

ESQUISSE
DE LA
STRUCTURE DU GÉANTICLINAL VOSGIEN
ET DU
GÉOSYNCLINAL LORRAIN

Par E. NOËL

La transgression triasique a consisté, comme on l'admet maintenant, en un envahissement relativement brusque de la mer sur un pays préalablement plissé, aux reliefs déjà fortement rabotés et usés, mais n'en existant pas moins encore en certains points, par exemple sur l'anticlinal vosgien. Les plissements qui avaient donné naissance à ces montagnes, depuis l'époque du cûlm jusqu'à celle du permien inférieur, ont dû continuer encore à se produire au moins pendant cette première phase transgressive du trias, sous forme de tassements qui ont continué, prolongé dans le temps, suivant des lois encore mal dégagées, les déformations antérieures, tout en les atténuant. Il s'ensuit donc une grande variabilité dans l'épaisseur des dépôts triasiques, au moins du trias inférieur, variabilité qui a été bien mise en évidence dans les Vosges par les études sur le terrain, et en Lorraine par les sondages pour la recherche de la houille. Je me réserve de revenir sur l'étude de ces variations d'épaisseur; pour le moment, il me suffit de les signaler. J'ajouterai de plus qu'à certaines époques postérieures, comme au muschelkalk (surtout inférieur) et au keuper, cette structure du sous-sol a été jusqu'à produire même des variations importantes dans le faciès des dépôts : c'est ainsi que le sel ne se trouve guère qu'au fond des synclinaux et que

les dolomies semblent atteindre leur plus grand développement surtout sur les anticlinaux.

Cette transgression triasique a d'ailleurs déjà été précédée du dépôt de sédiments à facies détritique, surtout dans certaines fosses, notamment les dépôts houillers du synclinal lorrain qui vont du westphalien supérieur (c. de Sarrebruck) au stéphanien (c. d'Ottweiler), et ensuite, en transgression sur eux, les dépôts permien, dont certains accompagnés de dolomie et de sel sont les premiers témoins d'une invasion marine depuis l'époque du carbonifère inférieur.

Il résulte de là qu'une étude préliminaire qui s'impose est celle d'abord de la structure du géosynclinal lorrain et du géanticlinal vosgien, faite surtout au point de vue tectonique, puis celle des différentes petites transgressions qui l'ont précédée et des dépôts détritiques locaux, dont la plupart ont eu quelques-unes de leurs parties arasées et ont pu, par leur remaniement, fournir des éléments au grès vosgien.

Je vais examiner d'abord la structure du socle paléozoïque (antéhouiller), puis je passerai aux conglomérats du houiller et du permien.

1° *Le socle paléozoïque.* — On remarque d'abord la différence d'allure des terrains superposés à l'anticlinal vosgien et au synclinal lorrain. Les premiers n'ont guère que des ondulations à très grand rayon qui dégénèrent facilement en simples cassures, comme cela doit avoir lieu avec un sous-sol rigide ; les seconds présentent au contraire une série de dômes et de cuvettes s'alignant souvent en rides alternativement anticlinales et synclinales, assez rapprochées, distantes d'environ 3 à 8 kilomètres. C'est d'ailleurs uniquement par l'étude de ces rides des terrains secondaires que nous pouvons aujourd'hui tenter de déchiffrer la structure interne de la région.

On sait que la chaîne hercynienne s'est formée en deux soubresauts principaux : le premier principalement à l'époque du dinantien-culm, le deuxième commençant au stéphanien pour se continuer jusqu'au permien moyen. Il y a d'ailleurs dans le sous-sol des terrains triasiques des ondulations transversales à très grand rayon dont des études postérieures préciseront peut-être l'âge. On remarque encore dans les Vosges des traces de plissements certainement antérieurs aux plis hercyniens, décelés

par l'orientation des bandes de gneiss et de granits anciens de la chaîne, et faisant un angle notable avec les plissements hercyniens. J'examinerai successivement toutes ces dislocations, mais avant j'étudierai ce qu'on appelle, depuis les travaux de M. Suess, les « lignes directrices de la région ».

Les principales de ces lignes ont d'ailleurs déjà été indiquées par M. Suess⁽¹⁾. L'auteur part du raccordement par rebroussement des plis armoricains avec les plis varisques. Il remarque que la principale difficulté d'une telle étude résulte de l'arasement profond des montagnes, par suite duquel les roches archéennes forment la plus grande partie de la surface : il ne peut donc être resté « de la couverture de terrains sédimentaires qui les surmontait à l'origine que les extrémités en forme de coin des principaux synclinaux. De là, les longues bandes sédimentaires rencontrées çà et là pincées dans les schistes cristallins des régions archéennes représentent de véritables *lignes directrices* permettant de reconstituer le parcours des hautes montagnes d'autrefois.

« La présence des lignes directrices varisques est très nette dans le Plateau Central. Le terrain primitif affleure en de nombreux points à l'O. des Vosges sous la couverture des terrains secondaires. Le granit affleure dans plusieurs localités à l'E. du Morvan et à l'O. de Dijon ; ces affleurements indiquent une jonction souterraine qui des Vosges s'avance vers le S.-O. dans la direction du Plateau Central, à travers la Côte-d'Or.

« Depuis longtemps déjà les géologues français pensaient qu'il existe un rapport intime entre les terrains anciens des Vosges et ceux du Plateau Central. En 1856, Coquand fit observer que le petit massif granitique de la Serre près de Dôle était un trait d'union entre les deux massifs⁽²⁾. »

Fournet, à la suite de remarques analogues, parle d'une chaîne cébenno-vosgienne⁽³⁾.

La direction de cette ligne est N.-E. S.-O. L'auteur alors indique dans les Vosges le synclinal de Ronchamp et sa correspon-

1. *Das Antlitz der Erde*, trad. française par de Margerie. T. II, p. 175 et sq.

2. H. COQUAND, « Mémoire géologique sur l'existence du terrain permien et du représentant du grès vosgien dans le département de Saône-et-Loire et dans les montagnes de la Serre, Jura. » (*Bull. Soc. géol. France*, XIV, 1856-1857, p. 13-47, pl. I.)

3. J. FOURNET, « De l'extension des terrains houillers sous les formations secondaires et tertiaires de diverses parties de la France. » (*Mém. Acad. Lyon*, V, 1855, p. 239 et suivantes.)

dance avec les bassins de Blanzky et du Creusot. La longueur de cette dislocation (affaissement entre cassures), entre Bert et l'extrémité méridionale des Vosges, est d'environ 280 kilomètres. Cet accident, facile à suivre sur les cartes, forme dans les Vosges l'extrémité méridionale du massif, à la Serre l'extrémité marginale d'un petit horst et s'engage dans l'épaisseur du Plateau Central. « D'après les renseignements assez sommaires qu'on possède à son sujet, cet accident est du moins en grande partie d'âge post-permien, et même au N.-E. d'âge post-jurassique; mais ses rapports avec les traînées houillères plissées de Saône-et-Loire indiquent que la faille actuelle coïncide avec la direction originelle de la chaîne. C'est donc une dislocation longitudinale comme la grande cassure de Saint-Avold dans le bassin de la Sarre. »

L'auteur indique alors dans les pages suivantes la manière dont on peut suivre au moyen des plis posthumes une ligne principale de dislocation sous des terrains plus récents. C'est de ce principe, aujourd'hui fort discuté, que je serai réduit à faire application sous toutes réserves pour toute la partie des terrains secondaires de Lorraine. On voit en outre, par cette citation, comment une flexure ou même un pli peuvent dégénérer en faille dans les terrains horizontaux de la couverture. Il peut résulter de là que plusieurs des failles longitudinales du trias des bords vosgien ou subvosgien sont superposées à des têtes d'anticlinaux ou à des surfaces de charriage en profondeur.

Mais avant d'entrer dans le détail, il importe de donner la liste des principales lignes directrices de la région du géanticlinal vosgien et du géosynclinal lorrain. Je commencerai par le S.

I — Lignes directrices

1^o On rencontre d'abord le synclinal de Ronchamp compris entre le dévonien du Salbert et le massif granitique des Ballons. Il renferme, comme on sait, du carbonifère marin [dinantien — étage viséen; voir Bleicher et Tornequist⁽¹⁾] puis du culm. Ensuite

1. BLEICHER et MIEG, « Noté sur la paléontologie du carbonifère de la Haute-Alsace ». (*Bull. Soc. géol. France*, [3] XII, 1884, p. 107 et *ibid.* [3] XIII, 1885, p. 413). — G. MEYER, « Beitrag zur Kenntniss des Kulm in den südlichen Vogesen ». (*Abh. z. geol. Spez. v. Els.-Loth.*, 3^e vol., fasc. I, 1884.) — A. TORNEQUIST, « Das fossilführende Untercarbon am östlichen Rossbergmassiv in den Südvogesen ». (*Ibid.*, vol. V, p. 377-793.)

après le dépôt de ces étages s'est produit le premier soubresaut hercynien, et enfin, dans des fosses, le stéphanien de Ronchamp puis le permien se sont déposés. Ce synclinal envoie d'importantes apophyses vers le N., ce sont les schistes de Bussang et les « grauwackes » souvent métamorphiques du massif du Ballon de Guebwiller.

Dans la Forêt-Noire, le pli de Schœnau lui fait suite, n'offrant d'ailleurs qu'une étroite bande de carbonifère supérieur comprise entre le gneiss du Feldberg et le granit et les roches éruptives de la bande du Blauen au Habsberg.

On peut remarquer l'allure irrégulière de ce pli, car la bande de Schœnau ne correspond qu'à celle de Ronchamp et Belfort en direction hercynienne, tandis que la région de grauwacke du ballon de Guebwiller aurait pour homologue le massif de gneiss de l'E. de Fribourg. Y aurait-il là une surélévation locale de la région qui aurait fait disparaître toutes les assises sédimentaires ? Cependant la région de Fribourg est bien un anticlinal, ainsi que l'indiquent les affleurements du grès bigarré à l'O. de Villingen.

Cet anticlinal est suivi d'un synclinal passant par Waldkirch et Triberg : ce pourrait être la suite du synclinal de Guebwiller. Le géosynclinal du S. se diviserait en deux, la branche S. passant par Schœnau, la branche N. par Waldkirch et Triberg, les deux séparées par le massif de gneiss de Fribourg (1).

2° Puis vient le grand anticlinal vosgien qui forme en France le sous-sol du S. des monts Faucilles (région tabulaire du N. de Plombières), puis passe par Remiremont, Gérardmer, Sainte-Marie-aux-Mines, rencontre le bord de la Forêt-Noire aux environs de Lahr et gagne Freudenstadt après avoir porté les dépôts du grès vosgien à près de 1 000 mètres.

2' Au N. s'étend une bande occupée par des plis pincés de schistes métamorphiques (Villé) et de granits récents à laquelle correspond dans la Forêt-Noire la région de roches éruptives au N.-E. d'Offenburg et à l'E. d'Achern.

3° Le synclinal de Schirmeck, renfermant, dans les Vosges, du dévonien, du culm et des roches éruptives d'âges carbonifère et permien. Pour le retrouver dans la Forêt-Noire, il faut aller jus-

1. D'ailleurs la découverte toute récente de gisements de potasse dans le permien (?) des environs de Thann et de Guebwiller confirme encore le caractère synclinal de cette bande (*Revue industrielle de l'Est*, numéro du 10 mars 1907).

qu'à Baden-Baden, car c'est là seulement qu'on retrouve du permien avec ses roches éruptives (Fremersberg, Gernsbach, etc.). Le prolongement semble passer au S. de Neuenburg et de Pforzheim, à en juger par les affleurements du grès bigarré. Ce pli se prolonge vers le S.-O. en rejoignant à Saint-Dié le pli de Villé, puis se continue au S.-O. par Bruyères où se voit une apophyse vers le S.-O. des dépôts permien. Puis il franchit la Moselle à la région affaissée d'Arches et Archettes, et enfin semble renfermer les schistes métamorphiques du N. de Bains-les-Bains et les quelques pointements de tels schistes et de grau-wackes qui apparaissent sur la feuille de Langres. On admet qu'il se relie au pli de Blanzey sur les bords du Massif Central. D'ailleurs ce pli, ainsi que le précédent et le suivant (de Celles), se soudent et même se relayent souvent entre eux⁽¹⁾.

4° Le pli de la vallée de Celles, dont une récurrence sous le grès permien donnerait la flexure brusque de cette vallée. Le sommet (racine) est par endroits injecté de granulite considérée comme récente (granulite de Raon-l'Étape). On sait cependant que les granulites de la chaîne hercynienne (Bretagne, Vosges, etc.) sont ordinairement dévonniennes, c'est-à-dire antérieures au premier soubresaut du plissement; par suite la surélévation locale qui a lieu à Raon-l'Étape résulte peut-être non d'une injection contemporaine du plissement, mais de la présence d'un culot éruptif ancien resté simplement en saillie (cf. le mont Blanc dans les Alpes). Ce pli est d'ailleurs un anticlinal qui peut parfois être couché. Il se prolonge au S.-O. par Épinal (granulite de la Vierge, d'aspect parfois cristallophyllien), puis par les pointements de granit de la région Châtillon-sur-Saône, Passavant, etc. (feuille de Langres). Vers le N.-E., ce pli doit être fort difficile à suivre sous les dépôts du grès des Vosges. Il semble atteindre la vallée du Rhin à l'éperon de Wasselonne et là se perd sous les sédiments récents.

5° Le pli déterminé sur la Meurthe par la flexure d'Azerailles passe à 1 ou 2 kilomètres au N. de Cirey et semble gagner au N.-E. Wissembourg en longeant les bords des affleurements du

1. M. VÉLAIN, *Bull. C. G. France*, VI, 1894-1895, feuille de Strasbourg, p. 158, aligne le granit de Grandrupt avec celui du Rossberg. Il existe cependant l'extrémité du synclinal de Schirmeck entre les deux. Je considérerais plutôt le granit de Grandrupt comme injectant la racine du pli de Celles.

grès vosgien : schistes métamorphiques de Weiler près de Wissembourg; granit du Jägerthal au N. et près Niederbronn⁽¹⁾. En particulier, d'après le travail de M. Linck, on a dans le Palatinat des pointements de gneiss et de schistes métamorphiques (*gneiss-artige z. T. grauwackeähnliche Gesteine*) à Selz, Albertsweiler et Neustadt. Plus au S., à Weiler près Wissembourg, des « schistes passant à la grauwacke »; d'où un âge dévonien, d'ailleurs hypothétique en l'absence de fossiles, traversé par des filons de porphyrites, minettes, kersantites (cf. dévonien de Schirmeck). Les couches sont très redressées et ont un plongement plutôt S. sur les profils de la planche I. On est donc en présence du flanc N. d'un synclinal, ou d'un pli isoclinal couché vers le N. ou le N.-N.-O. D'ailleurs, il existe un pointement de granit au S.-O., au Jägerthal près de Niederbronn. Ce granit semble donc jouer le même rôle par rapport à la grauwacke de Weiler que le granit carbonifère d'Andlau par rapport au dévonien de Schirmeck. Donc il semble que le dévonien occupe les extrémités N.-E. des plis d'Azerailles et de Mont (Edenkoben, Landau).

Le pli d'Azerailles passerait par le granit du Jägerthal, qui injecterait alors la racine d'un anticlinal — ou peut-être même le pli de Mont-sur-Meurthe, en vertu de la virgation E. de l'extrémité N.-E. des plis (S. de la *Mulde von Saargemünd* de la carte de van Werwecke).

Au S.-O., se bifurquant peut-être⁽²⁾, il passe aux environs de Charmes et de Mirecourt.

D'ailleurs, à partir de ce moment, nous sommes dans le géosynclinal lorrain, ce qui se traduit, comme dans tous les cas analogues (bassin carbonifère de Bretagne, etc.), par une multiplication et une complication des plis secondaires.

C'est ainsi, par exemple, qu'un ridement secondaire apparaît déjà à Gerbéviller et Moyen.

6° L'anticlinal de Blainville, Mont-sur-Meurthe. Passe dans la direction N.-E., un peu au N. de Lunéville, et atteint la Sarre près de Saar-Union, où les affleurements du grès bigarré envoient un éperon vers l'E., puis se perd sous les sédiments du grès vosgien

1. G. LINCK, *Geognostisch-petrographische Beschreibung des Grauwaacken-Gebietes von Weiler bei Weissenburg* (Abhandl. z. geol. Spezk. von E. Loth, III, 1891, p. 1 à 73).

2. Communication inédite de M. Nicklès.

et doit atteindre la vallée du Rhin, probablement aux environs de Landau [pointements de granit et de schistes métamorphiques du Palatinat : Weiler près Edenkoben⁽¹⁾]. Au S.-O. ce pli se prolonge dans la région d'Haroué⁽²⁾.

7° Le grand synclinal de Sarreguemines, dont l'allure est si nette et si régulière aux environs de cette ville. Son prolongement vers le S.-O., probablement bifurqué, présente des changements de direction irréguliers et assez compliqués. Les fosses de Brin et de Drouville, si remarquables par le développement du gîte salifère lorrain, en sont probablement des dépendances. Au N.-E. il semble présenter une virgation O.-E. Passerait-il dans la région basse entre la Forêt-Noire et le massif cristallin de l'Odenwald ? Cependant, cette dépression résulte de la rencontre des failles de l'Odenwald avec celles du Rhin⁽³⁾ et n'a pas les allures d'un synclinal. Ce synclinal est fort large sur le territoire allemand. Il a paru marquer pour bien des auteurs allemands (Leppla, etc.) le fond du géosynclinal entre les Vosges et le massif rhénan.

8° Deux ridements secondaires dont les prolongements sur le territoire français ainsi que vers le Rhin sont encore assez hypothétiques : l'anticlinal de Morhange (*Sattel von Mörchingen*) et le synclinal de Landroff (*Mulde von Landorf*). Ils n'ont peut-être que la valeur de ridements secondaires du géosynclinal.

9° Enfin le grand anticlinal lorrain (*lothringischer Hauptsattel* des Allemands). Il présente dans la région de Sarrebruck où il a été reconnu pour la première fois un anticlinal du houiller affectant les nappes de charriage⁽⁴⁾. Cet anticlinal stéphanien est probablement juxtaposé de très près, sinon superposé à un pli d'âge dinantien, peut-être même déjà dessiné lors du ridement calédonien. Il se prolonge ensuite en Lorraine sous forme d'un puits de deux anticlinaux des terrains secondaires. La carte de M. van Werwecke indique en effet d'abord un anticlinal de terrains secondaires décalé vers l'O. par rapport à l'anticlinal du houiller au N. de la faille de la Sarre. Au S.-O. de cette faille, un autre

1. LEPPA, *Ueber das Grundgebirge der Pfälzischen Nordvogesen* (*Zeitsch. der deutschen geolog. Ges.*, XLIV, 1892, p. 400 à 438).

2. Communication inédite de M. Nicklès.

3. G. DEFFNER u. O. FRAAS, *Die Juraversenkung bei Langenbrücken* (*N. Jahrb. f. Min.*, 1859, p. 1-38, cart. pl. IV).

4. BERGERON et WEISS, *C. R. Ac. Sc.*, 15 juin 1906.

anticlinal, puis au S.-O. de la faille de Felsberg (*Verwerfung von Felsberg* de van Werwecke), l'anticlinal lorrain (*lothringischer Hauptsattel*). Ce dernier semble, d'après la même carte, dégénérer en deux anticlinaux : 1° celui du S. (charbons flambants de Spittel [L'Hôpital]), qui, interrompu par une faille à Bambiedersdorf, semble atteindre, à défaut d'études de surface plus complètes, la région d'Abaucourt sur le territoire français; 2° celui du N. qui, de Kohlwald, coupé par plusieurs failles, gagne Bingen (Bange), puis, relayé par un autre plus au N.-O., gagne par une ligne sinueuse, qu'il serait intéressant de voir préciser par des études de surface, la région d'Éply et de Pont-à-Mousson sur le territoire français. Entre les deux, sur le territoire français, se trouve la faille de Nomeny relevée par MM. Nicklès et Joly, qu'il serait aussi très intéressant de suivre vers le N.-E. Entre les deux plis aussi, la même carte indique une région affaissée près de Bange. C'est d'ailleurs à l'O. de cette cuvette que les sondages de Lemud, de Berlize, etc., ont rencontré le houiller rouge. On doit remarquer les nombreuses sinuosités et la complication des trajets de ces anticlinaux, qui peuvent se décomposer en suite de dômes fortement arqués et réniformes. La carte de M. van Werwecke s'arrête malheureusement à trop grande distance de la frontière pour qu'il n'y ait pas dans ces raccordements une certaine part d'hypothèse que réduiraient beaucoup des études sur le terrain⁽¹⁾.

10° Au N. du grand anticlinal lorrain se rencontrent quelques accidents secondaires : le synclinal de Boulay (Bolchen), l'anticlinal de Metz (*Sattel von Metz*) sur le bord S. du golfe de Luxembourg et coupé par la grande faille du même nom.

11° L'anticlinal de Sierck (*Sattel von Sierck*) à environ 3 kilomètres au S. de la ville, qui fait affleurer les quartzites dévoniens sur le bord de la Moselle, et au S. duquel on a relevé un réseau de nombreuses failles parallèles de direction S.-O., N.-E.

12° Le géosynclinal : golfe de Luxembourg.

On peut remarquer dans toute cette région le parallélisme des failles aux plis hercyniens de l'Ardenne ainsi que leur virgation vers le N.-N.-E. aux environs de Trèves. La région entre Birken-

1. Communications inédites de M. G. Sépulchre (1906).

feld et Bitburg semble être une aire de moindre largeur, par suite peut-être de maximum de compression entre le massif de la Sarre et de la Nahe (*Saar-Nahe Gebirge*) et l'Ardenne.

13° Enfin, le bord dévonien S. de l'Ardenne présentant une virgation des plis, d'abord O.-E., puis S.-O., N.-E. vers leur extrémité N.-E.

L'Ardenne étant une nappe charriée hercynienne, on peut remarquer la communauté d'allure de son bord S. (failles bordières relevées vers le N. aux extrémités) avec les accidents qui limitent au S. les « différentes écailles » (?) de la région de Sarrebruck, et aussi les failles de Nomeny et de Mazerulles de la région française.

II — Ondulations transversales

Si l'on suit les variations de l'arasion le long d'un même pli, et que l'on ait de plus égard à ce fait que le granit se trouve de préférence dans les parties hautes, où il injecte des racines profondes d'anticlinaux, on remarque dans la région plusieurs ondulations transversales à très grand rayon de courbure et d'allure d'ailleurs fort irrégulière.

1° Les monts Faucilles et les Vosges jusqu'à Gérardmer forment une région surélevée et consolidée par le granit. En effet, les terrains secondaires sus-jacents sont, dans les monts Faucilles, soumis au régime tabulaire au S. de la direction hercynienne d'Azerailles — Mirecourt. D'ailleurs, ce dôme se prolonge au N.-O. dans les terrains secondaires, par une bande surélevée bordée au N.-E. par la faille ou flexure brusque de la Meurthe (Ménil-Flin, Lunéville, Le Moulnot, etc.), au S.-O. d'abord par la faille de Blainville — Saint-Phlin, puis peut-être par des failles en gradins (à Bayon, dans la Moselle?).

Cette limite O. est d'ailleurs difficile à saisir à cause de l'affaissement du bassin de Paris qui semble commencer à se faire sentir et donne à tous les pendages une composante O.

2° A l'E. et au N.-E., une bande affaissée de direction générale sinueuse et voisine de N.-S. C'est cette ondulation qui a conservé le culm et le dinantien des hautes vallées du S. des Vosges (pli de Thann — Schoenau) au-dessus et à l'O. des failles du Rhin, ainsi

que sur l'anticlinal vosgien les schistes du Collet, près de la Schlucht, les schistes de Steige, puis le dévonien et le culm de la vallée de la Bruche, dans le pli de Schirmeck. On connaît d'ailleurs le plongement N.-E. qu'a parfois le dévonien dans ce pli ⁽¹⁾. Par contre, les extrémités N.-E. de ces plis dans la Forêt-Noire sont en général dépourvues de tout terrain sédimentaire antérieur au permien.

C'est à cette fosse que correspond le développement parfois considérable du permien dans le N. des Vosges et dans le S. du géosynclinal lorrain. Elle doit produire dans le géosynclinal le fond de la dépression de Sarreguemines et peut-être correspondre aux dépôts les plus profonds du westphalien inférieur (*Fettkohlen von Saarbrücken* — couches inférieures de Sarrebruck). Elle passe aux environs de Sarralbe et Sarreguemines et paraît atteindre l'anticlinal houiller au S.-O. de Sarrebruck, dans la région du maximum de dislocation des terrains des nappes. Quelle est son action sur ces lambeaux charriés? Franchit-elle l'anticlinal? L'anticlinal de Sierck en est-il affecté? Le fait pourrait être assez facilement vérifié.

3° A l'E. se manifeste un relèvement dont l'axe d'ailleurs mal déterminé passe à l'E. de Schœnau; de sorte que le synclinal de Thann ne renferme plus dans la Forêt-Noire qu'une mince bande de paléozoïque; puis il occupe sensiblement l'axe des affleurements cristallins de la Forêt-Noire, passe le Rhin vers Baden-Baden et Rastatt, et gagne la région de Wissembourg, Edenkoben et Landau. Ce bombement étant très large, l'axe peut en être reporté peut-être plus à l'E., de manière à lui faire encore englober le massif cristallin de l'Odenwald.

C'est grâce à ce relèvement en particulier que des plis comme ceux d'Azerailles et de Mont peuvent présenter dans ces régions des racines profondes injectées de granit (Jägerthal), ou des grauwackes dévoniennes et des schistes métamorphiques ⁽²⁾, [*gneissartige Gesteine*; cf. schistes de Villé].

On peut tirer des faits précédents la conclusion suivante: les deux masses cristallines des Vosges, d'une part, et du soubasse-

1. Il ne faudrait cependant pas attribuer à ce fait une valeur trop absolue, l'effondrement du Rhin pouvant simplement dégénérer en flexure au-dessus des failles principales, dont elle serait l'amorce. Ce pendage E. a donc pu être exagéré à l'oligocène.

2. G. LINCK, *loc. cit.*, et LEPLA, *loc. cit.*

ment de la Hardt et de l'Odenwald, de l'autre, ont dû jouer par rapport aux terrains plastiques (houiller, culm) du géosynclinal lorrain et au horst ardennais dévonien et cambrien le rôle de butoirs, relativement rigides, d'où, comme l'étude d'autres cas semblables l'a montré (Ardennes, Appalaches, etc., massifs granitiques des Alpes), se manifeste une tendance bien nette au recouvrement.

D'ailleurs, les massifs consolidés par du granit et de la granulite antérieurement au plissement hercynien ont dû produire le déjettement des plis sur leurs bords, comme des vagues contre des îles. C'est le fait qui a été signalé par M. Haug, notamment pour les plis du Briançonnais venant buter contre les granits du Pelvoux et du Mercantour. Il est d'ailleurs fréquent, dans les Alpes et aussi en Bretagne, ce qui a de l'intérêt en l'espèce, le degré d'arasement de la Bretagne étant voisin de celui des Vosges. Il résulte de là que des plis tels que celui de Mont-sur-Meurthe doivent avoir leur prolongement S.-O. relevé vers le N. par le voisinage du massif de gneiss granulitique qui affleure par endroits sous le grès bigarré tabulaire et faillé, à environ 15 kilomètres au S. de Vittel. La vérification de ce fait serait très intéressante. Réciproquement, la déviation vers le N. des plis des terrains secondaires peut indiquer la présence vers le S. d'un éperon cristallin en avant de l'anticlinal vosgien : si toutefois les récurrences ne sont pas trop fortement faussées par des plis couchés ou des nappes de charriage des terrains paléozoïques, ou même et principalement par les érosions des époques permienne et triasique.

Or, ce phénomène des plis couchés et des charriages tend précisément à se produire toutes les fois qu'une zone abaissée de terrains d'une plasticité relative se trouve comprimée, par suite rétrécie entre deux massifs rigides formant mâchoires. Ici, les deux massifs sont, au S., l'anticlinal vosgien et ses apophyses et, au N., le horst ardennais et rhénan. Je n'insisterai pas sur le fait général, ce qui m'entraînerait trop loin. Il résulte de l'étude de toutes les régions de plissements intenses. Les cartes des Appalaches notamment, ces portions de la chaîne hercynienne où les plissements offrent une ampleur et parfois une simplicité de schémas, montrent que des recouvrements se produisent toujours et de préférence contre le bord du massif qui par son avancée donne lieu aux dislocations : telles des vagues repoussées par la proue d'un ba-

teau⁽¹⁾. On sait d'ailleurs à l'appui de ce fait⁽²⁾ que le massif houiller de Sarrebruck se composerait d'une ou de plusieurs nappes charriées, et que certains plis vosgiens, tel le synclinal de Schirmeck, ont une tendance marquée au déversement vers le N.-O.

III — Sur la présence possible d'ondulations antéhercyniennes dans les Vosges

Cette étude assez difficile semble ne pouvoir guère être abordée qu'en procédant par continuité avec les régions hercyniennes voisines. On sait que des ondulations de la chaîne calédonienne ont été relevées d'abord en Bretagne : 1° plissements posthuro-niens, au précambrien : différents facies de cet étage, phénomènes détritiques consécutifs pendant le cambrien ; 2° plissements calédoniens, entre le gotlandien (schistes à graptolithes) et le dévonien. En Bretagne, ces ondulations étaient presque superposées aux plis hercyniens. (Voir M. BARROIS, *passim*.)

Une région plus rapprochée des Vosges, et qui en est le prolongement hercynien au S.-O., le bord N. du Massif Central porte, d'après M. de Launay, les traces des époques principales de dislocation⁽³⁾ dont deux antécarbonifères. La première a déterminé la montée du granit dans les anticlinaux et sa pénétration en filons dans les schistes qu'il a modifiés. Puis une deuxième dislocation a fait naître une longue bande de granulite entre Bonnat (Creuse) et Cérilly (Allier). Cet accident d'âge difficile à préciser aurait eu pour conséquence la formation des filons d'étain du Limousin. On sait que le Massif Central est arasé jusqu'aux racines les plus profondes des plis et même par endroits jusqu'au delà de ces racines. Les phénomènes de plissements anciens ne peuvent donc plus y apparaître que par les intrusions granitiques. Qu'il existe des gneiss siluriens dans le Massif Central, c'est possible : cela pourrait expliquer, aussi bien que l'émersion, l'absence de ces dépôts sédimentaires entre la Montagne-Noire et l'Ardenne.

1. Voir BAILY WILLIS, *Congrès géol. internat. de Vienne*, t. II, p. 529, 1903, et *Geological Atlas of the United States*, feuilles relatives aux Etats de Virginie, Tennessee, Pensylvanie, et *passim*.

2. BERGERON et WEISS, *C. R. Ac. Sc.*, 15 juin 1906.

3. *Bull. Soc. géol. France*, (3) XVI, 1887-1888, p. 1058.

Cependant, la présence de phyllades (Allassac, Donzenac, etc.) montre que, s'il existe, comme cela semble admis pour les Alpes, un métamorphisme régional antédévonien, ce métamorphisme n'a pas affecté également tous les sédiments du Massif Central, pas plus d'ailleurs que ceux des Vosges et de la Forêt-Noire. Quant à la direction même de ces dislocations antécarbonifères du Massif Central, elles semblent esquisser déjà d'assez près celles de la chaîne hercynienne, à en juger par la carte de M. de Launay.

Si maintenant on passe à l'Ardenne, la région voisine du N.-O., on sait, d'après les travaux de M. Gosselet, que, à la fin du silurien, une ondulation (calédonienne) avait créé côte à côte deux synclinaux : celui de Dinant et celui de Namur, réunis seulement à partir du dévonien moyen en un seul bassin de sédimentation.

L'Ardenne a été d'abord plissée pendant le silurien, ce qui fait dire à M. Gosselet (1) : « Pendant que le silurien se déposait en Angleterre, l'Ardenne éprouva des dislocations considérables dont l'ensemble peut porter le nom de ridement de l'Ardenne. Par suite de ces mouvements, les couches acquirent la disposition inclinée et la structure plissée que nous leur voyons aujourd'hui. »

Les directions qu'elles prirent varient avec leur position géographique primitive. Dans la partie N. du massif de Stavelot : O. 45° S., dans la partie S.-O. 25° S. A l'extrémité E. du massif de Rocroy elle est à l'O. 15° S., à l'extrémité O., O. 10° N. Dans le Condros et le Brabant elle est : O. avec tendance vers le N. On voit que ces directions coïncident presque avec les directions hercyniennes, mais les dislocations qui ont produit postérieurement le chevauchement de l'Ardenne vers le N. ont eu une telle influence sur le redressement de ces couches que leurs pendages primitifs doivent s'en trouver masqués. Ce qui peut donner des renseignements plus précis, c'est l'étude de la discordance du dévonien sur le cambrien.

C'est ainsi qu'à la Roche, à Fépin, on observe le poudingue dévonien presque horizontal sur le cambrien avec plongement de 25° vers le S. à S.-E. Le volume des éléments indique bien des falaises cambriennes.

La discordance sur le massif de Stavelot est moins manifeste.

1. *L'Ardenne*. Paris, Baudry, 1888, p. 152.



mais ne peut cependant pas être mise en doute. Le poudingue gédinnien ne s'y montre qu'en couches presque horizontales et toujours sur les plateaux, « tandis que dans les vallées un peu profondes, on trouve les roches siluriennes avec une direction indépendante et une inclinaison plus ou moins forte » (1).

Le long de la bande du Condros, de même, variations des angles de plongement vers le S. A Ombret, entre Liège et Huy, les schistes siluriens plissés avant l'époque dévonienne plongent en partie vers le N. 10° E. On voit alors le poudingue dévonien reposer sur la tranche des schistes avec l'inclinaison S. 35° E.

Dans le Brabant, plongement S. du dévonien de 5 à 20°, et du silurien voisin, de 75° dans la même direction ; donc, discordance moyenne entre les deux de 70 à 55° (2).

Cette discordance a été signalée d'abord par Sauvage et Buignier, puis par Dumont, puis par MM. Gosselet et Malaise, von Dechen en 1874 et 1883. M. von Lasaulx a émis l'opinion contraire en 1884 ; il suppose un glissement du poudingue dévonien sur le massif cambrien de Rocroy, d'où résulterait pour l'Ardenne une structure écailleuse. Or, d'après M. Gosselet, les minéraux du poudingue sont toujours empruntés au terrain sous-jacent, ce qui rend peu admissible l'hypothèse de M. von Lasaulx.

D'après le même savant, la pente du massif était, au commencement du dévonien, vers l'E. De ce côté était la mer et de l'autre côté le continent. Le mouvement de bascule en sens inverse ne s'est produit qu'au jurassique.

Cependant, de l'examen local de ces discordances, il serait fort difficile de faire des déductions touchant le plissement calédonien de l'Ardenne et l'allure des différentes crêtes. La carte de la région au début de l'époque dévonienne nous donne heureusement de précieuses indications à ce sujet (3).

Une chaîne de montagnes constituait la presqu'île de Rocroy, où les discordances sont maximum avec le poudingue, reliée par un banc sous-marin à l'îlot de Serpont. Cette arête avait une direction O.-E. 10° à 25° N. Au S., un synclinal, le golfe de Charleville, puis une arête locale à Givonne, et enfin la région alors émergée de la France (qui se liait peut-être au massif monta-

1. DUMONT, *Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan*, p. 242.

2. *L'Ardenne*, p. 173.

3. *L'Ardenne*, pl. VII.

gneux du Massif Central). Au N. de cette chaîne de Rocroy, un synclinal, le bassin de Dinant au N.-E. duquel s'étendait l'île de Stavelot, où les plissements du silurien étaient peut-être plus faibles, à en juger par la moindre discordance avec le dévonien. Au nord enfin, la crête montagneuse du Condros, séparée de l'île de Stavelot par le détroit d'Aix-la-Chapelle, et bordant au S. le massif montagneux du Brabant où les terrains siluriens semblent avoir déjà été déjetés vers le N. légèrement O.

Doit-on conclure, comme on serait tenté de le faire *a priori*, que les plissements hercyniens (dinantiens) ont été purement et simplement superposés à ces plissements calédoniens? Non, il n'en est même rien, en bien des points. Ainsi, dans le puits de Caffiers (Bouloonnais), on a un plongement du dévonien vers le S.-S.-O., par contre un plongement du silurien de 35 à 45° N.-N.-E. Par contre, si on passe à la région plus méridionale de Douai, on constate au moyen des fossiles un passage presque insensible du silurien au dévonien par stratification concordante (¹).

La crête du Condros semble cependant avoir été déjà un anticlinal et les deux bassins de Dinant et de Namur deux synclinaux. Le ridement du Hainaut consécutif au westphalien fit rejouer le pli du Condros enfui sous les sédiments dévoniens et dinantiens. C'est alors qu'eut lieu le charriage de l'Ardenne par suite duquel les superpositions de plis en position et en direction ont dû être détruites.

Si maintenant on examine le prolongement S.-E. de la mer dévonienne sur la carte de M. Gosselet, on constate que le rivage S. du bras de mer qu'il appelle « bassin de Neufchâteau » passe entre Virton et Longwy, laissant Thionville au S., et que Luxembourg est immergé un peu au S. de l'axe du bassin.

On peut donc dire que les bassins de Dinant et de Namur étaient des branches du géosynclinal calédonien, ainsi que le bassin de Neufchâteau, superposé en partie au golfe de Luxembourg. Quant à la région plus au S., elle constituait une aire anticlinale émergée.

La carte que donne M. de Lapparent (²) diffère un peu de celle

1. Voir GOSSELET, *Les Assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et les sondages du nord de la France*. Fasc. I : Région de Douai (*Étude des gîtes minéraux de la France*). Paris, 1904, p. 3.

2. *Traité de géologie*, 1906, p. 843.

de M. Gosselet. Il fait passer sur les Vosges la mer éodévonnienne, par suite de la présence de galets à spirifer dans le grès vosgien. Mais ces galets peuvent fort bien venir de la Province Rhénane ainsi que la plupart des quartzites de ces éléments. De plus, il ne semble guère y avoir de terrains autres que les schistes de Steige et de Longemer entre les granits et gneiss anciens et le dévonien (eifélien) des plis de Schirmeck et de Thann.

Un fait pourtant qui ressort de cette rapide étude d'ensemble : c'est que la région bretonne, le N. du Massif Central peut-être et sûrement la région ardennaise, probablement jusqu'au golfe de Luxembourg, étaient englobés dans le géosynclinal calédonien. C'en était peut-être la partie S. Toutes ces régions présentaient de nombreuses rides montagneuses, peut-être moins importantes que celles de la période suivante, à plus grands rayons et sans recouvrements, mais n'en existant pas moins et dont les directions faisaient, en Bretagne et dans l'Ardenne du moins, des angles assez faibles avec celles des plissements hercyniens.

C'est pour la partie S. : géosynclinal lorrain et anticlinal vosgien que les documents nous manquent un peu, surtout en l'absence de dépôts siluriens.

Des études récentes ont montré une certaine analogie de structure entre le bassin de Sarrebruck et l'Ardenne ; à savoir : les terrains du flanc S. d'un anticlinal renversés vers le N. pendant le deuxième soubresaut hercynien, puis charriés par-dessus. L'anticlinal de Sarrebruck (*lothringischer Hauptsattel* de van Werwecke) pourrait donc peut-être jouer par rapport au bassin de Sarrebruck un rôle analogue à la crête du Condros par rapport à l'Ardenne. Il y a d'ailleurs tout lieu de croire que, comme l'arête du Condros, l'anticlinal de Sarrebruck résulterait d'un premier plissement d'âge calédonien. En effet, le bord N. du bassin de Sarrebruck est formé de dévonien et le bord S., de roches cristallophylliennes ou de granit. Cependant, les conglomérats de base du westphalien (*Fettkohlengruppe*) renferment un grand nombre de galets de quartzites verdâtres sériciteux, de phyllades, et même de kieselschiefer ⁽¹⁾ [gotlandien, par analogie avec ceux du

1. LEPPLA, *Das Saarbrücker Steinkohlengebirge in der Steinkohlenbergbau des preussischen Staates in der Umgebung von Saarbrücken*. Berlin, 1904, p. 10.

J'ai moi-même retrouvé toutes ces roches dans les conglomérats houillers qui m'ont été communiqués des sondages de Meurthe-et-Moselle.

grès vosgien] qui indiquent nettement la présence d'arêtes paléozoïques probablement cambriennes et siluriennes arasées par le westphalien, par suite peut-être émergées pendant le dévonien. L'anticlinal calédonien était-il superposé ou juxtaposé à l'anticlinal hercynien ? C'est un problème qui a de grandes chances de demeurer à jamais insoluble. Toujours est-il que son existence paraît fort probable. On peut objecter que, s'il avait existé une telle arête pendant l'éodévonien, cet étage aurait pris à son voisinage un facies détritique analogue à celui de Fépin. Or, je ferai remarquer que les courants marins de l'époque pouvaient emporter les matériaux vers la mer plus ouverte de l'E. et du N.-E., et que les plus durs peuvent exister à l'état d'éléments dans les grès et conglomérats du coblentzien des provinces rhénanes. De plus, s'il y avait eu destruction sur place pendant le dévonien, cette destruction aurait donné lieu surtout à des grès et conglomérats encore mal cimentés, par suite facilement remaniés par les torrents de l'époque westphalienne.

La question se pose alors de savoir si le premier soubresaut hercynien (de l'époque du culm ou dinantien) a affecté le géosynclinal. Les Vosges ont subi le plissement sans aucun doute, j'ai insisté plus haut sur ce fait. Mais, dans le géosynclinal, la présence de dépôts westphaliens supérieurs indique un calme relatif à partir de cette époque, tout au moins sur le flanc S. de l'anticlinal de Sarrebruck. Les plissements dinantiens du géosynclinal seraient de ce fait peut-être antérieurs à ceux des Vosges.

Si maintenant on passe aux Vosges, on constate que les dépôts les plus anciens du dévonien sont ceux de l'eifélien de Schirmeck qui présentent un facies plutôt argilo-calcaire (grauwacke). Cependant, des fossiles eiféliens ont été trouvés dans une arkose à galets de quartz rappelant les couches de Burnot; de même sur le revers méridional des Vosges. Il en résulte que ce dévonien moyen prend par endroits un facies détritique, ce qui est encore une preuve en faveur de l'absence du dévonien inférieur. Les assises sous-jacentes se composant plutôt de granits anciens et de gneiss, en mettant à part toutefois les schistes métamorphiques de Longemer et de Villé, il est vraisemblable d'admettre que ce territoire cristallin, s'il s'est plissé à l'époque calédonienne, n'a pu guère acquérir que des ondulations à assez grand rayon de courbure, moins accentuées que celles de la région ardennaise

et luxembourgeoise. Une observation qui serait très intéressante à faire serait celle du contact, ou tout au moins d'une différence d'allure entre les schistes de Villé et le dévonien de Schirmeck. Elle n'a pas été faite et semble presque impossible par suite des intercalations de granit. D'ailleurs, le pli de Villé se composant d'isoclinaux redressés, il semble que le plissement y ait acquis son maximum d'intensité, et que toute trace de dislocation antérieure au premier plissement hercynien ait été effacée.

Quoi qu'il en soit, si l'on se reporte aux contours probables des mers dans la région, on remarque au dévonien inférieur une côte sensiblement N.-O. — S.-E. aux environs de Luxembourg; au dévonien moyen, il semble que la Forêt-Noire et l'Allemagne centrale aient été émergées. On aurait donc eu une côte de direction plutôt N.-S. dans les environs des Vosges (1). Cette direction du rivage serait-elle déterminée par d'anciens plissements soit cambriens, soit ayant joué lors de la chaîne calédonienne?

On peut admettre à la suite de M. Suess, pour ces très anciens plissements, que les bandes de gneiss et de micaschistes en dessinent les flancs et que les granits et granulites injectent les parties les plus profondes des racines. Or, si on examine les gneiss et les granits anciens des Vosges, on trouve d'abord à l'O. le massif des granulites d'Épinal en grande partie caché sous le trias, puis à l'E. la bande de gneiss qui va de Remiremont (4 kilomètres à l'O.) à Bruyères, limitée au N.-O. par la vallée de la Vologne, et au S.-E. par la bande de granulite qui va de Vecoux aux environs de Granges. Cette bande de gneiss a une direction N. 30° E. faisant un angle très marqué vers le N. avec la direction hercynienne. La bande suivante de granulite a sensiblement même direction : elle est d'ailleurs plus récente que le gneiss qu'elle injecte. Puis à l'E. vient un massif assez complexe, le massif cristallin des hautes Vosges contenant au N.-O. l'importante bande de gneiss qui part de l'Envergoutte au S. par Clefey, La Croix-aux-Mines et va rejoindre les schistes de Villé aux environs de Lubine, avec la même direction N. 30 à 35° E. que les premiers gneiss, avec une très légère virgation vers l'E. à l'extrémité N.-E. A l'E. ensuite, le grand massif de granit envoie une longue apophyse de granit à amphibole sur le flanc E. de cette

1. DE LAPPARENT, *Géologie*, 1906, p. 855 (carte).

bande et parallèlement à elle, suivant le bord gauche de la vallée de Sainte-Marie-aux-Mines. On peut encore remarquer que le massif de granulite, ainsi que les schistes plus ou moins injectés de Longemer et les schistes du Collet, d'aspect plus sédimentaire, ont encore même direction, sinon encore plus S.-N.; de même aussi la bande de gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines. Cette orientation a d'ailleurs déjà été observée et citée par M. Velain (¹). Si maintenant on passe à la Forêt-Noire, on remarque que telle est aussi la direction des gneiss de la région du Feldberg et des granits anciens de la chaîne.

Si donc on admet que le gneiss soit d'âge cambrien ou antécambrien (²), on aura un premier plissement (huronien) [³] affectant dans les Vosges une direction moyenne N. 30 à 35° E. accompagné d'un métamorphisme régional antérieur ou postérieur. Lors de la formation de la chaîne calédonienne, ce massif dut rejouer, mais plutôt par ondulations à grand rayon, comme il convient à une masse ayant déjà perdu en grande partie sa plasticité. Ces ondulations s'accompagnèrent de fractures filoniennes avec intrusion de microgranulites, etc. Les granulites, qui injectent les gneiss et les granites, pourraient peut-être être rapportées à cette époque, par analogie avec d'autres parties voisines, dans la chaîne hercynienne. Leur intrusion dans les schistes de Longemer et du Collet de facies cambrien semble être une présomption en faveur de cette opinion. La forme massive et irrégulière de leurs affleurements, avec cependant une tendance à un alignement parallèle aux gneiss anciens, indique que ces culots devaient injecter des racines de dômes larges et irréguliers superposés à des points de moindre résistance de la masse cristalline et démantelés ensuite par les érosions des époques du culm, du permien et du trias.

Ce seraient ces plissements calédoniens qui auraient déterminé l'allure du rivage de la mer dévonienne dans la région des Vosges. C'est peut-être à ces plissements que l'on doit la forme

1. VELAIN, *loc. cit.*

2. Il y aurait dans la vallée de la Lièpvre, d'après M. Groth, des gneiss anciens et des gneiss plus récents, injectés eux-mêmes encore par les granulites. Les gneiss cités plus haut appartiendraient à cette dernière variété.

3. Il semble résulter du travail de M. Cohen (*loc. cit.*) que les gneiss de Lubine sont discordants sur les schistes de Villé, ou qu'il existe entre les deux formations une roche éruptive d'intrusion : granite ou granulite.

irrégulière du synclinal dévonien et dinantien de Thann et, en particulier, l'apophyse qu'il envoie au N. dans le granit, au N. et au N.-E. de Wildenstein.

Quelque hypothétiques que soient encore ces considérations, il n'en est pas moins vrai que deux directions de plissements apparaissent dans les Vosges : la plus ancienne — huronienne-calédonienne : N. 20 à 30° E., — la plus récente, celle des deux soubresauts hercyniens, plutôt N. 70 à 80° E. pour le S. (plis de Schoenau), et N. 45 à 50° E. pour les plis du N. des Vosges. Les deux directions : huronienne-calédonienne et hercynienne font dans le centre et le N. des Vosges un angle de près d'une vingtaine de degrés.

Resterait à expliquer pourquoi cet écart, alors que dans d'autres régions, l'Ardenne par exemple, les plissements calédoniens et hercyniens semblent presque superposés. Cette différence, encore qu'assez obscure, me semble tenir à la moindre plasticité des roches. Dans l'Ardenne, les sédiments cambriens et siluriens ne se composent que de schistes susceptibles de former des plis assez aigus dont les charnières ont pu rejouer jusqu'à renversement et chevauchement. Dans les Vosges, au contraire, les plis hercyniens ont affecté un massif relativement rigide, où les plis calédoniens se présentaient sous forme de dômes à rayon de courbure assez grands et consolidés encore par la granulite ; la direction de ces nouveaux plis a donc été déterminée par autre chose que celle des plissements anciens : par exemple par la position relative des granits et des terrains plastiques, ou encore orientée par la réaction des plis plus intenses et préexistants de l'Ardenne et d'autres régions voisines.

Quoi qu'il en soit, l'existence d'ondulations antéhercyniennes dans les Vosges, peut-être d'âge huronien, peut-être d'âge calédonien, ne me semble guère contestable.

