

# DE LA NOTION DU TEMPS

NÉCESSAIRE A LA

# CONSTITUTION D'UNE CHAÎNE PLISSÉE

PAR

G. SIMOENS (1)

Docteur en Sciences minérales,  
Chef de Section au Service géologique de Belgique,  
Membre de la Commission de la Carte géologique du Royaume.

L'observation des faits nous autorise à classer les phénomènes tectoniques en deux grands groupes. Les premiers présentent un indéniable caractère d'universalité; ils ne sont point localisés, ni dans l'espace ni dans le temps; les seconds y sont, au contraire, nettement localisés. Les premiers sont les phénomènes d'affaissement qui affectent la totalité de l'écorce terrestre. Les seconds sont représentés par les plissements qui se rattachent tous à quelques grandes chaînes présentant ce caractère de s'être formées vers une époque déterminée. Ce sont les plissements huronien, calédonien, hercynien et alpin; ceux-ci sont séparés les uns des autres par des intervalles considérables de temps.

Quoique chacun de ces grands plissements nous apparaisse, dans l'histoire du globe, comme un accident, localisé à une période bien définie, il n'en est pas moins vrai que, prise dans toute son étendue, chaque chaîne de montagnes doit être considérée comme s'étant formée graduellement au cours des subdivisions de temps d'ordre stratigraphique qui constituent la période pendant laquelle l'ensemble de la chaîne s'est édifié.

Ainsi donc, la formation d'une chaîne qui, dans son ensemble, se

---

(1) Présenté à la séance du 16 octobre 1906.

place dans une période déterminée peut néanmoins se suivre pas à pas pendant les subdivisions de ce même temps.

L'évolution d'un grand plissement peut s'étudier longitudinalement, ce qui veut dire que si l'on parcourt une chaîne de montagnes dans le sens de sa direction, on remarque qu'elle est d'âge plus ancien ou plus récent, en ses différents points, selon qu'on la parcourt dans l'un ou dans l'autre sens.

Outre qu'on suit ainsi l'évolution de cet accident tectonique dans le sens longitudinal, on peut suivre aussi dans un sens transversal à la chaîne la succession des temps de plissement. Ainsi donc, non seulement la ride évolue longitudinalement, mais encore transversalement.

Si l'on prend comme exemple la chaîne hercynienne, on peut voir que le moment de formation diffère, suivant qu'on l'observe en Angleterre ou en Belgique, mais si l'on étudie alors cette chaîne suivant une ligne normale à son axe, on remarque aussi l'existence d'une série de rides qui paraissent s'être produites successivement.

Si l'on part du bassin de Sarrebrück pour se diriger vers le Nord, suivant une ligne normale au plissement, on remarque tout d'abord qu'à Sarrebrück, le Houiller inférieur repose sur le Dévonien plissé et abrasé. Dans notre pays, au contraire, les roches du Houiller inférieur et moyen sont plissées comme le Dévonien, et les terrains permien et secondaires les recouvrent en discordance. On arrive alors à cette conclusion qu'à Sarrebrück, la chaîne était plissée et abrasée à l'époque du Houiller inférieur, alors que le plissement ne se faisait pas sentir dans les bassins de Dinant et de Namur.

La distance qui sépare Sarrebrück de la crête du Condroz semble avoir été parcourue par une ride pendant le temps qui sépare le Houiller inférieur du sommet de cet étage. On peut donc évaluer la vitesse de propagation de la chaîne dans le sens transversal en durée d'ordre stratigraphique.

A mesure que la ride se déplaçait, elle était nivelée, usée et remplacée par la mer. Pour un observateur placé loin de la surface de la terre et qui pourrait reproduire le phénomène en réduisant la longueur des temps, cette ride sortant des flots et se déplaçant à la surface de la mer donnerait l'illusion d'une longue vague courant sur l'Océan.

En se dirigeant du Sud au Nord, le plissement semble affecter des roches de plus en plus récentes, et les mers, qui nivelèrent l'accident, abandonnaient sur les plis arasés de nouveaux sédiments de plus en plus jeunes.

C'est ce phénomène, pris en l'un de ces points, qu'il nous faut étudier.

Je désire, en effet, avant d'aborder ce problème dans son entièreté, examiner le temps qu'il a fallu pour l'édification d'un plissement et pour sa disparition complète, en une région déterminée, indépendamment de l'évolution de l'accident, soit dans le sens longitudinal, soit dans le sens transversal.

En un mot, nous devons essayer d'évaluer le temps stratigraphique qui sépare, en un endroit considéré, le moment où la chaîne n'était pas formée du moment où cette chaîne n'existait plus. Pour le savoir, il nous suffira de préciser l'âge de la couche d'origine marine plissée la plus récente et l'âge du sédiment marin le plus ancien reposant en discordance sur la chaîne; cette connaissance nous donnera la notion du temps nécessaire à la formation et à la disparition de l'accident, et ce temps sera le temps maximum pour cet endroit.

Je dis le temps maximum. En effet, pour évaluer la durée du phénomène de plissement, nous devons connaître : 1<sup>o</sup> le terme stratigraphique marin plissé le plus jeune; 2<sup>o</sup> le sédiment marin le plus ancien des couches transgressives.

Mais pour nous le terme stratigraphique marin le plus jeune pris dans le plissement est celui qu'il nous est permis de voir aujourd'hui. Il peut advenir cependant que le terme stratigraphique plissé le plus jeune connu ne soit pas celui qui s'est déposé immédiatement avant le plissement. Dans ce cas, le temps de formation de la chaîne sera raccourci, et il y a infiniment de chance pour qu'il en soit ainsi; il est plus que probable que, dans la majorité des cas, les couches plissées les plus récentes auront été enlevées par les érosions et abrasions successives. D'autre part, il peut arriver aussi que la roche la plus ancienne connue, en transgression sur la chaîne rabotée, ne soit pas la plus ancienne et qu'il existe sous celle-ci des vestiges d'une invasion marine antérieure en stratification concordante avec les couches sus-jacentes. Dans ce cas aussi, le temps de formation de la chaîne sera réduit.

Donc, quand nous aurons déterminé l'âge de la dernière couche plissée et l'âge de la première couche en discordance, nous pourrons évaluer le temps nécessaire à la formation de l'accident.

De plus, nous serons autorisé à dire que ce temps représente le temps maximum, celui-ci ayant pu être plus court, mais pas plus long.

La chaîne huronienne, la plus ancienne des chaînes plissées dont il puisse être fait mention, est peu connue, et les données que nous possédons sur sa formation ne nous permettent pas d'évaluer sa durée.

D'autre part, la chaîne alpine est trop récente : elle paraît être entrée dans la deuxième phase de son histoire, celle de sa destruction.

L'homme a assisté à sa formation ; il verra vraisemblablement, dans un avenir plus ou moins éloigné, la mer recouvrir ses racines.

Restent les chaînes calédonienne et hercynienne.

Des tronçons de ces deux formations plissées traversent notre pays ; nous allons donc interroger leurs débris et nous essaierons tout d'abord d'évaluer, en temps stratigraphique, la durée nécessitée par la formation et l'abrasion de la chaîne calédonienne en Belgique. Après, nous reprendrons cette étude au point de vue de l'accident hercynien, qui nécessite des développements d'un ordre différent.

Le fait qui domine toutes les déductions que l'on peut tirer de l'étude de nos roches siluro-cambriennes est la concordance de stratification qu'elles présentent, et on peut admettre que toutes ces couches ont été affectées à peu près en même temps par le plissement qui s'est produit après le dépôt de la plus récente d'entre elles, c'est-à-dire, des roches de Monstreux, de Ronquières et de Malonne à *Monograptus colonus* ; l'âge du plissement, reconnu chez nous comme étant antérieur au dépôt du Dévonien inférieur, peut être identifié avec la dislocation, dite calédonienne, des Alpes scandinaves. Dans ces régions, tous les dérangements antérieurs au Dévonien se rattachent au plissement dont la Calédonie fournit le type. Sous ce plissement, on reconnaît, il est vrai, une dislocation encore moins récente, mais les roches qui ont subi leur action sont extrêmement anciennes, et il n'y a pas lieu d'en tenir compte à propos d'un aperçu géologique de notre région.

Si, dans notre pays, comme dans les pays précités, ce plissement est antérieur au Dévonien, il est d'une grande utilité de pouvoir localiser dans la série stratigraphique le début de ce mouvement orogénique.

Or, une circonstance tout à fait heureuse fait que le Dévonien repose en stratification discordante précisément sur les roches les plus récentes de nos dépôts siluriens.

Nous allons essayer d'évaluer le temps qui sépare le moment du dépôt du sommet de notre Silurien d'avec le dépôt du Dévonien transgressif. Pour cela, nous devons faire deux choses :

1° Trouver une région où le plissement calédonien ne s'est pas fait sentir, à cette époque, et où la sédimentation a pu suivre son cours normal ;

2° Synchroniser, dans cette série siluro-dévonienne concordante, nos propres formations.

On sait que la chaîne calédonienne longe la Norvège, traverse la mer

du Nord, passe en Écosse, pour se prolonger en Irlande ; or, quelle que soit l'orientation du déversement qui varie en Écosse et en Scandinavie, il n'en est pas moins vrai qu'à peu de distance de la chaîne principale, on retrouve dans l'Ouest et dans le centre de l'Angleterre, des régions où la stratification a pu se faire d'une manière continue, en passant du Silurien au Dévonien à l'époque où ailleurs s'édifiaient définitivement les monts calédoniens.

La comparaison entre nos couches et celles de l'Angleterre nous permettra d'atteindre le but que nous poursuivons.

Un de nos confrères a tenté de synchroniser nos couches avec les types anglais. A force de persévérance, M. C. Malaise est arrivé à un résultat considérable. Se basant sur des documents paléontologiques, malheureusement très rares, il est néanmoins parvenu à retrouver chez nous les représentants des subdivisions du Silurien d'Angleterre.

Pour ce qui nous occupe, il suffit de rappeler que le terme supérieur du Silurien anglais ou couches de Ludlow à *Monograptus colonus* a été retrouvé par M. Malaise, tant dans le Brabant que dans la bande de Sambre-et-Meuse. Cette circonstance, outre qu'elle prouve que les différents massifs siluriens de notre pays font partie d'un même faisceau de plis, montre qu'au moment du dépôt des roches à *Monograptus colonus* du niveau de Ludlow, les premiers plissements calédoniens ne s'étaient pas encore fait sentir dans notre région, attendu que l'aspect et la nature lithologique des roches de cet étage ne permettent pas de prévoir un changement aussi profond que celui du prélude de la formation d'une importante chaîne de montagnes.

Quant aux oscillations de la mer que pourraient indiquer ces sédiments à *Monograptus colonus*, elles ne peuvent avoir eu que peu de rapports avec le plissement calédonien, pour des raisons sur lesquelles il n'y a pas lieu de nous étendre en ce moment, et ensuite parce que ces oscillations ne sont pas différentes de celles dont on pourrait retrouver les traces dans la succession des étages siluriens et qui sont, en descendant la série, de plus en plus distantes du moment de la sur-rection des Alpes scandinaves en Belgique.

On peut donc dire :

1° Qu'à l'époque du dépôt de l'assise de Ludlow à *Monograptus colonus*, les premiers mouvements devant donner naissance à la chaîne calédonienne ne s'étaient pas fait sentir dans la région centrale de notre pays ;

2° Qu'aux premiers temps du Dévonien inférieur, la mer séjournait,

en Belgique, sur l'emplacement de l'ancienne chaîne calédonienne rabotée.

En certaine région de l'Angleterre, on remarque entre le Llandovery et le Caradoc, ou les couches de Bala, une importante ligne de transgression marine.

Je rappelle qu'il n'entre pas dans ma pensée d'essayer d'évaluer ici la durée de formation, c'est-à-dire de propagation de la chaîne calédonienne dans un sens ou dans l'autre, mais bien de tenter d'établir, en une région circonscrite, le temps représenté par l'époque continentale entre deux dépôts marins.

En Angleterre, la surrection s'est surtout fait sentir avant le moment où elle s'est manifestée en Belgique. En Écosse, le plissement semble s'être produit après l'Arenig; dans le centre de l'Angleterre, il paraît fixé entre les couches de Bala et de Llandovery; chez nous, il est supérieur au Ludlow.

Nous allons maintenant voir rapidement, en Angleterre, dans la série concordante, les sédiments qui séparent les couches à *Monograptus colonus* des roches dévoniennes caractéristiques.

Le Shropshire nous montre d'abord : la discordance du Gothlandien ou Silurien supérieur sur l'Ordovicien, dont le dernier terme est représenté par les couches de Bala; ensuite, qu'il existe une parfaite concordance de stratification entre le Gothlandien et le Dévonien. On y voit de plus les couches de passage entre le Ludlow caractéristique et le Dévonien non moins certain, et ces couches présentent une épaisseur maximum de 500 pieds.

La tranchée du chemin de fer à Ledbury donne, d'après Simonds, la coupe suivante, représentant les couches de passage :

Dévonien.	
Ledbury shales . . . . .	272 pieds.
Grès de Yellow . . . . .	9 —
Ludlow supérieur.	

Comme on le voit dans les Malvern Hills et le pays de Galles, l'épaisseur des couches de passage reste sensiblement la même, et pourtant il en est parmi ces sédiments qui pourraient encore figurer dans les séries sous- et sus-jacentes.

Nous pouvons nous demander maintenant ce que signifient au point de vue du temps ces 300 pieds de couches; pour cela, il suffit de les comparer aux roches siluriennes qui les supportent.

Dans le Sud du pays de Galles, on a, pour le Gothlandien, la série concordante suivante :

Ludlow . . . . .	3 000	pieds.
Wenloch . . . . .	2 400	—
Llandovery . . . . .	3 500	—
	<hr/>	
Soit pour le Silurien supérieur . . . . .	8 900	—

Mais ce Gothlandien ne représente qu'une partie de notre massif silurien, redressé chez nous à la fin du Ludlow. Nous devons donc y ajouter tout l'Ordovicien, représenté dans notre pays par les couches à Graptolithes du Grand-Manil, Fosse, Sart-Bernard, Statte et Huy.

Cette série, dans le Shropshire et le Sud du pays de Galles, donne la moyenne suivante :

Bala . . . . .	3 500	pieds.
Llandeilo . . . . .	2 750	—
Arenig . . . . .	3 000	—
	<hr/>	
Soit pour l'Ordovicien . . . . .	9 250	—

Remarquons cependant que dans la région des lacs, le Llandeilo atteint 10 000 pieds et l'Arenig 7 000 pieds.

Mais sous ces couches, on trouve le Cambrien en concordance de stratification, tout comme en Bretagne. De nombreuses raisons permettent de penser qu'il doit en être de même dans notre sous-sol; croire le contraire serait admettre arbitrairement, en Ardenne, l'existence d'une chaîne plissée inconnue entre l'Ordovicien et le Cambrien.

La série cambrienne du pays de Galles donne :

#### GALLES DU SUD.

Cambrien supérieur . . . . .	3 200	pieds.
Cambrien moyen . . . . .	2 550	—
Cambrien inférieur . . . . .	4 600	—

#### GALLES DU NORD.

Cambrien supérieur . . . . .	6 000-7 000	pieds.
Cambrien moyen . . . . .	2 230	—
Cambrien inférieur . . . . .	2 000-3 000	—

Nous prendrons donc la moyenne de ces chiffres,

$$\text{soit } 5\ 100 + 2\ 390 + 2\ 300 = 9\ 790 \text{ pieds.}$$

Sous le Cambrien, on reconnaît une discordance marquée tant dans le centre anglais (Longmyndian Series) qu'en Écosse (grès de Torridon) ; notre évaluation doit donc s'arrêter à la base du Cambrien.

Nous devons maintenant comparer l'épaisseur des couches de passage manquant dans notre pays avec les roches sous-jacentes et qui sont chez nous en série concordante. Il n'est pas nécessaire de faire remarquer qu'il nous faut évaluer ces couches d'après des données anglaises, puisqu'il convient de leur comparer les 300 pieds de sédiments qui nous manquent.

Nous avons donc :

Gothlandien . . . . .	8 900	pieds.
Ordovicien. . . . .	9 250	—
Cambrien . . . . .	9 790	—
	<hr/>	
Soit en tout . . . . .	27 940	—

Si nous divisons 27 940 par 300, nous obtenons 93.1, ce qui signifie que les 300 pieds de couche de passage représentent environ 1 % de la série silurienne prise dans la même région.

Pour mieux fixer les idées, représentons-nous maintenant une masse de roches sédimentaires de 100 mètres d'épaisseur et disons-nous que cette série, représentant une colonne de 100 mètres, a mis un siècle à se déposer, c'est-à-dire en moyenne à raison de 1 mètre par an.

Si nous voulons conserver la proportion entre le temps du dépôt et celui du soulèvement que nous montrent les faits cités, nous devons nous représenter cette masse de 100 mètres, résultat de la sédimentation d'un siècle, se plissant, se disloquant, puis s'effritant par l'action des agents naturels jusqu'à disparition complète, et permettant un nouveau dépôt en un temps représentant la centième partie de la durée accordée au phénomène sédimentaire, c'est-à-dire en un an.

Nous en arrivons ainsi à émettre cette conclusion que, évaluée en un temps relatif d'ordre stratigraphique, la formation d'une chaîne de montagnes est un phénomène prenant les proportions d'un véritable cataclysme, où la surrection et l'érosion marchaient de pair et que nous devons considérer comme un accident momentané et éphémère dans l'évolution inorganique de notre globe. D'autre part, en ce moment, nous vivons en plein accident d'âge alpin.

Le plissement maximum des Alpes se localise à l'aurore des temps éolithiques, et nous sommes loin du moment où la mer pourra reprendre possession de l'emplacement de ces hauteurs.



Évalué en temps astronomique représenté par la révolution de la terre autour du soleil, on peut dire que cet accident tectonique se répartit sur un nombre d'années si considérable qu'il ne nous est pas possible d'en tenter l'évaluation.

Tout ce qu'on peut dire, c'est qu'il s'accomplit avec une extrême lenteur.

*Conclusion :* La formation d'une chaîne de montagnes qui, évaluée en années, est un phénomène d'une extrême lenteur, devient, au contraire, un phénomène presque brusque comparé à la longueur du temps nécessaire par la formation des dépôts sédimentaires.

