LES TRAITS FONDAMENTAUX DE L'ALLURE TECTONIQUE DU DÉVONIEN DE L'ŒSLING

PAR

MICHEL LUCIUS

L'Œsling fait partie intégrante de l'Ardenne. Aussi, la division stratigraphique de l'Eodévonien de cette contrée correspond-elle exactement à celle de la partie de l'Ardenne avoisinante et reflète, dans les diverses étapes de son développement, l'évolution de la stratigraphie de cette dernière région. (Voir le tableau: *Légende stratigraphique comparée et synchronisée du Dévonien inférieur de l'Œsling.)*

L'allure tectonique du Dévonien de l'Œsling comprend plusieurs éléments de premier ordre, connus déjà en parttie par A. DUMONT (1840), dénommés par J. GOSSELET (1888) et définis ensuite d'une manière plus exacte et plus complète par P. FOURMARIER (1907), E. LEBLANC (1923), E. ASSELBERGHS (1946), M. LUCIUS (1950).

Ce sont, du S au N: l'anticlinal de Givonne, le synclinal de l'Eifel et l'anticlinal de Bastogne.

Ces grandes unités tectoniques ont un ennoyage prononcé vers l'Est, en corrélation avec l'allure tectonique de la grande dépression transversale de l'Eifel. L'ennoyage a, en général, des valeurs de quelques degrés. Mais on constate des inclinaisons locales jusqu'à 20°. Par endroits, cet ennoyage passe même dans des *failles transversales.* Le pendage est donc loin d'être uniforme. Il existe même des contre-pentes, ce qui donne lieu à des ondulations transversales.

Les flancs des unités tectoniques de premier ordre sont compliqués par des plis secondaires, de sorte que les contours des couches ne forment pas de courbes régulières, mais se présentent en digitations et en étroites bandes d'allure anticlinale et synclinale. (Voir la carte annexée: *Esquisse stratigraphique et tectonique de l'Œsling.)*

Légende stratigraphique comparée et

LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE DU DÉVONIEN DE L'EIFEL APRÈS 1919		CARTE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG 1949	
Obere Koblenzstufe		Schiste de Wiltz (E^3). . .	Emsien supérieur .
An der Basis: Koblenzquarzit . .		Quartzite de Berlé (q) . .	
Bunte Schiefer.	Unt. Koblenzstufe	Schiste de Clervaux (E^2) .	Emsien moyen. . .
Stadtfelder Schichten . . .		Division supérieure = Quartzophyll. de Schuttbourg (E^{1b}) . . .	Emsien inférieur. .
Nasinger Schichten.		Division inférieure = Phyllades de Stolzembourg (E^{1a}). . .	
Siegener Stufe.		Schiste grossier (Sg^3). . . Grobschiefer	Siegenien sup. . . .
		à la base, faciès local d'ardoises (Sg^3)	
		au nord de l'Œsling faciès sableux (Sg^{3s}) . .	
		Grès et schiste gréseux (Sg^2)	Siegenien moyen. .

Les plissements sont traversés par de nombreuses surfaces disjonctives qui sont des failles longitudinales, apparentées aux charriages cisaillants.

Ainsi, la *faille d'Herbeumont* atteint le territoire grand-ducal dans la région de Martelange, où elle se ramifie en plusieurs branches en charriant le Sg^2 sur le Sg^3 et, plus à l'Est, celui-ci sur le E^1 *). Sur le bord du *Bassin de Wiltz,* nom local du synclinal de l'Eifel, il existe, entre Grumelscheid et Drauffelt, sur une longueur de 7,5 km, une faille longitudinale cisaillante qui transporte le E^3 sur le E^1.

L'allure tectonique de certaines zones implique l'existence d'autres exemples de ces dislocations failleuses. Notamment le *régime imbriqué,* pour des raisons qui seront exposées plus loin, doit avoir une grande extension. Mais la monotonie de la roche schisteuse, traversée par d'innombrables disjonctions, ne permet pas de les localiser nettement.

*) Pour les abréviations voir l'échelle stratigraphique.

synchronisée du Dévonien inférieur de l'Œsling

E. ASSELBERGHS 1946	J. COSSELET 1885		A. DUMONT 1848
Emsien supérieur .	Schiste de Wiltz Quartzite de Berlé		Eifelien quartzo-schisteux supérieur
Emsien moyen. . .	Schiste rouge de Clervaux		Eifelien quartzo-schisteux inférieur
Emsien inférieur. .	Sud Quartzophyllades de Schuttbourg	Nord Quartzophyllades de Heinerscheid	Ahrien
Siegenien sup.. . .	Schiste de Kautenbach. . .	Pyllades de Troisvierges Schiste de Bas-Bellain . . .	Hunsruckien
Siegenien moyen. .			

Dans une première partie de notre exposé nous donnerons les caractères spécifiques des différentes zones tectoniques. Dans la description nous employerons les abréviations qu'on trouve sur la carte annexée. Les différentes zones portent dans le texte les mêmes signes que sur la carte annexée. La seconde partie donnera la synthèse des faits observés.

Dans son ensemble, le caractère pétrographique de l'Eodévonien de l'Œsling est d'une grande uniformité. Les étages du Sg^3, de E^{1a} et de E^3, qui occupent la majeure partie de la surface, sont constitués de schiste et de quartzophyllades.

Dans les étages du Sg^2, de E^{1b} et de E^2, il y a intercalation de grès quartzeux dans le schiste. Mais dans cette alternance le grès ne forme guère plus de 20 % de la masse schisteuse. Seulement le *quartzite de Berlé* constitue un élément distinctif par sa dureté et sa couleur claire. Mais sa puissance ne dépasse guère 10 à 15 m et sa présence se réduit à la partie centrale du Bassin de Wiltz.

Par contre l'allure tectonique de détail est d'une remarquable diversité dans la même roche de zones, différenciées et

bien définies par leur allure tectonique. Ces zones sont délimitées sur la carte annexée par des lignes rouges.

A. DESCRIPTION DES DIFFÉRENTES ZONES TECTONIQUES.

L'*anticlinal de Givonne* est limité au Nord par une étroite bande de Sg^3, passant près de Surré, Bavigne, Buderscheid, Kautenbach et Wahlhausen. Le flanc sud est en partie caché sous les dépôts secondaires du Gutland. La situation de l'axe est donnée sur la carte. — Notons cependant que la localisation de l'axe change d'après les différents auteurs, ce qui s'explique par le fait que les différents auteurs rangent le Dévonien à l'Est du méridien de Rambrouch exclusivement dans le E^1, tandis que, d'après les levés détaillés récents, il y a, à l'Est de cette ligne, alternance de plis anticlinaux de Sg^3 et de plis synclinaux de E^1 jusque dans la vallée de l'Our. Nous renvoyons pour cette question à M. Lucius, 1950, p. 133-134.

A la frontière belgo-luxembourgeoise, le noyau de l'anticlinal est consttitué par du Sg^2, remplacé bientôt, à cause d'un ennoyage rapide vers l'Est, par du Sg^3 qui s'étend, d'un seul tenant, jusqu'au méridien de Bigonville. Puis, de petits bassins de E^1, répartis irrégulièrement au voisinage de l'axe, s'intercalent dans les deux flancs de l'anticlinal. Plus près du bord du flanc nord s'étend, en majeure partie à cheval sur la vallée de la Sûre, d'un seul tenant, un long pli de E^1, séparé du Bassin de Wiltz par une étroite bande de Sg^3. A l'Est d'une ligne passant de Welscheid à Masseler, on constate une alternance régulière de bandes synclinales de E^1 et de bandes anticlinales de Sg^3, qui s'étendent jusqu'au voisinage de la vallée de l'Our. Enfin, dans celle-ci, il n'affleure plus que du E^1, sauf une étroite bande de Sg^3, marquant l'axe de l'anticlinal.

A l'exception des grès du Sg^2, affleurant dans les environs de Martelange, et de quelques minimes noyaux de grès quartzeux de l'assise E^{1b}, les terrains affleurants de l'anticlinal de Givonne se composent de schiste grossier avec de rares et minces bancs de grès. Malgré l'uniformité de la roche, le style tectonique change à plusieurs reprises. L'isoclinaléité prédomnie, mais la direction d'incidence change. Les plis symétriques sont confinés dans quelques régions restreintes.

RÉGION I (PARTIE OCCIDENTALE DE L'ANTICLINAL DE GIVONNE)

Dans la région I située au S de la grande boucle de la Sûre, entre la frontière et une ligne passant près de Welscheid, Bourscheid et Dirbach, nous avons des plis déversés, *plongeant vers le S.* Dans cette vaste région on ne constate que trois plis secondaires symétriques, passant vite dans l'allure isoclinale.

Les affleurements de cette région sont répartis assez irrégulièrement et les mesures de l'incidence sont plutôt espacées, mais concluantes. Le nombre des mesures (entre crochets) dans les différentes coupes, la direction et les valeurs maxima et minima des angles d'incidence (i) sont reportés sur la carte annexée. Ainsi i = 15 à 20° S (15) signifie que dans 15 affleurements de la région délimitée on note des angles d'incidence (i) entre 15 et 20 degrés vers le S.

a) Dans la région de la frontière, entre Petit-Nobressart et Martelange, une trentaine de mesures, réparties sur une longueur de 7,5 km, donnent i = 15 à 45° S. Il n'existe, sur cette étendue, que deux plis secondaires symétriques d'une largeur ne surpassant guère 100 m.

b) Dans le petit bassin de E^1 d'Eschette, une douzaine de mesures donnent i = 35 à 75° S.

Sur le vaste plateau entre Rambrouch et Bigonville, je n'ai pu faire que trois mesures; i = 20 à 45° S.

c) Dans les profondes vallées tributaires de la Sûre, entre Arsdorf et Insenborn, plusieurs petits bassins de E^1 sont intercalés dans le Sg^3. Dans 45 mesures i = 20 à 45° S. Le Bassin de E^1 de Lultzhausen, qui renferme un noyau de E^{1b}, forme, d'après sa terminaison périclinale, un brachysynclinal. On y constate également une disharmonie prononcée entre l'allure des grès quartzeux de l'assise E^{1b} et celle du schiste de Sg^3.

Sur la large crête entre Rambrouch, Grevels et Eschdorf, recouverte de débris détritiques, je n'ai pu observer que deux fois l'allure tectonique des plis; i = 25 et 40° S.

d) Dans le petit bassin E^1 de Merscheid j'ai mesuré i = 30 à 60° S (12). Le noyau de grès de l'assise de E^{1b} de ce bassin donne, par contre, 17° S.

Une dizaine d'observations dans le Sg^3, réparties entre Wahl et Merscheid, ont donné i = 35 à 45° S.

e) Entre Eschdorf-Heiderscheid, au S, et la vallée de la Sûre, au N, les affleurements abondent, surtout dans la vallée de la Sûre. 70 observations ont donné i = 12° jusqu'à la verticale, avec prédominance de i = 30 à 45° S. Le village de Heiderscheid est situé dans un petit bassin de E^{1b}; i = 18 à 20° S, tandis que le Sg^3 environnant marque 60 à 80° S (allure disharmonique).

f) Dans les environs du hameau de Dirbach, dans le Sg^3: i = 45 à 55° S (15).

Dans la partie de l'anticlinal située au N de la vallée de la Sûre, les plis sont symétriques.

g) Ainsi, entre Martelange et Surré, dans la région de la frontière, on constate des plis symétriques, avec un pendage de 30 à 50° (20).

h) Les mêmes constations se font dans une trentaine d'affleurements au S de Bavigne. Le pendage y est entre 50 et 70°, sauf dans la partie méridionale, où il descend, dans le E^{1b}, jusqu'à 15° (plissement disharmonique).

i) Dans le Schlirbach, au S de Buderscheid, une quinzaine d'affleurements montrent, dans une alternance de Sg^3 et E^1, des plis symétriques avec un pendage de 30 à 60°.

A l'Est du Schlirbach (i^1), la région à plis symétriques se rétrécit subitement et ne présente plus qu'une étroite bande qui se termine à l'Est de l'embouchure de la Wiltz. (Voir région II, 1, d.)

Dans cette région à plis symétriques, les valeurs de pendage très modérées sont localisées dans des zones étroites bien délimitées, séparées par d'étroites bandes avec des plis très raides ou dressés jusqu'à la verticale.

Une zone avec des valeurs de 15 à 40° va dans la direction ENE, d'Eschdorf à Ringel, par la vallée de la Sûre. Une autre, de même direction et avec des valeurs de 20 à 40°, s'amorce à 5 km à l'Ouest d'Insenborn; elle passe par Lultzhausen, au S de Buderscheid, au N de Bockholz et se prolonge, par la région de l'embouchure de la Wiltz, jusqu'à l'embouchure de la Schlin-

der. Il ne s'agit pas ici de larges plis déjetés, mais d'étroits plis droits.

j) Enfin, dans une bande comprise entre Buderscheid-Gœsdorf et se poursuivant jusque dans la région de l'Our, on constate une allure isoclinale avec i = 70 à 85° S.

RÉGION II (PARTIE ORIENTALE DE L'ANTICLINAL DE GIVONNE.)

Dans la région *orientale* de l'anticlinal, c'est-à-dire à l'Est de la ligne Welscheid-Bourscheid-Dirbach, traversée par les vallées de la Sûre (la partie entre Gœbelsmuhle et Erpeldange), de la Blees et de l'Our, les affleurements sont presque ininterrompus.

Dans toute cette région, sauf quelques rares exceptions localisées de plis symétriques, les couches sont déversées *vers le N.*

1) *Vallée de la Sûre.* — Dans la vallée de la Sûre, on constate une alternance de digitations du Sg^3 et de E^1 avec des plis déversés vers le S ou vers le N; il y existe aussi, dans les environs de Michelau et au confluent de la Wiltz et de la Sûre, quelques rares plis symétriques.

a) Une digitation de la région I, se relevant sous la couverture du grès bigarré, occupe la partie méridionale de la boucle de la Wark et la partie de la vallée de la Sûre entre Erpeldange et l'éperon de Burden (Burdener Hals). Elle est formée par du E^1, avec un noyau de E^{1b}, qui est recouvert, en partie, par du secondaire. Dans la vallée de la Wark i = 45 à 80° S (15), avec prédominance de 60 à 75° S.

Il en est de même pour une quinzaine de mesures faites dans la vallée de la Sûre, à l'exception de l'étroite bande de E^{1b} près du moulin d'Erpeldange, avec i = 40 à 60° N et intercalation de plusieurs failles et plis secondaires. Une faille longitudinale limite cette partie au N.

b) Une digitation de la région II (partie orientale de l'anticlinal de Givonne, voir plus loin) avance, entre l'éperon de Burden et les ruines du château de Bourscheid, dans la partie septentrionale de la boucle de la Wark (Welscheid). Le terrain est constitué à l'Ouest de la vallée de la Sûre par du Sg^3, sauf un îlot de E^1, près du village de Welscheid. Dans la vallée de la

Sûre, on ne constate que du E^1. L'ennoyage du Sg^3 sous le E^1 de la vallée de la Sûre est remplacé par une faille transversale. Les couches renversées donnent i = 40 à 80° N (20). Les valeurs entre 50 et 60° prédominent. On note quelques valeurs extrêmes: 15° N dans le noyau quartzeux du bassin de E^1 de l'Auleschberg, tandis que le schiste qui contourne ce noyau, est dressé jusqu'à la verticale.

Une étroite digitation du Sg^3 de la région qui marque aussi la ligne axiale de l'anticlinal, avance sous le château de Bourscheid jusque dans la vallée de la Sûre; i = 35° S.

c) Elle est bordée au N, entre Bourscheid et l'embouchure de la Wiltz dans la Sûre, par un large lambeau de la région (II), constitué par une alternance de Sg^3 et de E^1. On constate i = 55 à 80° N (30), avec prédominance de 60 à 80° N.

Exceptionnellement, on constate 40° et plusieurs fois on rencontre des couches verticales.

d) Dans la région de l'embouchure de la Wiltz (d) se termine, en des couches fortement dressées, la longue bande de plis symétriques occupant la partie nord de la région occidentale de l'anticlinal de Givonne.

e) Dans la bande axiale de Sg^3, qui se poursuit jusqu'à Kautenbach, nous constatons de nouveau une isoclinaléité avec i = 70 à 80° N (30), passant à Kautenbach, à la verticale.

2) *Vallée de la Schlinder et de la Blees.* — Tandis que dans la partie ouest de l'anticlinal l'allure insoclinale est limitée, au N, par la vallée de la Sûre supérieure, elle s'étend, dans la partie orientale, sensiblement plus vers le Nord jusqu'à l'origine des vallées de la Schlinder, de la Blees et de la Staal et, dans la vallée de l'Our, jusqu'au S du village de Gemund.

a) Dans la vallée de la Schlinder, entre l'embouchure et Consthum, dans d'étroites bandes alternantes de Sg^3 et de E^1, nous constatons i = 40 à 80° N (35), avec prédominance de 50 à 70° N.

Exceptionnellement, on trouve, dans la partie inférieure de la vallée, i = 15 à 30° N.

b) Vallée de la Blees. — Entre le bord du secondaire et le confluent de la Blees et de la Staal, i = 45 à 50° N; dans la

vallée de la Staal, i = 45 à 60° N, exceptionnellement 70° N, mais les valeurs entre 40 et 60° N y prédominent. Nos constatations comprennent une centaine d'affleurements. Dans la vallée du ruisseau de Tandel, une douzaine d'affleurements donnent les mêmes valeurs vers le N.

3) *Vallée de l'Our.* — Entre Bettel et Vianden (a), dans une dizaine de mesures, et entre Bivels et Gemund (c), dans une vingtaine d'affleurements, on constate i = 30 à 55° N, exceptionnellement 20° N.

Entre Vianden et Bivels (b) existent plusieurs plis symétriques à pente modérée. Un plis symétrique tout à fait local existe à 1,5 km au S de Bettel. A l'exception d'une étroite bande de Sg^3 à Vianden, qui marque le passage de la ligne axiale de l'anticlinal, la vallée est située dans le E^1.

RÉGION III, BASSIN DE WILTZ.

Dans le *synclinal de l'Eifel,* qui est désigné dans l'Œsling par le nom de *Bassin de Wiltz,* affleurent l'Emsien inférieur moyen et supérieur (E^1, E^2, E^3). Le schiste homogène et plutôt tendre de E^3 est encadré par des quartzites blancs, dits « Quartzite de Berlé », par du schiste bigarré de E^2 avec des bancs de grès quartzeux et par les schistes et quartzophyllades avec des grès quartzeux de E^{1b}.

Les grès se rencontrent de préférence dans la partie supérieure de E^2 et de E^{1b}. Dans ce dernier étage, ils se présentent ordinairement en 2 ou 3 bandes, chacune d'une puissance de 6 à 8 m et séparées par des bandes schisteuses de 8 à 40 m. La puissance totale de l'étage dépasse 150 m.

La structure tectonique se présente en plis étroits et dressés, mais assez réguliers. Cependant, l'ennoyage est plus irrégulier que dans l'anticlinal de Givonne et celui de Bastogne. Très rétréci en Belgique, le synclinal est caractérisé, dans l'Œsling, par un large épanouissement de E^1, qui se répand sur les anticlinaux mentionnés. A la frontière belge, une petite voûte secondaire, au noyau de E^2, se relève près du bord nord du bassin, suivie, au SW de Doncols, d'une autre, plus vigoureuse, à noyau de E^1 et disloquée par plusieurs failles. Entre Doncols et Berlé, la struc-

ture paraît plus simple, mais, en réalité, elle se complique par plusieurs plis anticlinaux secondaires à noyau de E^2. (Voir la coupe entre Nothum et la frontière belge le long de la route Wiltz-Bastogne.) Ce relèvement est suivi d'un ennoyage dans la région de la Wiltz, suivi, lui, par un vigoureux relèvement, avec un noyau de E^{1b}, situé dans la région du «Plakiglai» au bord méridional, à l'Est de Wiltz (c^1). La vallée de la Clerve suit l'ennoyage de Wilwerwitz. A l'Est de cette vallée, on constate de nouveau un relèvement prononcé. Par la réapparition du E^2, le bassin se subdivise en trois bandes synclinales, les synclinaux de Hosingen, Neidhausen et Munshausen, séparées par des relèvements anticlinaux. Ce relèvement contraste avec l'ennoyage accéléré, dans la même région, de l'anticlinal de Bastogne, au N, et celui de Givonne, au S.

Entre Grumelscheid et Drauffelt (c^2), le bord nord de E^3 a chevauché le quartzite de Berlé et le E^2 et repose en contact anormal sur E^1.

a) Dans la *région de la frontière belge,* entre Surré et Harlange, dans l'étage du E^1, i = 60 à 80° N, exceptionnellement 40 à 50° N.

Entre Harlange et le bord septentrional du bassin, le pendage est de 80° S jusqu'à la verticale. Dans cette partie du bassin, nous rencontrons encore une fois des plis isoclinaux.

b) Entre Harlange et la vallée de la Wiltz, l'allure tectonique en plis symétriques comporte, à l'intérieur du bassin, un pendage de 75° jusqu'à la verticale, avec prédominance de 80° jusqu'à la verticale.

Au bord méridional (étage de E^1), on constate, à l'Ouest, un pendage de 60°, qui augmente, vers l'Est, jusqu'à 75°, pour arriver à la verticale, à l'embouchure de la Wiltz dans la Clerve.

A l'intérieur de cette bordure de E^1, on constate une augmentation de la pente, allant, à l'Ouest, jusqu'à 80° et, à l'Est, jusqu'à la verticale.

Dans la bordure septentrionale, comprenant également du E^1, la pente est de 70 à 80°.

c) Dans la région entre la Wiltz et la Clerve, nous notons, dans les étages de E^1 et de E^2 du bord méridional, un pendage très raide de 80° jusqu'à la verticale, tandis que dans la voûte

secondaire de la « Plakiglai » (c^1) au noyau de E^1, qui y perce le E^2, on constate des plis très raides et faillés, alternant avec d'autres, d'une pente de 40 à 60°. (Voir les figures nos 1-3.)

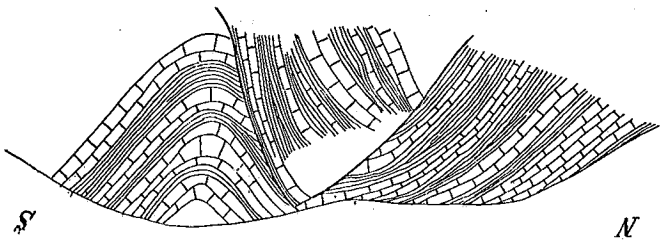


Fig. 1. – Plis faillés et refoulés dans l'Emsien inférieur. Carrière du «Plakiglai» (Wiltz).

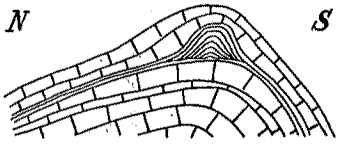


Fig. 2. – Pli asymétrique dans le grès quartzeux de l'Emsien inférieur. Le schiste a été refoulé dans la charnière de l'anticlinal. – Carrière du «Plakiglai» (Wiltz).

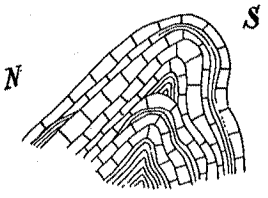


Fig. 3. – Pli dans une carrière du «Plakiglai». (Voir aussi Fig. 2.)

A l'intérieur de la région (c), les valeurs de la pente diminuent sensiblement; elles sont de 50 à 80°, avec prédominance de 60 à 70°.

Au bord nord, dans le E^1, les pentes sont de 50 à 70°, pour augmenter, au voisinage de l'étage Sg^3, brusquement à 80° et à la verticale.

d) Dans la vallée de la Clerve, nous notons, dans l'étage E^1, de la bordure méridionale, une allure isoclinale avec i = 70 à 80° S.

Mais à partir de l'étage E^2 on constate, en avançant vers le N, des plis symétriques avec des pentes variant de 60 à 80°, voire des couches verticales.

Le bord nord est constitué par des plis symétriques de 45 à 65°.

e) Dans la région entre les vallées de la Clerve et de l'Our il existe, à l'intérieur du bassin, des plis symétriques de 30 à 70°, avec prédominance de 50 à 65°.

Les parties bordières de cette région montrent des plis plus raides de 70 à 75°.

Les nombreux affleurements dans les profondes vallées se concentrent dans les étages de E^1 et de E^2, composées d'une alternance de grès et de schistes; dans l'étage E^3, ils sont rares, à cause de la monotonie de la roche. Sur le plateau, ils manquent.

f) Nous notons encore une fois dans la vallée de l'Our, dans une soixantaine de mesures, des variations brusques de la valeur du pendage.

De Gemund, au S, jusqu'à 2 km en amont de Kohnenhof, au N, on constate un pendage variant entre 75° et la verticale.

Ensuite, ces valeurs tombent d'un coup à 30° et, dans une région qui s'étend jusqu'à Dasbourg et qui correspond à l'intérieur du bassin, elles varient entre 30 et 45°.

Entre Dasbourg et le Lascheidaulsmuhle, le pendage monte brusquement à des valeurs entre 75° et la verticale. Puis, le changement de la verticale à des valeurs très modérées est brusque.

De Lascheidaulsmuhle, en amont, jusqu'à Ouren, on rencontre des plis symétriques avec des inclinaisons variant entre 5 et 50° (65); les valeurs entre 30 et 40° prévalent de loin. Exceptionnellement, nous rencontrons deux fois sur ce trajet des pentes raides de 70 à 80°: au moulin de Kalborn, où se termine le synclinal de Clervaux, et à l'Est de Lieler, où se termine le synclinal de Lutzkampen.

La largeur du Bassin de Wiltz augmente sensiblement de l'Ouest à l'Est. A Harlange, elle est de 6 km, à Wiltz de 8 km, à Merkholtz de 9 km, à Kautenbach de 10 km et à Hosingen de 12 km.

RÉGION IV, L'ANTICLINAL DE BASTOGNE.

La partie septentrionale de l'Œsling appartient à l'anticlinal de Bastogne. Entre Schleif et Hachiville affleure, à cheval sur la frontière, le Sg^2, qui s'ennoie cependant vite, vers l'Est,

sous le Sg^3. Des plis secondaires compliquent les contours de Sg^2. Entre la Clerve et l'Our, il y a alternance de plis synclinaux, le *synclinal de Clervaux* et le *synclinal de Sassel-Weiswampach* avec des plis anticlinaux de Marnach et de Hupperdange. A l'Est de Lieler s'amore le synclinal secondaire de Lutzkampen qui s'élargit vite en direction NE. La limite entre le Bassin de Wiltz (synclinal de l'Eifel) et l'anticlinal de Bastogne est donc mal précisée.

L'extrême pointe septentrionale de l'Œsling fait partie du *synclinal de Houffalize,* qui s'élargit vers l'Est, tandis que l'anticlinal de Bastogne s'efface au NE de Bas-Bellain. Le Sg^3 de l'anticlinal et la même assise du synclinal se réunissent pour faire partie du flanc sud-est du Massif de Stavelot.

Dans l'anticlinal de Bastogne, les plis ont, en général, une allure symétrique. Les affleurements sont fréquents dans les vallées de la Clerve et ses affluents, mais rares sur le haut plateau entre Bastogne et la vallée de la Clerve et les détails tectoniques y sont difficile à déceler.

1) *Le plateau.* — a) Entre Schleif et Allerborn, les digitations du Sg^2 présentent des plis symétriques avec des pentes de 60 et 80° et prédominance de 70 à 75° (25).

b) Au Nord de cette région il a été constaté, entre Troine et Hachiville, dans le Sg^2 et le Sg^3, des plis symétriques: i = 20 à 60° (15), avec prédominance de 40 à 60°, exceptionnellement 70°.

c) Dans la région de Bas-Bellain et de Huldange on trouve des plis isoclinaux avec i = 60 à 80° S (12) ou encore dressés jusqu'à la verticale.

2) *Vallée de la Clerve.* — Dans la vallée de la Clerve, entre Drauffelt et Troisvierges, on rencontre des plis symétriques.

a) Entre Drauffelt et la gare de Clervaux, dans les étages de E^1 et de E^2, le pendage est entre 35 et 65° (40), mais se relève, près de la gare, brusquement à la verticale.

b) De la gare jusqu'au N de l'embouchure du Rensbach (anticlinal de Hupperdange) nous constatons un pendage entre 75° et la verticale (20) et une seule fois une pente de 55°.

c) Entre l'embouchure du Rensbach et celle du ruisseau de Troine (Sassel), le changement de la valeur de i est de nouveau brusque. On y note des pentes de 25 à 45° (12).

Dans la vallée même du ruisseau de Troine, entre l'embouchure et le moulin d'Asselborn, la pente est de nouveau raide, de 65° jusqu'à la verticale, avec prédominance de 65 à 75° (12).

Du côté opposé, dans la vallée du ruisseau de Wampach, on constate, entre l'embouchure et Holler, une inclinaison variant entre 50 et 75° (15) et, dans les environs de Weiswampach, entre 35 et 45°.

Dans les prolongement du bassin de Weiswampach, à Beiler et à Leithum, nous trouvons un pendage isoclinal: i = 30 à 60° S, avec prédominance de 30 à 50° (15).

d) Entre l'embouchure du ruisseau de Troine (Sassel) et un point situé à 1 km au N de la gare de Troisvierges nous notons une allure en plis symétriques avec des inclinaisons, dans la partie de cette zone, de 80° jusqu'à la verticale; elles diminuent ensuite jusqu'à 50°.

Enfin, dans le talus du chemin de fer entre Troisvierges et Wilwerdange, on note un plis symétrique très raide avec une pente variant entre 75° et la verticale.

Ajoutons que la *direction générale des lignes axiales*, en conformité avec la direction générale du massif cambo-silurien de Stavelot et de la dépression transversale de l'Eifel, s'accentue du S au N vers le NE. La même constation se fait en allant de l'Ouest vers l'Est.

Ainsi, dans l'anticlinal de Givonne, nous avons, à l'Ouest, une direction E 20° N, à l'Est E 35° N.

Dans le synclinal de Wiltz, nous constatons, à l'Ouest, une direction de E 28° N; à l'Est, la valeur est la même.

Dans l'anticlinal de Bastogne, la direction est, à l'Ouest, E 35° N et, à l'Est, NE et même N, E 40°.

B) SYNTHÈSE DES FAITS OBSERVÉS.

L'Ardenne, y compris l'Œsling, a subi deux plissements qui se superposent: le plissement calédonien à la fin du Silurien et le plissement hercynien en deux phases dans le Carbonifère. Ces

deux plissements sont séparés par une sédimentation comprenant le Dévonien et le Carbonifère, séparée par une discordance angulaire du Cambro-Silurien. L'action tectonique du plissement hercynien doit donc être conforme aux conditions créées par le plissement calédonien. Par celui-ci avait été créé un soubassement plus stabile, de sorte que les réactions des forces orogéniques du cycle hercynien sur les deux séries de roches superposées en discordance ne pouvaient pas être identiques et que l'allure tectonique de la série supérieure (Dévonien et Carbonifère) est celle d'une tectonique plutôt superficielle, qui apparaît en de vastes mouvements de décollement et de glissements (charriages, chevauchements, plis-failles, régime imbriqué).

La structure tectonique de l'Ardenne, en général, et de l'Œsling, en particulier, est donc fonction de l'interférence de la plasticité de la roche dévonienne subissant le plissement hercynien et de l'allure, de l'étendue et de la position en profondeur des blocs et massifs calédoniens déjà consolidés, s'opposant à la pression exercée.

Le rôle de la nature des roches est incontestable et ressort de bon nombre de nos observations. Nous citons, à titre d'exemple, l'allure disharmonique du grès de l'assise E^{1b} par rapport aux plis du Sg^3 avoisinant.

D'autre part, les changements de l'allure tectonique constatés *pour une même roche* dans l'anticlinal de Givonne et dans celui de Bastogne, ou encore ceux observés de l'Ouest à l'Est dans le Bassin de Wiltz, démontrent que le régime tectonique est, en premier lieu, à mettre en rapport avec la résistance opposée par des massifs déjà consolidés du substratum.

Sans rien présumer sur les causes profondes d'une orogénèse, on est d'accord à admettre que le plissement d'un segment de l'écorce terrestre est le résultat de mouvements tangentiels de blocs consolidés, encadrant une aire de sédimentation géosynclinale qu'ils compriment en se déplaçant l'un vers l'autre.

Ces blocs peuvent avoir une disposition symétrique quant à leur position en profondeur, leurs contours et l'indice d'ennoyage ou une disposition dissymétrique quant à ces facteurs. En cas de disposition symétrique, ces blocs forment les *avant-pays;* en cas de disposition dissymétrique, le bloc en ennoyage forme un

avant-pays et l'autre, en surélévation relativement à celui-ci, l'*arrière-pays*. (Voir les figures nos 4-6.)

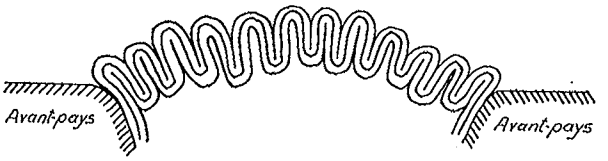


Fig. 4.

Les blocs consolidés, encadrant l'aire de sédimentation géosynclinale, ont une disposition symétrique. Les blocs forment les avant-pays.

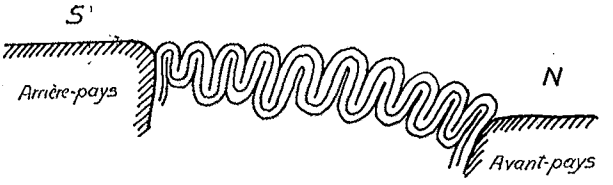


Fig. 5.

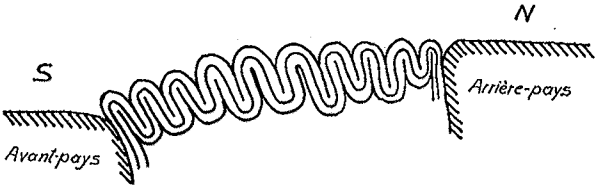


Fig. 6.

Fig. 5 et Fig. 6. — Les blocs sont en position dissymétrique. Le bloc en ennoyage forme l'avant-pays, l'autre, en surélévation relativement à celui-ci, l'arrière-pays

Si la disposition de ces serres ou mâchoires est symétrique, des plis symétriques se forment, sous condition qu'il n'y ait pas de différences de facies trop accusées dans les sédiments du géosynclinal. En cas de disposition dissymétrique, les plis se déversent dans une direction unique vers l'avant-pays, à cause de l'excès de compression provoqué par celui-ci en profondeur.

Des blocs rigides *locaux* du substratum, encastrés ou faisant saillie dans les sédiments neufs soumis à la compression, peuvent jouer le rôle d'avant-pays ou d'arrière-pays *locaux*.

Comme la disposition des mâchoires peut changer d'une région à l'autre, le sens du déversement ou le style des plis peut aussi changer plusieurs fois sur le trajet d'un même pli.

L'orogénèse calédonienne déterminait déjà l'emplacement de l'aire des transgressions des mers dévoniennes et la répartition des facies des sédiments dévoniens comme elle commandera, plus tard, la direction générale du plissement hercynien, lequel porte essentiellement le caractère d'une tectonique superposée à l'orogénèse calédonienne.

L'étude des tectoniques superposées de l'Ardenne a démontré que la théorie de la continuité dans les phénomènes de plissement comporte de sérieuses restrictions.

On a constaté, dans les plis superposés de l'Ardenne, non seulement des différences dans l'*allure* des déformations tectoniques, mais aussi dans leur direction. (Voir: G. Waterlot, 1945.)

Il doit d'ailleurs exister une différence nette entre l'effet de l'action tectonique qui s'opère dans le *substratum* et celui qui s'exerce dans la *couverture*. Le premier a été déjà consolidé par une orogénèse antérieure, en l'occurence par l'orogénèse calédonienne et se comportera plutôt comme une masse homogène. L'action se traduira par un glissement en paquets et par un changement dans l'inclinaison des plans axiaux.

La *couverture*, par contre, a conservé un certain degré de plasticité et ses plis auront un style tectonique différent. Ils seront souvent renversés, même couchés ou imbriqués par des chevauchements.

Le substratum et la couverture se sont décollés l'un de l'autre, ce qui est la caractéristique de la tectonique superficielle. A la base du plissement, des paquets de roches sont parfois entraînés, arrachés au sommet du substratum par la traction exercée sur celui-ci par l'action de décollement.

A la lumière des conceptions sur les tectoniques superposées, l'existence de la « fenêtre de Theux » qui s'ouvre au travers du Cambrien du Massif de Stavelot, permet d'émettre un doute sérieux sur l'enracinement in situ du bombement cambrien de l'anticlinal de l'Ardenne. Il apparaît comme très probable que le grand chevauchement qui s'est produit vers la fin du Westphalien, a eu ses effets bien loin au S, de sorte que tout le Massif de Stavelot aurait subi une translation du S au N et que ce déplacement se prolongerait encore plus loin vers le S. On conçoit difficilement qu'un chevauchement frontal d'une am-

pleur transversale d'une cinquantaine de km soit suivi, au S, d'un régime de plis symétriques, comme le voulait la conception classique de la tectonique ardennaise.

Celle-ci admettait l'existence, au N, d'une zone très plissée et dérangée par des failles et des charriages; au S, au contraire, elle supposait une structure simple, avec alternance régulière de larges bandes synclinales et anticlinales reposant sur un substratum de Cambrien, qui formerait le noyau des anticlinaux et qui percerait en plusieurs massifs au travers du Dévonien inférieur.

Des recherches récentes suggèrent l'idée d'une analogie de structure tectonique des Massifs de Rocroi et de Stavelot. Le synclinal de l'Eifel, lui aussi, présente une structure qui se complique par des charriages, poussant en partie le flanc sud sur le flanc nord, et encore par le chevauchement du Cambrien de Givonne sur le Dévonien.

Il en est de même dans le Hunsruck méridional, où, au S de Sarrebourg, du quartzite d'âge siegenien et, à Hermeskeil, du schiste prédévonien et gédinnien, chevauchent l'Emsien inférieur.

Le plissement, tel qu'il se présente dans les affleurements, ne peut être qu'un froncement superficiel. Les coupes levées dans nos vallées et dans les tranchées dépassent rarement des hauteurs d'une vingtaine de m. Aussi les constructions faites d'après un raisonnement d'ordre géométrique sont-elles contredites par bien des constations.

Un exemple très instructif se présente dans l'*allure tectonique du quartzite de Berlé.* Dans l'échelle stratigraphique, le quartzite range à la base du schiste de Wiltz (E^3). Il est enveloppé par un schiste très pur qui, par altération, se change dans une argile blanchâtre assez plastique. On rencontre le quartzite non seulement à la base de E^3, mais, par le jeu de la tectonique, aussi à l'intérieur de E^3 et du schiste bariolé de Clervaux (E^2). Dans le premier cas on pourrait supposer une allure anticlinale, dans le second un synclinal.

Dans les deux cas, le quartzite se présente en lentille d'une longueur dépassant rarement quelques centaines de m et d'une largeur de 10 à 15 m. Ces lentilles ont été exploitées autrefois pour l'empierrement des routes et pour la fabrication de matériaux réfractaires. On s'aperçoit dans ces carrières aujourd'hui

épuisées que les lentilles disparaissent dans une profondeur dépassant rarement une dizaine de mètres. Parfois on ne rencontre que de rares fragments de quartzite non exploitable, enveloppés dans l'argile blanche. Seulement dans le cas où le quartzite se trouve dans sa position non dérangée entre E^2 et E^3, il forme des couches, ordinairement verticales ou très dressées, qui se prolongent dans la profondeur.

D'une façon générale, l'absence constante d'un noyau de E^2 dans l'allure anticlinale et d'un noyau de E^3 dans le synclinal pourrait s'expliquer en admettant que, par exagération de la compression latérale, le pli ait abouti à l'éjection du noyau anticlinal E^2 et on aurait un anticlinal à noyau étranglé disparu par l'érosion. Le même phénomène, s'exerçant sur un synclinal pincé, aurait donné lieu à un synclinal à noyau étranglé, resté dans la profondeur. (Voir figure n° 7.)

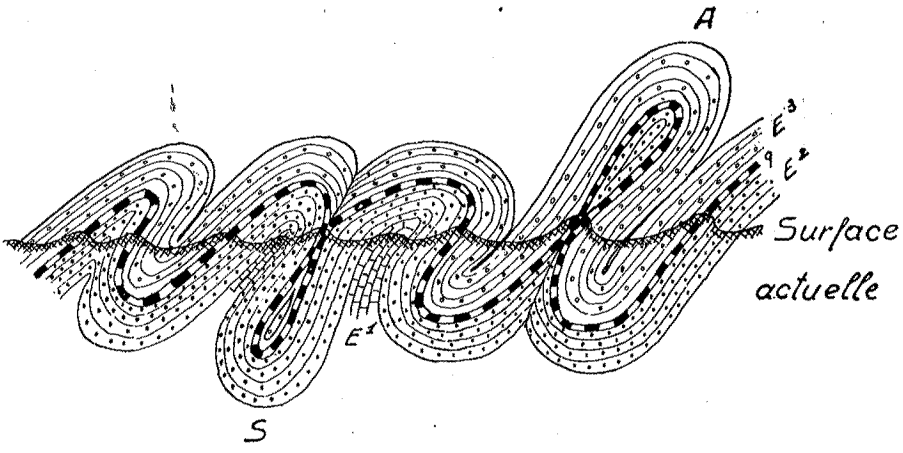


Fig. 7.
Anticlinal (A) et synclinal (S) à noyau étranglé.

Mais l'étude détaillée de l'allure tectonique des lentilles de quartzite suggère qu'il s'agit ici sans doute de petits charriages cisaillants ou de structure imbriquée, comme il est indiqué dans les figures nos 8, 9, 10.

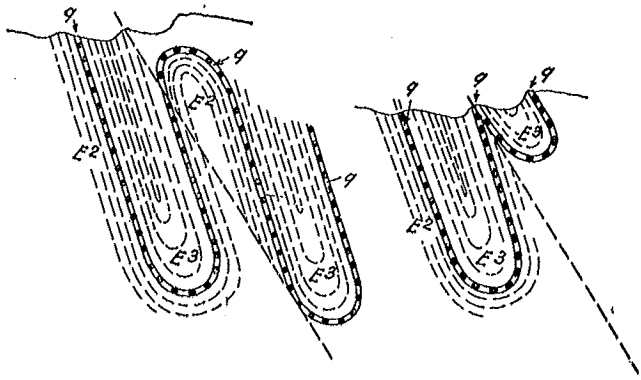


Fig. 8.
Gisement de quartzite (q) encastré dans les « Schistes de Wiltz » (E^3). Refoulement en haut de la partie anticlinale entre deux synclinaux par un charriage.

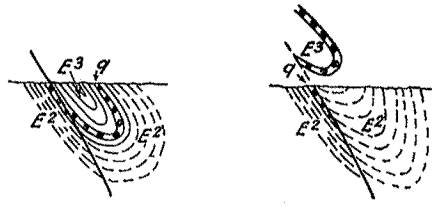


Fig. 9.
Esquisse schématisée de la tectonique d'un gisement de quartzite (q) encastré dans les « Schistes bariolés de Clervaux » (E^2). Le noyau du synclinal formé par les « Schistes de Wiltz » (E^3) a été refoulé en haut par un charriage et enlevé par l'érosion.

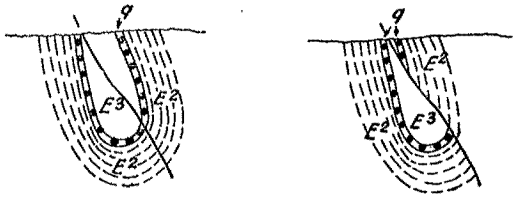


Fig. 10.
Gisement de quartzite (q) dans les « Schistes bariolés de Clervaux » (E^2). Une partie du noyau du synclinal composé de « Schistes de Wiltz » (E^3) est restée en arrière dans la profondeur.

Dans les affleurements schisteux d'allure isoclinale, les plis-failles du régime imbriqué ne se constatent que quand le plan de charriage ne coïncide pas avec les plans de stratigraphie; mais quand il y a coïncidence des deux plans, il n'y a guère de possibilité de déceler les dérangements failleux.

On évaluait aussi, en se basant sur les coupes, à 10 km la puissance de l'Eodévonien du synclinal de l'Eifel; il y a pourtant

des raisons sérieuses pour admettre seulement la moitié et moins encore.

Ainsi M. P. Fourmarier (1934) donne pour l'Eodévonien du synclinal de l'Eifel à la frontière luxembourgeoise-allemande une puissance de 9 km, tandis que M. E. Asselberghs (1946) réduit ce chiffre, pour la même région, à la moitié et M. Lucius (1950), en se basant sur des observations tirées d'une étude détaillée de l'Œsling, arrive à des chiffres qui se rapprochent sensiblement de ceux de M. Asselberghs. Ces divergences ont leur origine dans les difficultés de déceler dans les détails la tectonique du Dévonien schisteux et dans le fait que les plis anticlinaux et synclinaux, basés exclusivement sur des constructions faites d'après un raisonnement d'ordre géométrique, sont souvent en désaccord avec la stratigraphie réelle.

Le caractéristique de la tectonique de l'Œsling, ce sont les plis isoclinaux et les plis imbriqués. (Voir figures nos 11 et 12.)

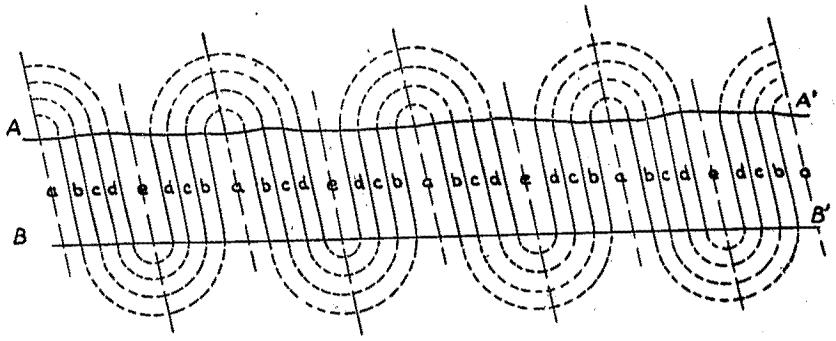


Fig. 11. — Plis isoclinaux.

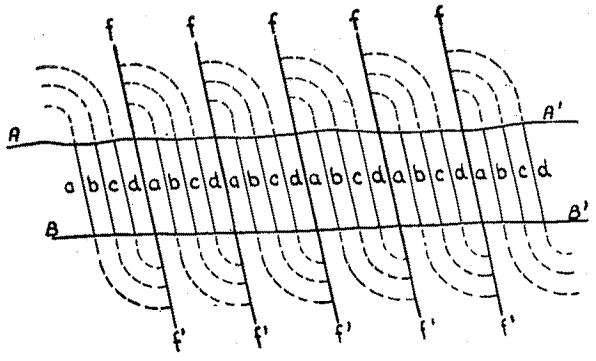


Fig. 12. — Plis imbriqués.

Dans le *pli isoclinal,* les deux flancs sont déversés dans le même sens avec un pendage égal. Les deux flancs et le plan axial sont donc parallèles. Supposons que la lettre a marque la couche la plus ancienne et la lettre e la couche la plus récente, nous avons dans un pli isoclinal, comprenant un anticlinal et un synclinal, la suite a, b, c, d, e — e, d, c, b, a. (Voir fig. nº 11.) Comme dans les coupes de l'Œsling, les charnières anticlinales sont érodées, que celles des synclinaux se trouvent dans la profondeur et que les couches ont un pendage dans le même sens, il faut, pour distinguer les anticlinaux et les synclinaux, la récurrence d'un même caractère pétrographique ou la récurrence de fossiles caractéristiques dans une couche déterminée qui sert de couche de repère. Mais comme dans le Dévonien de l'Œsling on trouve sur de grandes étendues la même roche schisteuse, dans laquelle les fossiles sont souvent rares, inclinée dans le même sens avec un pendage égal, sans qu'on voit une charnière, il est très délicat de déterminer la puissance d'un étage, parce que rien ne révèle combien de fois le groupe de couches formant l'étage se répète dans une coupe.

Dans le *régime imbriqué,* par une exagération de la poussée, il s'est produit un étirement et une rupture dans le flanc médian qui relie un pli anticlinal et un pli synclinal. Un des flancs extérieurs tend à s'avancer sur l'autre, à le chevaucher. Du fait de l'étirement du flanc médian, il y a un *contact anormal* et nous avons la suite a, b, c, d — a, b, c, d, etc. Il n'y a pas de répétition symétrique comme dans le régime isoclinal. Sans l'intervention d'une couche de repère déterminée, il sera également très difficile de constater la répétition des groupes a, b, c, d, parce qu'il est difficile, dans une roche homogène, de déceler la lacune qui sépare les groupes. En avançant dans le régime isoclinal de a (la couche la plus ancienne) vers e (couche la plus récente), nous voyons la base des couches, la position est normale, tandis que dans la série d, c, b, a on voit le toit (surface supérieure) des couches, la position est renversée.

Dans le régime imbriqué, par contre, il n'y a pas de position renversée, nous voyons toujours, en avançant, ou la base ou le toit des couches.

S'il y avait donc moyen de distinguer la base et le toit d'une couche, on pourrait vérifier, si les couches sont en position nor-

male ou renversée (pli isoclinal) ou s'il y a « contact anormal » et que, par conséquent, les couches présentent toujours la même face, soit la base, soit le toit (régime imbriqué).

On attribue, ces dernières années, une attention spéciale à quelques phénomènes susceptibles de permettre la distinction de la base ou du toit des couches pour fixer par ce détour l'ordre des couches dans le régime isoclinal ou imbriqué. C'est un procédé de la « Kleintektonik » des géologues allemands.

Le critère le plus employé de cette méthode est la *stratification entrecroisée.* Comme les schistes sont des dépôts d'une mer peu profonde, des courants sous-marins ont pu produire de petits chenaux, convexes vers le bas et qui ont été remplis par des apports argileux et gréseux, recoupés après abruptement par un plan de stratification qui marque la face supérieure (le toit) de la couche. Ce recoupement représente une petite discordance et il ne fait pas de doute que les strates coupées en discordance par une surface plane sur laquelle reposent d'autres strates, sont plus anciennes que ces dernières. M. J. C. VAN WIJNEN (1953) a employé ce critère dans son étude sur la tectonique de l'Œsling. L'auteur a constaté la stratification entrecroisée dans le Sg^2, le E^1 et le E^2. Elle paraît manquer dans le Sg^3 et le E^3.

L'auteur admet que la stratification entrecroisée est un critère infaillible pour distinguer la base et le toit et il l'emploie à l'exclusion de tout autre pour la construction de ces coupes dans le Dévonien de l'Œsling.

En procédant ainsi, il arrive à des conclusions qui demandent des réserves. Dans le Bassin de Wiltz, près de la frontière belge, l'épaisseur de E^1 ne dépasse pas 750 m. Sur le même flanc du même bassin, au nord du synclinal de Clervaux, la même série aurait, d'après le critère de la stratification entrecroisée, une puissance de 2000 m et, dans la région du Schuttbourg, elle aurait 7 à 8 km, alors que la distance entre ces deux endroits n'est que de 10 km. Au Sud de Vianden, la même série E^1 aurait, d'après ce critère, même 8 à 9 km. Comme la série a partout le même caractère lithologique et qu'aucune différence de facies n'est à constater, de telles différences de puissance sont peu vraisemblables et difficiles à comprendre. Il est logique d'admettre ici l'existence de plis-failles et un système de plis imbriqués.

L'évaluation exacte de la puissance des divers étages est très difficile, parce que les coupes continues dans un étage sont rares,

que les limites entre les étages, sauf celle entre E^2 et E^3, donnée par le quartzite blanc de Berlé, sont peu précises et que les plis isoclinaux dépourvus de charnières se poursuivent sur de grandes distances.

Dans l'Ardenne, en général, il y a réduction des puissances du Sud au Nord et accentuation de l'Ouest à l'Est. Ceci correspond à des modifications de faciès; on observe des dépôts d'eau moins profonde au Nord qu'au Sud et à l'Ouest qu'à l'Est. Ceci paraît être en relation avec un mouvement de subsidence qui s'accentue du N au S et de W à E.

E. Asselberghs (1946, pp. 359 ss.) donne les évaluations suivantes pour les différents bassins de l'Ardenne schisteuse:

Bassin de Dinant, au Nord:
Sg^1 à Sg^3 = 760 m, E^1 à E^3 = 850 m.

Bassin de Dinant, au Sud:
Sg^1 à Sg^3 = 1020 m, E^1 à E^3 = 1200 m.

Bassin de Neufchâteau, au Nord:
Sg^1 à Sg^3 = 2100 m, E^1 à E^3 = 950 m.

Bassin de Neufchâteau, au Sud:
Sg^1 à Sg^3 = 1700 m, E^1 à E^3 = 950 m.

L'augmentation de la puissance en avançant de W à E est démontrée par les chiffres suivants:

Ouest	Couvin	Meuse	Lesse	Grupon (Est)
Emsien 1-3	900	1200	1300	1400
Siegenien 1-3	700	1020	1400	1650

Nous sommes donc loin des écarts que nous avons obtenus en nous basant exclusivement sur les critères de la microtechnique.

Ceci démontre combien il serait risqué de baser une étude de la tectonique de l'Œsling sur un seul et unique critère et combien il importe de se servir judicieusement des différents moyens, sans vouloir donner à l'un d'eux une supériorité absolue sur l'autre.

M. van Wijnen est d'avis que les critères employés pour ses recherches excluent, pour beaucoup d'endroits, le régime isoclinal et qu'il faut admettre dans les coupes de la vallée de la Sûre une structure à écailles (régime imbriqué) ou bien que dans

la vallée de la Sûre, entre Kautenbach et Erpeldange, il n'affleure que de l'Emsien inférieur (p. 51).

Cette dernière hypothèse n'est guère admissible. Il est vrai que ni le Sg^3 ni le E^1 n'ont fourni, jusqu'à présent, des fossiles dans la région de l'anticlinal de Givonne et que la subdivision stratigraphique est basée exclusivement sur des caractères lithologiques, qui sont, cependant dans leur ensemble, assez nets pour distinguer les deux étages.

Si les critères, adoptés par l'auteur, sont tellement pertinents, il ne reste qu'à admettre la prépondérance du régime imbriqué sur le régime isoclinal.

Dans la monotonie des roches schisteuses du Siegenien supérieur et de l'Emsien[1a] il est très difficile de déceler les failles et les chevauchements, mais dès que nous arrivons dans les roches plus différenciées de l'Emsien moyen et supérieur, nous constatons de nombreux dérangements qui, sans doute, sont plus nombreux encore que ne le montrent nos cartes. Il faut admettre leur existence, mais il est impossible de les localiser sur la carte.

D'autre part, les plis anticlinaux ou synclinaux, construits uniquement sur la base des données géométriques, ne concordent souvent pas avec les données d'une stratigraphie détaillée. L'allure tectonique de l'Œsling cache sans doute des répétitions difficiles à saisir par le lever dans la monotonie de la roche et dans l'absence d'affleurements sur les plateaux boisés et recouverts de dépôts meubles.

Un exemple frappant, combien, faute d'affleurements et faute de caractère pétrographique distinctif de la roche dévonienne schisteuse, nos connaissances de la tectonique sont incomplètes, se présenta à l'occasion du creusement, le long de la route de Wiltz à Bastogne entre Nothum (Café Schumann de la carte géologique 1:50 000, feuille 8) et la frontière belge, d'un fossé peu profond (1 m à 1,50 m) pour la mise d'un câble téléphonique.

Ce plateau complètement boisé ne présente, en dehors de quelques traces d'anciennes petites exploitations de quartzite que de rares affleurements altérés de E^2 et de E^3 dans le talus de la route, d'après lesquels la carte géologique 1:50 000, feuille 8, a été tracée.

Voici, en avançant de la frontière vers Nothum, les détails observés dans le dit fossé:

1° Entre la frontière et le bureau de douane luxembourgeoise, je constatais dans le fossé un limon argileux, imperméable, avec de rares débris de grès quartzeux (E^{1a}).

2° A l'Est de la douane, le limon devient gréseux et renferme de nombreux fragments anguleux de grès quartzeux; (E^{1b}). La limite entre E^{1a} et E^{1b} concorde avec celle donnée par la carte. (Toutes les données qui suivent se rapportent à la carte géologique 1:50 000, feuille 8.)

3° Près du petit groupe de maisons de Bohaey, des grès quartzeux abondent dans le schiste très altéré. Le grès se présente souvent en forme de nodules enveloppés de schiste altéré.

4° a) En face de la dernière maison, en avançant de l'Ouest, les gros débris de grès sont traversés de veines de quartz blanc.

b) A 220 m à l'Ouest du croisement de la grande route et du chemin de Doncols à Schleif, une bande de grès de 3 m, bourré de veines de quartz. Le terrain de surface est blanchâtre, plastique. Nous sommes dans une zone failleuse. Le passage de ce grès se trouve à 50 m à l'Ouest du chiffre 4 de la côte 429 de la carte. Le fossé ne montre sur une distance de 40 m que du limon verdâtre ou jaunâtre. Puis on voit sur une distance de 100 m du schiste altéré en limon argileux blanchâtre, superposé à un grès quartzeux traversé par de nombreuses veines de quartz. On peut présumer qu'il s'agit ici du plan de charriage ou d'un des plans du charriage qui est marqué sur la carte entre Grumelscheid et Drauffelt et qui se prolonge vers l'Ouest.

Dans le fossé, j'ai pu constater l'argile blanchâtre jusqu'à 40 m à l'Ouest du croisement des chemins indiqué plus haut.

5° Du croisement de chemins mentionné sub 4 a jusqu'à la maison isolée, située à 250 m au S du croisement.

a) Au croisement même, du grès verdâtre à gros grains et du schiste bariolé (E^2) a été constaté dans le fossé sur une largeur de 50 m. Dans la partie centrale de E^2, j'ai trouvé un gros fragment de quartzite fossilifère et du schiste

altéré blanchâtre, ce qui permet de présumer qu'il s'agit ici d'un indice d'une lentille de quartzite pincée dans le E^2.

A 20 m au Sud de la maison isolée affleure une étroite bande de quartzite accompagné de schiste blanchâtre et plastique. C'est le quartzite qui se trouve à la base de E^3. La puissance ne dépasse guère 10 m.
Jusqu'à la maison isolée on constate du grès avec des veines de quartz.

b) A partir de cette bande de quartzite jusqu'au point, où le chemin de Berlé débouche dans la grande route, sur une distance de 2500 m, la carte ne donne que du E^3, sauf une lentille de quartzite qui passe par le village de Berlé et qui affleure au bord de la route à 350 m de la limite méridionale de E^3. D'après la carte, cette lentille perce en allure anticlinal le E^3. Mais les affleurements mis à découvert dans le fossé font présumer une tectonique plus variée.

c) Au Sud de la bande de quartzite qui affleure près de la maison isolée (5 a), le fossé reste sur une distance de 30 m dans E^3.

Puis on constate sur une distance de 100 m un limon argileux avec des débris de quartz et de grès grossier traversé de veines de quartz. Il s'agit ici très probablement de E^2.

d) Sur une distance de 350 m, le dépôt de surface meuble est un limon jaunâtre, gréseux avec des dalles de grès quartzeux du caractère de E^{1b}.

Nou ssommes maintenant dans le virage de la route à 500 m au Sud de la maison isolée, mentionnée sub 5 a.

e) Sur une distance de 200 m, le sol est constitué par de l'argile gréseuse renfermant des débris de grès grossier (E^2).

Puis c'est un dépôt meuble de schiste altéré blanchâtre avec du quartzite traversé de veines de quartz.

f) A partir de ce quartzite on trouve dans le fossé, sur une distance de 30 m, de nouveau un grès grossier avec beaucoup de quartz (E^2) qui finit à la distance de 1000 m du croisement de la route avec le chemin de Doncols-Schleif, mesuré le long de la route.

g) Dans le fossé on constate dans une argile blanchâtre de gros débris de quartzite, dont un avec des empreintes de fossiles. Ce quartzite est à la base de E^3.

6° Les affleurements de E^3 se poursuivent jusqu'à 300 m au SE du croisement de la route avec le chemin de Berlé à Winseler. A cette distance, au SE de ce croisement, affleure la lentille de quartzite qui se poursuit jusqu'au-delà du village de Berlé. D'après la carte c'est une lentille de quartzite perçant le E^3.

7° Entre cette lentille de quartzite et la bande de quarzite qui passe là où le chemin de Berlé débouche dans la grande route, la carte géologique donne du E^3. Les affleurements manquent complètement.

Le fossé a donné quelques indications d'après lesquelles il faut changer ici le tracé des contours de E^3.

Ainsi, dans le fossé, on constate au SSE de la bande de quartzite, passant par le village de Berlé (6) du limon jaunâtre gréseux avec de nombreux débris de grès quartzeux, ce qui autorise la conclusion que nous sommes dans l'étage E^2. A 150 m au SSE de la lentille de quartzite de Berlé (6) on constate de nouveau des blocs de quartzite, accompagnés de schiste altéré blanchâtre.

Puis c'est de nouveau sur une distance de 150 m du limon jaune avec des grès quartzeux E^2.

Nous sommes maintenant au point où débouche le chemin de Berlé dans la grande route; ici affleure de nouveau une lentille de quartzite.

D'après ces indications (7), la bande de quartzite de Berlé (6) marquerait la base de E^3, ce qui paraît être en contradiction avec les affleurements autour du village de Berlé. Les affleurements sont trop rares et trop précaires pour tirer au clair cette question.

8° a) A partir du point où débouche le chemin de Berlé dans la grande route jusqu'à 600 m au NW du Café Schumann (village de Nothum), les affleurements le long de la route ainsi que dans le fossé marquent du E^2, puis on constate dans le fossé des blocs et débris de quartzite qui n'affleurent pas à la surface et qui n'est pas marqué sur la carte.

b) La coupe montre toujours du schiste bariolé avec des grès de E^2 jusqu'à 250 m au NW du Café Schumann, où l'on constate dans le fossé une bande de quartzite, marqué sur la carte.

Ce quartzite est à la base de E^3 qui affleure sur 150 m et qui est limité, à 100 m au NW du Café, par une étroite zone de quartzite. (Voir la carte.)

c) Dans les environs immédiats du Café Schumann on ne constate que du E^2. Enfin, à 200 m au SE du Café, passe la limite entre E^2 et E^1.

Après cette intercalation démontrant combien de détails sont encore à élucider dans la structure tectonique du Dévonien de l'Œsling, nous revenons aux relations qui doivent exister entre les deux plissements calédonien et hercynien.

Quel que soit le décalage qui existe entre deux plissements superposés, il doit quand même exister une corrélation entre l'allure tectonique des couches de la couverture et le comportement, variable, dans la profondeur, des blocs plus résistants, du substratum.

Sur la carte annexée, l'axe de l'anticlinal de Givonne a été tracé d'après nos levés détaillés. Comme élément tectonique de premier ordre, cet anticlinal est un élément « posthume » par rapport à la tectonique calédonienne qui a déjà joué dans la période de sédimentation dévonienne le rôle d'un bas-fond séparant deux facies du E^1. Au N, dans l'Œsling, le E^1 se compose de quartzophyllades et de grès quartzeux; au S, dans le Hunsruck, il accuse un facies de schistes et d'ardoises, le « Hunsrückschiefer ».

Ce bas-fond suit approximativement la direction de la vallée de la Moselle ,entre Coblence et Trèves, et formait une saillie consolidée du substratum qui jouait, dans la phase du plissement hercynien, le rôle d'un *avant-pays*. Cet avant-pays se trouvait, en avançant de l'Ouest à l'Est, à des profondeurs différentes par rapport à son *arrière-pays*.

Dans la partie occidentale (N° I de la carte annexée et de la partie A de notre exposé), nous trouvons des plis isoclinaux déversés vers le N, de sorte que l'inclinaison est vers le S, ce qui implique la surélévation de l'avant-pays au S par rapport à l'arrière-pays au N.

Dans la partie orientale (II) de l'anticlinal (voir la carte annexée), les plis isoclinaux sont renversés vers le S et l'inclinaison des couches est vers le N. Ce n'est que dans la vallée de l'Our, au S d'Untereisenbach et entre Bivels et Vianden, que s'intercalent quelques plis symétriques.

Dans cette partie, l'arrière-pays au N était en surélévation par rapport à l'avant-pays au S. La pression tangentielle venant du S prévalait ici dans la profondeur et les plis pressés contre le butoir formé par l'arrière-pays en surélévation se déversaient vers le S, de sorte que les plans axiaux s'inclinent vers le N.

Le changement du sens du déversement des plis se fait dans la vallée de la Sûre, dans une zone de digitations.

Il découle de ces faits: 1) que le bas-fond s'ennoyait dans l'Œsling vers E, ce qui appuie la conception que l'ébauche de la dépression transversale de l'Eifel remonte jusqu'à l'orogénèse calédonienne; 2) que l'axe actuel de l'anticlinal de Givonne ne correspond pas à celui du bas-fond, ce qui corrobore la conception d'un manque de parrallélisme entre les deux orogénèses ou l'existence d'un large décollement de l'anticlinal en entier.

Dans la région de Martelange, le grès quartzeux moins plastique du Sg^2 provoquait des charriages cisaillants le long de plans inclinés vers le S. Ce grès jouait le rôle d'un bloc local consolidé. Aussi, au N de Martelange, on constate des plis symétriques qui se sont formés, pour ainsi dire, à l'abri d'un excès de poussée venant du S.

La longue bande avec allure isoclinale à pendage S, allant, en s'amincissant, de Gœsdorf jusqu'à l'Our («j» de la carte), est juxtaposée à la région (II) avec isoclinaléité vers le N. Une construction en synclinal d'après les données géométriques ne s'intègre pas dans les faits de la stratigraphie. On peut admettre qu'il existe ici un ou plusieurs charriages, mais la monotonie de la roche ne permet pas de se prononcer avec certitude sur ce point.

Dans la région de l'anticlinal de Givonne située entre la Sûre et le bord sud du Bassin de Wiltz («g», «h» et «i» de la carte), des plis symétriques, à pentes très raides ou plates, alternent brusquement. Dans les bons affleurements on constate, à plusieurs reprises, entre ces pentes raides et plates, des failles. Il est probable que des failles du caractère des failles cisail-

lantes caractérisent cette région. Les différences de plasticité prononcées de la roche jouent sans doute un rôle prépondérant.

Alors que l'avant-pays était formé au S par le bas-fond entre le Hunsruck et l'Eifel, on pourrait considérer comme avant-pays, au N, le substratum cambrien du Massif de Stavelot. Mais j'estime que le Bassin de Wiltz jouait le rôle d'un bloc intermédiaire.

Ce bassin renferme les couches très résistants de E^{b1}, de E^2 et du quartzite blanc. Il marque une surélévation prononcée à l'Est de la vallée de la Clerve-Sûre, tandis que la partie correspondante de l'avant-pays au Sud s'ennoie. A l'Ouest de la vallée, la situation est contraire. Ceci explique le comportement différencié des plis isoclinaux dans les parties ouest et est de l'anticlinal de Givonne.

Le puissant grès quartzeux du Sg^2, qui s'ennoie également vers l'Est, joue aussi un rôle dans le changement de l'allure tectonique. Tandis qu'il forme, à l'Ouest, un bloc résistant, à l'abri duquel on rencontre, dans la partie septentrionale de l'anticlinal (g, h, i), des plis symétriques, on constate, à l'Est, des plis isoclinaux occupant toute l'étendue de l'anticlinal. Ceux-ci ne s'adaptaient plus à cet obstacle, situé dans une plus grande profondeur, mais se décollaient sous la poussée tangentielle.

Le *Bassin de Wiltz* présente, sur le territoire de l'Œsling, une structure assez régulière de plis droits, raides sur les bords, dressés jusqu'à la verticale à l'intérieur. Encastré entre les noyaux rigides de l'anticlinal de Givonne et de celui de Bastogne, le bassin est très rétréci à l'Ouest pour s'élargir vers l'Est, au fur et à mesure que les avant-pays s'ennoient dans cette même direction. Aussi, à l'Ouest, les plis sont-ils étroits, raides sur les flancs du bassin, dressés jusqu'à la verticale à l'intérieur, tandis qu'à l'Est de la Clerve le pendage est, en général, plus modéré. L'élargissement est plus prononcé sur le flanc nord, ce qui est la suite d'un ennoyage plus accéléré de l'anticlinal de Bastogne. La ligne axiale du Bassin est ondulée et marque plusieurs ennoyages et surélévations transversaux.

La structure est compliquée par des décrochements horizontaux, plus fréquents à l'Est qu'à l'Ouest, ce qui correspond à une diminution de la résistance, due à l'ennoyage dans cette direction, de l'avant-pays. Par contre, on constate, au bord de

la partie ouest, un charriage longitudinal de 7,5 km de longueur au minimum, à cause d'une résistance plus prononcée de l'avant-pays nord, se manifestant dans cette partie. Par suite d'un serrage intensifié, les couches plus plastiques de E^3 ont été charriées sur les roches quartzeuses de E^2.

On rencontre, à l'intérieur des bandes de E^2, des traînées de quartzite de Berlé qui ont l'allure d'un synclinal peu profond, encastré dans le E^2. Mais ce ne sont, très probablement, que des lambeaux d'un synclinal, présentant, à l'origine, un noyau de E^3, qui a été écrasé et enlevé en majeure partie par charriage. Les affleurements sont, malheureusement, trop précaires, pour permettre des constations décisives. Mais la fréquence de ces traînées de quartzite, pincées dans le E^2, serait à ajouter aux faits appuyant la conception que la tectonique hercynienne est, dans une large mesure, une tectonique d'entraînement le long de failles cisaillantes.

La tendance des plis vers l'isoclinaléité, si prononcée dans l'anticlinal de Givonne, s'efface dans le Bassin de Wiltz à cause de la résistance des roches quartzeuses qui forment le puissant encadrement de ce bassin. L'isoclinaléité est une allure qui joue dans les roches plutôt plastiques, tandis que les roches quartzeuses résistent mieux à la poussée tangentielle.

En opposition avec l'anticlinal de Givonne d'une allure tectonique isoclinale et d'entraînement on constate dans l'*anticlinal de Bastogne,* du même caractère lithologique, des plis symétriques. Cette diversité ne peut être basée que sur le comportement du substratum cambrien.

Les plis montrent, par régions, des angles d'incidence plus ou moins grands. La répartition et l'étendue de ces zones sont fonction de l'ennoyage plus rapide de l'anticlinal. Cet ennoyage, à son tour, est déjà déterminé par l'allure de l'orogénèse calédonienne et en relation avec la première ébauche de la dépression transversale eifelienne.

Au voisinage de la frontière belge, entre Schleif et Allerborn (1, a), on constate des pentes très raides en rapport avec un ennoyage rapide, tandis que, entre Troine et Hachiville (1, b), où le grès dur de Sg^2 s'épanouit largement, le pendage est modéré. Entre Bas-Bellain et Huldange (1, c), il existe, dans le schiste de Sg^3, une zone avec tendance de déjettement vers le

N, qui provoque une isoclinaléité vers le S avec une pente très raide ou dressée jusqu'à la verticale. Une autre zone avec allure isoclinale existe entre Weiswampach et Beiler-Leithum, dans les grès du E^1, mais le pendage vers le S est modéré. L'allure différenciée de l'isoclinaléité est dominée par le caractère de la roche.

Dans la vallée de la Clerve (2, a-d) on constate des plis symétriques avec alternance brusque, en zones bien délimitées, de pendage raide ou modéré, sans qu'on puisse reconnaître une relation avec le caractère de la roche, mais l'ennoyage est assez rapide.

Enfin, dans la vallée de l'Our (3), les nombreux plis symétriques ont un pendage modéré, sauf en deux endroits, où des synclinaux pincés de E^2 se terminent dans le E^1.

Mentionnons les nombreux filons de quartz de direction transversale, dans la partie occidentale, et les décrochements de même direction, dans la partie orientale, qui sont en rapport avec le comportement du Massif de Stavelot, dont le contour méridional change assez brusquement de ENE vers NNE. Ce changement du contour de l'avant-pays se reflète, dans la région de l'anticlinal de Bastogne, par des cassures transversales, avec et sans déplacement, et par le changement de direction des plis, qui est ENE, à l'Ouest, et NE, voire NNE, à l'Est.

Conclusions: Malgré l'absence d'un parallélisme étroit et dans les détails entre les deux orogénèses en Ardenne, il y a des indices qui prouvent que les traits structuraux des grandes unités du plissement calédonien et des ébauches d'aires de surélévation et d'ennoyage ont guidé les mouvements de la tectonique hercynienne.

La structure du plissement hercynien est en relation avec un avant-pays au S et au N, consolidés pendant l'orogénèse calédonienne, auxquels s'ajoutent des blocs locaux, figés dans les sédiments du dévonien.

La nature lithologique de la roche n'entre en compte qu'en seconde ligne.

Des arguments tectoniques et stratigraphiques font présumer l'existence d'un seuil ou bas-fond prédévonien entre l'Eifel et le Hunsruck, occupant la région de la Basse-Moselle et formant l'avant-pays méridional.

L'avant-pays septentrional est donné par le Massif de Stavelot. Ces contre-forts, de par leur allure tectonique, leurs contours et leur position en profondeur, n'exerçaient pas des effets équivalents sur toute leur étendue. L'allure si différenciée des plis hercyniens dans le même facies s'explique par ce comportement variable des mâchoires.

Ces décalages sont singulièrement nets dans la région de l'anticlinal de Givonne.

Les charriages et chevauchements cisaillants longitudinaux doivent être plus fréquents que ne permet de le constater le caractère monotone de la roche. L'allure tectonique de différentes régions reste obscure sans la conception de ces mouvements d'entraînement.

Les disjonctions transversales sont en relation avec l'allure tectonique du Massif de Stavelot et l'ennoyage du noyau des anticlinaux de Givonne et de Bastogne.

Non seulement cet ennoyage si caractéristique se reflète dans l'allure différenciée des plis, mais il est aussi à l'origine de la formation de la dépression transversale de l'Eifel.

En se conformant au contour du Massif de Stavelot, les lignes axiales changent leur direction du ENE vers le NE et NNE en avançant de l'Ouest à l'Est et du S au N.

OUVRAGES CONSULTÉS.

ASSELBERGHS, E. (1946): L'Eodévonien de l'Ardenne et des Régions voisines. — Mém. Inst. géol. Univ. de Louvain. T. 14.

FOURMARIER, P. (1907): La tectonique de l'Ardenne. — Ann. Soc. géol. de Belg. T. 34.

FOURMARIER, P. (1929): Recherches sur le tracé de l'axe de l'anticlinal de Givonne. — Ann. Soc. géol. de Belg. T. 82.

LEBLANC, E. (1923): Le contour oriental de l'anticlinal de Bastogne. — Mém. Inst. géol. Univ. de Louvain. T. 2.

LUCIUS, M. (1950): Das Ösling. — Publ. Serv. géol. de Luxembourg. T. VI.

WIJNEN, J. C. (1953): Etude micro-tectonique dans les Ardennes luxembourgeoises. — Publ. Serv. géol. de Luxembourg. T. X.

WATERLOT, G. (1945): L'évolution de l'Ardenne. — Bull. Soc. géol. de France.