés (« Bruchfaltengebirge »).

Ainsi distingue-t-il des (1936, p. 85) :

— orthogéosynclinaux, siège d'une orogénèse alpinotype (« Muttergeosynklinalen der grossen alpidische System ») et qui correspondent aux « aires géosynclinales » au sens de Haug; l'exemple en est évidemment le géosynclinal alpin;

— paragéosynclinaux, siège d'une orogénèse germanotype (« die germanotypen Parageosynklinalen ») qui sont situés à l'intérieur des « aires continentales » de Haug que Stille baptise « Kratogen » (1936, p. 84) d'après le terme « Kratogen » de Kober (1923); l'exemple en sont les bassins mésozoïques et cénozoïques de l'Europe moyenne, qui correspondent *pro parte* à la « dépression périphérique » au Bouclier baltique de E. Haug (v. p. 142).

Les orthogéosynclinaux sont clairement les géosynclinaux au sens où, *mutatis mutandis*, tant Hall que Dana puis surtout Haug les comprenaient; ce sont comme leur nom l'indique les « vrais géosynclinaux » (« echte », 1940, p. 5) ou encore de premier ordre (1ste Ordnung; *ibid.*).

Les paragéosynclinaux constituent une catégorie nouvelle qui correspond pour l'essentiel aux « aires d'ennoyage » de Haug dont, dès 1924, Stille faisait des géosynclinaux; or il prenait soin d'indiquer que le bassin de Paris était une « Aire d'ennoyage » (1924, p. 10) donc un paragéosynclinal. Cet exemple fera comprendre jusqu'où se trouve étendu le concept de géosynclinal par la création de ces paragéosynclinaux dont Stille indique qu'ils ne sont que de « second ordre » (2nd Ordnung; 1940, p. 5) ou même « pas vrais » (« unechte »; *ibid.*).

En outre H. Stille (1924) discute la notion de la « tectonique embryonnaire » discrètement évoquée par Haug (1900) et mise à la mode par Argand (1920).

Pour lui la période d'« évolution » (1913) géosynclinale se place pendant les « temps anorogènes », et relève de ce fait de l'« épirogénèse »⁸ ou si l'on préfère d'un phénomène d'« Undation » (1924, p. 20-25) qui se situe à deux niveaux : « Generalundation » d'où résulte le géosynclinal, « Spezialundation » qui forme un seuil (« Schwelle ») médian, c'est-à-dire une ride (géantoclinal au sens de Haug) qui divise le géosynclinal. Rien dans tout ceci n'annonce les structures mises en place pendant la période de « Révolution » (1913) qui relèvent de l'« orogénèse »⁸ ou si l'on préfère d'un phénomène d'« Undulation » (1924, p. 20-24).

d) le problème de l'évolution magmatique et du métamorphisme.

Traitée en détail par H. Stille, cette question lui permettra de pousser plus avant la classification des géosynclinaux.

Les géosynclinaux sont le siège d'un « volcanisme initial » pendant les « temps anorogènes » (= période d'évolution géosynclinale), marqué par de vastes éruptions sous-marines de magma simique donnant naissance aux ophiolites (Ophiolit) ou Roches Vertes (Grünen Gestein, Pietri verdi).

Ce volcanisme initial se manifeste seulement dans le sillon le plus interne du système géosynclinal (Internides), lequel se trouve le plus éloigné du craton (= aires continentales); il n'y a pas d'Ophiolites dans le sillon le plus externe (Externides) qui se trouve le plus proche du craton.

8. H. Stille est ainsi amené à préciser la notion d'épirogénèse due à Gilbert (1891) par rapport au concept d'orogénèse. Ainsi indique-t-il (1924, p. 11) que

— l'orogénèse dérange la succession des couches et se manifeste épisodiquement;

— l'épirogénèse laisse intactes les structures et se manifeste sur de longues périodes (säkulär) et sur de grands espaces.

L'épirogénèse crée des géantoclinaux et géosynclinaux (Schwellen und Becken) ou encore des « aires de surélévation » et des « aires d'ennoyage » au sens de Haug (« Querschwellen » und « Querbecken ») tandis que l'orogénèse crée des structures plus serrées, des anticlinaux et des synclinaux (Sättel und Mulden).

L'épirogénèse n'est cantonné ni dans l'espace ni dans le temps; elle se manifeste aussi bien dans le domaine des « aires continentales » que celui des géosynclinaux; elle préside au développement du géosynclinal comme au soulèvement de la chaîne qui en résulte; on ne saurait la limiter aux seuls mouvements actuels comme beaucoup d'auteurs le font.

L'orogénèse au contraire est limitée dans l'espace et le temps; elle se manifeste au cours de « phases » orogéniques très courtes comparées à la durée des temps anorogènes qui les séparent. H. Stille consacre l'essentiel de son ouvrage de 1924 à l'inventaire de ces phases dont on connaît l'ultérieure grande célébrité.

GILBERT (1891) : Lake Bonneville. *Mon. U.R. Geol. Survey*, Vol. 1.

Cette opposition constante permet de distinguer (1940, p. 15) des

— « eugéosynclinaux », siège des émissions ophiolitiques;

— « miogéosynclinaux » qui en sont dépourvus.

De plus, partant du « craton » on rencontre successivement le miogéosynclinal (Externides), puis l'eugéosynclinal (Internides).

La suite de l'évolution magmatique ne permettra pas d'aller plus loin dans la voie de la classification; néanmoins, à titre documentaire au moins, il convient de rapporter les opinions de H. Stille à son endroit. *Wops*

Un plutonisme sialique « synorogénique » accompagne l'orogénèse (1940, p. 17), successivement :

— « hochorogen », pendant la phase orogénique principale : granites « concordants » et métamorphisme général (Ectinites et Migmatites),

— « spätorogen », plus tardif : granites « discordants » et métamorphisme de contact.

Ces différents processus amènent la « cratonisation » de la zone géosynclinale considérée.

Un vulcanisme sialique « subséquent » suit l'orogénèse (1940, p. 18); de type « andésitique » (Andésite, Dacite, Tonalite, etc...), il se manifeste en deux périodes séparées par un épisode de plutonisme « intercédent » (granites).

Tout ce magmatisme sialique, plutonisme synorogénique et vulcanisme subséquent, se manifeste également dans les Internides qui seront qualifiées de « pliomagmatiques » (1940, p. 20) à l'exclusion des Externides qui seront dites « miomagmatiques ».

Un vulcanisme simique, « final » se manifeste par de vastes épanchements basaltiques pendant la période qui succède à l'orogénèse, alors que la zone géosynclinale est déjà définitivement cratonisée.

c) Le problème de la position des géosynclinaux.

Les orthogéosynclinaux sont intercratoniques.

On sait que H. Stille (1936, p. 84) appelle « Kraton » les parties consolidées et stables de l'écorce terrestre, ceci d'après le terme de « Kratogen » proposé par L. Kober (1923, que cet auteur opposait à « Orogen » qui désignait les zones non consolidées et mobiles, par exemple les géosynclinaux); le mot avait alors le sens d'« aires continentales » selon E. Haug, les boucliers (« Schild » de E. Suess) étant les cratons les plus anciens.

Ensuite H. Stille (1940, p. 7) devait distinguer :

Hochkraton, sialique, correspondant aux aires continentales;

Tiefkraton, simique, correspondant aux aires océaniques.

Aussi le géosynclinal peut-il se trouver :

— entre deux « Hochkraton » : c'est la position intercontinentale de E. Haug (où celle des mégosynclines de Schuchert) ;

— entre un « Hoch » et un « Tiefkraton » : c'est la position en marge des continents (nebenkontinental) de Dana.

De cette position résulte, par cratonisations successives, l'accroissement des aires continentales entrevu par Dana (1873) et bien mis en évidence par E. Suess (1883), M. Bertrand (1887) et E. Haug (1900) : H. Stille distinguera en Europe :

- l'Ur-Europa (bouclier baltique)
- la Paleo-Europa (chaîne calédonienne)
- la Meso-Europa (chaîne hercynienne)
- la Neo-Europa (chaîne alpine).



FIGURE 7

Cratonisation (consolidation) successive en Amérique, d'après H. Stille (extrait de H. Stille, 1941, fig. 2).

La légende de cette figure est dans le texte.

De même en Amérique il distinguera (1940, p. 25) (fig. 7) :

- l'Uramerika, antécambrienne
- la Palamerika, calédonienne
- la Mesoamerika, varisque
- la Neoamerika, alpine.

Les paragéosynclinaux sont intracratoniques.

Par conséquent, les deux grandes divisions de la croûte terrestre sont (1940, p. 7) les orthogéosynclinaux d'une part et les cratons d'autre part, opposition qui montre bien combien l'importance des paragéosynclinaux n'est que subsidiaire.

Bref, la classification proposée par H. Stille peut se résumer comme suit, ainsi que M. Kay (1947, p. 1642, note 3) le rapporte :

- orthogéosynklinalen (alpinotyp geosynklinalen).
- eugeosynklinalen (pliomagmatische Mutterzonen der Interniden).
- miogeosynklinalen (miomagmatische Mutterzonen der Externiden)
- parageosynklinalen (germanotyp geosynklinalen, auf schon konsolidierten Untergrunde).

Il est bon de rappeler une nouvelle fois que, dans l'esprit de H. Stille, les Paragéosynclinaux ne sont qu'un groupe de second ordre et qu'au fond ce ne sont pas de « vrais » géosynclinaux (« unechte »; 1940, p. 5) ; tandis que les « Orthogéosynclinaux », vrais géosynclinaux (« echte »; 1940, p. 5), correspondent à la notion qu'en avaient jusqu'alors tous les auteurs, et surtout E. Haug.

3. — MARSHALL KAY devait reprendre la terminologie de H. Stille sans la modifier fondamentalement, encore qu'il ait subdivisé en groupes distincts les paragéosynclinaux.

Un bref résumé du travail de M. Kay sur la partie septentrionale des Alleghany (1942) illustrera, tant sa conception que celle de H. Stille.

A. Développement de la partie septentrionale des Alleghany.

Cette région correspond sensiblement aux deux états de New-York à l'W et du Vermont à l'E ; elle a été rapidement décrite au paragraphe consacré aux idées de J. Hall et représentée dans la carte de la figure 1.

On rencontre successivement d'W en E (fig. 1 et 8) :

- le vaste bassin de Michigan, entre lac Michigan et lac Hudson, rempli de terrains sédimentaires jusqu'au Carbonifère inclus ;
- le dôme de Cincinnati, où du moins son prolongement septentrional, car celui-ci, dans l'axe duquel affleure l'Ordovicien, se trouve plus au S ;
- le synclinorium des Alleghany, faiblement plissé, rempli de terrains sédimentaires allant jusqu'au Dévonien ;
- le dôme des Adirondacks où affleurent les terrains cristallins antécambriens, haché de failles à regard E ;

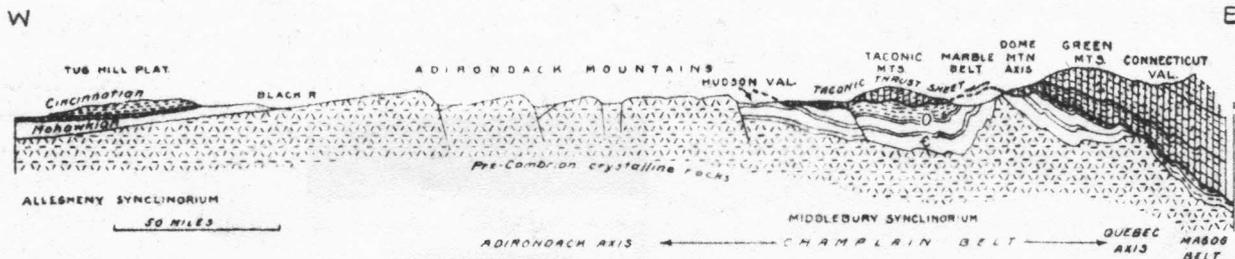


FIGURE 8
 Profil tectonique du dôme des Adirondacks et du système taconique, restitué au début du Silurien, d'après M. Kay (extrait de M. Kay, 1942).

E : Cambrien; O : Ordovicien.

Terrains sédimentaires : les faciès carbonatés sont en blanc; les faciès terrigènes en tireté parallèle à la stratification. Le métamorphisme de ces couches (fosse de Magog seulement) est indiqué par des hachures verticales superposées aux figurés précédents.

On remarquera que les faciès terrigènes sont de plus en plus tardifs d'E en W.

Les terrains métamorphisés de la fosse de Magog (eugéosynclinal) sont charriés sur la fosse de Champlain (miogéosynclinal) par-dessus l'axe de Québec.

La fosse des Alleghanys (deltagéosynclinal = exogéosynclinal = avant-fosse) est épargnée par cette tectonique; les apports terrigènes n'y arrivent qu'à la fin de l'Ordovicien (Cincinnatian) et continueront de s'y déposer sur de grandes épaisseurs pendant le Silurien et le Dévonien; ils proviendront alors de la destruction de la chaîne taconique.

— le synclorium de Middlebury rempli de terrains sédimentaires cambriens et ordoviciens sur lesquels sont charriés, « flottent », les monts Taconic;

— les « Green Mountains » qui chevauchent vers l'W le synclorium de Middlebury (« Taconic thrust »).

Taconic Mountains et Green Mountains appartiennent à la même unité et sont constitués de terrains métamorphiques comprenant notamment le Cambrien et l'Ordovicien.

Plus au S, à la suite de l'inflexion axiale des Adirondacks, n'existe plus que le vaste synclorium des Appalaches formé par la réunion du synclorium des Alleghanys et du synclorium de Middlebury; la partie orientale des Appalaches est charriée sur la partie occidentale (« Saltville-Helena thrust »).

Jusqu'à l'Ordovicien supérieur⁹ inclus, les faciès se répartissent suivant un cadre paléogéographique défini d'E en W par (fig. 8, 9, 11) :

— la fosse de Magog (qui n'est pas représentée sur la figure 9) ;

— l'axe de Québec;

— la fosse de Champlain;

puis, plus à l'W, individualisés plus tard, au cours de l'Ordovicien (entre Chazyan et Mohawkian),

— l'axe des Adirondacks;

— la fosse de Rideau.

Ce cadre paléogéographique est celui du « cycle taconique ».

Jusqu'au Trenton moyen (Shoreham inclus), la sédimentation est terrigène dans la fosse de Magog, calcaire dans la fosse de Champlain.

Au Trenton moyen (fig. 9A), (entre Shoreham et Denmark) un premier soulèvement se produit au dépens de la fosse de Magog (Vermontian disturbance) et les faciès terrigènes (Canajoharie, Utica) envahissent la fosse de Champlain qui amorce une période de forte subsidence, tandis que la sédimentation demeure calcaire tant sur le dôme des Adirondacks que plus à l'W (fosse de Rideau; Denmark et Cobourg inférieur).

Au Cobourg supérieur, à la suite du remplissage de la fosse de Champlain, les faciès terrigènes gagnent vers l'W dans la fosse de Rideau.

Pendant le reste de l'Ordovicien (Cincinnatian) les faciès demeurent terrigènes partout; les figures 9B et C ne sont

pas la suite exacte de la figure 9A mais se placent plus au S, là où le dôme des Adirondacks n'existe plus nettement, de sorte que fosse de Champlain et fosse de Rideau ne forment plus qu'une seule unité.

Une seconde surrection de détail se produit entre Maysville et Richmond dans la zone de Magog et la partie orientale de la zone de Champlain (Oswegan disturbance) amenant la discordance de la formation de Juniata sur celle de Bald Eagle.

Surtout, entre Ordovicien et Silurien se place une grande phase orogénique taconique (Taconic revolution) au cours

9. Echelle stratigraphique utilisée par M. KAY :

Pennsylvanien				
Mississipien				
Devonien	supérieur	moyen		
	inférieur		{ Ulsterian { Oriskanian { Helderbergian	
Silurien	Cayugan			
	Niagaran		{ Lockport { Clinton { Alexandrian	
Ordovicien	Cincinnatian		{ Richmond { Maysville { Eden	
			{ Cobourg { Denmark { Shoreham { Hull { Rockland	
	Mohawkian		{ Trenton { Black River	{ Chaumont { Lowville { Pamela
	Chazyan			
	Canadian			
Cambrien supérieur	St Croixian			

de laquelle les terrains de la fosse de Magog, métamorphisés, sont charriés sur ceux de la fosse de Champlain (charriage des Green Mountains et des Taconic Mountains; fig. 8).

Le Silurien marque à la fois la fin du cycle précédent dans la région considérée et le début du cycle suivant (hercynien) dans les régions plus méridionales: les dépôts terrigènes continuent de s'accumuler dans la zone des Alleghans (sensiblement la suite dans le temps et dans l'espace de la fosse de Rideau); mais dès le Niagaran moyen (Clinton), le dôme de Cincinnati s'individualise, marqué à partir de ce moment par une sédimentation calcaire tandis que les faciès demeurent terrigènes dans la zone des Alleghans où ils prennent un faciès rouge salifère annonciateur d'une émergence (Bloomsburg); à l'W du dôme de Cincinnati, les faciès demeurent calcaires dans le bassin de Michigan où ils s'accumulent sur de grandes épaisseurs.

L'histoire du Dévonien et du Carbonifère, à la suite de l'émergence de ces régions septentrionales, a pour cadre, plus au S, d'E en W :

le géosynclinal « virginien » prolongement méridional de la zone des Alleghans (fig. 10);

le dôme de Cincinnati;

le bassin de Michigan.

Les faciès sont en général terrigènes dans le géosynclinal virginien; au Carbonifère s'y déposent d'épaisses couches de charbon. Les faciès demeurent essentiellement calcaires quoiqu'épais dans le bassin de Michigan.

Vers la fin du Paléozoïque se situe la phase tectonique appalachienne (*Appalachian revolution*): au S des Alleghans les terrains de la fosse de Champlain sont charriés vers l'W (Saltville-Helena thrust); vers le N les chevauchements s'enracinent.

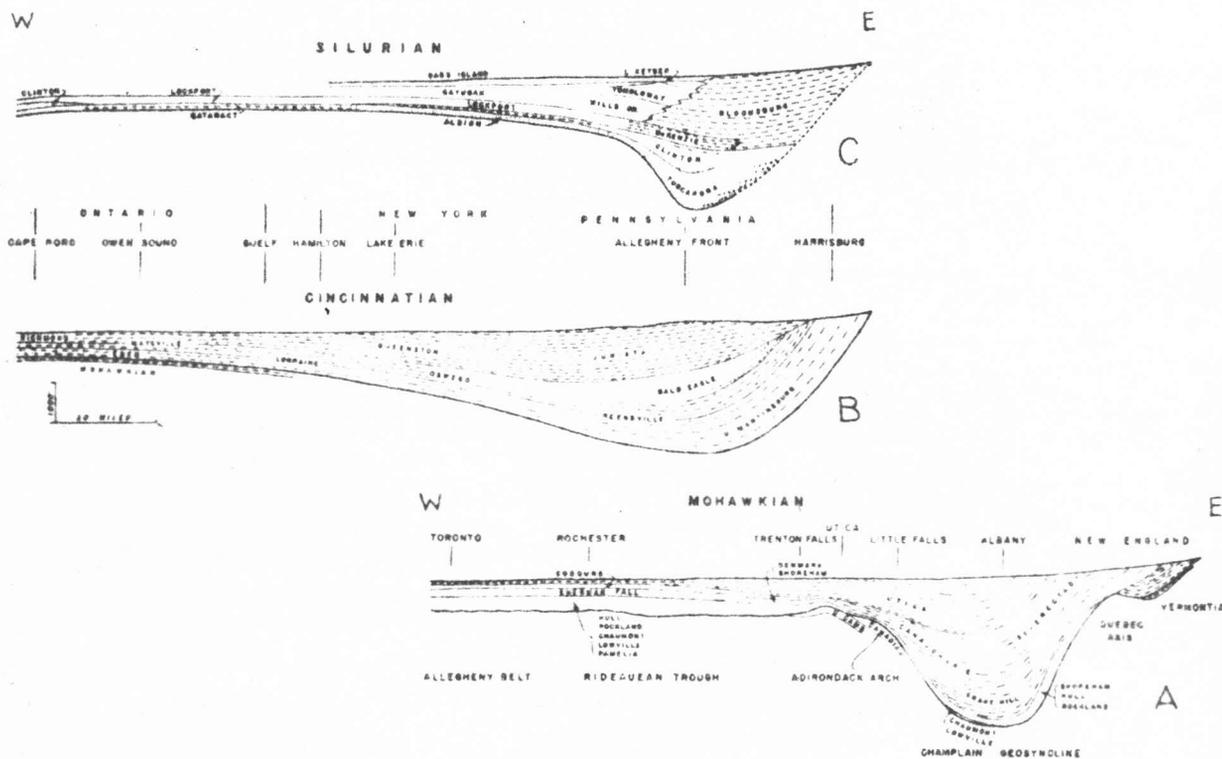


FIGURE 9

Profils paléogéographiques dans la partie nord des Alleghans à l'Ordovicien supérieur (A et B) et au Silurien (C), d'après M. Kay (extrait de M. Kay, 1942)

Les faciès carbonatés sont représentés en blanc.

Les faciès terrigènes sont représentés par des pointillés (grès) ou des tirets (marnes, schistes).

2 A : La figure prend place après la phase vermontienne (*vermontian disturbance*), de sorte que la fosse de Magog (*eugéosynclinal*) n'est pas représentée. Les faciès sont terrigènes dans la fosse de Champlain (*miogéosynclinal*); ils le deviendront beaucoup plus tard (Cobourg) dans la fosse de Rideau.

2 B C : Les figures représentent des sections de la fosse des Alleghans (qui prend, dans l'espace et le temps, la suite de la fosse de Rideau), dans des régions plus méridionales.

2 B : Avec la surrection progressive de la chaîne taconique (à l'E), les faciès terrigènes s'accumulent à l'avant, dans la fosse des Alleghans (*deltagéosynclinal* = *exogéosynclinal* = avant-fosse).

2 C : La chaîne taconique est complètement soulevée (à l'E); ses produits de destruction continuent de s'accumuler dans la fosse des Alleghans. Mais rapidement (Clinton), le dôme de Cincinnati s'individualise: les faciès carbonatés s'y installent, tandis que les faciès terrigènes se continuent dans la fosse des Alleghans aux dimensions plus réduites. A l'W du dôme de Cincinnati se sépare le bassin de Michigan (*autogéosynclinal*), où la sédimentation demeurera carbonatée.

Cette brève analyse permettra de comprendre la conception de M. Kay qui considère

— la fosse de Magog comme *eugéosynclinale*; on y connaît en effet des ophiolites au SE de Québec et à Terre Neuve : elle est pliomagnétique;

— la fosse de Champlain comme *miogéosynclinale* (miomagnétique);

La succession des deux fosses est conforme à ce que H. Stille avait énoncé : l'eugéosynclinal est du côté océanique, le miogéosynclinal est du côté continental (craton).

Les deux autres zones subsidentes (d'E en W : Alleghanys puis Michigan) sont intracratoniques;

ce sont donc des *paragéosynclinaux* au sens de H. Stille :

— la zone des Alleghanys est située sur le bord du craton et reçoit son matériel sédimentaire de l'érosion des montagnes nées sur l'emplacement des zones orthogéosynclinales (cf. *supra*, fosse de Magog et fosse de Champlain); pour ce type de fosse, il propose le nom de « *deltageosyncline* » (1942, p. 1843), puis plus tard d'« *exogeosyncline* » (1947, p. 1292) qui lui paraît plus conforme, dans la mesure où la source de matériaux détritiques est à l'extérieur du craton.

On reconnaît assez bien dans cet exogeosyncline la notion d'avant-fosse molasique, rejetée vers

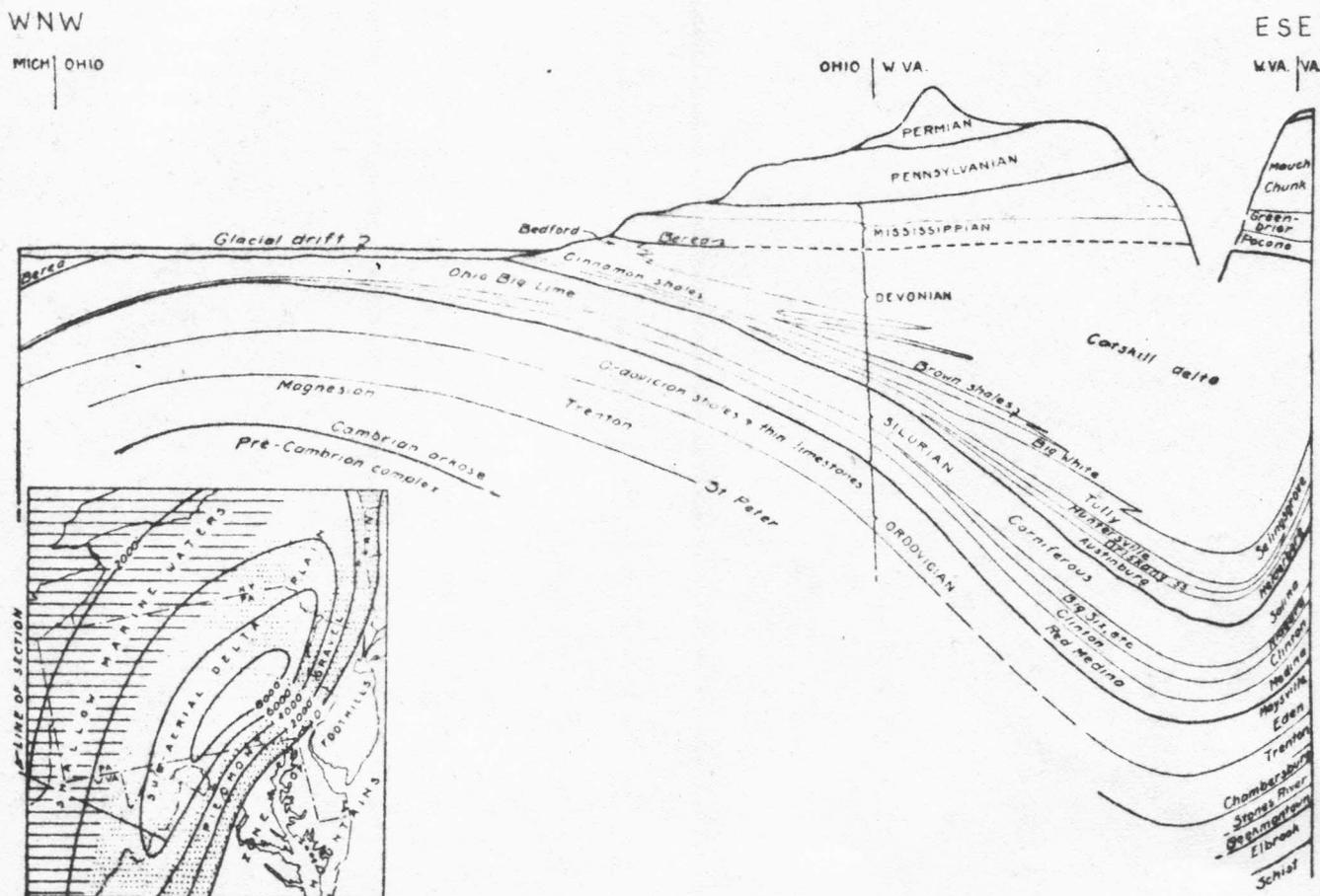


FIGURE 10

Coupe restituée des terrains paléozoïques de la fosse des Alleghanys et du dôme de Cincinnati, d'après Tafferty (extrait de Tafferty, 1941, repris de Eardley, 1951, fig. 35).

La carte située à gauche est extraite de Schuchert (1924, Historical Geology); elle situe le Catskill delta. La coupe montre le grand épaissement des étages silurien et surtout dévonien dans l'axe de la fosse des Alleghanys; les terrains sont post-tectoniques et résultent pour l'essentiel de la destruction de la chaîne taconique; ils sont en effet terrigènes et subaériens (Catskill delta).

La fosse des Alleghanys est bien une avant-fosse (deltageosynclinal = exogeosynclinal dans la terminologie de M. Kay).

l'extérieur d'une chaîne après la formation de celle-ci (donc vers le continent); M. Kay indique d'ailleurs que, si les dépôts terrigènes de la fosse de Champlain s'apparentent au « flysch » (« anté-tectonique ») ceux de la fosse des Alleghanys s'apparentent à la Molasse (« post-tectonique »); il convient de remarquer que cette opposition n'est pas aussi nette puisque la sédimentation dans la fosse des Alleghanys commence avant (Ordovicien supérieur) que l'orogénèse principale ait affecté les zones orientales. Mais on sait combien la distinction précise Flysch-Molasse est délicate, quel que soit par ailleurs le critère choisi (voir notamment Tercier J., 1947).

— le bassin de Michigau, isolé dans le craton, sans soulèvement compensateur au voisinage, est baptisé « *autogéosynclinal* », pour la raison que sa subsidence paraît autonome, sans liaison avec une surrection orthogéosynclinale; les sédiments y sont d'ailleurs peu terrigènes.

On reconnaît dans cet « autogéosyncline », sans aucune difficulté la classique notion de « bassin » ou encore d'« aire d'envoyage » (E. Haug).

B. Classification proposée par M. Kay.

Mais M. Kay ne s'arrêtera pas là : il divisera encore les paragéosynclinaux en de nombreuses catégories (1945-1947) mais malheureusement sans donner une analyse aussi précise qu'il l'avait fait pour les types précédents.

Voici, en résumé, la classification de M. Kay (1945 et surtout 1947) :

1. *Orthogéosynclinaux*, situés entre des cratons, que ce soit des hauts cratons continentaux ou des bas cratons océaniques (= Stille, 1936) et subdivisés en :

— *Miogéosynclinaux* situés près du craton et sans volcanisme (= H. Stille, 1940),

— *Eugéosynclinaux* situés loin du craton et siège d'épanchements volcaniques ophiolitiques (= H. Stille, 1940).

Il n'y a pas de différence avec la conception de H. Stille relativement aux orthogéosynclinaux.

M. Kay (1947) insiste sur le fait qu'au Paléozoïque il y a deux systèmes orthogéosynclinaux de part et d'autre du continent américain (fig. 11) :

— à l'E le couple fosse de Magog (eu-) - fosse de Champlain (miogéosynclinale) que nous venons de voir; le couple correspond à la fosse du St-Laurent (St-Laurence Trough) de Schuchert (1923) dont cet auteur avait montré qu'elle était divisée en deux par un géanticlinal.

— à l'W le couple fosse de Fraser (eu-) - fosse de Millard (miogéosynclinale) qu'il définit à cette occasion; ce couple correspond au « Cordilleran geosyncline » de Schuchert, dont la figure 12, extraite de Eardley (1951)¹⁰, montre qu'il est en effet constitué de deux fosses, l'une volcanique (Alexander = Fraser), l'autre non.

Il faut bien dire que ce couple eu-miogéosynclinal se retrouverait aisément dans le domaine méditerranéen qui nous est proche et familier,

— dans les Alpes occidentales franco-italiennes, le sillon piémontais est eugéosynclinal (ophiolites), le sillon dauphinois miogéosynclinal;

— dans les Dinarides, le sillon du Pinde est eu-(ophiolite), le sillon ionien miogéosynclinal;

— dans les Italides¹¹ ou si l'on préfère, l'Appennin, la fosse de Marche et d'Ombrie (et de Toscane ?) serait mio-, la zone étruscoligure eugéosynclinale (ophiolites).
etc.

2. *Paragéosynclinaux*, situés dans le craton (= H. Stille, 1936) et subdivisés en

— *exogéosynclinaux* = *deltagéosynclinaux* situés sur le bord du craton, et recevant leurs sédiments terrigènes de montagnes développées aux dépens d'une zone orthogéosynclinale; exemple : la zone des Alleghanys à l'Ordovicien et au Dévonien (cf. *supra*);



FIGURE 11

Carte paléogéographique de l'Amérique du Nord au Paléozoïque, d'après M. Kay (extraite de M. Kay, 1947, fig. 1).

Elle montre les deux ceintures orthogéosynclinales symétriques, en bordure de l'hedrocraton (craton permanent) médian.

10. EARDLEY, A. J. (1951) : Structural geology of North America, Harper éd., New York.

11. Les noms de zone d'après FABIANI et SEGRE (1951) : Schema strutturale delle regione italiana, *Contr. di. Soc. Geol.*, 3, p. 1.

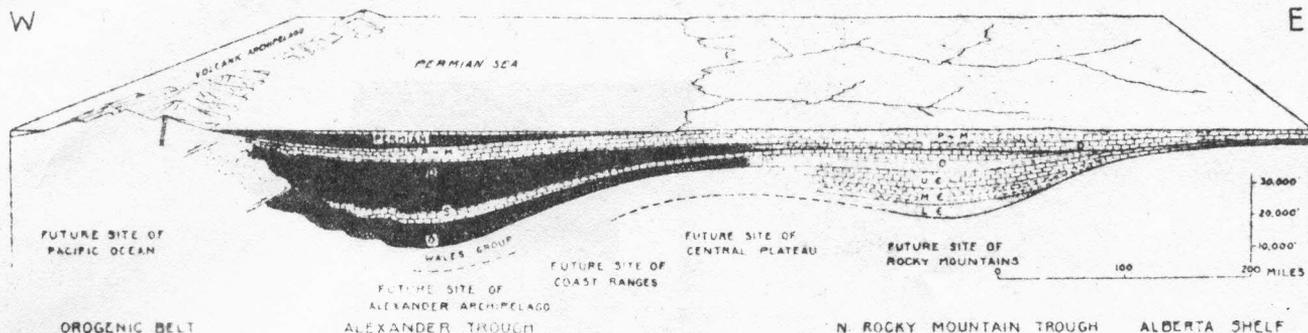


FIGURE 12

Profil paléogéographique du géosynclinal cordillerain à la fin du Permien, en Colombie britannique et Alaska du SE, d'après Eardley (extrait de Eardley, 1951, fig. 21).

LE, ME, UE : Cambrien inférieur, moyen, supérieur; O : Ordovicien; S : Silurien; D : Dévonien; P + M : Pennsylvanien + Mississipien.

Les figurés sont conventionnels, sauf les figurés noirs; dans ces derniers, les triangles blancs représentent des dépôts volcaniques, les ronds blancs représentent des graywackes (= Flysch); les uns et les autres manquent dans la fosse des Rocky Mountains.

Cette coupe montre un couple eugéosynclinal-miogéosynclinal (voir plus loin p. 182 et fig. 25. On remarquera quelques-uns des caractères de celui-ci :

- la fosse des Rocky Mountains, située en bordure immédiate du continent (position « externe »), manque de terrains volcaniques (miomagmatiques), est pauvre en dépôts terrigènes; elle est miogéosynclinale;
- la fosse Alexander, la plus éloignée du continent (position interne), est riche en terrains volcaniques (pliomagmatiques) et dépôts terrigènes (graywackes = Flysch); elle est eugéosynclinale.

— *Autogéosynclinaux* situés largement dans l'intérieur du craton, et résultant d'un mouvement subsident autonome sans liaison avec les zones orthogéosynclinales; la sédimentation y est peu terrigène et surtout carbonatée; exemple : Bassin du Michigan (cf. supra);

— *Zeugogéosynclinaux*, situés dans le craton et recevant leurs sédiments terrigènes de montagnes intracratoniques; exemple : NW du Colorado au Paléozoïque récent.

Ces types nous sont également familiers :

— *exogéosynclinal* correspond à la notion d'avant-fosse molassique, telle celle qui court au front externe des Alpes ou des Carpathes (cf. supra); les bassins houillers paralléliques, comme ceux du N de l'Europe, correspondent à cette même catégorie d'unités paléogéographiques;

— *autogéosynclinal* correspond à la notion de bassin, tels les bassins de l'Europe moyenne, au Mésozoïque et au Cénozoïque (que H. STILLE prenait comme type de ses paragéosynclinaux et dont E. Haug faisait des aires d'ennoyage) tel par exemple le bassin de Paris (cf. supra);

— *zeugogéosynclinal* correspond clairement à ces fosses intracratoniques dont on a fait facilement des géosynclinaux donnant naissance à des chaînes du type alpin jusqu'au moment où l'on a su y reconnaître des plis de fond au sens d'Argand; par exemple les « fosses » « nord-pyrénéennes » au N de la zone axiale des Pyrénées, « sud-pyrénéennes » au S, sont typiquement des « zeugogéosynclinaux ».

3. Géosynclinaux d'un cycle tardif, qui ne rentrent exactement ni dans l'une ni dans l'autre des catégories précédentes; ce sont les

— *épieugéosynclinaux*, qui reçoivent leurs matériaux détritiques de montagnes développées à

partir d'un eugéosynclinal; on n'y connaît pas de matériaux volcaniques; exemple : Carbonifère de Nouvelle Ecosse, Tertiaire de Californie;

— *taphrogéosynclinaux*, bordés par des failles; exemple : géosynclinaux finitriasiques de la côte atlantique des U.S.A. (Cf. fig. 1).

— *paraliogéosynclinaux*, situés en marge des continents; limités vers ceux-ci par des flexures analogues à celles qui limitent les miogéosynclinaux, ils passent en continuité à la plaine côtière; exemple : Tertiaire du bord nord du Golfe du Mexique (« Gulf coast geosyncline » de certains).

Encore une fois, ces types désignent des entités paléogéographiques qui sont familières, sous d'autres noms, de ce côté de l'Atlantique :

les *épieugéosynclinaux* sont des sortes d'intra-fosses molassiques ou d'arrière-fosses molassiques comme par exemple beaucoup des bassins néogènes développés dans le cœur des chaînes alpidodinariques et notamment à la limite de celles-ci, entre les chaînes eugéosynclinales qui forment la partie interne de la branche dinarique comme de la branche alpidique (bassin hongrois, bassin transylvain), ou encore à l'intérieur même de chacune de ces chaînes (sillon méso-hellénique ou albano-thessalien dans les Dinarides); sans doute les bassins houillers intérieurs à la chaîne hercynienne (bassins limniques) appartiennent-ils à cette catégorie;

les *taphrogéosynclinaux* correspondent sans ambiguïté à la notion de « fossé » ou « graben »; le fossé de la Limagne dans le Massif Central français, le fossé alsacien entre Vosges et Forêt-Noire, etc. rentrent dans cette catégorie;

les *paraliogéosynclinaux* ont tout spécialement été créés pour la zone du Golfe du Mexique dont il conviendra de discuter s'il s'agit vraiment d'un géosynclinal actuel.

Telle est la classification proposée par M. Kay dont on voit qu'elle s'écarte assez peu de celle de H. Stille, mais en la précisant beaucoup pour les paragéosynclinaux, parmi lesquels de nombreux types sont distingués.

On ne peut manquer de remarquer, dès l'abord, que peu d'unités paléogéographiques échappent à la qualification de géosynclinale à moins d'avoir été émergées en permanence au cours des temps (géantoclinal au sens de Dana, Stille, etc...). De sorte que l'alternative est claire pour l'interprétation d'une région donnée : elle ne peut être que géosynclinale ou géantoclinale. Mais ce n'est pas encore le moment de discuter cette question.

4. — PEYVE et SINIZYN (1950) ont, de leur côté, esquissé une classification des géosynclinaux représentative de la pensée des géologues soviétiques en la matière.

Par opposition aux « plates-formes » (= « aires continentales de Haug, = « craton » de Stille), ils distinguent trois types de géosynclinaux qui se succèdent dans l'espace et le temps dans l'ordre suivant :

- les géosynclinaux primaires (ou primitifs),
- les géosynclinaux secondaires,
- les géosynclinaux résiduels.

A. *Les géosynclinaux primaires* sont :

a) formés de sillons allongés, étroits, asymétriques, guidés probablement par de profondes cassures du socle, séparés par des « saillies intermédiaires » de plate-forme :

b) remplis de sédiments

— épais en général de plusieurs kilomètres,
— de faciès variés : la partie inférieure de la série est représentée par des faciès siliceux (jaspes) associés à des ophiolites; la partie supérieure est représentée par des dépôts marins terrigènes dont les types les plus répandus sont les Graywackes et le Flysch;

c) plissés à la fin de leur histoire.

Les plis développés dans les sillons sont très serrés (on se souviendra que les géologues soviétiques n'admettent pas les charriages) et déversés en direction de la plate-forme; les plis les plus intenses correspondent aux fractures profondes ayant précédé la formation des sillons; sur les saillies intermédiaires de plate-forme les terrains sont au contraire peu plissés.

Le plissement ne peut pas être rapporté à une phase déterminée : débutant par les régions internes il gagne les régions externes et se trouve ainsi contemporain de la sédimentation qui continue dans les régions qu'il n'a pas encore atteintes.

De ce fait, plissement, érosion, sédimentation vont de pair de telle sorte que parfois le terme de

l'évolution géosynclinale n'est pas la surrection d'une chaîne de montagnes, mais la formation d'une pénélaine : telle est du moins la conclusion de Sinizyn dans le Tian-Chian où les plissements hercyniens s'achèvent au Permien par une pénélaine sans que jamais n'ait existé une montagne.

d) le siège d'un magmatisme basique caractérisé par les intrusions ophiolitiques; les auteurs interprètent la succession des différents types pétrographiques des ophiolites comme due à autant d'intrusions distinctes et n'envisagent pas qu'il puisse s'agir d'un épanchement volcanique sous-marin, mais c'est là une affaire d'opinion, classique en ce qui concerne les ophiolites;

e) le siège d'un dynamo-métamorphisme intense qui transforme les ophiolites en serpentine.

Les géosynclinaux primaires résultent de la fracturation des plates-formes.

A ce sujet les auteurs critiquent vivement la notion de l'accroissement successif des plates-formes qu'ils attribuent à Haug, encore qu'elle soit plus ancienne puisque Dana (1873) l'entrevoit puis M. Bertrand (1887) la formula.

Ils font en effet remarquer que, quelle que soit la chaîne que l'on considère, calédonienne, hercynienne, alpine, on y connaît toujours un socle sialique qu'on peut caractériser comme plus ancien; ce qui les conduit à considérer que la croûte anté-riéenne (antécambrienne *sensu lato*) fut nécessairement beaucoup plus étendue que les actuelles plates-formes qu'on lui attribue et qui n'en sont que les restes demeurés stables; tandis que les chaînes successives ne sont que des sortes de cicatrices de fracturation de cette « panplate-forme » anté-riéenne.

De la sorte, l'évolution anté-riéenne du globe était probablement fort différente de l'évolution ultérieure avec laquelle nous sommes familiarisés (coexistence de plates-formes et de géosynclinaux); sans doute l'écorce terrestre travaillait-elle comme un « pangéosynclinal » ainsi que le suppose Belousov (1948, 1951) et comme le laisse supposer la généralité de la granitisation et du métamorphisme régional au Précambrien ancien.

Il est très clair que ces « géosynclinaux primaires » correspondent aux géosynclinaux au sens de Haug, c'est-à-dire aux orthogéosynclinaux au sens de Stille, sans qu'il soit nécessaire d'insister.

B. *Les géosynclinaux secondaires* sont :

a) remplis de sédiments

— épais,
— terrigènes d'une manière générale (molasses, formations houillères, formations salifères rouges) :

b) faiblement plissés (flexure, monoclinaux, brachyantoclinaux) :

c) le lieu d'un métamorphisme assez poussé, notamment au contact des batholites granitiques, si par ailleurs le dynamométamorphisme manque;

d) le siège d'un magmatisme intense marqué notamment par l'intrusion de vastes batholites de granitoïdes et l'éruption de volumineux complexes porphyriques, deux manifestations magmatiques qui manquent dans les géosynclinaux primaires (à ce point de vue les auteurs doutent de l'existence de granites contemporains dans les profondeurs de la chaîne alpine, remarquant que l'érosion y a déjà mis à jour des niveaux plus profonds que la zone de consolidation admise pour les batholites, sans qu'on voie ceux-ci).

e) situés

— en général dans le domaine d'une chaîne issue d'un géosynclinal primaire; leurs saillies peuvent être héritées des saillies de plate-forme du géosynclinal primaire ou au contraire résulter de la surrection des sillons de celui-ci;

— souvent en marge d'une chaîne géosynclinale primaire (« incurvations marginales »);

— parfois dans les zones intragéosynclinales primaires.

Les géosynclinaux secondaires correspondent très nettement aux notions d'avant-fosse (= exogéosynclinal de Kay), d'intrafosse et arrière fosse (= épieugéosynclinal de Kay) et de fosse intracratonique (= zeugogéosynclinal de Kay), c'est-à-dire à une partie des paragéosynclinaux (cf. *supra*).

C. Les géosynclinaux résiduels sont de vastes bassins morphologiquement peu différents des synclises¹²

— remplis de dépôts marins épicontinentaux;

— pas ou peu plissés (dômes isolés, flexures, monoclinaux);

— le siège d'aucun métamorphisme et de rares épanchements volcaniques acides le long de fractures.

On reconnaît sans peine dans ces géosynclinaux résiduels, les classiques bassins, c'est-à-dire les « Aires d'ennoyage » de E. Haug ou les « autogéosynclinaux » de M. Kay.

5. CONCLUSIONS.

Le lecteur me pardonnera d'avoir si longuement exposé les concepts relatifs à chaque auteur; bien souvent il m'a fallu répéter en des termes différents des pensées presque identiques; d'autres fois sous des termes identiques se cachaient des pensées différentes. Aussi était-il indispensable, malgré les répétitions, de rapporter totalement les concep-

tions de chaque auteur de manière à ce que chacun put les pénétrer.

De la sorte on peut tenter de résumer en un tableau (fig. 13) les différentes conceptions ou classifications des géosynclinaux; les raisons des équivalences entre les différents types distingués sont analysées à la fin du paragraphe relatif à l'auteur considéré.

La seule vue de ce tableau montre la dimension du malentendu sur les géosynclinaux, malentendu qui est déjà, comme nous l'avons vu, entre Hall et Dana d'une part, Haug d'autre part.

Le bien fondé des classifications n'est d'ailleurs pas en cause; celle de Schuchert est d'ordre plutôt géographique et n'apporte, de ce fait, guère de précisions; celle de Stille-Kay fondée pour l'essentiel sur le style du plissement et la position du géosynclinal par rapport au continent est d'une logique certaine; celle de Peyve-Sinitzyn fondée sur la succession dans le temps des géosynclinaux est satisfaisante et rejoint d'ailleurs celle de Stille-Kay, puisqu'aussi bien, passé le stade géosynclinal primaire (orthogéosynclinal), la région se trouve cratonisée (« transformée en plate-forme ») et les géosynclinaux qui s'y installent sont donc intracratoniques (paragéosynclinaux = géosynclinaux secondaires + géosynclinaux résiduels).

Le problème n'est pas là : il est dans le fait que, suivant ces classifications, tout bassin sédimentaire doit être considéré comme géosynclinal à un préfixe ou une épithète près. Il est vrai d'ailleurs que les bassins soient synclinaux ou subsidents pour la bonne raison que la sédimentation s'y poursuit. C'est prendre le mot géosynclinal dans son sens étymologique ou, dans un autre ordre d'idée, identifier géosynclinal et subsidence.

Ainsi compris le mot géosynclinal n'a plus aucun sens, répétons-le, indépendamment du préfixe ou de l'épithète qui lui est adjoint : on ne peut donc plus l'employer tel quel sans courir de graves dangers de confusion.

Des confusions d'un autre ordre sont à craindre de l'emploi systématique de ces classifications : le fait qu'au Secondaire et au Tertiaire, le Bassin de Paris soit un autogéosynclinal (Kay) et la zone alpine un orthogéosynclinal (Kay) suggère qu'on le veuille ou non une analogie entre l'un et l'autre, analogie dont le caractère... forcé peut échapper à quiconque demeure en des pays éloignés de ces deux régions. Passe encore si cette terminologie savante désignait des entités paléogéographiques nouvelles : mais nous avons vu qu'on pouvait l'identifier avec une terminologie fort ancienne : y a-t-il vraiment avantage à baptiser autogéosynclinal ce qui de tout temps fut appelé « bassin » ?

Au point actuel il est clair qu'on doit, ou abandonner le mot de géosynclinal, ou en restreindre la

12. Les synclises sont de vastes cuvettes synclinales de plate-forme, de plusieurs centaines de kilomètres de large; les antéclises sont de vastes anticlinaux de même style.

J. D. DANA (1873)	HAUG (1900)	H. STILLE (1935-1940)	M. KAY (1947)	SINITZYN PEYVE et (1950)	Classification proposée (utilisant au maximum la terminologie classique)
	Géosynclinaux	Orthogéosynclinaux (Miogéosynclinaux (Eugéosynclinaux	Orthogéosynclinaux (Miogéosynclinaux (Eugéosynclinaux	Géosynclinaux primaires	Géosynclinaux sensu stricto constitués de : Sillons miogéosynclinaux Sillons eugéosynclinaux
Géosynclinaux		Paragéosynclinaux	Epieugéosynclinaux	Géosynclinaux secondaires	Arrière-fosse Intra-fosse Avant-fosse
			Exogéosynclinaux (= deltagéosynclinaux)		
	Aires d'en- noyage		Zeugogéosynclinaux	Géosynclinaux résiduels	Sillons intracratoniques Bassins
	Fossés		Autogéosynclinaux		
	?		Taphrogéosynclinaux		Fossés
			Paraliagéosynclinaux		?

FIGURE 13

Tableau comparatif des différentes classifications des géosynclinaux

signification de manière à la préciser. Et dans cette voie, différents écueils sont à éviter, en premier lieu celui qui consisterait à créer une terminologie nouvelle qui ne ferait qu'ajouter à la confusion déjà existante.

L'idéal serait de pouvoir restreindre le sens du mot géosynclinal à celui que lui donna Dana¹³; mais à l'usage, c'est la conception de E. Haug qui s'est imposée et qu'on retrouve dans les orthogéosynclinaux de H. Stille et les géosynclinaux primaires de Peyve et Sinitzyn et qui, par la voie de M. Kay, a gagné les États-Unis; il paraît difficile de revenir en arrière d'autant plus que, dans cet esprit, le géosynclinal type de Dana (géosynclinal appalachien et non les fossés de Magog et de Champlain qui appartiennent, elles, au cycle tectonique et forment un système orthogéosynclinal) appartient à une catégorie de second ordre (exogéosynclinal). C'est sans doute très regrettable, mais c'est un fait.

13. Récemment certains auteurs (SHASKY, N.S., 1946; STREIS, N.A., 1947) ont proposé un retour aux conceptions de Dana, ou plus exactement d'accorder au mot géosynclinal le sens d'une fosse subsidente élémentaire, isolée. Comme il est dit ici, il est difficile de revenir en arrière: on peut s'en consoler en remarquant avec M.V. GZOVSKY (1948) qu'il « serait très étrange que les physiciens et les chimistes actuels se servent du langage scientifique du milieu du siècle dernier et qu'ils donnent, par exemple, au terme « atome » son sens originel ».

S'il est bien souvent nécessaire de faire un pèlerinage aux sources, il ne paraît pas possible non plus de ne pas tenir compte des progrès d'une science à la suite des travaux effectués par de multiples chercheurs pendant un siècle. En cette matière il faut se tenir à l'écart de tous les excès.

Seuls les orthogéosynclinaux (Stille) ou géosynclinaux primaires (Peyve et Sinitzyn) sont, de l'avis même de tous les auteurs, ces zones mobiles qui s'opposent fondamentalement aux zones stables que sont les aires continentales (Haug) ou craton (Stille) ou plate-forme (Peyve et Sinitzyn). Seuls ils méritent le nom de géosynclinal; dans la seconde partie de ce travail, nous essaierons d'en préciser les caractères (épaisseur, faciès de la série, plissement, etc.), mais, dès maintenant, il convient de retenir que leurs traits fondamentaux sont:

— leur situation *en marge* ou *entre* les continents (= craton = plates-formes), mais en tous cas *pas dans la masse* de ceux-ci (même si leur genèse résulte de la fracturation des aires continentales);

— leur mobilité qui résulte d'ailleurs de leur situation et qui se manifeste dans des plissements intenses avec formation fréquente, mais non constante, de grandes nappes;

— leur magmatisme si unique particulier, marqué par des éruptions ophiolitiques sous-marines.

Par contre, dans cet esprit, les *paragéosynclinaux* (= géosynclinaux secondaires + géosynclinaux résiduels) ne méritent pas le nom de géosynclinal; H. Stille ne disait-il pas (1940, p. 5): « Orthogeosynklinalen (echte; 1st Ordnung), Parageosynklinalen (unechte; 2nd Ordnung) » en insistant sur le fait que seuls les orthogéosynclinaux et les cratons constituaient les deux grandes divisions de la croûte terrestre.

D'ailleurs une terminologie classique existe pour ces types (paragéosynclinaux) qu'on peut ranger dans plusieurs catégories:

1. *les fosses naissant à la fin ou immédiatement après la surrection d'une chaîne géosynclinale*¹⁴ (géosynclinaux secondaires de Peyve et Sinitzyn) (cf. fig. 28)

— soit à l'extérieur de la chaîne, en bordure du continent (craton, plate-forme) lui servant d'avant-pays (Vorland) : « *avant-fosse* » molassique (= fléchissement bordier des auteurs soviétiques = exogéosynclinal de Kay); exemple : fosse des Alleghany, fosse molassique périalpine;

— soit à l'intérieur même de la chaîne ou à l'arrière de celle-ci : « *intrafosse* » (inner Tief) et « *arrière fosse* » (Rücktieft) molassique (= épieu-géosynclinal de Kay); exemples : intrafosse molassique; sillon méso-hellénique oligo-miocène de Grèce; arrière-fosse molassique : tous les bassins subsidents situés à la limite dinaro-alpidique, en position interne par rapport à chacun des deux rameaux (bassin hongrois, bassin Transylvain, etc.).

Ce type est extrêmement reconnaissable au fait qu'il s'individualise à la suite de l'orogénèse paroxysmale de la chaîne géosynclinale; de là résultent :

— la discordance de la série sédimentaire sur les terrains plus anciens appartenant à la chaîne géosynclinale;

— l'épais remplissage terrigène, marin, lacustre ou même continental; le type « molasse » (dépôt orogénique post-paroxysmal) est caractéristique des chaînes du cycle alpin, les dépôts houillers du cycle hercynien;

+ la modeste tectonisation, sans commune mesure avec celle des terrains du géosynclinal immédiatement antérieur.

Si le Flysch est caractéristique du type géosynclinal (voir plus loin), la « molasse » est caractéristique de ce type de fosse.

Ces avant-, intra-, arrière-fosses ont une morphologie guidée par celle du géosynclinal préexistant,

14. C'est dans ce groupe qu'il convient de ranger les « *idiogéosynclines* » définies par van Bemmelen (1933), aux Iles de la Sonde.

Il s'agit essentiellement de fosses allongées à peu près parallèlement à la direction de l'archipel et situées à Sumatra (idiogéosynclinal d'Atjeh au N de l'île, idiogéosynclinal de Kampur Rokau-Indragiri-Djambi-Palembang dans la partie médiane de l'île) et à Java (la moitié nord de l'île); on en rencontre également dans le SE de Bornéo et dans la péninsule sud-ouest de Célèbes.

Ces fosses subsidentes s'individualisent au Miocène inférieur et sont remplies d'une épaisse série (3 000 m en moyenne) néogène (Miocène + Pliocène) modérément plissée à la fin du Pliocène. Cette série *terrigené* est *discordante* sur son substratum et débute soit par des dépôts de mer épicontinentale soit même des dépôts fluviaux.

On y retrouve donc les caractères ambigus (cf. p. 183) de ces fosses qui s'individualisent en fin de l'histoire géosynclinale : d'une part, elles héritent partiellement des directions du géosynclinal préexistant; d'autre part elles manifestent par rapport à celui-ci une certaine indépendance (discordance de la série sédimentaire).

soit qu'elles soient bordées par des saillies (« *cordillères* ») correspondant aux anciennes rides géosynclinales, ou au contraire aux anciens sillons, soit aux deux. Assez souvent, elles sont, à grande échelle, obliques par rapport aux grandes zones du géosynclinal préexistant. Enfin, parfois, des sortes de détroits transversaux relient avant-, intra- ou arrière-fosses.

2. *les zones subsidentes intracontinentales* (= intracratoniques = intraplate-forme) (paragéosynclinaux de Stille et Kay *pro parte*; géosynclinaux résiduels de Peyve et Sinitzyn) :

— sillons allongés remplis de sédiments formés par des saillies du socle : « *sillons intracontinentaux* » ou « *sillons* » sans autre qualification (= zeugogéosynclinal de M. Kay).

C'est le type sans doute le plus trompeur : il a bien souvent la morphologie apparente d'un sillon géosynclinal et, de surcroît, il est tectonisé; mais sa tectonique est d'un type particulier (tectonique de fond d'Argand ou germanotype de Stille), et d'autre part beaucoup de caractères lui manquent, telles les émissions ophiolitiques, etc. Il n'a de commun avec les sillons géosynclinaux que la forme de sillon subsident. Le cas le plus typique en sont les divers sillons pyrénéens, auxquels le qualificatif de géosynclinal fut rarement refusé; encore que l'on sache depuis longtemps que la tectonique pyrénéenne est différente de celle des chaînes géosynclinales. La plupart des « chaînes de fond » se sont développées aux dépens de sillons intracontinentaux :

— bassins plus ou moins isodiamétriques à sédimentation néritique ou terrigène : *bassins*.

C'est le type le plus clair, et il faut bien dire que l'avoir rangé dans les géosynclinaux (autogéosynclinal de Kay, géosynclinal résiduel de Peyve et Sinitzyn) relève d'une volonté systématique.

Les bassins sont peu tectonisés (failles, flexures, vastes dômes ou cuvettes); les manifestations magmatiques y sont rares et toujours du type effusif.

Ces paragéosynclinaux (géosynclinaux secondaires + géosynclinaux résiduels) abandonnés, *il reste les seuls orthogéosynclinaux* qui, dès lors, n'ont plus besoin de leur préfixe : « géosynclinal » suffit.

À ce point de notre analyse, il est indispensable de discuter de la *question d'échelle* : géosynclinal mésogéen, géosynclinal alpin, géosynclinal dauphinois sont autant d'expressions courantes; or, elles désignent des unités d'échelle de plus en plus réduite en suivant le sens de leur énumération. *Le même mot désigne le tout et la partie.*

Ce problème a déjà été soulevé et notamment discuté par les géologues soviétiques qui conclurent de manière rigoureusement opposée :

les uns désignent chaque fosse élémentaire sous le

nom de géosynclinal (Shatsky, N.S., 1946 ; Streis, N.A., 1947) et doivent donc désigner les groupements de fosses sous d'autres noms comme « région géosynclinale » locution qui exprime un simple voisinage géographique ;

— d'autres (Tetiaev, 1937, 1941 ; Belousov, 1947 ; Gzovsky, 1948) frappés par la liaison évolutive entre les différentes fosses formant un groupe, réservent le terme géosynclinal à l'ensemble, chaque fosse étant désignée par un autre terme comme « intragéosynclinal » (Tetiaev, 1941 ; les intragéosynclinaux sont séparés par des « intragéoanticlinaux ») ; cette dernière voie était d'ailleurs celle de E. Haug (1900) qui distinguait à l'intérieur d'un géosynclinal des « géosynclinaux secondaires » que séparaient des « géoanticlinaux secondaires » ; malheureusement, à l'usage, les épithètes « secondaires » disparurent rapidement, et il est à craindre que le préfixe « intra » de la classification de Tetiaev ne fasse de même.

Il n'y a pas de doute que cette seconde conception des choses soit la meilleure : elle consiste à donner une désignation au phénomène fondamental et « ensuite exprime son morcellement en phénomènes partiels » (Gzovsky, 1948). position incontestablement logique lorsqu'il de définir une notion synthétique. Le mot « géosynclinal » doit désigner le tout (plusieurs fosses dont l'évolution est liée) quitte à trouver un vocabulaire pour la partie (fosse élémentaire) ; et afin d'éviter toute confusion il serait bon que, le substantif géosynclinal désignant le tout, on ne le retrouve pas, à un préfixe près, pour désigner la partie, du moins en tant que substantif. C'est ce que nous allons tenter de faire.

Donc, les géosynclinaux sont formés d'un ensemble de dépressions et de saillies sous-marines allongées ; chacun de ces éléments peut être désigné par un mot qui en exprime les caractères géométriques :

— « sillons » pour les dépressions sédimentaires allongées ; le mot « sillon », mieux que « fosse » qu'on emploie couramment, exprime l'allongement ;

— « rides » pour les saillies allongées ; « ride » doit être préféré à « cordillère » qu'on a longtemps utilisé, parce que cordillère évoque trop clairement la notion d'une « tectonique embryonnaire », au sens d'Argand (voir plus loin) ; il doit de même être préféré à géoanticlinal, mot qui devrait désigner l'inverse de géosynclinal, comme le voulait son créateur, Dana (cf. *supra*).

Par conséquent, un géosynclinal est composé de rides et de sillons dont on pourra dire qu'ils sont des sillons géosynclinaux pour les opposer à ceux qui ne le sont pas, comme les sillons intracratoniques : les sillons dauphinois, piémontais (Alpes franco-italiennes), pindique, ionien (Hellénides) sont géosynclinaux ; les divers sillons pyrénéens ne le sont pas : ils sont intracratoniques.

Mais, dans cette voie, on peut aller plus loin : l'essentielle distinction *eugéosynclinal-miogéosynclinal*, faite par H. Stille d'après la présence ou l'absence d'ophiolites, est très facile à faire. De plus, nous verrons dans la seconde partie de ce travail

qu'elle s'accompagne d'autres différences très nettes qui les rendent d'autant plus évidente. Nous pouvons donc conserver ces deux mots, *mais à titre d'adjectifs*, afin de marquer la différence entre le tout et la partie :

« Un géosynclinal est composé d'un ensemble de rides et de sillons, lesquels sont *eugéosynclinaux* ou *miogéosynclinaux* ». Par exemple, le géosynclinal alpin est constitué du sillon miogéosynclinal dauphinois et du sillon eugéosynclinal piémontais, séparés par la ride briançonnaise ; le géosynclinal hellénique est constitué du sillon miogéosynclinal ionien et du sillon eugéosynclinal pindique, séparés par la ride du Gavrovo, etc...

Nous verrons d'ailleurs que le couple *eugéosynclinal-miogéosynclinal* est, en règle générale, *indissociable* et que les géosynclinaux *sensu lato* sont constitués de un ou plusieurs de ces couples. Mais c'est là anticiper sur ce qui va suivre.

En résumé, en utilisant au maximum la terminologie classique, on peut classer les entités paléogéographiques, un peu à la manière de Peyve et Sinitzyn, en :

- géosynclinaux vrais, composés de
 - sillons miogéosynclinaux eugéosynclinaux
 - rides
 - bassins sédimentaires, dont le développement accompagne ou suit la tecto-orogénèse géosynclinale terminale : ce sont, en fonction de leur position par rapport à la chaîne géosynclinale, les
 - avant-fosses
 - intra-fosses
 - arrière-fosses
 - bassins sédimentaires intracontinentaux (intracratoniques) qui sont les
 - sillons intracontinentaux (= intracratoniques ou sillons sans autre qualification)
 - bassins
 - fossés.

On trouvera ci-dessus les caractères de chacun de ces types et la figure 13 donne leur équivalence avec les types distingués par les différents auteurs.

Pour classique qu'elle soit, cette terminologie avait peut-être besoin d'être précisée. Elle a l'immense avantage de n'accorder le qualificatif de géosynclinal qu'aux seules zones les plus mobiles de l'écorce terrestre, les plus différentes des aires continentales.

Il convient maintenant de préciser quelques-uns des caractères de ces géosynclinaux vrais.

DEUXIEME PARTIE

QUELQUES CARACTÈRES DES GÉOSYNCLINAUX

Dès l'abord, je rappelle qu'il s'agira des seuls géosynclinaux vrais (= orthogéosynclinaux de Stille = géosynclinaux primaires de Peyve et Sinitzyn), à l'exclusion de toutes les autres unités paléogéographiques auxquelles on a accordé abusivement, selon moi, ce nom (paragéosynclinaux de Stille; géosynclinaux secondaires et résiduels de Peyve et Sinitzyn).

I. LA SEDIMENTATION GEOSYNCLINALE

Celle-ci soulève deux problèmes principaux : celui de l'épaisseur et celui des faciès, d'où résulte un troisième, le problème de la subsidence, que nous examinerons les uns et les autres brièvement.

1. — EPAISSEUR DES SÉRIES GÉOSYNCLINALES

La grande épaisseur des séries géosynclinales fut un dogme chez Hall, Dana, Haug, qui d'ailleurs fondèrent sur elle, pour l'essentiel, la notion de géosynclinal.

H. Stille (1913, 1924) montra que c'était là un caractère lié, non pas tellement au géosynclinal qu'à son environnement : les dépôts s'accumulent sur une grande épaisseur dans les sillons géosynclinaux quand il existe au voisinage une région émergée fournissant des sédiments détritiques en grande abondance (liaison Ablagerungsraum - Denudationsraum - fig. 6), et d'une manière continue, ce qui suppose qu'une orogénèse permanente entretient le relief.

J'ai montré moi-même (1958), dans le cas le plus simple, que l'histoire du sillon géosynclinal déjà individualisé peut se diviser en deux périodes successives (fig. 24) :

— l'une dite de « vacuité », pendant laquelle, en raison de l'absence de relief au voisinage du sillon géosynclinal, celui-ci n'est que maigrement occupé par des dépôts pélagiques peu épais et lentement sédimentés¹³ ;

— l'autre dite de « comblement », pendant laquelle, en raison de l'orogénèse des zones voisines, le sillon se remplit rapidement sous l'épaisse accumulation des dépôts détritiques terrigènes (flysch).

De sorte que, dans une série de sillon géosynclinal, on peut en général distinguer deux parties :

— l'une, inférieure, qui correspond à une sédimentation relativement lente, bien souvent plus lente que dans les domaines épicontinentaux,

— l'autre, supérieure, qui traduit une sédimentation très rapide, beaucoup plus, cette fois-ci, que dans les domaines épicontinentaux.

Chacune de ces deux parties est aussi caractéristique de la sédimentation géosynclinale, de même d'ailleurs que leur succession. On comprend néanmoins que l'épaisseur totale de la série puisse varier en fonction de l'importance relative de la période de comblement, tout comme les faciès, ainsi que nous le verrons.

D'autre part, on admit très longtemps que la zone d'épaisseur maximum de la série géosynclinale se situait dans l'axe du sillon; les figures de E. Haug sont très caractéristiques à cet égard. C'était admettre que le facteur dirigeant l'accumulation sédimentaire était la subsidence seule.

D'autres auteurs (Schuchert, Stille), s'attachant plus particulièrement au problème des apports détritiques terrigènes, remarquèrent que l'épaisseur des sédiments était maximum au pied des zones émergées fournissant ceux-ci, sur les bords du sillon géosynclinal. De plus, la zone productrice de matériaux terrigènes n'est en règle générale pas le continent situé à l'« avant » du géosynclinal, mais une zone de soulèvement permanent (Säkulärhebung, Stille, 1913; une « cordillère »), situé à l'« arrière » : le cas est très net pour tous les flyschs des systèmes géosynclinaux du domaine mésogéen (fig. 24); il est non moins net dans les chaînes d'Amérique du Nord (développement du synclinorium des Alleghany, d'après Kay, fig. 9).

15. L'existence de cette période de vacuité fait l'essentiel de la différence entre les géosynclinaux au sens « américain » et les géosynclinaux au sens « européen », ainsi que le remarque avec juste raison R. Trümpy (1957). Cet auteur propose donc le terme de « leptogéosynclinal » pour de « telles dépressions marines profondes où se sont formés de minces dépôts représentant un laps de temps considérable » et qui « seraient de vrais géosynclinaux, bien qu'elles soient exclues de la définition originale de J.D. Dana ».

Il ne paraît pas utile toutefois de créer un terme nouveau qui ne désignerait que le plus ou moins grand, le plus ou moins précoce remplissage du géosynclinal, puisque comme nous allons le voir et ainsi que R. Trümpy l'admet « souvent il ne s'agit que d'un stade (le stade leptogéosynclinal) au cours de l'évolution d'un géosynclinal de type alpin (1957, p. 444).

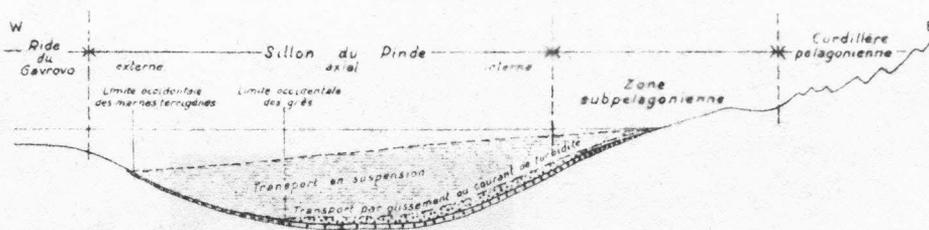


FIGURE 14

Représentation schématique de l'effet de « barrière en creux » dans un sillon, d'après l'exemple du sillon du Pinde (extrait de J. Aubouin, 1958, fig. 3).

Par suite de cet « effet », les dépôts terrigènes ne franchissent pas le sillon. On remarquera d'autre part qu'en fonction de leur mode de transport, les dépôts présentent un classement latéral : seuls les plus fins, transportés en suspension, peuvent se déposer au-delà de l'axe du sillon.

La figure correspond plus particulièrement à la sédimentation du Flysch éocrétacé dans le sillon du Pinde.

Dans quelques rares cas, quand l'avant-pays demeure émergé, un épaississement se manifeste également sur le talus de l'avant-pays. C'est le cas, par exemple, à certains moments, du sillon miogéosynclinal dauphinois, dans les Alpes françaises, qui borde le Massif Central, demeuré émergé pendant une partie du Secondaire. La figure 21, extraite de M. Gignoux (1926), est bien claire à cet égard.

J'ai déjà indiqué — et j'y reviendrai — qu'en général le couple eugéosynclinal — miogéosynclinal était indissociable. Dans ce cas, *quel est celui des deux sillons qui est le siège d'une plus grande accumulation ?* Tel quel, le problème est un peu mal posé : ce qui est certain, c'est que, étant donné que la zone productrice de matériaux terrigènes est à l'arrière (à l'« intérieur ») du système géosynclinal, *c'est le sillon eugéosynclinal qui est le premier « rempli » par le flysch*, puis, seulement après, le sillon miogéosynclinal. Cette succession tient à deux faits :

— tant que le sillon eugéosynclinal n'est pas rempli, il protège le sillon miogéosynclinal des apports terrigènes par « effet de barrière en creux » (Aubouin J. (1958) ; et fig. 14) ;

— d'autre part, comme nous le verrons, l'orogénèse migre de l'intérieur vers l'extérieur, soulevant la zone eugéosynclinale bien avant la zone miogéosynclinale où la sédimentation continue.

A titre d'exemple de ce phénomène, on peut citer soit les Hellénides (Aubouin J., 1958 ; voir plus loin, et fig. 24), soit les Alleghanys (Kay : cf. *supra* et fig. 9) dans des régions et à des époques fort diverses. Mais toutes les chaînes géosynclinales du bâti méditerranéen sont dans ce cas.

Cette évolution n'est pas toujours aussi régulière et le flysch peut être plus ou moins abondant dans le sillon miogéosynclinal. Par contre, de toute ma-

nière, *le sillon eugéosynclinal est un sillon à flysch très développé.*

Ces quelques précisions montrent qu'il est insuffisant de considérer la seule épaisseur totale des sédiments et font comprendre la variété des observations faites à ce sujet. Elles nous indiquent aussi quelques nouvelles différences entre sillon eugéosynclinal et sillon miogéosynclinal, que nous précisons dans la suite.

2. — LES FACIÈS GÉOSYNCLINAUX.

Le problème est intimement lié au précédent.

Hall et Dana, puis Schuchert, considéraient les séries géosynclinales comme néritiques, et à leur suite, beaucoup de géologues américains en firent autant.

E. Suess voyait dans les géosynclinaux des zones de sédimentation pélagique.

E. Haug créa pour la sédimentation géosynclinale le concept de zone bathyale, caractérisée par des dépôts terrigènes fins, ainsi qu'il l'indique lui-même.

Comme nous l'avons vu, beaucoup d'autres auteurs (H. Stille, M. Kay, Peyve et Sinitzyn, etc) sont revenus sur ces conceptions rigides et ont insisté sur la variété des faciès géosynclinaux.

On peut, en suivant Murray et Renard (1891), considérer qu'il y a deux types fondamentaux de sédimentation : la « sédimentation pélagique » et la « sédimentation terrigène », auxquels on peut ajouter la « sédimentation benthique » due à l'accumulation des tests d'animaux vivants sur le fond, très importante dans la « zone néritique » définie par E. Haug (1898) où en fonction de la faible profondeur et de la lumière les animaux marins sont abondants, peu développée au contraire à grande profondeur.

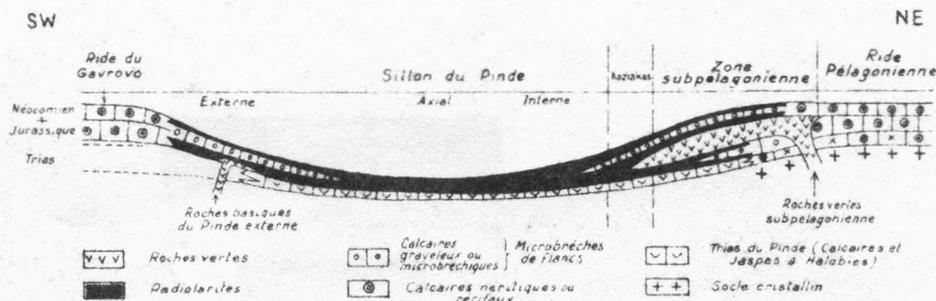


FIGURE 15

Schéma des associations sédimentaires fondamentales dans un sillon eugéosynclinal pendant la période de vacuité (extrait de J. Aubouin, 1959, fig. 45).

Ces associations sont celles du sillon du Pinde au Jurassique et au Crétacé inférieur.

La présence d'Ophiolites traduit le caractère eugéosynclinal du sillon du Pinde; on remarquera qu'elles ont été émises non dans l'axe du sillon mais sur ses marges (voir p. 174).

Les autres associations sédimentaires pourraient se retrouver indifféremment dans un sillon eu- ou miogéosynclinal; on remarquera :

- les faciès néritiques sur les rides;
- les faciès pélagiques dans l'axe du sillon (ici, radiolarites);
- les « microbrèches de flanc » sur les flancs des rides bordant le sillon (parties interne et externe de celui-ci).

Or, considérons séparément la période de vacuité et la période de comblement.

a) Pendant la période de vacuité (fig. 15).

— dans les sillons, la sédimentation est pélagique et souvent profonde; le faciès siliceux est le plus répandu : calcaires siliceux, ou même radiolarites dans les sillons les plus profonds (radiolarites associées à des ophiolites dans les sillons eugéosynclinaux);

— sur les rides, la sédimentation peut être : néritique, si elles sont à faible profondeur : ride du Gavrovo, ride d'Apulie (fig. 24) dans les Hellénides;

pélagique si elles sont à profondeur notable (les rides sont des saillies séparant des sillons; rien n'oblige à ce qu'elles se situent toujours dans le domaine néritique); leurs faciès pourront alors ne pas clairement se différencier de ceux des sillons voisins, sauf par le fait que les « hard-grounds » y seront nombreux, dûs aux courants qui devraient normalement balayer ces grandes dorsales sous-marines; la ride Briançonnaise dans les Alpes franco-italiennes est clairement dans ce cas au Secondaire.

Mais en outre, il arrive que sur les flancs d'une ride, des glissements ou des courants violents entraînent vers la profondeur du matériel sédimentaire néritique qui vient s'intercaler sous forme de microbrèches dans les sédiments pélagiques du sillon voisin (fig. 15).

Ces « microbrèches de flanc » (Aubouin J., 1958, 1959¹⁶) sont extrêmement caractéristiques. On y reconnaît dans un ciment pélagique des débris qui

pour l'essentiel proviennent de la ride voisine (débris d'organismes constructeurs par exemple); une partie pourtant provient du sédiment pélagique non encore consolidé arraché au passage par le courant qui sédimente la microbrèche. De toute manière — et c'est essentiel — ces microbrèches sont homogènes du point de vue stratigraphique :



FIGURE 16

Schéma des associations sédimentaires fondamentales dans un sillon pendant la période de comblement.

On remarquera l'addition de la sédimentation terrigène à la sédimentation caractéristique du sillon.

elles sont un mélange de sédiments du même âge ainsi qu'on peut s'en rendre compte quand par exemple y coexistent, une microfaune benthique remaniée et une microfaune pélagique non remaniée; ces faunes, remaniées ou non, sont de même niveau stratigraphique que celle des sédiments pélagique dans lesquels la microbrèche s'intercale.

16. AUBOUIN, J. (1959) : Granuloclassement vertical (graded bedding) et figures de courant (current marks) dans les calcaires : les « brèches de flanc » des sillons géosynclinaux. B.S.C.F., (7), I, sous presse.

Le mécanisme de leur sédimentation se déduit aisément des rapports lit à lit des microbrèches et des sédiments pélagiques : les microbrèches ravinent fréquemment ces sédiments pélagiques qu'elles surmontent ; il en résulte des « figures de courant » (current marks : flute cast, rill marks, gouge-channel ; cf. Kuenen Ph., 1958, *op. cit.*) : le granulo-classement vertical (graded-bedding) y est fréquent, le granuloclasement latéral suivant la pente y est constant. Tous ces caractères sont ceux que Ph. Kuenen (1948, 1950) attribue aux « courants de turbidité » dont on voit ici qu'ils se manifestent indépendamment de tout apport terrigène.

Ces microbrèches « homogènes » résultent donc de simples glissements sous-marins accompagnés ou non de courants de turbidité sur les flancs d'une ride sans émergence de celle-ci ; elles ne comportent donc pas de matériaux terrigènes. Elles témoignent de l'instabilité des flancs de la ride considérée et permettent dans le sillon voisin de distinguer l'axe des flancs ; à ce titre elles sont extrêmement précieuses pour les reconstitutions paléogéographiques.

Il importe de les distinguer des microbrèches — ou brèches — « hétérogènes » formées de matériaux arrachés à une zone émergée et brusquement entraînées dans un bassin sédimentaire, par des glissements ou des courants de turbidité donc selon un mécanisme identique ; en raison de leur origine ces brèches hétérogènes sont associées en général à des sédiments terrigènes — notamment le flysch — (fig. 16).

Elles sont hétérogènes du point de vue stratigraphique ; on y rencontre des matériaux de tous âges romaniés, plus anciens donc que les sédiments dans lequel elles s'intercalent ; elles ne peuvent donc servir à dater celui-ci. C'est là leur caractère distinctif le plus net qui les oppose aux microbrèches homogènes.

A certaines de ces brèches hétérogènes témoignent d'une sédimentation particulièrement brusques — ce sont presque des brèches d'éroulement sous-marin — E. Beneo (1958) a donné le nom d'« Olistostrome ».

b) Pendant la période de comblement (fig. 16), le matériel terrigène viendra, dans chaque zone considérée, s'associer, se mélanger à la sédimentation locale pour, en général, la masquer ; à cette période correspondent les dépôts de type « flysch » (ou graywackes pour les auteurs de langue anglaise).

Beaucoup d'auteurs ont insisté sur ce mélange des faciès qui s'observe alors jusque dans la trame intime des sédiments de cette période par l'absence de triage (sorting) des éléments qui les constituent :

— Pettijohn (1943) le considère comme caractéristique de la sédimentation géosynclinalité ;

— O.T. Jones (1938) distingue, à côté d'un « shelly facies » (= néritique), un « graptolitic facies » caractérisé par le mélange des matériaux arénacés et argileux (avec graded-, curly- et slip-bedding) ;

— Schwetsoff (1934) classe les sédiments en deux catégories : le type « oligomictic » (= néri-

tique) et le type « polymictic » (= géosynclinal).

C'est un même ordre de préoccupation qu'on rencontre chez M. Rech-Frollo (1953)¹⁷ qui caractérise le Flysch comme un dépôt « anisométrique » et chez M. Lanteaume (1957)¹⁸.

Le mélange se révèle assez souvent à l'échelle macroscopique ; le type sédimentaire caractéristique du géosynclinal réapparaît en effet quand les apports terrigènes connaissent une certaine diminution : dans beaucoup de flysch, on signale des calcaires planctoniques (Termier, 1947) qui sont, sans aucun doute, le sédiment normal d'un sillon ; souvent même on y observe des calcaires pélagiques, francs, quelquefois des calcaires silicieux et, dans les cas extrêmes, de véritables lits de radiolarites¹⁹. On peut parfois observer avec précision l'installation du faciès flysch dans un sillon géosynclinal (Aubouin, 1955²⁰, 1958) : dans le sillon du Pinde, on voit alors alterner, lit par lit, les calcaires pélagiques caractéristiques du sillon, et les grès terrigènes amorçant la sédimentation du Flysch qui d'ailleurs l'emportent très rapidement et masquent les calcaires ; le constituant pélagique ne se retrouve plus alors que dans le ciment des grès.

Bref, une analyse minutieuse permet toujours de retrouver dans les dépôts terrigènes de la période de comblement la marque de la sédimentation propre au géosynclinal.

A ces dépôts « mélangés » on donne dans le domaine méditerranéen, pour les chaînes du cycle alpin, le nom de « Flysch » ; les graywackes (ou graywackes) en sont l'équivalent pour les chaînes plus anciennes, hercyniennes, calédoniennes, archéennes (voir Pettijohn, 1943).

Il n'en faut pas conclure pour autant, comme le fait Pettijohn, que seuls les sédiments de type flysch sont géosynclinaux : ils ne caractérisent que la période de comblement du géosynclinal laquelle peut en effet être plus ou moins importante.

17. RECH-FROLLO, M. (1953) : Recherche de critères pétrographiques de la notion de flysch. *B.S.G.F.*, (6), III, pp. 537-542.

18. LANTEAUME, M. (1957) : Nouvelles données sur le flysch à Helminthoïdes de la Ligurie occidentale (Italie). *B.S.G.F.*, (6), VII, pp. 115-123.

19. Ainsi, en Grèce, le flysch éocène du Pinde vient s'intercaler dans une formation de marnes rouges à Radiolaires (et nodules de manganèse) (AUBOUIN, J., 1955, 1957, 1958) ; en Italie méridionale, dans les flyschs du Molise existent des niveaux de calcaires silicieux et de jaspes qui seraient interstratifiés (JACOBACCI A. et MARTELLI G., 1957 : Introduzione allo studio dei sedimenti miocenici dell'Irpinia e del Sannio. *Boll. Serv. geol. Italia*, LXXIX, pp. 565-578) ; des niveaux de radiolarite et de calcaire jaspeux existent également dans le flysch du Cilento. Des exemples du même genre, normaux en définitive, peuvent sans doute être multipliés.

20. AUBOUIN, J. (1955) : Les couches de passage au Flysch dans l'E du Pinde méridional (Thessalie, Grèce). *C.R. somm. S.G.F.*, (6), V, pp. 137-140.

Le caractère « mélangé » des dépôts de type flysch ou graywackes semble dû pour l'essentiel au fait que le matériel terrigène est apporté par de violents courants (J. de Lapparent, 1918, 1924)²¹, que Ph. Kuenen (1948, 1950) a baptisé « courants de turbidité », après en avoir étudié expérimentalement les causes et les conséquences; des traces de ces courants s'observent d'ailleurs nettement sur les points de stratification et ont fait l'objet de toute une systématique qu'on trouvera mise au point dans une récente publication de Ph. Kuenen²² (current mark, flute cast, drag mark, gouge channel, etc); on leur doit, semble-t-il, le granuloclasement vertical (graded bedding) fréquent de ces dépôts.

A ce sujet, Bailey (1936) a montré que deux types fondamentaux de stratification se rencontrent :

— le « cross-bedding » (stratification entrecroisée), caractéristique du domaine néritique;

— le « graded bedding » (granuloclasement vertical), caractéristique du domaine géosynclinal.

Parfois de véritables écroulements subaériens ou sous-marins accompagnés de brusques glissements se produisent sur les flancs d'un sillon; se sédimentent alors des brèches « hétérogènes » grossières sous forme de lentilles discontinues intercalées dans le flysch sans aucune zone de transition. A ces brèches, particulièrement abondantes dans le flysch de l'Italie méridionale E. Beneo (1958) donne le nom d'« Olistostrome »; le Wildflysch des auteurs suisses correspond également à ce type de sédimentation.

Quelquefois des blocs énormes (pans de falaises écroulés ?) sont basculés et entraînés plus ou moins loin sur les flancs d'un sillon : ce sont les « olistolithes » de E. Beneo (1958) ou les « klippen sédimentaires » de P. Lamare (1936)²³ qu'il importe de ne pas confondre avec des klippen tectoniques dont ils peuvent avoir l'apparence puisque aussi bien l'âge du matériel qui les constitue est quelconque et en général sans rapport avec celui des sédiments qui les emballent.

De toute manière, ces courants entraînent le matériel terrigène éventuellement jusqu'en l'axe des plus profonds sillons géosynclinaux²⁴. Aussi, dire des dépôts du type flysch ou graywackes qu'ils sont néritiques sur le vu de leur nature terrigène grossière (grès par exemple) est une confusion que firent tous les anciens auteurs, ce qui doit rendre circonspect quand on lit sous leur plume que les sédiments géosynclinaux sont néritiques (grès, etc.).

Il n'y a donc pas de bathymétrie caractéristique de ces dépôts de la période de comblement (flysch,

graywackes); le matériel terrigène se sédimente là où il arrive :

— dans les sillons, d'abord profondément (on a parfois signalé du flysch associé à des marnes rouges à Radiolaires et nodules de manganèse : Aubouin, 1958), puis de moins en moins, au fur et à mesure du comblement du sillon;

— sur les rides, directement dans le domaine néritique, au moins pour certaines d'entre elles.

Ces quelques développements montrent que qualifier le faciès géosynclinal d'un seul mot (néritique, ou bathyal, ou pélagique, selon les uns ou les autres) est insuffisant et qu'une analyse plus poussée du problème, loin de le compliquer ne fait que l'éclairer.

3. — LA SUBSIDENCE GÉOSYNCLINALE.

De toute manière, dans leur ensemble, les séries géosynclinales sont épaisses, sauf peut-être dans les géosynclinaux qui furent atteints par l'orogénèse avant d'être comblés.

Ceci pose le problème classique de la subsidence géosynclinale.

La subsidence était évidente pour Hall et Dana, qui voyaient s'accumuler sur de grandes épaisseurs des dépôts qu'ils pensaient néritiques; elle l'était moins pour E. Haug puisqu'un géosynclinal profond pouvait se contenter de se remplir sans pour autant s'affaisser.

Quoi qu'il en soit, tous les auteurs admettent la subsidence géosynclinale comme établie, et le mot réapparaît dans toutes les langues : subsidence, sinking, senkung, etc. Bien souvent, certains auteurs caractérisent les géosynclinaux par le seul fait qu'ils sont des zones de subsidence permanente (H. Stille, 1936 : « sakulär sinkenden Raum »; Schuchert, 1923 : « greater long continued down flexured parts of the lithosphere »).

Relativement aux causes de la subsidence, deux opinions s'affrontent :

— celle selon laquelle la subsidence est due au poids des sédiments, qui permet de comprendre la permanence d'un même type de sédimentation pendant de très longues périodes (mouvement « foot per foot » de Dana); J. Hall fut le promoteur de cette idée qui connut un regain d'actualité avec la mise à la mode de la théorie de l'isostasie; ce sont certains géologues de la côte du Golfe du Mexique qui en furent les plus ardents partisans : Russell (1936) écrivit : « les géosynclinaux sont le résultat de la sédimentation » (geosynclines are the result of sedimentation);

24. Des phénomènes du même ordre ont d'ailleurs été signalés dans les océans actuels. Voir notamment : ERICSON D.B., EWING M., HEEZEN B.C. (1952) : Turbidity currents and sediments in North Atlantic. *Bull. Amer. Ass. Petrol. geol.*, 36, pp. 489-511.

21. LAPPARENT, J. de (1918) : Etude des terrains crétaqués de la région d'Hendaye. *Mém. expl. C.C.F.*; (1934) : Les calcaires à Globigérines dans les Pyrénées occidentales. *B. S.C.F.*, (4), XXIV, pp. 615-621.

22. KUENEN, Ph. (1957) : Sole markings in graded graywackes beds. *Journ. Geol.*, 65. Voir également : SHROCK : Sequence in layered rocks. *Mc Graw Hill éd.*, New York, Toronto, London.

23. LAMARE, P. (1936) : Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. *Mém. S.C.F.*, Nouv. Sér., XII, n° 27, 464 p.

— celle selon laquelle la subsidence est liée à un mouvement autonome de la croûte: Dana en fut le promoteur.

Il est indiscutable que la seconde opinion est plus proche de la vérité :

— l'invagination des sillons géosynclinaux, dans la plupart des cas, précède leur comblement, ainsi que l'admettent implicitement tous les auteurs qui, à la suite de Haug, voient dans le géosynclinal une fosse, un sillon; à cette conception se rattache la distinction d'une période de vacuité et d'une période de comblement, particulièrement nette dans les Hellénides (Aubouin J., 1958; et fig. 24), où les sillons attendent, *vides*, pendant tout le Secondaire, que le flysch vienne les combler:

— les règles isostatiques, dans lesquelles certains ont cru trouver une preuve de ce que la sédimentation causait la subsidence, s'opposent en fait à cette conception: en tenant compte des rapports de densité entre les sédiments sialiques et le sima, J. Goguel (1952) a montré que l'enfoncement subsident ne pouvait être que de 40 % de la tranche de sédiments déposés; il est donc clair que si il n'y a pas de fosse préexistante, ou si le mouvement subsident n'est pas entretenu par une cause extérieure, la sédimentation ne peut ni s'amorcer ni se poursuivre.

La subsidence est, pour l'essentiels, due à un mouvement actif de la croûte et, en définitive, les sédiments s'accumulent sur de grandes épaisseurs dans les sillons géosynclinaux, parce que ceux-ci sont là pour les accueillir: les sillons « appellent » la sédimentation. Bien entendu, il n'est pas exclu — mais c'est une chose difficile à prouver — qu'un enfoncement isostatique dû au poids des sédiments vienne s'ajouter à un mouvement subsident actif pour en augmenter l'ampleur et surtout, peut-être, le régulariser.

D'ailleurs la seule sédimentation n'est qu'un des volets d'un diptyque dont l'autre est la nécessaire érosion d'une région fournissant le matériel terrigène, ainsi que Dana, Schuchert, Stille le virent clairement, qui cherchèrent respectivement le « géantioclinal », le « borderland », le « kontinental Schwelle » (fig. 6) correspondant au géosynclinal. Cette liaison érosion-sédimentation implique, parallèlement à la subsidence géosynclinale, la surrection d'une zone dont nous avons déjà vu qu'elle était en position interne par rapport au géosynclinal: le couple surrection-subsidence détruit l'argument isostatique et suggère, plus fortement encore que la seule invagination géosynclinale, un mouvement actif de la croûte (Undation et Spezialundation de H. Stille, 1924).

Enfin, si la subsidence était due au seul poids des sédiments, elle devrait se manifester selon un mouvement continu.

Or, P. Pruvost (1930), analysant la sédimentation dans le bassin houiller franco-belge (lequel n'appartient pas à un géosynclinal, mais plutôt à une avant-fosse), a montré que celle-ci formait des cycles successifs débutant par des grès grossiers et se terminant par des schistes fins, les grès de chaque nouveau cycle interrompant brusquement la sédimentation des schistes du précédent. Il y vit de brusques saccades de subsidence, montrant ainsi que la subsidence n'était pas un mouvement continu.

D'autres auteurs, considérant le matériel sédimentaire plutôt que le bassin, ont pensé qu'il s'agissait, non de saccades de subsidence, mais de saccades de surrection au voisinage; à chaque surrection brusque correspond une brusque reprise de l'érosion, d'où résulte une sédimentation grossière, puis, le calme persistant, de plus en plus fine en fonction de l'érosion progressive; ceci jusqu'à une nouvelle et brusque surrection.

Nous retrouvons-là, comme précédemment, les deux volets du diptyque subsidence-surrection, mais avec la probabilité, nouvelle, qu'il s'agisse de mouvements saccadés et non continus.

Dans les dernières années, cette sédimentation en cycles successifs, dite « cyclothématique », a fait l'objet de nombreuses publications; d'autres causes ont été invoquées, notamment les cycles climatiques, les variations du manteau végétal qui en découlent, toutes hypothèses ingénieuses, probablement valables, mais dans le détail, du moins en ce qui concerne le dépôt des flyschs: en effet, quand on compare les dimensions de la zone émergée productrice de matériaux élastiques, d'une part, et le cubage considérable de ceux-ci dans le géosynclinal, d'autre part, il devient clair que le facteur prédominant est, très évidemment, l'orogénèse.

On remarquera d'ailleurs que cette orogénèse devait être modérée mais entretenue; à chaque instant, le relief de « cordillère » qui en résultait était peu accusé, puisqu'aussi bien les dépôts de type flysch sont rarement très grossiers.

Enfin la permanence plus ou moins grande de la subsidence dans une zone donnée a été récemment discutée par quelques auteurs. Il est possible, en effet, de mettre en évidence, dans bien des zones, des « renversements de subsidence » ou tout au moins des changements de rythme importants.

Ainsi, F. Ellenberger (1951), dans les Alpes occidentales, montre que le géantioclinal briançonnais (= ride) se superpose presque exactement, au Ladinien, à une zone subsidente — « géosynclinal archaïque » — ayant joué du Namurien au Ladinien. A ce moment il y a clairement « renversement de subsidence » (Reliefumkehrung de F. Jenny). Il est vrai que ce changement correspond à la suc-

cession de la paléographie alpine à la paléographie hercynienne, l'une n'ayant en général que très peu de rapport avec l'autre : c'est en effet à cette époque que, dans une grande partie du domaine méditerranéen, s'individualisent les grands organes paléogéographiques du cycle alpin. Le fait demeure néanmoins.

R. Trümpy (1957) insiste avec raison sur le fait que, dans le détail, la subsidence n'est régulière ni dans l'espace, ni dans le temps; mais il ne s'agit que de phénomènes de détail qui ne remettent pas en cause la signification profonde des grandes zones isopiques (rides, sillons).

Le même auteur remarque que « les bassins de Flysch, notamment, se développent d'une façon indépendante de leur substratum » (1957, p. 458). On peut même dire que la subsidence accompagnant le dépôt du Flysch se manifeste beaucoup plus clairement sur les rides que dans les sillons qui, après tout, ne font peut-être que se remplir (Aubouin J., 1959). Cet apparent renversement de subsidence de la ride n'est parfois qu'une « accélération de subsidence » : ainsi, dans les Hellénides, la ride du Gavrovo marque une active subsidence récifale au Crétacé supérieur (plus de 2 000 m de calcaire) bien avant l'arrivée du Flysch (qui se fait à l'Éocène supérieur). Dans ce cas précis, on a même l'impression que l'individualisation de la ride par rapport aux sillons résulte d'un simple « retard à la subsidence » de celle-ci par rapport à ceux-là au début de l'histoire géosynclinal, retard que la ride rattrape dans la suite, en général pendant la « période de comblement » (voir plus loin) mais parfois avant (Aubouin J., 1959; et voir fig. 24).

Ces quelques remarques s'ajoutent à toutes les précédentes pour souligner combien il est impossible d'attribuer la subsidence aux seuls phénomènes isostatiques.

Dans cette analyse des faciès des dépôts de la période de comblement géosynclinal (flysch, graywackes), ont été incidemment mis en évidence le double caractère de ces dépôts qui sont des :

- faciès de comblement
- faciès orogéniques

ainsi que M. Bertrand l'avait montré (1894), suivant que l'on considère l'un ou l'autre des termes du couple sédimentation-érosion.

II. LA TECTONIQUE ET L'OROGENESE GÉOSYNCLINALE

I. — GÉNÉRALITÉS.

Jusqu'à H. Stille, la naissance de chaînes de montagnes sur l'emplacement des géosynclinaux

était considérée comme un caractère fondamental et constant de ceux-ci, soit explicitement (Hall, Dana, Haug), soit implicitement (Schuchert), selon des modalités dont on trouvera le détail dans la première partie de ce travail, aux paragraphes consacrés à chacun de ces auteurs.

H. Stille (1913) admit que certains géosynclinaux pouvaient ne pas avoir été plissés, ou du moins « pas encore », sans toutefois donner plus de détails.

Plus tard (1936), il devait préciser sa pensée en distinguant deux types tectoniques :

— *l'alpinotype* (nappes, plis très serrés), caractéristique des orthogéosynclinaux.

— *le germanotype* (failles, plis faillés, blocs faillés), caractéristique des paragéosynclinaux.

C'est seulement dans cette deuxième catégorie que la tectonique peut n'être que très peu accusée, voire nulle, comme c'est par exemple le cas dans les bassins secondaires et tertiaires de l'Europe moyenne, qui sont le type des « paragéosynclinaux ». Or, si, comme nous l'avons vu, pour un ensemble d'autres raisons, les paragéosynclinaux ne sont pas... des géosynclinaux, le problème posé par H. Stille n'existe plus : cet auteur considère bien le plissement comme caractéristique du devenir des (ortho-) géosynclinaux.

Inversement, depuis longtemps, on sait qu'il y a des plissements en dehors des zones géosynclinales sensu stricto; il appartient à Argand (1922) d'avoir distingué, à côté des

plissements géosynclinaux,

des

plissements de fond

plissements de couverture

qu'on rencontre dans le domaine des aires continentales (craton ou plate-forme).

La notion de plis de fond, si féconde dans la suite, correspond, *pro parte*, à celle de germanotype de Stille (1936); celle de plis de couverture résultant d'un décollement de celle-ci sur leur substratum, d'une fécondité non moins grande, n'a pas été spécialement envisagée par Stille.

Dès lors, parler globalement de plissement pour caractériser les géosynclinaux devient insuffisant.

C'est dans le style tectonique souple, « serré », dans les plis très aigus, et surtout dans les nappes que se trouve le plus net caractère des chaînes géosynclinales, comme tous les auteurs l'ont bien vu : H. Stille lui a donné le nom d'alpinotype; on perçoit dans cette tectonique l'écrasement tangentiel des sillons géosynclinaux ayant pu aller jusqu'à l'éjection de leur matériel sédimentaire (nappes); dans ce style, se manifeste la particulière mobilité des zones géosynclinales par opposition aux zones continentales (cratoniques) dont

le style est beaucoup plus lourd (plis de fond d'Argand; germanotype de H. Stille), même si les accidents de couverture sont d'une certaine souplesse.

Bref, on peut distinguer en suivant Argand, et en tenant compte des travaux des auteurs ultérieurs, des

— chaînes géosynclinales de style alpinotype; exemple : chaînes du domaine mésogéen et notamment les Alpes; les figures de M. Kay sur les Alleghany font rentrer cette chaîne dans cette catégorie;

— chaînes intracratoniques (= intracratoniques) de style germanotype; dans ces dernières, la tectonique se manifeste :

au niveau du socle, par des *plis de fond* (Argand, 1922)

au niveau de la couverture, par des *plis de couverture* (Argand, 1922), résultant d'un décollement de la couverture sur son substratum, dont elle est dès lors indépendante (exemples : beaucoup de chaînes dans l'avant-pays alpin, notamment la Provence, L. Lutaud, 1924, 1935; et le Jura, A. Buxtorf, 1908²⁵) ou des *plis de revêtement* (Casteras, 1933)²⁶, résultant de l'adaptation de la couverture aux accidents profonds du socle dans lesquels elle se trouve engagée (exemples : d'autres chaînes de l'avant-pays alpin, telles les Pyrénées).

Ces distinctions sont suffisamment nettes pour qu'on puisse toujours les faire. Et ainsi le devenir tectonique des géosynclinaux prend un sens clair et précis.

Encore qu'une chaîne déterminée ne procède pas d'un seul de ces styles tectoniques :

— dans une chaîne géosynclinale, comme les Alpes, qui sont l'exemple même de l'alpinotype, on rencontre :

des plis de fond, comme ceux des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, etc.),

des plis de couverture liés, soit au serra-ge géosynclinal, soit aux plis de fond (plis de couverture de la zone dauphinoise; écaillés — dites « nappes », mais semble-t-il à tort — de la zone Briançonnaise, etc.);

— dans une chaîne de fond comme les Pyrénées, les décollements de couverture ne sont pas absents;

25. LUTAUD, L. (1924) : Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline, *Rev. Géographie*, t. XII, fasc. 1. (1935) : Sur la genèse des chevauchements et écaillés de la Provence calcaire, *C.R. somm. S.G.F.*, p. 261. — BUXTORF A. (1908) : Geologische Beschreibung des Weissensteintunnel und seiner Umgebung. *Mat. carte géol. Suisse*, Nouv. Sér., 21^e livr.

26. CASTERAS, M. (1933) : Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Carte Géol. de France*, t. 37, 525 p.

— dans une chaîne de couverture comme le Jura, l'influence de la tectonique du socle n'est pas nulle; L. Glangeaud²⁷ a montré qu'à une phase cassante (de fond) d'âge oligocène succédait un décollement de couverture d'âge miocène : succession d'où résulte une très grande variété d'accidents tectoniques (failles-plis, pincées).

Il s'agit, bien entendu, dans chaque chaîne de déterminer le style tectonique principal, d'où résulte l'essentiel de la chaîne, par opposition aux styles accessoires, d'où résultent seulement des accidents de détail.

De cette brève analyse, il ressort clairement que la tectonique de couverture est ubiquiste; donc que les deux styles tectoniques fondamentaux sont bien l'alpinotype et le germanotype (plis de fond et plis de revêtement subordonnés).

Et, ce qui demeure fondamental pour notre propos, si on rencontre dans les chaînes géosynclinales des accidents d'un style connu ailleurs, dans les chaînes intracratoniques, on ne rencontre pas d'accident du style géosynclinal (alpinotype).

2. — MODALITÉ DU « PLISSEMENT GÉOSYNCLINAL »

Des l'abord (cf. p. 138) J.D. Dana (1873) a distingué dans la genèse d'une chaîne de montagne ce qui relevait

— du plissement proprement dit

— du soulèvement ultérieur qu'il rattachait à une évolution « géantyclinale » ou « anticlinoriale » au sens où il entendait ces mots, distinction qui fut toujours acceptée dans la suite par tous les auteurs, notamment H. Stille qui rattachait les plissements à l'orogénèse et le soulèvement ultérieur à une forme spéciale d'épirogénèse (1924, p. 24 : « En bloc Bewegungen »).

Ce sont les plissements proprement dits qui vont nous retenir ici.

On peut séparer dans ceux-ci trois types principaux de mouvements (Aubouin, 1958) (fig. 17) :

— des mouvements purement verticaux qui, lorsqu'on peut en juger, ne construisent aucune structure tectonique tangentielle, qu'on peut qualifier de *mouvements orogéniques*; bien souvent on n'en connaît que les conséquences sédimentaires (flysch, graywackes);

— des mouvements tangentiels, créateurs de structures tectoniques, qu'on pourrait qualifier de *mouvements tectogéniques* et qui sont de deux ordres (Glangeaud L., 1952, 1957) :

les uns, fondamentaux, traduisent un serrage au niveau du socle,

les autres, subordonnés, correspondent à

27. GLANGEAUD, L. (1947) : Le rôle du socle et de la structure profonde dans la formation des plis du Jura, *Bull. Soc. belge de Géologie*.

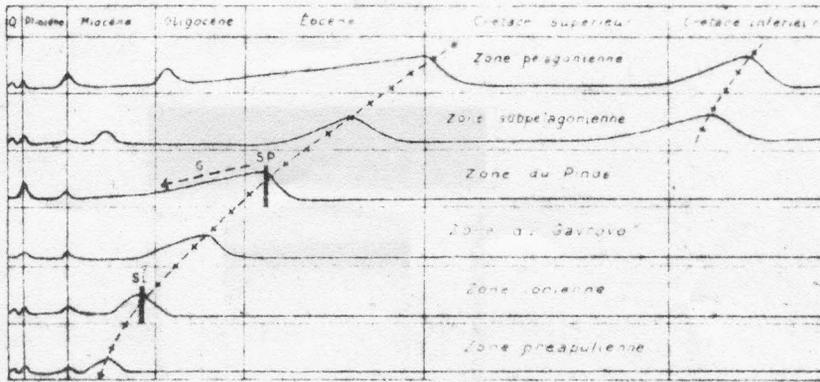


FIGURE 17

Tableau de l'orogénèse dans les Hellénides
(extrait de J. Aubouin, 1958, fig. 4).

Orogénèse : les courbes marquent l'importance relative des mouvements de surrection.

Tectogénèse : SP, SI, serrage tangentiel au niveau du socle (SP : sillon du Pinde; SI : sillon ionien); GG : glissement par gravité de la nappe du Pinde.

Les diagrammes montrent clairement la migration de l'orogénèse (polarité orogénique) à la fin de l'histoire géosynclinale (stade terminal); on remarquera que les mouvements ultérieurs ne montrent aucune polarité : bien au contraire, leur évolution géosynclinale terminée, les Hellénides réagissent « en bloc ».

des glissements de couverture dont les modalités sont dirigées par les mouvements des types précédents.

A. Les mouvements orogéniques sont extrêmement importants : M. Kay (1942) a remarqué, en effet, qu'à en juger par le volume de leurs conséquences sédimentaires (flysch, graywackes), ils traduisent un soulèvement beaucoup plus considérable que tous les autres types de mouvements (ce qui ne veut pas dire un relief plus important : la relative finesse des flyschs montre qu'il s'agit d'un soulèvement modeste à chaque instant, mais continu).

De plus, ces mouvements orogéniques manifestent une remarquable « polarité », comme beaucoup d'auteurs l'avaient remarqué depuis M. Bertrand (1887, p. 434) : ils sont plus anciens dans la partie interne de la chaîne, plus récents du côté externe (côté de l'avant-pays; voir plus bas) et migrent lentement et régulièrement de l'intérieur vers l'extérieur, vers l'avant-pays, à la manière, si l'on veut — mais ce n'est qu'une image — d'une « onde orogénique ». Corrélativement, comme nous l'avons vu, les flyschs subordonnés migrent eux-mêmes, précédant dans le temps et dans l'espace la migration de l'orogénèse; de la sorte, les flyschs sont régulièrement plus anciens dans les zones internes d'une chaîne géosynclinale : toutes les chaînes de cycle alpin du bassin méditerranéen en donnent un bon exemple, et notamment les Hellénides (Aubouin J., 1958) (fig. 17), c'est-à-dire la partie grecque des Dinarides; l'évolution des Alle-

ghans à l'Ordovicien (M. Kay, 1942) en est un autre exemple.

Mais il y a plus encore : lorsque deux époques orogéniques se manifestent successivement dans un même domaine comme, par exemple, la phase qui oscille autour du Crétacé moyen et celle qui se situe dans le Tertiaire dans l'ensemble double alpido-dinarique, c'est toujours par le côté interne (souvent rigoureusement au même endroit), que l'orogénèse commence sa migration pour s'arrêter plus ou moins loin vers l'extérieur.

La polarité orogénique est donc une propriété fondamentale et permanente des géosynclinaux : la zone interne de ceux-ci manifeste une nette tendance à l'orogénèse par opposition à la zone externe; il y a là une sorte de « gradient orogénique » qui fixe un cadre à l'histoire géosynclinale.

Plus précisément, c'est le couple miogéosynclinal-eugéosynclinal (cf. fig. 25) qui présente une polarité orogénique : la zone orogénique par excellence, celle d'où part l'orogénèse, est la ride qui borde le sillon eugéosynclinal du côté interne. Or, un géosynclinal est formé d'un ou plusieurs de ces couples eu-miogéosynclinal :

— s'il y en a plusieurs, ils sont en nombre pair (et forment des sortes de « bi-couples ») et s'affrontent de deux manières différentes :

« en se tournant le dos »; leur symétrie est centrifuge (cf. fig. 26) : la zone d'où part l'orogénèse a valeur de ride ou de massif séparant les deux eugéosynclinaux de chaque couple; l'orogé-

nèse diverge à partir de cette ride et gagne symétriquement les deux avant-pays; c'est le cas des célèbres chaînes à double déversement que nous examinerons plus loin et qui furent identifiées pour d'autres raisons (d'ordre géométrique); l'exemple classique des chaînes à double déversement est le système alpido-dinarique, popularisé par L. Kober (1923); le plus clair est le couple hético-rifain;

« en se faisant face »; leur symétrie est centripète (cf. fig. 27); la zone vers laquelle converge l'orogénèse a valeur de ride, séparant les deux miogéosynclinaux de chaque couple; l'orogénèse converge vers cette ride; c'est un cas plus rare: cette zone de symétrie sert d'avant-pays commun aux deux couples, bien qu'elle ne soit pas une aire continentale; en Méditerranée, l'exemple en est le couple Dinarides-Appenins (Italides).

Encore une fois, il faut souligner qu'il s'agit là, non du sens de déversement des accidents, classiquement envisagé, et qui dépend pour l'essentiel du point d'application des contraintes tangentielles, ni même d'avancée des nappes, mais d'un phénomène beaucoup plus profond et important tout à la fois.

B. — Les mouvements tectogéniques tangentiels sont ceux qui furent toujours envisagés dès l'abord. La notion d'avant-pays (« Vorland », Suess, 1883) leur est due: en effet, d'une manière générale, les accidents se déversent et les nappes — quand il y en a — sont charriées vers l'aire continentale qui borde la chaîne (= « avant-pays »), c'est-à-dire de l'« intérieur » vers l'« extérieur ».

Les accidents marquant un serrage au niveau du socle aux dépens des sillons géosynclinaux se produisent assez rapidement, d'une manière quasi-instantanée, au regard de l'échelle stratigraphique, à des moments sub-contemporains sur de grands espaces dans le domaine d'une chaîne d'un cycle donné (dans le domaine méditerranéen, sensiblement à l'Eocène supérieur-Oligocène, selon L. Glangeaud (1957) qui en voit la raison dans le mouvement d'ensemble des masses continentales bordant la Mésogée).

Les nappes de couvertures pelliculaires progressent plus lentement, sous l'action de la gravité, à l'avant, semble-t-il, d'une « onde orogénique » (fig. 18) qui ne serait autre que celle que nous avons signalée précédemment (M. Gignoux, 1949²⁸; L. Glangeaud, 1952; J. Aubouin, 1958, etc.), tandis que d'autres imaginaient la naissance successive de l'intérieur vers l'extérieur de « rides » (« ruga ») qui, chaque fois, reprenaient l'autochtone et

l'allochtone, obligeant ce dernier à s'avancer plus vers l'extérieur (L. Trevisan, 1946²⁹; Merla, 1952 (fig. 19)).

Quoi qu'il en soit, la distinction de ces deux types d'accidents tangentiels est absolument essentielle à la compréhension des chaînes de montagne du type alpin.

On remarquera que le sens du déversement — ou du charriage — des accidents tangentiels correspond au sens de la migration orogénique; bien qu'il s'agisse de phénomènes d'ordres différents encore que liés par certains côtés (écoulement par

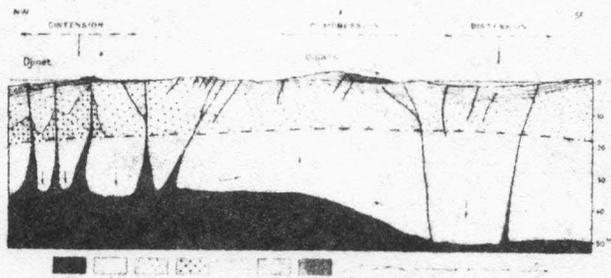


FIGURE 18

Schéma synthétique montrant l'avancée des nappes de glissement à l'avant d'une « onde orogénique », d'après l'exemple de l'Atlas tellien au Miocène inférieur (extrait de L. Glangeaud, 1952, fig. 4).

1: zone simique profonde — 2 et 3: croûte (2, partie profonde; 3, partie superficielle) — 4: Pluton granitique de l'orogénèse tertiaire — 5: roches volcaniques de l'Oligocène et du Miocène inférieur — 6: terrains sédimentaires secondaires et tertiaires — 7: nappes de glissement sud-telliennes — 8: les flèches verticales indiquent les montées et les descentes de compartiment; les flèches horizontales le déplacement probable du magma simique profond, correspondant à la déformation des Bibans — 9: zone de désordre oligophasé, séparant la croûte supérieure de la croûte inférieure — 10: zone de distension et d'affaissement — 11: zone de compression et de surrection — 12: zone en voie de glissement (nappes sud-telliennes).

On remarquera la position des nappes de glissement à l'avant de la zone en surrection.

gravité des nappes pelliculaires à l'avant de l'onde orogénique), leur concordance (Brunn J. H., 1956, p. 211) renforce la distinction à effectuer entre le côté interne (le plus éloigné de l'avant-pays) et le côté externe de la chaîne (le plus proche de l'avant-pays) et autorise à parler (Kober, 1923; Stille, 1924) d'Internides et d'Externides.

Les Internides correspondent au sillon eugéosynclinal; les Externides correspondent au sillon miogéosynclinal, ainsi que H. Stille l'avait noté.

28. GIGNOUX, M. (1949): Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 27, pp. 1-34.

29. TREVISAN, L. (1946): Nuevi orientamenti dello studio della tettonica. *Historia naturalis*, 1° anno, n° 3, Roma.

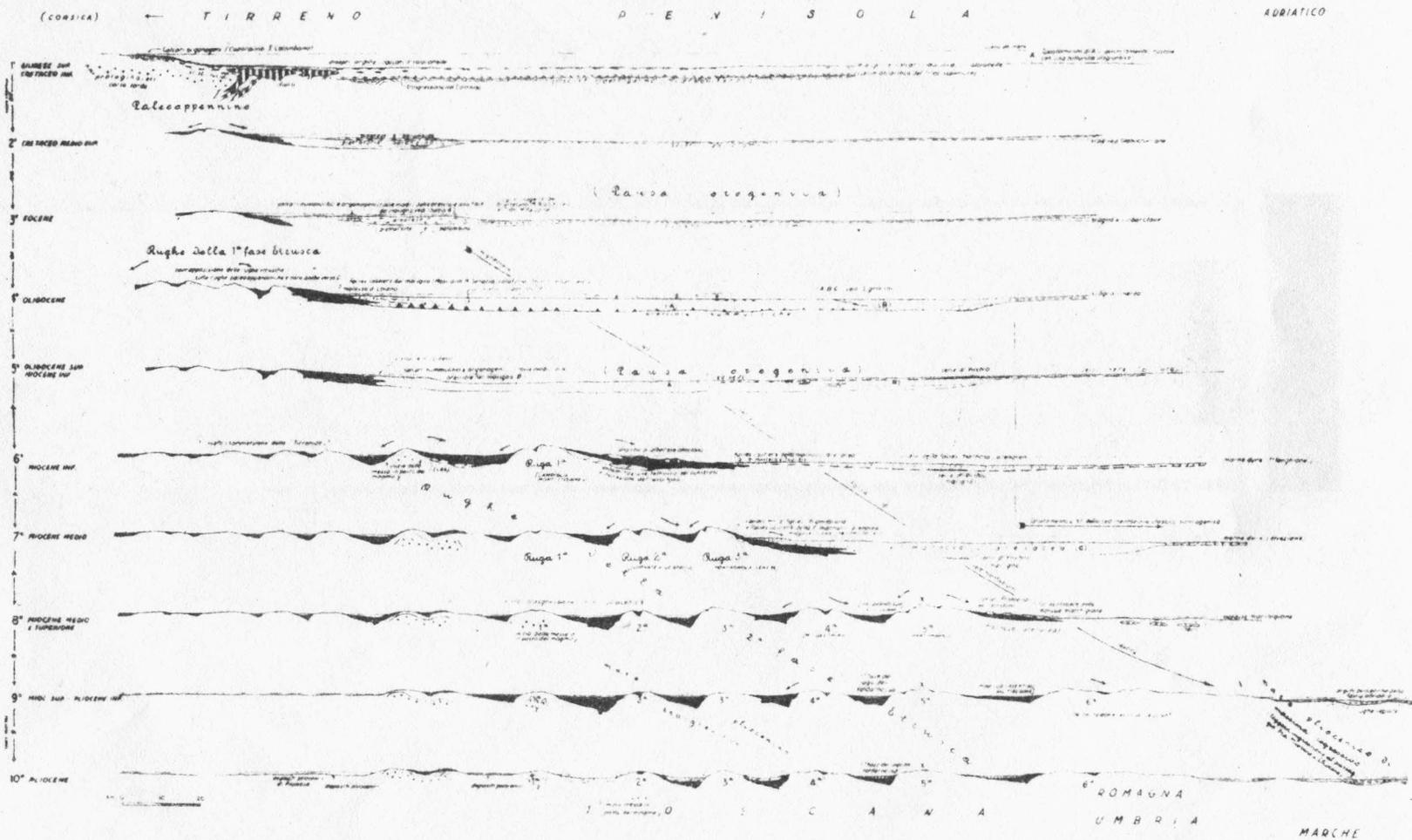


FIGURE 19

Schéma synthétique montrant l'avancée des nappes de glissement par le jeu de la formation de rides successives (ruga), d'après l'exemple de l'Appennin septentrional (extrait de Merla, 1951, Pl. 14).

En noir, les terrains allochtones.

On remarquera, au-delà du mécanisme précis des rides successives, la régulière migration de l'orogénèse de l'intérieur vers l'extérieur de l'Appennin (polarité orogénique).

Quand il y a des charriages, le contenu sédimentaire du *sillon eugéosynclinal est charrié vers l'extérieur, sur la ride qui le borde, ou, au-delà, sur le sillon miogéosynclinal* : la structure du bâti méditerranéen est encore caractéristique à cet égard : les structures d'âge taconique des Alleghanys le sont tout autant.

Du point de vue de la tectonique tangentielle, dans les groupements de couple eugéosynclinal-miogéosynclinal (« bi-couples »), il y a également :

— *des bi-couples à symétrie centrifuge* (cf. fig. 26), séparés par une zone d'où l'orogénèse diverge dans le temps, et de part et d'autre de laquelle les structures tangentielles se « tournent le dos » ; ce sont les « chaînes à double déversement » signalées par E. Haug (1900) et systématisées par L. Kober (1923) : au sens de cet auteur, la zone de symétrie centrifuge est marquée soit par une « cicatrice » (Narbenzone), soit par un « massif intermédiaire » (Zwischengebirge) ; de part et d'autre de cette zone se trouvent les sillons eugéosynclinaux, les épanchements ophiolitiques, les flyschs les plus anciens :

Bi-couple à symétrie centrifuge	} Zone de symétrie centrifuge	sillon dauphinois (miogéosynclinal)	} Bi-couple à symétrie centripète
		sillon piémontais (eugéosynclinal) (Palaéoppenin) série étrusco-ligure (eugéosynclinal ?) sillon de Marche et d'Ombrie (miogéosynclinal ?)	
	} Zone de symétrie centripète	Ride d'Apulie ³⁰	
Bi-couple à symétrie centrifuge	} Zone de symétrie centrifuge	sillon ionien (miogéosynclinal)	}
		sillon du Pinde (eugéosynclinal) ride pélagonienne Rhodope (Zwischengebirge) chaîne du Balkan	

La figure 20 — qui n'est pas une carte tectonique — montre la distribution dans l'espace de ces unités. Tout en tenant compte de la polarité orogénique et du sens des mouvements tangentiels,

30. Cette énumération ne tient pas compte de la célèbre « fosse du Flysch du Molise » qui, aboutissant au golfe de Tarente, sépare la zone des Abruzzes à l'W de celle d'Apulie (Gargano-Murge) à l'E; ces deux zones d'affleurements correspondent en fait à la même zone isopique secondaire-tertiaire (série calcaire récifale secondaire-tertiaire; discordance ici comme là du Miocène moyen néritique). Quant au « Flysch » lui-même il contient des microfaunes variées, crétacées, éocènes, oligocènes, miocènes; or, il repose sur le Miocène moyen (E. Benéo, A. Jacobacci, G. Martelli) :

— ou bien il constitue une zone de faciès spéciale entre celle des Abruzzes et celle d'Apulie pourtant identiques; or, aucun passage de faciès n'est connu des unes aux autres; enfin, il est difficile de concevoir une zone de Flysch, au Crétacé par exemple, cernée de toutes parts par des hauts

— *des bi-couples à symétrie centripète* (cf. fig. 27) séparés par une zone vers laquelle l'orogénèse converge et de part et d'autre de laquelle les structures tangentielles « se regardent » ; de part et d'autre des zones de symétrie centripète se trouvent les miogéosynclinaux et les flyschs les plus récents.

On rencontre, comme je l'ai déjà dit :

— soit un couple eu-miogéosynclinal sur le bord d'une continent (fig. 25) ;

— soit un bi-couple entre deux aires continentales; il est alors à symétrie centrifuge, à double déversement (fig. 26) ;

— soit un nombre pair de bi-couples, chaque couple appartenant à la fois à un bi-couple à symétrie centrifuge et à un bi-couple à symétrie centripète (fig. 27).

Un exemple de ce dernier cas est fourni par le domaine méditerranéen à l'E du parallèle des Alpes occidentales : on y rencontre d'W en E (fig. 20 et aussi fig. 27) :

elle fixe les conditions auxquelles devrait satisfaire toute théorie se proposant d'expliquer la structure de cette région compliquée.

fonds à sédimentation récifale sans le moindre indice de dépôt terrigène sur ceux-ci;

— ou bien il est charrié sur le Miocène moyen (et éventuellement sur d'autres termes de l'autochtone);

— ou bien il succède stratigraphiquement au Miocène moyen et se trouve d'âge miocène supérieur, les microfaunes qu'il contient étant pour la plupart remanées; cette opinion est celle de E. Benéo, A. Jacobacci, G. Martelli (*op. cit.*) qui font de la zone du Molise une sorte « d'avant fosse » commune au système italique et au système dinarique, qu'ils appellent d'ailleurs « fosse appenninique externe ».

C'est seulement entre les deux dernières hypothèses que l'on peut choisir (cf. *supra*); ni l'une ni l'autre n'altère le schéma paléogéographique de l'ensemble italo-dinarique; mais la dernière s'y encadre encore mieux.

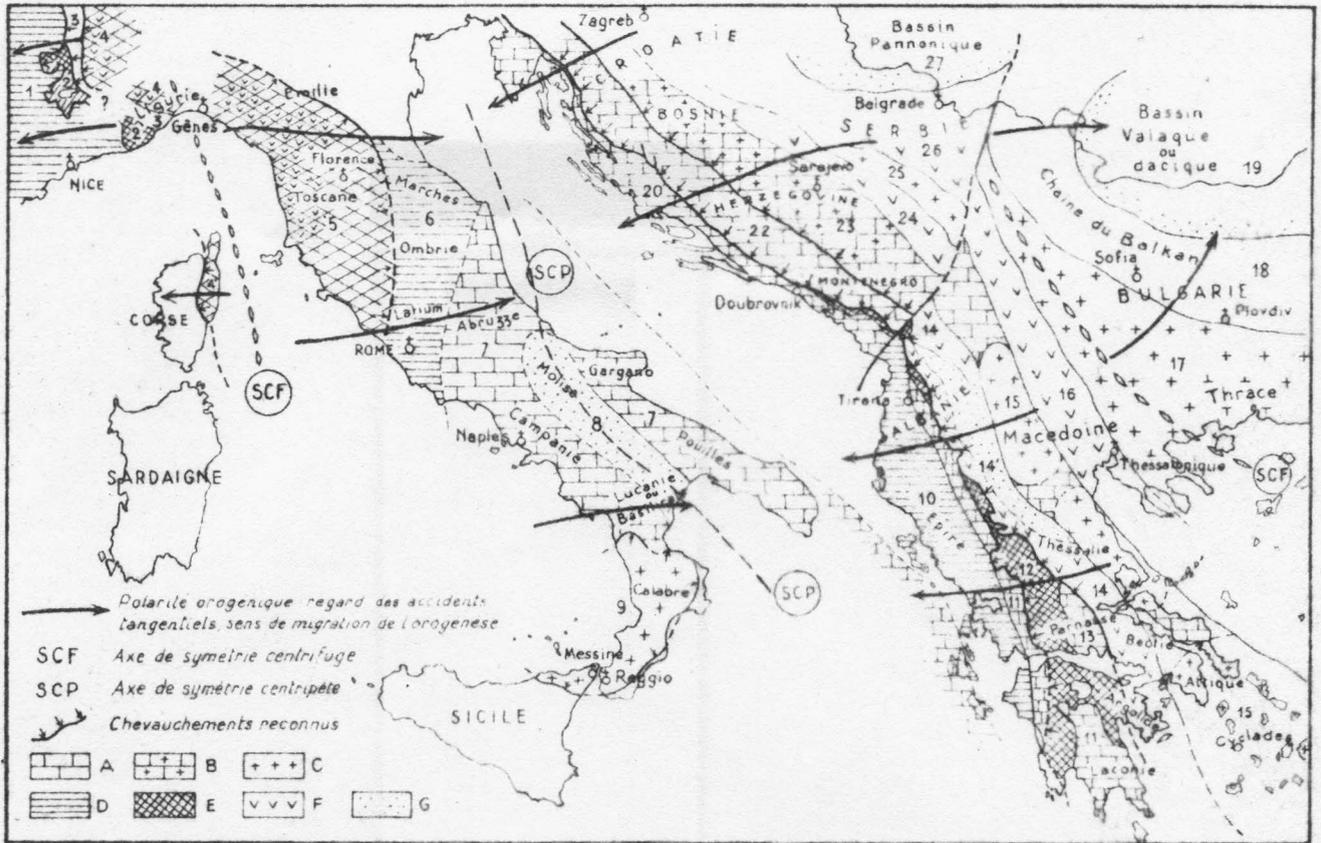


FIGURE 20

Schéma des principales zones isopiques dans le système alpido-italo-dinaro-balkanique (au 10 000 000' environ) destiné à montrer la distribution des polarités orogéniques (flèches) et les deux types de symétrie correspondant (SCP, SCF).

Il n'est pas tenu compte des dépôts post-tectoniques.

A. — zone à sédimentation néritique ou récifale (ride). — B, zone à sédimentation néritique ou récifale et affleurements de socle sous-jacent. — C, socle cristallin des zones précédentes. — D, zone à sédimentation pélagique ou pélagico-terrigène externe (sillon miogéosynclinal). — E, zone à sédimentation pélagique ou pélagico-terrigène interne, (sillon eugéosynclinal). — F, ophiolites (en général, associées à E). — G, fosses à sédimentation terrigène tarditectonique (= zones molassiques : avant, intra, arrière fosses). Pour la fosse du Molise (8), voir discussion dans la note 30, p. 168.

Alpes méridionales, d'après M. Lanteaume (1958) : 1. zone dauphinoise (sillon miogéosynclinal) ; 2. nappe du Flysch à helminthoïde ; 3. zone briançonnaise (ride) ; 4. schistes lustrés et Roches Vertes associés (2 + 4 = série eugéosynclinale).

Italie, d'après Merla (1951), Fabiani et Segré (1951), Bénéo (1956), Behrmann (1958) : 5. allochtone de Ligurie et Toscane (argille scagliose, roches vertes - série eugéosynclinale) ; cet allochtone repose sur un autochtone « étrusco-ligure » peu différent de 6 ; 6. zone de Marche et d'Ombrie (série miogéosynclinale) ; 7. zone des Abruzzes ; 7'. zone apulo-gargannique ; très probablement 7 et 7' constituent une seule et même zone (= ride d'Apulie) ; 8. zone du Molise : série terrigène qui, selon E. Beno, serait d'âge miocène supérieur ; la zone du Molise serait donc une sorte d'avant-fosse molassique commune au système italique et au système dinarique (« fosse appenninique externe de E. Beno »). (Au sujet de la zone du Molise, voir note 30, page 168) ; 9. massif cristallin de Calabre et des Monts Peloritains, charrié sur son bord externe selon Quitzow (1935). Ce massif sort du cadre examiné dans cette note et pose le problème des liaisons avec l'Afrique du Nord.

Hellénides, selon J. Aubouin (1958), (voir figure 24) : 10. zone ionienne (sillon miogéosynclinal) ; 11. zone du Gavrovo ; 12. zone du Pinde (sillon eugéosynclinal) ; 13. zone du Parnasse ; 14. zone subpélagonienne (ophiolites associés à 12) ; 14' : sillon méso-hellénique (= intra-fosse molassique) ; 15. zone pélagonienne ; 16. zone du Vardar (signification incertaine ; cicatrice entre 15 et 17 ?) ; 17. zone du Rhodope (Zwischengebirge ?) ; 18. chaîne du Balkan (elle-même constitué de plusieurs zones) ; 19. bassin valaque (avant-pays alpin).

Dinarides, selon K. Petkovic (1956-58) : 20. région autochtone ; 21. nappe de Budua (= zone du Tsoukali) ; 22. nappe du Visoki Krs (Haut Karst) ; 23. zone des schistes paléozoïques et des calcaires mésozoïques ; 24. zone centrale de roches ophiolitiques ; 25. zone paléozoïque interne ; 26. zone interne d'ophiolites ; 27. bassin pannonique (arrière-pays commun au rameau alpidique et au rameau dinarique). La signification de ces différentes zones est pour l'instant difficile à établir. On remarquera notamment que, de part et d'autre de l'accident transversal de Scutari-Pec, la distribution des zones isopiques n'est pas identique à celle des Hellénides, bien que la logique en soit semblable ; le célèbre accident de Scutari se superpose donc à un trait paléogéographique ancien.

On remarquera notamment qu'étant donné les déplacements tangentiels connus, il semble que la ride d'Apulie doit constituer un axe fixe relativement aux mouvements se faisant suivant la direction NE-SW, mais que, par contre, l'ensemble italo-dinarique doit avoir subi une translation d'ensemble dans le sens SE-NW, parallèlement à son allongement. Mais ce sont là des spéculations qui sont hors de notre propos.

3. — LE PROBLÈME DE LA TECTONIQUE EMBRYONNAIRE.

C'est un problème qui est né avec E. Haug qui écrivit (1900) que « le premier pas dans la formation des plissements sur l'emplacement d'un géosynclinal est la naissance d'un anticlinal ou géoanticlinal médian... » (p. 623).

Mais c'est surtout E. Argand qui formula explicitement le concept (1920). Son idée de manœuvre était la continuité des plissements, sans différence essentielle de style, depuis la naissance du géosynclinal jusqu'à la surrection totale de la chaîne de montagne, bien après même que son histoire géosynclinale soit terminée. Il distingue (p. 15) une « période de plissements précurseurs où l'on voit s'ébaucher dans la forme restituée des avant-fosses, des sillons marins et des cordillères dissymétriques en marche, le dessin des puissants organes dont le développement, sans changer essentiellement de qualité, va s'accélérer à divers moments du Jurassique, du Crétacé et surtout du Tertiaire, pour s'affirmer encore dans le reste de cette période, dans le Quaternaire et au travers du présent, sous forme de répliques affaiblies, de plissements tardifs, dans lesquels on reconnaît, sous des apparences attribuées, souvent à tort, à des mouvements

épirogéniques, la continuation des mêmes phénomènes ».

Ces « cordillères » individualisées par des « plissements précurseurs » sont donc l'amorce des grandes nappes mises en place lors du paroxysme tectonique; ne dit-il pas (p. 16) : « Voici, dans la Méditerranée des temps jurassiques, les puissantes cordillères arquées qui donneront plus tard les nappes alpines ou carpathiques ».

Pendant longtemps, la géologie alpine a vécu de ce concept (voir l'analyse qu'en donne Debelmas, 1958) qu'on retrouve clairement exprimée dans le schéma de Gignoux (1926) (fig. 21).

Récemment, M. Lemoine (1953) devait montrer que la « cordillère briançonnaise », celle à laquelle chacun pense quand on parle de cordillère dans les Alpes occidentales, n'était en fait qu'un vaste haut-fond plat, à peine creusé de quelques petites ondulations, et ceci en dessinant tout simplement les choses à l'échelle. La figure 22, reprise de cet auteur, n'a plus rien en effet de la cordillère se préparant à l'assaut du sillon dauphinois...

D'ailleurs, l'analyse des mouvements de ces « cordillères » ne montre en rien l'amorce des futurs mouvements tangentiels; la figure 24, qui représente l'évolution du géosynclinal hellénique au Secondaire et au Tertiaire, est éloquent à cet égard; on n'y observe guère que des mouvements verticaux, qui ne semblent d'ailleurs que des mouvements de subsidence différentielle: car les rides (voir la ride du Gavrovo) sont subsidentes tout autant que les sillons, sinon plus, mais avec retard (cf. p. 163).

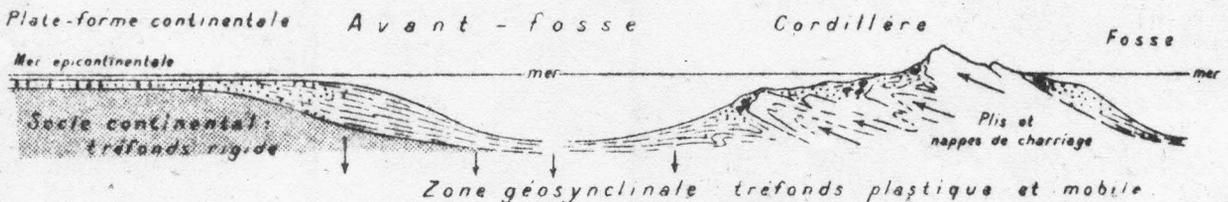


FIGURE 21

Schéma théorique d'un géosynclinal illustrant la conception de la tectonique embryonnaire (extrait de Gignoux, 1926, fig. 1).

« Avant-fosse où les sédiments terrigènes provenant du continent peuvent s'accumuler en bordure sur de grandes épaisseurs; au contraire, dans le fond, sédiments pélagiques et profonds relativement minces — cordillères bordées de très étroites zones néritiques; ici, la sédimentation terrigène est alimentée par la cordillère émergée, étroite, mais à relief sans cesse ravivé par les soulèvements orogéniques: intrication de brèches d'éroulement sous-marines, d'alluvions côtières, etc. avec des sédiments pélagiques: type Flysch. — Plus à droite, viendraient d'autres fosses et cordillères ».

On remarquera que la cordillère est typiquement l'amorce d'une grande unité structurale de la chaîne; les brèches qu'on trouve de part et d'autre sont en quelque sorte le témoin de son avancée.

On remarquera en outre l'épaississement des sédiments sur le bord du continent; enfin, qu'« avant-fosse » est pris dans un sens qui n'est pas celui qui est couramment retenu (avant-fosse molassique): il s'agit plutôt ici d'un sillon miogéosynclinal.

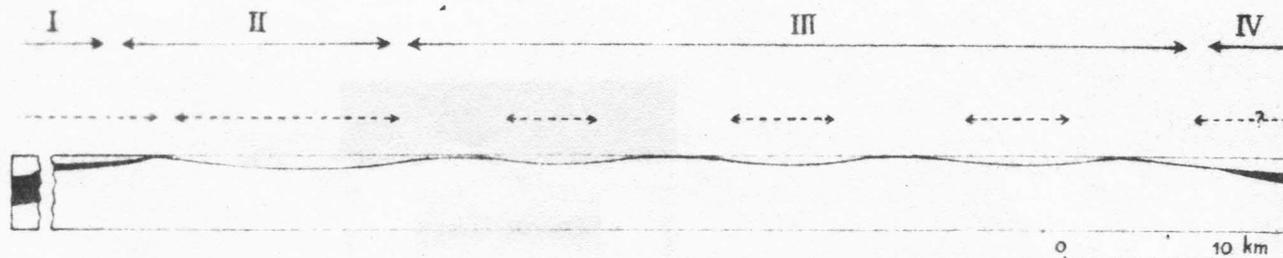


FIGURE 22

Coupe schématique du géanticlinal (= ride) briannonnais et de ses bordures, supposées faites à la fin du Jurassique supérieur, l'échelle des hauteurs étant la même que celle des largeurs

(extrait de M. Lemoine, 1953, fig. 1).

« En noir, l'épaisseur des sédiments jurassiques (sur le géanticlinal, à cette échelle, cette épaisseur est en réalité inférieure à celle du trait). Au-dessus de la coupe, les lignes en trait plein entre flèches délimitent approximativement les zones de faciès : I, zone des faciès *ultra-dauphinois* (bord de la fosse dauphinoise). — II, zone des faciès *sub-briannonnais*. III, zone des faciès *briannonnais* (géanticlinal accidenté de hauts-fonds et de sillons). IV, zone des faciès *prépiémontais* (bord de la fosse piémontaise). Les lignes pointillées entre flèches délimitent les zones où la sédimentation restera continuellement pélagique, sans émergence ni interruption, du Tithonique à l'Eocène (sillons et fosses); ailleurs, il y aura lacune du Crétacé inférieur (hauts-fonds).

N.B. — On a supposé que le géanticlinal briannonnais avait 50 km de large, ce qui est un minimum; si sa largeur était plus grande, l'impression de faible relief serait encore plus accentuée. On a aussi supposé que la profondeur des sillons et fosses était très grande (500 à 800 m sur le géanticlinal, jusqu'à 2 000 m sur le bord de la fosse dauphinoise). Elle était peut-être moindre, et le relief relatif serait alors diminué.

Cette figure doit être comparée à la cordillère de la figure 21 sur laquelle l'échelle des hauteurs est considérablement exagérée par rapport à celle des largeurs. En utilisant la même échelle pour les largeurs et les hauteurs, M. Lemoine donne une image toute différente de la ride briannonnaise qui ne fait aucune place à la tectonique embryonnaire.

D'ailleurs les rides sont peut-être en définitive des « horsts » et les sillons des « grabens », les uns et les autres un peu particuliers. Cette conception, évoquée par beaucoup d'auteurs, a trouvé un argument dans les travaux de H. Guenzler-Seiffert (1941) qui a décrit, dans les Alpes helvétiques, des failles et des flexures ayant joué au Jurassique et au Néocomien pendant, donc, la période géosynclinale. Depuis, de semblables accidents se retrouvent dans toutes les Alpes occidentales. Sans peut-être conclure trop rapidement sur la nature des rides et sillons, on remarquera, pour le moins que de tels accidents verticaux sont difficilement compatibles avec l'idée de la « naissance des cordillères par un serrage (tangenciel) initial du géosynclinal » (Trümpy R., 1957). Dans le cadre de cette conception, les failles limitant les rides rendent peut-être compte de l'instabilité des marges de celles-ci d'où résulte la permanence de glissements, éboulements, courants de turbidité sédimentant des « microbrèches de flanc » (Aubouin J., 1958, 1959); mais ce n'est là qu'une idée.

Pour L. Clangeaud (1952, 1956, 1957), dans les chaînes mésogécennes, l'évolution géosynclinale serait « monoliminaire » (mouvements verticaux, cisaillements horizontaux résultant de déséquilibres thermodynamiques à la limite sial-sima) comparable à celles des chaînes péripacifiques, lesquelles ne dépasseraient pas ce stade dans leur développe-

ment. La tectogenèse géosynclinale serait un phénomène biliminaire (serrage tangenciel entre deux aires continentales) d'où résulterait l'éjection des sédiments en dehors des sillons écrasés, la masse sédimentaire n'ayant plus ensuite qu'à s'écouler par gravité à l'avant d'une « onde de relaxation post-paroxysmale ». Il est clair que la phase monoliminaire n'est pas embryonnaire de la phase biliminaire.

Il n'est donc pas douteux que les mouvements qui commandent l'évolution paléogéographique du géosynclinal n'annoncent en rien les mouvements tangentiels paroxysmaux. Le principe de la tectonique embryonnaire semble erroné.

C'est pourquoi il paraît préférable d'abandonner le terme cordillère, beaucoup trop « marqué » à cet égard; comme d'autre part géanticlinal a un sens extrêmement varié suivant les auteurs, il vaut mieux utiliser « ride » pour distinguer ces dorsales sous-marines allongées qui séparent les sillons.

Il faut d'ailleurs rappeler que H. Stille (1924) avait rattaché à une forme d'« épirogénèse » l'évolution géosynclinale d'où résultait

le géosynclinal dans son ensemble par un phénomène d'« undation »,

les différents sillons et rides de celui-ci par un phénomène de « spezialundation ».

C'était, sans le dire, se porter contradictoire de la notion de tectonique embryonnaire.