

DEUXIÈME PARTIE

LA TECTONIQUE

LA TECTONIQUE

par P. FOURMARIER

AVANT-PROPOS

La première partie de cet ouvrage a été consacrée à l'étude des formations sédimentaires dans l'étendue du territoire de la Belgique. Pour chacune d'elles, les caractères lithologiques et paléontologiques ont été signalés de même que les variations latérales de facies et de puissance parfois extrêmement importantes entre des endroits relativement rapprochés. A diverses reprises, des lacunes et des discordances de stratification ont été mentionnées.

Ces premières indications suffisent déjà à mettre en évidence la mobilité du sol de la Belgique et des pays voisins, au cours de la sédimentation, depuis le Cambrien jusqu'à l'époque actuelle. Cependant, les géologues ont reconnu depuis longtemps que les déformations de la croûte terrestre se sont manifestées avec une intensité particulière à certaines époques, au point de modifier profondément l'allure originelle des sédiments par la production de plis, de failles et de charriages.

La *tectonique* est la partie de la Science géologique qui s'occupe de l'étude des déformations de l'écorce terrestre, c'est-à-dire de l'évolution géométrique des roches, qu'il s'agisse de larges mouvements d'ensemble (*mouvements épirogéniques*) ou de la formation des *tectogènes*, c'est-à-dire des zones plissées ou faillées proprement dites telles qu'on les observe dans beaucoup de régions montagneuses (*orogènes*).

En Belgique, outre les déformations de caractère épirogénique, dont les effets se sont manifestés durant la sédimentation, on distingue deux grandes phases orogéniques : la plus ancienne, dite *calédonienne*, affecte les terrains allant du Cambrien au sommet du Gothlandien, là où ils se présentent en affleurement ; au cours de la seconde, dite *phase hercynienne*, les terrains dévoniens et carbonifériens, discordants sur les plis calédoniens, ont été à leur tour plissés et faillés.

Après le Westphalien, les efforts orogéniques n'ont plus marqué leurs effets que de façon très modérée, par la formation de larges ondulations ou de fractures du type des failles radiales.

Dans la description des caractères tectoniques du territoire belge, les phases de plissement intense retiennent spécialement l'attention, car elles constituent pour le géologue des repères précieux dans une suite ininterrompue de déformations de la croûte terrestre.

Il semble acquis aujourd'hui que les mouvements épirogéniques, y compris les actions de subsidence dans les aires géosynclinales, sont dus à des efforts semblables à ceux qui provoquent la formation des zones plissées, bien que leur intensité soit moindre, tout en se manifestant pendant une durée plus longue.

Toute phase de plissement intense est ainsi précédée d'une longue période marquée par l'accumulation des sédiments dans une aire géosynclinale, période caractérisée, par conséquent, par des actions de subsidence différentielle ⁽¹⁾, avec formation de rides (haut-fonds ou cordillères) ; à l'endroit de ces dernières, la sédimentation est réduite en épaisseur, voire même absente ; durant la même période, le fond du bassin peut être affecté par la production de failles radiales.

Ces manifestations de l'activité du globe, contemporaines de la sédimentation, sont orientées de façon systématique, souvent en rapport étroit avec le plissement ultérieur, dont elles sont en quelque sorte la phase préliminaire ⁽²⁾.

Pour tenir compte de ces relations et de la continuité dans l'évolution tectonique du territoire, un paragraphe spécial sera consacré à l'étude des mouvements préliminaires à chacune des phases orogéniques. Après l'étude de la phase hercynienne, les déformations modérées des terrains postpaléozoïques seront à leur tour envisagées de manière à mettre en lumière leurs relations avec le diastrophisme antérieur, et expliquer l'aspect actuel du territoire.

Dans cet avant-propos, il paraîtra peut-être utile de rappeler que des géologues ont cru pouvoir affirmer que seules les poussées hercyniennes intervinrent pour donner au socle paléozoïque ses caractères tectoniques. Les faits sont cependant en contradiction absolue avec cette manière de voir, comme il est facile d'en faire la démonstration. Dans toute l'étendue du territoire belge, le Dévonien repose en discordance angulaire sur les terrains antérieurs ; les quelques indications rapportées ci-après en donnent la preuve indiscutable.

a) A Salm-Château, à la bordure méridionale du massif de Stavelot, la discordance se marque non seulement dans le plan vertical mais aussi en direction ; en effet, le conglomérat de base du Dévonien, inclinant au SE de 30° environ, repose sur les couches du Cambrien-Trémadocien relevées à la verticale et dont la direction est est-ouest.

b) A Fépin, dans la vallée de la Meuse, l'arkose d'Haybes et le poudingue de Fépin reposent nettement sur la tranche des couches du Cambrien du bord nord du massif de Rocroi ⁽³⁾.

(1) Il convient de rappeler ici qu'il y a des exceptions à cette règle et que toute zone plissée ne se superpose pas nécessairement à une aire géosynclinale. Toutefois pour la Belgique, il n'y a aucune raison de supposer que la règle générale soit en défaut.

(2) Les fossés tectoniques entre failles radiales sont parfois obliques à la direction du plissement.

(3) F. KAISIN était d'avis que, dans cette coupe, la masse résistante de l'arkose et du poudingue du Gedinnien avait glissé sur le Cambrien, en modifiant l'allure originelle de ce dernier.

F. KAISIN. — C. R. session extraord. Soc. Géol. Belgique de septembre 1935, t. 59, Bull. p. 75, 1936.

c) A la Roche-aux-Corpias, dans la vallée de la Semois, la même discordance est bien visible au bord sud du même massif cambrien.

d) A la bordure méridionale du massif du Brabant, il existe une disposition analogue ; la tectonique du Dévonien y est nettement différente de celle du Silurien sous-jacent.

e) Par contre dans la vallée du Wayai, à la sortie ouest de la ville de Spa, le conglomérat de base du Dévonien (Gedinnien) est sensiblement parallèle aux couches trémadociennes (Salmien inférieur) et les plis secondaires sont harmoniques dans les deux formations en contact, bien que la présence d'une lacune stratigraphique ne puisse faire de doute ⁽¹⁾. Ce n'est cependant là qu'un phénomène local, car à peu de distance la discordance est appréciable ; il en est de même dans la vallée de la Gileppe, comme dans celle de l'Amblève (Nonceveux).

Il serait donc exagéré de prétendre, comme on a voulu le faire ⁽²⁾, que la discordance entre le Dévonien et son soubassement est de minime importance, ce qui reviendrait à dire que les efforts calédoniens ont provoqué seulement la formation de larges ondulations dans la série allant du Cambrien au Gothlandien, tandis que le véritable plissement de ces terrains résulterait essentiellement des efforts de la phase hercynienne.

Partout où le Cambrien et le Silurien fortement plissés sont recouverts par du Dévonien affecté de plis de faible amplitude, on ne peut mettre en doute l'intensité des efforts calédoniens. Tel est le cas notamment dans la zone anticlinale comprise entre les massifs de Rocroi et de Serpont où le Dévonien, décrivant de larges plis peu accentués, repose sur le Cambrien affecté de plis serrés fortement déversés vers le nord.

La même conclusion s'impose au contact du Silurien du sud du massif du Brabant, nettement plissé, et du Dévonien du bord nord du synclinorium de Namur dont les bancs inclinent régulièrement et faiblement vers le sud.

Il ne faut pas s'étonner que cette règle présente des exceptions locales comme il arrive dans toutes les régions du globe où se superposent les effets de deux orogènes. C'est le cas pour les environs de Spa, où sur une certaine étendue, les couches du Trémadocien étaient horizontales ou peu inclinées lorsque le Dévonien inférieur est venu les recouvrir. Lors du plissement hercynien, Trémadocien et Dévonien ont été plissés harmoniquement comme s'il s'agissait d'une série sédimentaire ininterrompue. Toute nouvelle phase de plissement modifie l'allure des couches résultant d'une phase antérieure ; la modification est d'autant plus marquée que le premier plissement a été moins intense.

Ces quelques considérations permettent d'affirmer qu'à deux reprises durant le Paléozoïque, le sol belge a été soumis à des efforts de plissement qui ont modifié grandement l'allure originelle subhorizontale des terrains sédimentaires. Dans le sud du pays, ces deux

⁽¹⁾ P. FOURMARIER et J. M. GRAULICH. — Les relations du Dévonien et du Cambrien aux environs de Spa. *Ann. Soc. Géol. Belg.* t. LXXIII, 1950.

⁽²⁾ Voir à ce sujet : A. RENIER. — La nature des mouvements calédoniens dans les régions franco-belges. *Bull. Soc. Géol. de France*, 4^e sér., t. 28, Paris, 1928.

phases orogéniques ont superposé leurs effets, la seconde remaniant dans une certaine mesure les allures résultant de la première. Par contre, au nord de la Haine-Sambre-Meuse, les déformations résultant de l'orogénèse hercynienne sont fortement atténuées et consistent seulement en un large bombement : c'est l'avant-pays de la chaîne plissée ; les plis de la phase calédonienne y sont restés sensiblement intacts.

Le fait de distinguer deux phases de plissement ne signifie pas nécessairement qu'au cours de chacune d'elles les plis se sont faits simultanément dans toute l'étendue du territoire. Bien au contraire, il sera établi que chacune de ces zones plissées s'est édifiée par la

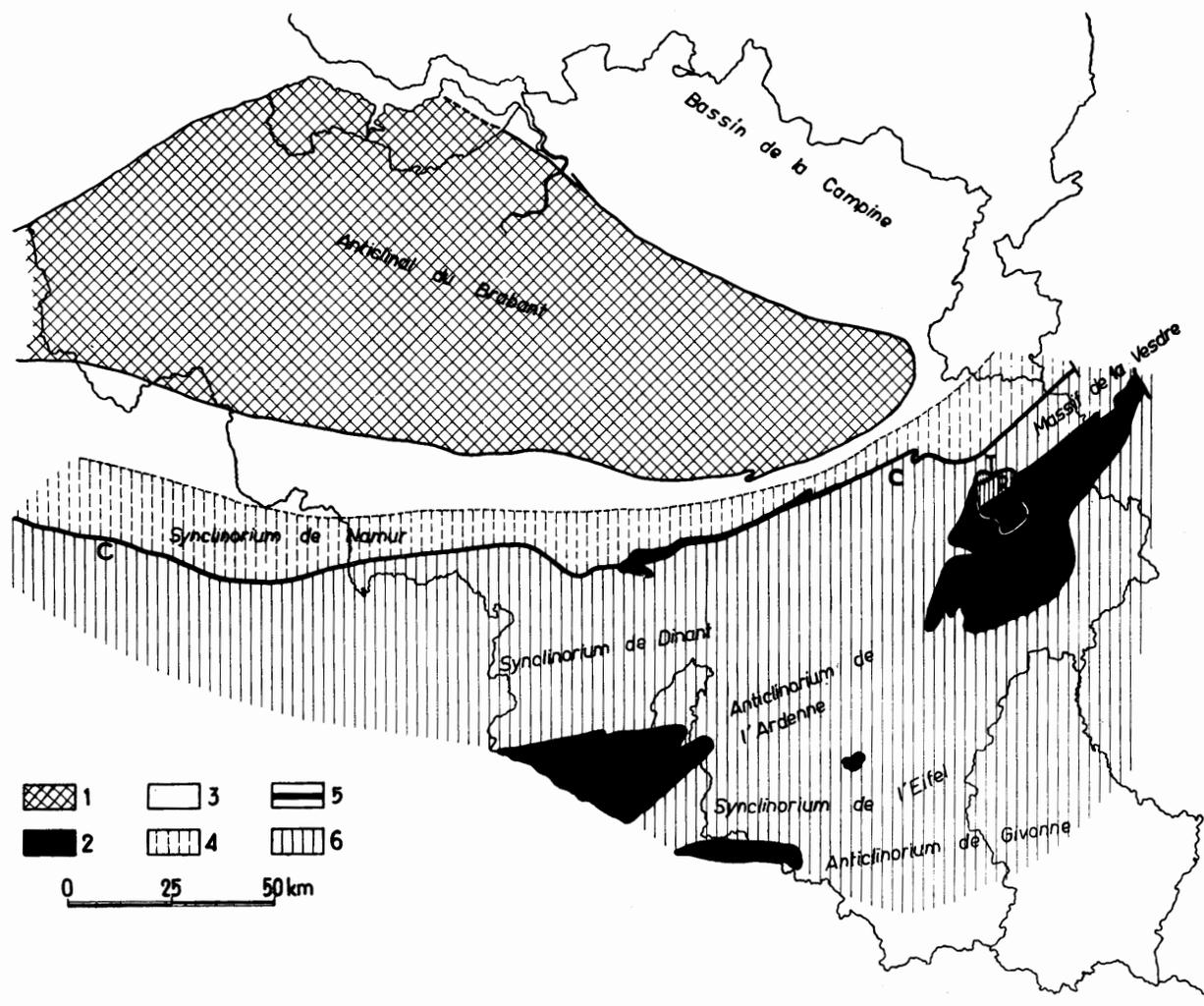


FIG. 1. — Carte tectonique sommaire du socle paléozoïque de la Belgique.

Tectonique calédonienne :

1. Non remaniée par les efforts hercyniens.
2. Remaniée par les efforts hercyniens.

Tectonique hercynienne :

3. Zone subtabulaire de l'avant-pays.
4. Autochtone ou paraautochtone ; lambeaux de poussée et lames de charriage en rapport avec le charriage du Condroz.
5. Charriage du Condroz (C = faille du midi — faille eifélienne ; T = faille de Theux ; R = faille du Rocheux).
6. Zone plissée au sud du charriage du Condroz.

surrection d'une série de rides successives, juxtaposées dans un ordre déterminé. A condition d'envisager un territoire plus vaste que la Belgique, il est même possible de trouver des phases de transition entre les plissements calédoniens et les plissements hercyniens. Ces dénominations doivent donc être prises dans un sens très large ; même pour un petit pays comme la Belgique, chacune de ces phases orogéniques a marqué ses effets pendant un long espace de temps.

La carte très simplifiée de la figure 1 donne une idée sommaire de la tectonique du socle paléozoïque de la Belgique.

CHAPITRE I

LA PHASE CALÉDONIENNE

§ 1. — Les mouvements préliminaires

Il est probable que l'orogénèse calédonienne s'est superposée à une aire géosynclinale. Toutefois, il est difficile d'en trouver la preuve en Belgique. En effet, le Cambrien, terme le plus ancien de la série sédimentaire de ce pays, n'est pas connu dans son entièreté ; sa base reste indéterminée, car son substratum ne peut être observé ni en Belgique ni dans les contrées limitrophes. Il n'y a donc aucun indice permettant de dire si, sous les assises les plus anciennes visibles en affleurement, il existe encore une série importante de couches concordantes. Les géologues ignorent, par conséquent, la puissance totale de la série sédimentaire sur laquelle se sont fait sentir les effets de la tectogénèse calédonienne.

Les observations sur le terrain conduisent à admettre comme très probables des variations de puissance. Cependant pour le Cambrien, il ne serait guère possible de donner des précisions à ce sujet.

Le Silurien est connu en Belgique sur un espace trop restreint pour qu'il soit possible d'établir une règle quelque peu précise quant à ses variations de puissance, d'autant plus que, dans la bande de Sambre-Meuse, les dislocations d'origine tectonique rendent souvent difficile l'estimation de l'épaisseur des étages.

Cependant au chapitre II de la première partie de cet ouvrage (page 76), P. MICHOT écrit : « En résumé, pendant toute la période qui s'étend du Caradocien, et probablement de l'Ordovicien inférieur jusqu'au sommet du Tarannonien, la sédimentation a été, dans le massif du Brabant, systématiquement plus active que dans la bande de Sambre-Meuse ; elle totalise pour cette durée (Ordovicien compris) 1750 m dans le premier et un peu plus de 640 m dans la seconde ».

Avec P. MICHOT, nous admettons, compte tenu de la constante des facies lithologiques, que cette différence tient à un « affaissement différentiel du bâti immédiat supportant cette aire sédimentaire ».

Si l'on tient compte d'autre part, que le Trémadocien atteint, d'après P. MICHOT, une épaisseur de l'ordre de 2000 à 3000 m dans le massif de Stavelot, on doit admettre que

dans la période post-cambrienne, la région correspondant à la bande de Sambre-Meuse était une aire à sédimentation ralentie c'est-à-dire à subsidence moins active encadrée par deux aires à sédimentation plus épaisse (Brabant et massifs ardennais).

Comme l'écrit P. MICHOT, « la bande de Sambre-Meuse apparaît ainsi au cours de cet épisode sédimentaire, comme susjacente à un pli anticlinal de fond ».

Au Caradocien, il se produisit à cet endroit du bassin de sédimentation un soulèvement suffisant pour contrebalancer la subsidence d'ensemble et même pour faire émerger une cordillère et permettre, par après, l'existence d'une légère discordance de stratification dans la partie occidentale de la bande de Sambre-Meuse.

P. MICHOT a précisé en effet, dans cette partie du pays, l'extension d'un conglomérat signalé par A. STAINIER ⁽¹⁾ ; il a établi sa position exacte dans la série stratigraphique et confirmé l'existence de la discordance de stratification. C'est là un indice très net d'un mouvement du sol avec déformation des couches antérieures au Caradocien ⁽²⁾.

C'est sans doute un fait local car la discordance ne paraît pas exister dans la pointe de Puagne ni dans la bande de Sambre-Meuse à l'est de Fosse. Il n'empêche que des mouvements préliminaires ont manifesté leurs effets durant le dépôt des sédiments qu'allait déformer plus tard l'orogénèse calédonienne.

Par après, si la sédimentation reprit à l'endroit de la bande de Sambre-Meuse une allure régulière, il n'empêche que la subsidence y fut moins active que dans le Brabant.

Dans la partie stratigraphique, il a été souligné qu'à diverses époques durant le Dévonien et le Carbonifère, la même partie du pays marquait encore une tendance à la surélévation. Il faut y voir un trait marquant de l'évolution géologique pendant une longue période de temps.

§ 2. — La direction des plis calédoniens

Sur la carte géologique, les plis calédoniens décrivent une large courbe à concavité tournée vers le nord : dans l'ouest du pays, la direction moyenne se rapproche du parallèle ; dans la partie située à l'est du méridien de Namur, elle est sensiblement sud ouest-nord est.

Cette disposition est bien marquée dans les massifs anciens qui jalonnent la zone anticlinale de l'Ardenne. Les plis du massif de Rocroi sont de direction approximativement ouest-est ; dans le massif de Stavelot, leur allure moyenne est sud ouest-nord est. Certes il y a, dans ce massif, des exceptions locales à cette règle générale : aux environs de Vielsalm-Lierneux les plis calédoniens sont dirigés ouest-est, mais partout ailleurs dans le massif de Stavelot ils suivent la règle générale.

⁽¹⁾ P. MICHOT. — Une discordance à la base du Caradocien dans la bande silurienne de Sambre-et-Meuse. *Bull. Cl. sc. Acad. roy. Belgique*, juin 1931.

A. STAINIER. — Observations sur la pointe silurienne de Puagne. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. XXXVI, 1926, p. 113.

⁽²⁾ Le Landoverly supérieur de Sambre-Meuse comprend aussi des schistes rouges, qui ne sont pas connus à ce niveau dans le Brabant. Cette particularité est sans doute en relation avec la présence des roches conglomératiques de la base du Caradocien.

Bien que de longueur minime, la bande silurienne de Sambre-Meuse présente cette même disposition en courbe ; la direction des bancs mesurée tout au long de la bande est conforme à l'orientation générale : elle est différente suivant que la mesure est faite dans la partie est ou au voisinage de l'extrémité occidentale.

Enfin, des mesures semblables dans le massif du Brabant conduisent au même résultat : à l'est, orientation nord est-sud ouest ; dans l'ouest du pays, direction voisine de la ligne ouest-est ou de la ligne ouest nord ouest-est sud est.

C'est, d'ailleurs, une disposition caractéristique dans tous les massifs paléozoïques de l'Europe occidentale ; elle représente un trait permanent dans cette partie du globe depuis les temps les plus reculés jusqu'à l'époque actuelle.

Théoriquement, les zones isopiques du Cambro-Gothlandien devraient présenter un parallélisme, au moins approximatif, avec cette allure tectonique. En fait le tracé de ces zones est assez imprécis ; l'uniformité relative des facies de ces terrains dans l'ensemble du pays et l'extension limitée de certains d'entre eux permettent d'en comprendre la raison.

Il n'empêche que l'on peut accepter la probabilité d'un parallélisme approximatif entre ces zones et l'orientation générale du plissement ; ceci revient à admettre l'existence de relations étroites entre les déformations de la phase préliminaire et les plis serrés du tectogène calédonien.

§ 3. — L'allure des plis dans une coupe méridienne

Là où les efforts hercyniens ont remanié profondément la tectonique imprimée au substratum par les poussées antérieures, il est malaisé de reconstituer l'allure réelle due aux seuls efforts calédoniens. Par contre, dans les larges zones où la couverture de Dévonien et de Carboniférien est affectée seulement d'ondulations à grand rayon de courbure ou de plis peu accusés en opposition avec les déformations accusées du Siluro-Cambrien, on peut admettre avec beaucoup de vraisemblance que l'allure originelle des plis de ce soubassement a été peu modifiée et qu'elle reflète approximativement l'aspect de la tectonique calédonienne. Il en est surtout ainsi sur toute l'étendue du massif du Brabant, appartenant à l'avant-pays de la chaîne hercynienne ; on peut accepter qu'il en est de même en Ardenne, au-dessus de la zone axiale des massifs de Rocroi et de Stavelot, et l'on peut concevoir qu'il puisse en être également ainsi dans l'axe du massif de Givonne.

Dans le massif de Givonne, les couches les plus anciennes connues du Cambrien seraient seules représentées si l'on s'en réfère aux arguments présentés au chapitre I ; dans le massif de Rocroi, le Cambrien est largement prédominant, les couches de base du Trémadocien n'y ayant été signalées que très localement, et de façon douteuse, dans l'axe d'un synclinal de Revinien ; dans le massif de Stavelot, le Salmien (Trémadocien) forme le sommet de la série représentée en affleurement, réserve faite toutefois pour les couches rouges du Salmien supérieur.

Dans la bande de Sambre-Meuse, l'Ordovicien et le Gothlandien affleurent seuls ; ils forment aussi la bordure sud du massif du Brabant ; par contre, la majeure partie de celui-ci, sous la couverture de Mésozoïque et de Cénozoïque, est formée de Cambrien.

L'allure générale du soubassement antédévonien, dans une coupe méridienne, est donc celle d'un vaste synclinorium dont le Silurien (Ordovicien et Gothlandien) occuperait la partie centrale.

La tectonique de détail n'est nullement en contradiction avec cette manière de voir. Dans le Brabant ⁽¹⁾, les plis sont déversés ou déjetés au sud de manière très générale ; on peut exprimer la chose en disant que les plis semblent avoir été poussés au sud. Dans la bande silurienne du Condroz, les allures originelles dues à la phase calédonienne ont été profondément modifiées lorsque se sont produites les poussées hercyniennes ; il ne serait plus possible actuellement de faire la part des efforts calédoniens. Dans les massifs de la zone anticlinoriale de l'Ardenne, les plis sont, sauf exceptions locales, déversés vers le nord ou le nord-ouest ; la plupart du temps, les bancs pendent au sud ou au sud-est de 45 à 50° ; les plis sont souvent isoclinaux et les failles en rapport avec le plissement inclinent dans le même sens que les surfaces axiales des plis. Dans ces massifs, les effets de la poussée calédonienne sont en sens inverse de ce qu'ils sont dans le massif du Brabant.

Dans le massif de Givonne, les observations sont assez sporadiques ; cependant, les tranchées de la ligne du chemin de fer entre Muno et Ste-Cécile donnent une idée approximative du style tectonique du massif. Les plis sont déversés vers le nord, mais les flancs sud d'anticlinaux sont plus largement développés que les flancs nord ; la disposition générale des plis est ainsi celle d'une allure en escalier, relativement tranquille ; c'est une disposition fréquente au voisinage de la partie axiale d'un anticlinorium. A cet égard, le style tectonique de Givonne diffère de celui des massifs jalonnant l'aire anticlinoriale de l'Ardenne, bien que, comme dans ceux-ci, ses plis indiquent une tendance à la poussée au nord.

L'allure des plis secondaires telle qu'elle vient d'être indiquée s'accorde avec la conception d'une large aire synclinoriale dans le soubassement calédonien de la Belgique. Il est, en effet, de règle, que les plis secondaires tendent à se déverser vers les zones de dépression, que celles-ci soient constituées par de grandes allures synclinales, ou qu'il s'agisse de la transition entre la zone plissée et son avant-pays.

On peut ajouter qu'au sud de ce vaste pli de premier ordre, une disposition anticlinoriale paraît s'amorcer si l'on en juge par le style tectonique propre au massif de Givonne.

Le croquis, forcément très schématique, de la figure 2 met en évidence les relations réciproques les plus probables des unités structurales calédoniennes dans la conception qui vient d'être exposée.

Cependant quelques faits d'observation conduisent à admettre que le raccord proposé pourrait être différent. En effet, dans les synclinoriums de l'Eifel, de Dinant, le massif

⁽¹⁾ P. FOURMARIER. — La tectonique du Brabant et des régions voisines. *Mém. Acad. roy. Belgique*, coll. in-4°, 2^e sér., t. IV, fasc. VI, Bruxelles, 1921.

de la Vesdre et la fenêtre de Theux, les poudingues du Dévonien inférieur et moyen renferment de la tourmaline détritique et des galets de tourmalinite⁽¹⁾. Ces éléments proviennent, selon toute probabilité, de la désagrégation d'un massif continental situé dans la direction du nord, massif dans lequel devaient affleurer des roches appartenant à l'enveloppe d'un massif granitique.

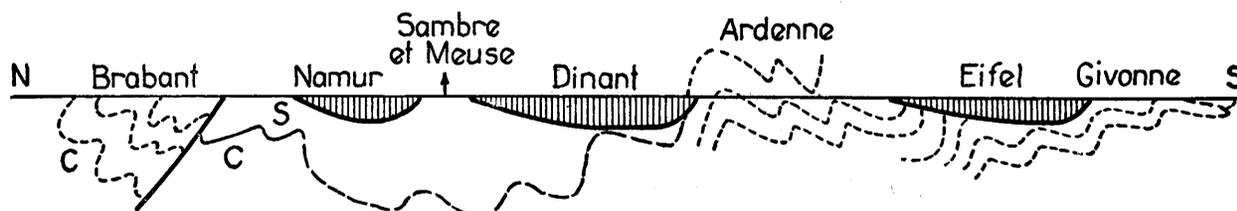


FIG. 2. — Disposition schématique des plis calédoniens en Belgique, suivant une coupe méridienne.

Par contre, les poudingues de base du Dévonien moyen ou supérieur du bassin de Namur, là où ils apparaissent en affleurement, ne semblent pas renfermer de tels éléments, ou tout au moins, ceux-ci y sont extrêmement rares. Or il n'est pas douteux que leur sédimentation correspond à une transgression du sud vers le nord ; une conclusion s'impose : au moment où s'est faite la transgression marine, la zone à tourmaline et à tourmalinite du socle antédévonien ne s'étendait pas vers le nord jusqu'à l'emplacement actuel de la bordure méridionale de la bande silurienne telle qu'elle se voit sur les cartes géologiques.

Du point de vue de la tectonique du soubassement antédévonien, cette observation paraît capitale. Elle oblige à modifier le schéma donné ci-avant (fig. 2), dans lequel les terrains du Cambro-Gothlandien seraient disposés en un large synclinorium. Ni le Cambrien, ni le Silurien tels qu'on les connaît sur territoire belge ne renferment des roches riches en tourmaline ; celles dont les débris se trouvent dans les conglomérats du Dévonien

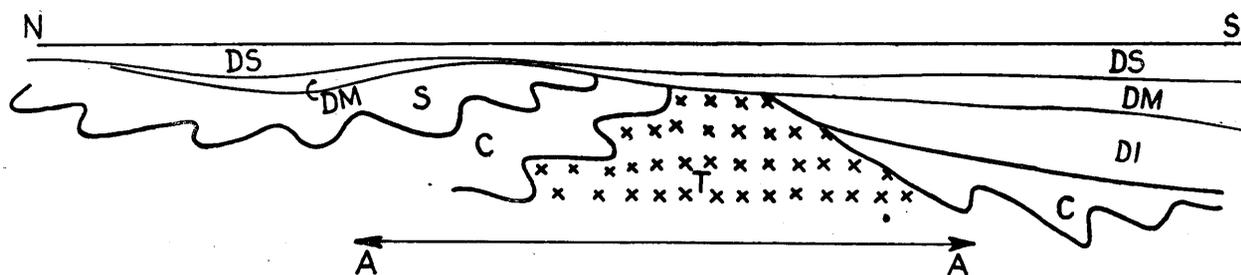


FIG. 3. — Disposition schématique possible du soubassement au moment de la transgression du Dévonien

C = Cambro-Trémadocien.

S = Ordovicien et Gothlandien.

DI = Dévonien inférieur.

DM = Dévonien moyen.

DS = Dévonien supérieur (Frasnien).

T = Zone à roches tourmalinifères.

AA = Partie du socle actuellement cachée sous la nappe du Condroz.

(1) Voir à ce sujet :

M. LOHEST. — Les roches tourmalinifères des poudingues dévoniens *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXV, 1907-1908. *Bull.*, p. 266-267.

P. MACAR. — Nombreux cailloux de tourmalinite dans un banc d'arkose du Gedinnien à Ovisat (Sourbrodt). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXI. *Bull.*, p. 247, 1948. Cet article renferme une bibliographie importante sur cette question.

inférieur proviennent d'une série plus évoluée que les terrains les plus anciens connus dans le socle paléozoïque.

Aussi, la structure du substratum au moment de la transgression du Dévonien vers le nord devrait être, selon toute vraisemblance, schématisée de la manière indiquée à la figure 3, en supposant le Dévonien remis dans sa position horizontale originelle.

§ 4. — La schistosité

Le relevé de la disposition de la schistosité dans les terrains plissés peut conduire à mieux préciser les conditions de sollicitation des roches, ainsi que le sens et l'intensité des efforts tectoniques. Sans vouloir accorder une importance trop grande à cet aspect spécial de microtectonique, il paraîtra sans doute intéressant de signaler les faits essentiels et d'y faire appel chaque fois qu'ils sont de nature à jeter quelque lumière sur la tectogenèse.

Dans le Cambrien et le Silurien du Brabant, la schistosité est nette ; son orientation générale est celle du plissement : dans l'ouest du pays, elle est voisine de la ligne ouest-est ; dans sa partie orientale, elle se rapproche de la direction sud ouest-nord est ; elle esquisse ainsi une courbe concave vers le nord, harmonique à celle décrite par le plissement.

Dans les massifs de l'Ardenne, le même disposition est très apparente : de direction sensiblement ouest-est dans le massif de Rocroi, la schistosité a la direction sud ouest-nord est dans le massif de Stavelot. Il convient d'attirer l'attention sur le fait que, dans le sud de ce massif, là où les bancs sont orientés suivant le parallèle, la schistosité n'en a pas moins la direction sud ouest-nord est.

Dans le massif de Givonne, la schistosité a un autre aspect, et de plus elle tend à être remplacée par le microplissement ⁽¹⁾. C'est l'indice d'une évolution des roches à plus grande profondeur que dans le massif de Rocroi. Peut-être faut-il voir là un argument en faveur de l'attribution du Cambrien de Givonne à un niveau stratigraphique inférieur à celui de Rocroi.

Quant à l'inclinaison moyenne des joints de clivage schisteux on notera que, dans le massif de Givonne, comme dans les massifs de l'aire anticlinale de l'Ardenne, le pendage sud domine ; dans le massif du Brabant les plans de schistosité ont ordinairement une inclinaison vers le nord ou le nord-ouest, sauf exceptions locales ⁽²⁾.

Cette différence entre le Brabant et l'Ardenne est conforme au style tectonique général, tel qu'il est schématisé dans la coupe de la figure 2.

Dans la bande de Sambre-Meuse les schistes siluriens sont, la plupart du temps, dépourvus de schistosité. Cependant le long de la bordure sud de la bande, il existe, dans certaines plages, une schistosité bien apparente dans le Silurien. Il faut en conclure que ce terrain se répartit entre deux unités tectoniques distinctes où les conditions de sollicitation étaient différentes au moment du plissement.

⁽¹⁾ P. FOURMARIER. — Aperçu sur les déformations intimes des roches en terrains plissés. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LXXV *Bull.*, pp. 181 à 194, Liège, 1952.

⁽²⁾ P. FOURMARIER. — *Op. cit.*, La tectonique du Brabant.

Il a déjà été signalé (page 615) que les caractères tectoniques du Silurien de Sambre-Meuse lui ont été imposés par les efforts hercyniens. A l'occasion de l'étude des plissements produits par ces efforts, il y aura lieu de reprendre la question du développement très inégal de la schistosité dans des massifs en contact immédiat.

§ 5. — Les failles de chevauchement

Il est à peine besoin de dire que les fractures sont fréquentes dans des terrains aussi intensément plissés que ceux du socle antédévonien. Il n'est cependant pas possible, dans un ouvrage comme celui-ci, destiné à faire connaître les grandes lignes de la structure géologique du sol belge, d'entrer dans beaucoup de détails à ce sujet.

Pour ce qui est des failles d'importance relativement faible, en relation directe avec le plissement, il suffira de dire qu'elles sont habituellement du type des failles inverses et que le sens de déplacement relatif des masses en contact est en rapport étroit avec le style même des plis.

Dans le massif de Rocroi, dont les plis sont systématiquement déversés vers le nord, les failles de cette nature inclinent au sud. On en verra des exemples typiques dans « l'Ardenne » de J. GOSSELET et aussi dans la note de G. WATERLOT ⁽¹⁾. La plupart de ces failles sont caractérisées par le refoulement du massif sud sur le massif nord ; l'une d'elles notamment fait reposer le Devillien de Deville sur le Revinien qui s'étend au nord. G. WATERLOT dessine cependant, dans l'anticlinal de Deville, la faille de la Carbonnière suivant laquelle le mouvement apparent est en sens inverse, bien qu'elle soit parallèle aux failles de refoulement caractéristiques. On verra qu'il s'est formé des failles du même type au cours de la phase hercynienne dans le Houiller du Nord de la France.

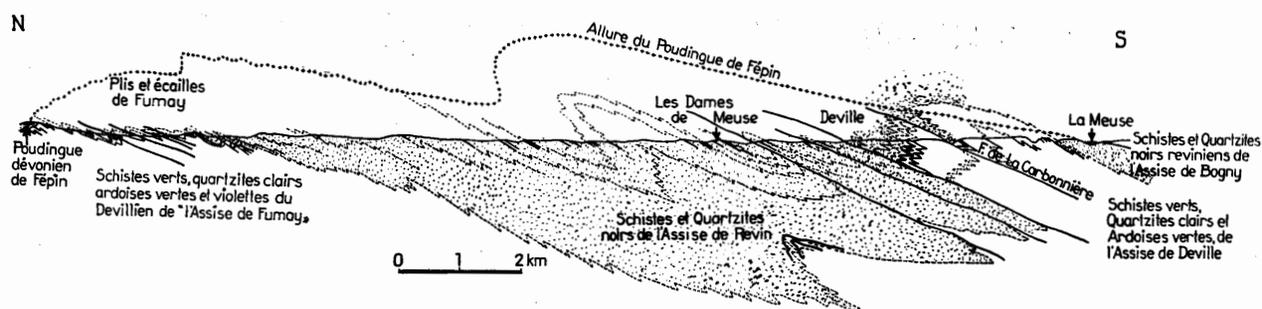


FIG. 4. — Coupe du massif cambrien de Rocroi d'après G. WATERLOT (simplifiée).

Par contre, dans le massif du Brabant, les plis sont déjetés ou déversés vers le sud (fig. 5) ou le sud-est. Les failles visibles sur le terrain, en relation avec ces plis, sont caractérisées par un refoulement vers le sud du toit par rapport au mur ; pour elles, comme pour les plis, l'aspect est celui que donne une poussée vers le sud ⁽²⁾.

⁽¹⁾ G. WATERLOT. — Sur la stratigraphie et la tectonique du massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. carte géol. France*, n° 195, t. XXXIX, 1937, C. R. des collaborateurs, Paris, 1938.

⁽²⁾ Voir à ce sujet : G. MORTELMANS. — Observation nouvelle sur les « porphyroïdes » caradociens de la gare d'Hennuyères. *Bull. Soc. Géol. Belg.*, t. LXI, fasc. 2, p. 176, Bruxelles, 1952.

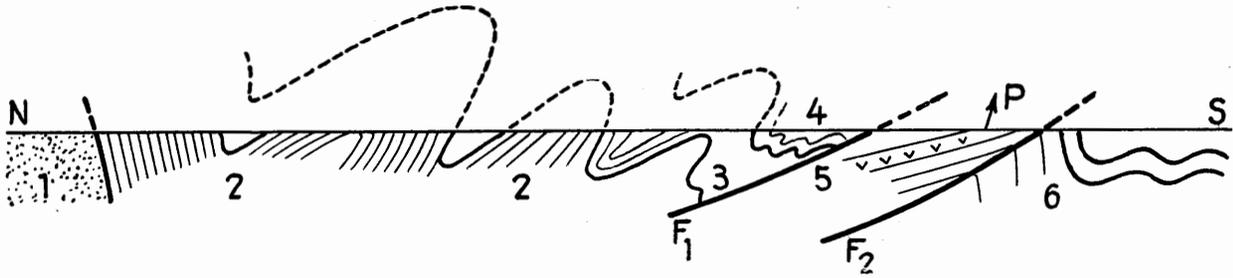


FIG. 5. — Coupe suivant la vallée de la Senne en amont de Hal, pour montrer l'allure des failles (d'après G. MORTELMANS)

- | | |
|--|-------------------------------|
| 1. Deyillien (quartzite de Blanmont). | 5. Ordovicien et Gothlandien. |
| 2. Deyillien (roches de Tubize). | 6. Silurien supérieur. |
| 3. Revinien | P = porphyroïde. |
| 4. Salmien (Trémadocien) (quartzophyllades de Virginal.) | F1. Faille de Virginal. |
| | F2. Faille de Fauquez. |

Plusieurs failles importantes ont été signalées dans les vallées de la Senne et de la Sennette. La coupe figure 5 montre comment il convient d'interpréter la structure de cette partie du massif.

Dans le massif de Stavelot, partout où les plis sont déversés vers le nord, on peut admettre que les failles, peu importantes quant à leur rejet, ont une disposition conforme à celle indiquée ci-avant pour le massif de Rocroi.

Le sud du massif de Stavelot présente, par contre, une particularité curieuse. Entre

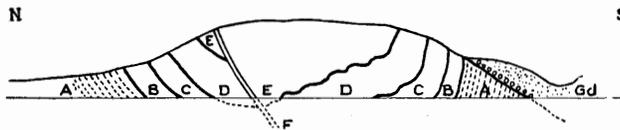


FIG. 6. — Coupe de la rive orientale du défilé de la Salm en amont de Vielsalm.

Vielsalm et Salm-Château, les couches du Salmien (Trémadocien) dessinent une allure synclinale ; le flanc sud de ce pli est compliqué par la présence de nombreux petits plis secondaires qui sont surtout très apparents dans le niveau supérieur des quartzophyllades formant le cœur du pli. Chose remarquable, au flanc nord du synclinal de Salm-Château, les couches du Salmien inférieur sont très redressées, notamment sur la rive ouest de la Salm ; à l'entrée nord de la gorge étroite creusée par la rivière

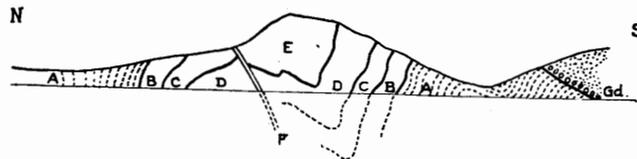


FIG. 7. — Coupe de la rive occidentale du défilé de la Salm

- | | |
|--|--------------------------|
| A. Quartzophyllade zonaire inférieur (avec phyllade au sommet) | } Salmien inférieur |
| B. Quartzophyllade et phyllade rouge | |
| C. Phyllade à coticule | } Salmien supérieur (1). |
| D. Phyllade otrélitifère | |
| E. Quartzophyllade zonaire supérieur | |

(1) Cette échelle stratigraphique est celle proposée par J. ANTEN.

dans les roches du Salmien supérieur, on observe, sur cette même rive ouest, un déversement très marqué *vers le sud*. Le pli présente, de ce fait, un aspect singulier.

En même temps, on note à cet endroit la présence d'une faille longitudinale dont la pente est forte au sud, ainsi qu'il résulte des levés de détail sur le terrain. Cependant, au lieu que le massif sud soit remonté sur le massif nord, ainsi qu'il semblerait devoir être théoriquement eu égard au sens d'inclinaison de la cassure, le déplacement s'est opéré en sens inverse, le massif sud étant descendu par rapport au massif nord ⁽¹⁾.

C'est ce que montrent les croquis ci-dessus (fig. 6 et 7).

§ 6. — Les charriages

Autrement intéressant est le problème des charriages, en relation eux aussi avec les efforts de plissement, mais avec un rejet autrement grand que celui des failles signalées au paragraphe précédent.

Les hypothèses émises au sujet de leur existence méritent d'être rappelées car elles touchent à des questions intéressantes à la fois la tectonique et la stratigraphie des terrains affectés par la tectogenèse calédonienne.

Dans le massif de Rocroi, R. ANTHOINE ⁽²⁾ a émis l'opinion que le Revinien, y compris les couches de la base du Trémadocien, ne repose pas normalement sur le Devillien ; le contact se ferait suivant une surface de charriage. Une telle conception s'écarte profondément des idées considérées comme classiques à la suite des travaux de A. H. DUMONT.

Ce savant avait, semble-t-il, démontré géométriquement que, dans le massif de Rocroi, le Revinien formé essentiellement de phyllades et de quartzites de teinte sombre, repose en concordance sur les phyllades verts de Deville et sur les phyllades rouges ou bigarrés de Fumay ; en conclusion logique, il convenait d'admettre le synchronisme des roches de Deville et de Fumay. Dans ces conditions, l'étage devillien comprenait deux facies : celui du sud constitué essentiellement par les phyllades verts à magnétite avec quartzites, bien représenté à Deville et environs, et celui de Fumay caractérisé notamment par les phyllades violets ou rouges exploités dans les ardoisières au voisinage de cette ville.

Dans l'hypothèse défendue par R. ANTHOINE, le Revinien n'est pas la suite normale de la série considérée jusque là comme devillienne ; il a été charrié par dessus ; la surface de contact n'est plus un joint de stratification, mais une surface tectonique ; l'argument avancé par DUMONT pour admettre l'équivalence des roches de Deville et des roches de Fumay n'a plus de pertinence. C'est pourquoi R. ANTHOINE, tout en conservant le nom de Devillien pour la série verte à magnétite de Deville, a repris le vocable Fumacien pour la série des phyllades rouges du pays de Fumay.

⁽¹⁾ P. FOURMARIER. — L'allure du Salmien entre Vielsalm et Salm-Château. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXVII. Bull., pp. 42-54, 1943.

⁽²⁾ R. ANTHOINE. — Contribution à l'étude du massif cambrien de Rocroi. *Mém. Acad. roy. Belg.*, coll. in-4°, 2° sér., t. XIII, fasc. 4, 1940.

On voit par là que cette nouvelle conception trouble profondément les idées reçues, car elle remet en question la stratigraphie de l'Ardenne française, en même temps qu'elle pose des problèmes du plus haut intérêt dans le domaine de la tectonique du socle profond de la Belgique.

Il ne serait guère possible, dans cet ouvrage, de discuter en détail la conception de R. ANTHOINE. Je rappellerai seulement deux faits qui semblent l'appuyer : A Fumay, la base du Revinien n'est pas strictement parallèle aux couches du Fumacien sous-jacent ; bien au contraire, dans les escarpements de la rive droite de la Meuse, on la voit en contact tantôt avec l'une, tantôt avec l'autre des couches d'ardoise exploitées. L'angle est, il est vrai, très faible et l'on conçoit que cette allure discordante ait échappé aux observateurs, ou qu'ils l'aient considérée comme résultant d'une disposition transgressive des couches noires sur les couches rouges et non pas comme un contact tectonique important. La carte et les coupes jointes au mémoire de R. ANTHOINE montrent aussi que le massif de Fumay s'enfonce vers l'est sous sa couverture de Revinien, la surface de contact dessinant ainsi une allure en voûte. Or, les couches de Revinien, dans la zone axiale de cet anticlinal butent par leur tranche sur le Fumacien sous-jacent. Cette disposition, pour autant qu'elle ait été relevée correctement, marque, sans aucun doute, le passage d'une fracture cisailante. Cette observation mériterait d'être contrôlée. Si elle est bien exacte, elle est un argument capital en faveur de la thèse de R. ANTHOINE.

Un second fait tout aussi troublant a été observé à Deville, sur la rive gauche de la Meuse : La partie inférieure de l'escarpement est taillée dans les couches vertes de Deville ; par contre, vers le haut de la côte apparaissent les roches noires de Revin, qui semblent bien reposer sur la tranche des couches de Deville. A 6 km environ à l'ouest de Deville, R. ANTHOINE a signalé la présence d'une « klippe » de Revinien, couronnant un sommet et reposant sur le soubassement de Devillien.

L'auteur de cet important travail a cité encore d'autres exemples non moins frappants, pris en divers endroits du massif de Rocroi ; il ne s'agit donc pas, à son avis, d'anomalies locales, mais d'un fait très général.

Si cette conception nouvelle de la tectonique du massif de Rocroi était démontrée de façon absolue, elle bouleverserait complètement les idées classiques : Tout d'abord l'âge du Fumacien serait remis en question ou tout au moins son synchronisme exact avec les roches de Deville. Cependant, il ne faut pas perdre de vue que la présence d'*Oldhamia* a été signalée dans les couches rouges de Fumay ; aussi paraît-il difficile de ne pas s'en tenir à l'opinion d'A. H. DUMONT quant à l'équivalence, au moins approximative, du Devillien et du Fumacien.

D'autre part, eu égard au style tectonique du soubassement calédonien dans le sud du pays, la nappe de Revinien ne pourrait provenir que d'un endroit situé au sud du massif de Rocroi. Il serait bien difficile, dans l'état actuel des connaissances sur cette partie du pays, de dire où cette nappe pourrait s'enraciner. Aussi conçoit-on que beaucoup de géologues se refusent à se rallier aux conceptions de R. ANTHOINE. C'est ainsi que

G. WATERLOT reste fidèle à la conception classique sur la structure du massif de Rocroi, tout en complétant les coupes dressées antérieurement ; il se refuse à admettre que le Revinien ait été largement charrié sur les autres formations du massif de Rocroi, tout au moins suivant la conception de R. ANTHOINE (1).

Dans la première partie consacrée à la stratigraphie, il a été établi que le massif de Stavelot renferme l'équivalent des étages cambriens du massif de Rocroi, mais que l'échelle stratigraphique est plus complète en ce sens qu'au Revinien fait suite le Salmien (Trémadocien) fossilifère. En de nombreux endroits du massif de Stavelot le passage progressif du Revinien au Salmien peut être observé.

Par contre, R. ANTHOINE (2), à l'occasion de levés détaillés dans une grande partie du massif, est arrivé à une conclusion analogue à celle de son mémoire sur Rocroi : le Revinien du massif de Stavelot reposerait par contact tectonique sur les roches rapportées au Devillien, c'est-à-dire les roches vertes à magnétite et à *Oldhonia* et les quartzites clairs de Hourt considérés comme le terme inférieur du Devillien de cette partie du pays.

En déduction logique de l'hypothèse envisagée, le Devillien de Ligneuville, disposé sur la carte géologique en une sorte d'ellipse allongée du nord-ouest au sud-est et entourée de tous côtés par le Revinien, ne doit pas être considéré comme un dôme, mais comme une « fenêtre » tectonique. A cet endroit, la surface de charriage présenterait une allure bombée, et l'érosion aurait fait apparaître le soubassement constitué par le Devillien (3).

Les arguments donnés par l'auteur paraissent convaincants. Il serait néanmoins curieux que, dans les deux plus grands massifs de Cambro-Trémadocien de l'aire anticlinale de l'Ardenne, le Revinien reposerait partout en position anormale sur son soubassement devillien.

Une remarque s'impose à ce sujet. De façon générale, lorsqu'une nappe charriée recouvre un soubassement considéré comme autochtone par rapport à elle, les terrains de cette nappe sont plus anciens que ceux de son substratum ; on en pourrait citer de nombreux exemples dans diverses régions plissées ; il convient toutefois de faire une réserve lorsqu'il s'agit de charriages cisailants, car alors la surface de charriage est indépendante des plis des terrains qu'elle affecte ; elle peut transporter des formations relativement récentes, appartenant par exemple au cœur d'un synclinal, sur les roches plus anciennes du cœur d'un anticlinal. Or, les grands charriages envisagés par R. ANTHOINE dans les massifs de Rocroi et de Stavelot sont du type des charriages cisailants.

Il ne peut, d'autre part, y avoir doute sur l'âge relatif des terrains. En effet le Revinien de Stavelot est incontestablement plus ancien que le Trémadocien (Salmien) daté par ses fossiles. Les terrains plus récents que le Trémadoc sont bien connus dans le Brabant où

(1) G. WATERLOT, *op. cit.*

(2) R. ANTHOINE. — La fenêtre de Falize-Ligneuville. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LXIII, *Mém.*, pp. 3-45, Liège 1939-1940.

(3) Il en serait de même pour le massif devillien de Hourt que coupe la vallée de la Salm. Les observations géophysiques de P. V. DUHOUX tendraient à le confirmer.

P. V. DUHOUX. — Etude géomagnétique du Massif de Hourt. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXII, *Mém.*, p. 107, 1938-1939.

ils ont fourni nombre de fossiles. Les roches dénommées Devillien dans le massif de Stavelot sont incontestablement plus anciennes que le Revinien.

Telle est, dans la conception de R. ANTHOINE, la situation quelque peu anormale observée dans les deux massifs de Rocroi et de Stavelot : les failles de charriage, d'un côté comme de l'autre, ont superposé, en contact anormal, des roches plus jeunes à des roches plus anciennes.

Le problème n'est donc pas résolu.

La question se pose de savoir si le charriage de Ligneuville est d'âge calédonien ou hercynien. Cette dernière hypothèse peut être envisagée si l'on songe que cet accident tectonique n'est pas bien distant de la fenêtre de Theux, dont la relation avec les efforts hercyniens n'est pas discutable.

Le relevé de l'orientation de la schistosité à l'intérieur de la fenêtre et à ses abords immédiats semble indiquer que le charriage est bien dû aux efforts calédoniens (1).

Dans le massif du Brabant, les failles paraissent être de type classique dans la partie drainée par la Senne et la Sennette (voir figure 5). Dans la région de la Dyle, R. et P. ANTHOINE (2), par un levé très détaillé, ont montré que la structure est plus compliquée qu'on ne le croyait autrefois. C'est notamment grâce à leur étude que l'on a maintenant une connaissance meilleure de la stratigraphie de cette partie du massif : les roches noires de Mousty et de Faux considérées par MALAISE comme d'âge revinien, seraient plus récentes que les roches à *Dictyonema* (3).

Cette question de la stratigraphie a été envisagée et discutée dans la première partie de l'ouvrage ; il suffira de passer en revue les conséquences de cette interprétation nouvelle sur la tectonique du massif du Brabant dans le bassin de la Dyle.

A Ottignies, un peu au sud de la station du chemin de fer, les roches vertes du Devillien (assise de Tubize) sont en contact avec les schistes noirs de l'assise de Mousty (Llandeilien, d'après R. et P. ANTHOINE), c'est-à-dire avec de l'Ordovicien inférieur. Il n'est pas douteux qu'une faille importante passe à cet endroit ; c'est la *faille de l'Orne* de ces auteurs.

Un peu à l'est d'Ottignies, cette fracture s'infléchit vers le sud pour prendre une direction méridienne ; à l'est, s'étend le Devillien, dessinant une série de plis de direction ouest-est ; à l'ouest affleurent les roches de l'assise de Mousty affectées aussi de nombreux plis dont la direction moyenne est nord ouest-sud est. Il n'y a donc pas disposition harmonique des terrains situés de part et d'autre de la ligne de contact, ce qui permet d'admettre l'existence d'une faille.

(1) P. FOURMARIER. — A propos de l'âge du charriage de Ligneuville. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXIII, *Bull.*, p. 367, Liège 1940.

(2) R. et P. ANTHOINE. — Les assises de Mousty et de Villers-la-Ville, dans le bassin de la Dyle. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LXVI, *Mém.*, Liège, 1943.

(3) M. R. LECOMPTE a découvert plusieurs gîtes fossilifères dans les quartzophyllades de Chevripont considérés par ANTHOINE comme d'âge llandeilo inférieur. Cette découverte conduit à modifier l'âge attribué par R. et P. ANTHOINE à certaines assises du massif de la Dyle.

A quelques kilomètres au sud ouest d'Ottignies, le Devillien (assise de Tubize) affleure à Genappe, où il est mis également en contact avec l'assise de Mousty. C'est la même disposition qu'à Ottignies et les auteurs rattachent, non sans raison, la faille de Genappe à celle de l'Orne, en lui faisant décrire une grande courbe concave vers le sud (anse d'Ottignies). Cette allure permet de supposer qu'il s'agit d'une surface de charriage peu inclinée et que sa forme à la surface du sol est la conséquence d'un bombement transversal, lequel se marque d'ailleurs dans les terrains situés sous le charriage.

Conformément à l'opinion des auteurs de la carte, on peut admettre que le refoulement s'est fait du nord vers le sud, suivant une surface inclinant faiblement vers le nord en allure générale. A l'appui de leur interprétation, R. et P. ANTHOINE signalent la présence probable d'un lambeau de roches de l'assise d'Oisquercq, à Court-St-Etienne, sur la rive droite de la Dyle ; ils l'interprètent comme une « klippe » située en avant du front de la nappe charriée.

Aux environs de Villers-la-Ville, plusieurs failles existent qui semblent être du même style que la faille de l'Orne ⁽¹⁾ ; la plus méridionale met en contact les quartzophyllades de Villers avec les schistes de l'assise de Gembloux du sommet de l'Ordovicien (Caradocien).

La faille de l'Orne-Genappe paraît se prolonger à l'ouest de cette dernière ville ; elle a été raccordée, provisoirement du moins, avec l'une des failles de la vallée de la Senne (fig. 5) ⁽²⁾. R. et P. ANTHOINE la font passer au nord d'Hasquimpont, non loin de l'écluse 31 du canal.

Une faille de cette importance ne peut pas se terminer brusquement à l'est de la vallée de la Dyle. Il est vraisemblable que sa direction méridienne signalée à l'est d'Ottignies se prolonge au moins jusqu'au parallèle de Villeroux (entre Chastre et Gentinne) puis que la faille reprend sa direction ouest-est pour passer au sud des affleurements de quartzite devillien signalés au sud est de Perwez ; elle séparerait ainsi le cœur devillien de cette partie du massif du Brabant, des affleurements de Silurien visibles au bord sud de ce massif jusque dans le bassin de la Méhaigne.

De toute manière, il est certain que, sous l'action des efforts calédoniens, il s'est produit dans le massif du Brabant une grande fracture ayant fait chevaucher le Cambrien du centre du Brabant, y compris les couches inférieures de l'Ordovicien, sur le Silurien et le Trémadocien de la bordure méridionale de ce même massif.

De direction moyenne ouest nord ouest-est sud est à l'ouest de la vallée de la Dyle, la surface de charriage s'infléchit progressivement pour prendre à peu près la direction sud ouest-nord est à l'est du méridien de Namur, direction qui est conforme à celle du plissement dans l'est du pays.

⁽¹⁾ P. FOURMARIER. — A propos de la tectonique du massif du Brabant dans le bassin de la Dyle. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 66, *Mém.*, p. 171, 1942-1943.

⁽²⁾ P. FOURMARIER. — La tectonique du Brabant et des régions voisines. *Mém. Acad. roy. Belg.*, coll. in-4^o, 2^e sér. t. IV, 1920.

§ 7. — L'âge des plissements calédoniens

Sur territoire belge, le Dévonien est presque partout discordant sur un substratum formé de Cambrien ou de Silurien. On en a conclu que les plissements calédoniens datent de la fin du Gothlandien et se sont édifiés avant que commençât la transgression dévonienne. Il est facile de montrer que l'histoire de ces plissements est, en réalité, plus complexe.

C'est à la bordure nord de la bande silurienne du Condroz que se trouvent les couches les plus jeunes situées sous la surface de discordance. En 1913, C. MALAISE ⁽¹⁾ avait signalé dans le Silurien au sud est de Naninne, au contact du Dévonien moyen du bord méridional du bassin de Namur, la présence de fossiles que E. MAILLIEUX ⁽²⁾ détermina comme *Spirifer elevatus* DALMAN, et *Plethorhyncha percostata* FUCHS, en y ajoutant une troisième forme qu'il rapporta à *Stropheodonta simulans* MACCOY. Ces trois espèces caractérisent le sommet du Ludlow de la Grande-Bretagne et les couches de Drocourt du Pas-de-Calais. MAILLIEUX avait proposé de donner à cette formation le nom de « schistes de Colibeu à *Spirifer elevatus* ».

Bien que des couches aussi élevées de la série silurienne n'y aient pas été signalées jusqu'à présent, le massif du Brabant comprend le Ludlow inférieur (assise de Vichenet) ; la discordance entre le Dévonien moyen et son substratum y est donc également postérieure au Ludlow.

Par contre, dans le sud de l'Ardenne, à la suite de l'étude de la faune des schistes de Mondrepuis, M. LERICHE était d'avis que ces couches, rangées depuis A. H. DUMONT dans le Dévonien inférieur (terrain rhénan), devaient être rapportées au Silurien tout à fait supérieur ⁽³⁾.

On arrive ainsi à une anomalie apparente : à l'endroit de la bande silurienne de Sambre-Meuse, la discordance entre le Dévonien et son substratum date au plus tôt du Ludlow supérieur ; dans le sud de l'Ardenne, la discordance se trouve *en dessous* de couches à rattacher paléontologiquement au Ludlow supérieur, et date au plus tard de ce niveau.

L'anomalie s'accuse davantage si l'on se reporte à la région de Liévin (Pas-de-Calais). Les découvertes, qui y furent faites, de 1898 à 1906, ont établi que des roches à faune de Mondrepuis sont recouvertes en concordance par le Gedinnien supérieur (schistes d'Oignies) comme sur territoire belge dans le sud de l'Ardenne ; mais ces couches de Mondrepuis reposent à leur tour, en parfaite concordance, sur des grès calcarifères et des calcaires à *Dayia navicula* et *Calymene blumenbachi* caractérisant le Ludlow moyen. La base de ces couches n'est pas connue parce qu'elles sont coupées, vers le bas, par la grande faille du Midi

⁽¹⁾ C. MALAISE. — Communications et rectifications siluriennes. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. XL, *Bull.*, pp. 377 et 447, Liège, 1912-1913.

⁽²⁾ E. MAILLIEUX. — Observations nouvelles sur le Silurien de Belgique. *Bull. Mus. roy. Hist. Nat. de Belgique* t. VI, n° 15, Bruxelles, 1930.

⁽³⁾ M. LERICHE. — Note préliminaire sur la faune des schistes de Mondrepuis. La limite entre le Silurien et le Dévonien dans l'Ardenne. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. XXV, 1911, *proc.-verb.*, p. 327.

M. LERICHE. — La faune du Gedinnien inférieur de l'Ardenne. *Mém. Mus. roy. Hist. nat. Bruxelles*, t. VI, 1912.

(charriage du Condroz). De toute manière, à cet endroit, la discordance doit être antérieure au Ludlow, voire au Wenlock ⁽¹⁾.

Si l'on s'écarte davantage encore du territoire belge, obliquement à la direction générale du plissement, on atteint le Pays de Galles, où la discordance est à la base du Llandovery.

On peut aller plus loin encore, car en Armorique, le Silurien est transgressif par rapport au Cambrien et il est surmonté en concordance par le Dévonien. La même disposition existe en Bohême centrale. Une ligne joignant ces deux pays marque une zone de l'écorce terrestre dont l'évolution s'est faite de façon sensiblement identique pendant une grande partie des temps paléozoïques.

En résumé, dans l'espace envisagé de l'Armorique à la Belgique la discordance de stratification est d'autant plus ancienne que l'on considère une zone plus méridionale. En d'autres termes, le plissement dans la grande série cambro-silurienne s'est effectué à une époque de plus en plus récente au fur et à mesure que l'on s'avance davantage vers le nord.

Pour ce qui concerne le territoire de la Belgique, à l'endroit des massifs de l'Ardenne, le plissement calédonien est postérieur au Cambrien-Trémadocien, mais antérieur aux formations les plus récentes du Silurien. On peut admettre qu'il s'est produit à la fin de l'Ordovicien ou au cours de la première partie du Gothlandien. A cette époque, la sédimentation se continuait sans interruption à l'endroit du massif du Brabant où il y a continuité entre l'Ordovicien et le Gothlandien.

On a vu précédemment que, dans la bande de Sambre-Meuse, il y eut localement interruption de la sédimentation au début du Caradocien, avec légère discordance. Faut-il voir une relation entre le diastrophisme du sud de l'Ardenne et cet épisode de courte durée dans l'évolution de la bande de Sambre-Meuse ? C'est possible, mais il serait délicat de l'affirmer. Si les arguments pouvaient être avancés en faveur de cette hypothèse, l'âge du plissement calédonien dans le sud de l'Ardenne pourrait être indiqué avec plus de précision.

Au bord nord du synclinorium de Dinant, le Gedinnien supérieur est discordant sur le Gothlandien moyen (Wenlock). L'âge du plissement calédonien est donc antérieur au Gedinnien supérieur et postérieur au Wenlock ; on peut fixer son âge approximativement au Ludlow. Il s'est donc fait à une époque plus récente que dans le sud du pays.

A la bordure méridionale du massif du Brabant, l'imprécision est plus grande, car sous la discordance se trouve le Ludlow supérieur ; par contre les premières couches de la série discordante remontent tout au plus à la base du Dévonien moyen. La durée de la période continentale paraît correspondre ainsi à toute la masse du Dévonien inférieur ; s'il en était ainsi, elle aurait été plus longue au nord de la bande silurienne de Sambre-Meuse qu'elle ne l'était au sud. Une lacune d'aussi longue durée implique forcément

(1) Ch. BARROIS avait signalé en 1898 la présence de la faune de Wenlock à Liévin. *Ann. Soc. Géol. du Nord.*, t. XXVII, 1898, p. 178.

une érosion considérable. Certains faits conduisent, en effet, à admettre que la masse disparue comprenait autre chose que du Silurien et du Cambrien comme ce devrait être dans la conception classique de l'évolution du sol belge marquée, au début du Dévonien, par une grande transgression de la mer sur un territoire arasé après l'achèvement de l'orogène calédonien, supposé dater de la fin du Gothlandien.

Les observations faites sur la schistosité apportent, dans l'étude de cette question, un argument assez inattendu. Au bord sud du massif du Brabant, le développement de la schistosité dans le Gothlandien supérieur prouve que ces couches, au moment de leur plissement, étaient recouvertes d'une charge de plusieurs milliers de mètres, charge que l'érosion aurait fait disparaître avant la transgression du Dévonien moyen. Cette charge ne pouvait être constituée uniquement par les assises les plus élevées du Gothlandien, car nulle part on ne connaît un tel développement de ces formations. Aussi pour atteindre la valeur indispensable faut-il faire appel à une série de couches appartenant au Dévonien inférieur.

On objectera qu'en aucun endroit au nord du synclinorium de Dinant il n'a été signalé la moindre trace de telles formations. Aussi, rares sont les géologues qui ont accepté de prendre en considération les arguments développés en 1931 en faveur de cette thèse ⁽¹⁾. Toutefois, dans les Iles Britanniques, sur le bord du massif gallois, c'est-à-dire dans le prolongement ouest du massif du Brabant, les couches inférieures du Dévonien, dites Downtonien, succèdent en parfaite continuité au Ludlow supérieur et sont à leur tour surmontées, en parfaite concordance, par le Vieux Grès rouge inférieur et celui-ci par le Vieux Grès rouge supérieur.

On a vu au chapitre du Silurien (page 76) que la sédimentation fut plus active à cette époque à l'endroit du massif du Brabant qu'à l'emplacement occupé aujourd'hui par la bande de Sambre-Meuse ; le premier était une zone de subsidence plus intense que la seconde où tendaient à s'élever des cordillères. C'est peut être là un argument en faveur de la thèse qui admet une continuité de la sédimentation dans le Brabant depuis le Silurien jusqu'à la fin du Dévonien inférieur.

Ceci revient à dire que la région du Brabant était très probablement occupée par un géosynclinal à l'époque du Dévonien inférieur comme durant le Gothlandien. Si l'on superpose aux couches les plus récentes du Gothlandien supérieur, le Dévonien inférieur avec l'épaisseur de 2000 à 2500 m qu'il a au flanc nord du synclinorium de Dinant, la charge serait encore insuffisante pour produire, lors du plissement, une schistosité de fracture nette telle qu'il en existe dans les couches schisteuses du Ludlow inférieur au sud du massif du Brabant. Il faut admettre que la série sédimentaire du Dévonien inférieur atteignait dans cette partie du pays, une épaisseur plus grande qu'au bord nord du bassin de Dinant. La région occupée actuellement par la bande silurienne du Condroz constituait alors une

(1) P. FOURMARIER. — Les plissements calédoniens et les plissements hercyniens en Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LIV, *Bull.*, p. 364, Liège, 1931.

ride à moindre subsidence entre deux fosses à sédimentation maxima, celle du sud de la Belgique et celle du Brabant ⁽¹⁾. L'étude de la schistosité fournit ainsi des arguments pour démontrer non seulement l'extension probable du Dévonien inférieur au nord de ses affleurements actuels, mais aussi pour faire accepter la probabilité de variations notables de la puissance de ce terrain là où il a disparu par érosion.

Il n'est pas interdit, par conséquent, d'admettre que le Dévonien inférieur existait à l'endroit du massif du Brabant et qu'il a été enlevé avant la transgression du Dévonien moyen ou du Dévonien supérieur ⁽²⁾.

Ces raisons paraissent déjà suffisantes pour prétendre que dans le massif du Brabant le plissement calédonien s'est produit vers la fin du Dévonien inférieur, c'est-à-dire bien plus tardivement qu'en Ardenne et en bordure du Condroz. Il coïncide très probablement avec le recul de la mer dévonienne vers le sud dès l'époque de l'Emsien moyen, recul qui a permis la formation des poudingues de l'Emsien supérieur (poudingue de Burnot) au flanc nord du synclinorium de Dinant. Par après, au moment de la transgression du Dévonien moyen vers le nord, la désagrégation de l'orogène brabançon aurait fourni les éléments nécessaires à la formation de conglomérats plus jeunes.

A ces preuves tirées de la schistosité et du retrait de la mer à l'époque du poudingue de Burnot, on peut en ajouter une autre : P. MICHOT nous a signalé que le poudingue de Naninne marquant la transgression du Dévonien moyen au nord de la bande silurienne du Condroz, renferme des galets de grès rouge et de schiste gréseux rouge qui ne peuvent avoir été empruntés au Siluro-Cambrien. Comme ils ne peuvent avoir été apportés du sud, ils doivent provenir de la désagrégation de roches *lapidifiées* d'âge dévonien inférieur, roches qui, à cette époque, affleuraient au nord. Ces galets dévoniens sont très abondants notamment dans la région de Huy.

En 1895, L. BAYET ⁽³⁾ a signalé dans le poudingue dévonien du Bois-Godeau à Bouffioulx, reposant en discordance sur le Silurien de Sambre-Meuse, la présence de galets de grès, de psammite et de schiste d'origine dévonienne ; dans la même roche, il a rencontré un galet subpugilaire formé lui-même de cailloux noirs, compacts et assez durs de schiste phylladeux probablement siluriens, de petits cailloux de schiste vert et de quartz blanc. Les éléments du poudingue du Bois-Godeau proviennent par conséquent de la désagrégation de roches siluriennes, mais aussi de roches dévoniennes qui devaient s'étendre vers le nord ; le galet de conglomérat est peut-être d'âge gedinnien. Actuellement aucune trace de semblable formation n'a été rencontrée entre le Silurien et le poudingue de base du Dévonien au nord du synclinorium de Namur. Le plissement du Brabant à la fin du Dévonien inférieur permettrait d'expliquer à la fois le degré d'évolution que présentaient

⁽¹⁾ On a vu dans la première partie de cet ouvrage qu'il y eut à diverses époques dans cette partie du pays, notamment au Givetien et au Frasnien, une bande de moindre sédimentation.

⁽²⁾ On pourrait s'étonner qu'une telle masse aurait été érodée à l'endroit du Brabant sans laisser de trace. Mais la même réflexion s'impose pour le massif gallois bordé par le vieux grès rouge, lequel a dû le recouvrir sur une grande partie de sa surface.

⁽³⁾ L. BAYET. — Le poudingue du Bois Godeau à Bouffioulx. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXII, *Bull.*, p. 50, Liège, 1894-95.

au moins les niveaux inférieurs de l'Eodévonien du Brabant, la schistosité du Silurien, et, par après, la disparition d'une masse importante de roches durant la période continentale qui a précédé le retour de la mer.

Les faits exposés établissent que, sur une étendue aussi petite que le territoire belge, les plissements dits « calédoniens » ne sont pas partout strictement de même âge. C'est seulement au flanc nord du synclinorium de Dinant qu'ils datent approximativement de la fin du Silurien, et méritent l'appellation de *plissements calédoniens* ; dans le sud de l'Ardenne ils seraient antérieurs au Gothlandien et nous les avons appelés provisoirement *plissements éocalédoniens* ⁽¹⁾ ; dans la région du Brabant, par contre, ils sont plus récents et on pourrait les désigner sous le vocable de *plissements néocalédoniens*. Ces trois vocables n'ont évidemment qu'une valeur relative et se rapportent uniquement au territoire de la Belgique.

Sous la couverture dévonienne discordante, le substratum esquisse probablement une disposition synclinoriale ou plus exactement un double synclinorium (voir ci-avant p. 617). Les considérations émises sur l'âge des plissements calédoniens montrent que, dans ce cas, les deux versants d'un grand pli de ce genre ou les diverses parties d'une zone plissée, n'ont pas nécessairement été édifiés au même moment. On sent ainsi la différence entre la *tectonique figée* telle qu'elle ressort de l'examen d'une carte géologique et la *tectonique active* qui met en évidence la filiation des déformations de l'écorce terrestre en précisant leur âge respectif, ainsi que l'avait fait Emile ARGAND.

Il n'a pu être fait mention de l'existence probable de Dévonien inférieur à l'emplacement du massif du Brabant, dans la première partie de cet ouvrage, consacrée à la description tout objective des terrains du sol belge. Il convient ici de compléter quelque peu cette idée. En effet, il a été dit que, si les couches les plus élevées du Silurien du Brabant sont affectées par le clivage schisteux, en revanche les termes les plus anciens du Silurien de Sambre-Meuse ne le montrent pas, sauf localement en bordure du synclinorium de Dinant.

Ce ne peut être semble-t-il une question d'intensité de plissement, car les allures dans le Gothlandien du sud du massif du Brabant sont relativement tranquilles tandis que le Silurien de Sambre-Meuse est très disloqué. Il faut vraisemblablement faire intervenir une différence de charge. On peut supposer, en effet, que la diminution d'épaisseur du Dévonien inférieur si caractéristique du synclinorium de Dinant se continuait vers le nord jusqu'à atteindre une puissance minima, puis que l'épaisseur de ces formations augmentait à nouveau et rapidement vers le nord. En d'autres termes, au cours de la sédimentation du Dévonien inférieur une ligne de moindre subsidence aurait existé à un emplacement correspondant approximativement au Silurien de Sambre-Meuse et au bord sud du synclinorium de Namur ⁽²⁾.

⁽¹⁾ Ce serait approximativement l'équivalent de la phase des plissements taconiques.

⁽²⁾ Il faut remarquer que la largeur de cette zone est actuellement bien moindre qu'au moment de la sédimentation dévonienne à cause de la présence du charriage du Condroz.

A l'appui de cette notion, on peut citer le fait qu'en Angleterre, au nord du canal de Bristol, par conséquent dans une situation analogue à celle du sud du Brabant, le Vieux Grès rouge supérieur repose directement en discordance sur le Silurien ⁽¹⁾. Par contre, au sud du canal de Bristol, le Dévonien inférieur est bien représenté sous le facies marin.

On ne manquera pas d'établir un parallèle entre cette disposition du Dévonien dans les Iles Britanniques et celle décrite en Belgique.

CHAPITRE II

LA PHASE HERCYNIENNE

LES PLIS

Il est d'usage de réserver ce nom aux plissements qui, en Belgique et dans les pays voisins, se sont produits vers la fin de l'ère paléozoïque, soit durant le Carbonifère, soit après le Westphalien, soit même à une époque un peu plus récente. Comme pour la phase calédonienne, il n'est pas possible d'assigner un âge unique à tous les plissements dits « hercyniens ».

Dans cet ouvrage relatif à un territoire restreint, l'expression de « plissements hercyniens » sera réservée aux manifestations tectogéniques qui ont affecté la couverture de Dévonien et de Carboniférien s'étendant en discordance sur le soubassement déjà plissé et faillé à l'intervention des efforts calédoniens (*lato sensu*). Il ne faut, d'ailleurs, pas s'écarter beaucoup du territoire belge pour trouver des stades intermédiaires entre les deux grandes phases : calédonienne et hercynienne. Il en sera question à un chapitre suivant de cette partie de l'ouvrage.

§ 1. — Les mouvements préliminaires

Au cours de la sédimentation du Dévonien et du Carboniférien, des mouvements préliminaires du type épirogénique ont quelque peu modifié l'allure originelle des couches sédimentaires ⁽²⁾. L'importance de ces déformations peut être évaluée mieux qu'on n'a pu le faire pour les mouvements calédoniens parce que la série stratigraphique prise dans le diastrophisme hercynien est connue dans son ensemble, de la base du Dévonien au sommet du Westphalien.

Il est probable que des fractures se sont faites aussi au cours de cette phase préliminaire, mais il est difficile de les mettre en évidence parce qu'elles ont pu être profondément remaniées au cours de la phase de plissement proprement dite.

(1) M. GIGNOUX. — Géologie stratigraphique, 4^e édition, p. 126, Masson et C^o, Paris, 1950.

(2) Il est fait abstraction ici du Dévonien inférieur supposé avoir existé, en continuité sur le Silurien, à l'emplacement du massif du Brabant, suivant les vues exposées précédemment au sujet du plissement calédonien ; toute trace de ces dépôts, problématiques d'ailleurs, a entièrement disparu.

La manifestation la plus apparente de ces mouvements préliminaires consiste dans la formation d'un géosynclinal par une action de subsidence différentielle. On sait que la puissance du Dévonien inférieur augmente considérablement du nord au sud au moins jusqu'à l'axe du synclinorium de l'Eifel. Sur territoire belge, le Dévonien moyen, le Dévonien supérieur et le Dinantien suivent la même règle jusqu'au bord sud du synclinorium de Dinant, car on ne les trouve plus dans le synclinorium de l'Eifel. On verra plus loin que des considérations théoriques sur la schistosité permettent d'affirmer que l'augmentation de puissance constatée dans la zone des affleurements ne devait guère aller au-delà des limites du bassin de Dinant.

L'action de subsidence différentielle ne peut être contestée ; cependant l'axe de la zone subsidente s'est certainement déplacé vers le nord au fur et à mesure que l'on considère un terme plus élevé de la série stratigraphique. Cette conclusion apparaîtra plus évidente lorsque sera envisagé l'âge des plissements hercyniens sur le territoire belge et dans les pays voisins.

Outre la grande subsidence différentielle si caractéristique de l'aire occupée aujourd'hui par les terrains dévoniens et carbonifériens au sud du massif du Brabant, il convient de faire remarquer que, sur le fond de la mer, des cordillères ou des hauts-fonds modifiaient la répartition régulière des sédiments.

C'est ainsi qu'ASSELBERGHS a trouvé, dans le poudingue de Wéris de l'Emsien supérieur du bord est du synclinorium de Dinant, un pourcentage élevé de galets qui proviennent de la désagrégation de roches cambriennes ; le lieu de provenance de ces cailloux ne peut être cherché que dans le massif de Stavelot ; il faut admettre, par conséquent, qu'une partie au moins de ce massif émergeait lorsque se déposaient les sédiments de l'Emsien supérieur.

Dans le Siegenien de la Vesdre (Gileppe), au nord du massif de Stavelot, ASSELBERGHS a signalé également la présence de galets. Il est possible évidemment d'en chercher l'origine dans un continent situé au nord, continent qui fournissait à la mer dévonienne la grande partie du matériel sédimentaire, si pas l'entière de ce matériel. Cependant, au même niveau stratigraphique, dans la fenêtre de Theux, des grès grossiers renferment également des galets de quartz, en moindre abondance et de plus petite taille que dans le massif de la Vesdre. Avant que se produisit le charriage du Condroz, les couches affleurant dans la fenêtre de Theux étaient rattachées au massif de la Vesdre, et se trouvaient dans une situation plus septentrionale que celles de la bande de la Gileppe. Faut-il en conclure que les éléments roulés y inclus venaient d'un massif émergé situé au sud, c'est-à-dire à l'emplacement du massif de Stavelot ? Des observations plus complètes permettront sans doute de résoudre ce problème.

Le massif de Philippeville, formé de Givetien et de Frasnien, présente des caractères assez particuliers notamment par l'absence ou la réduction très forte de certains niveaux schisteux de l'étage frasnien. L'hypothèse de l'existence de failles d'étirement a été écartée délibérément dans le chapitre consacré à la stratigraphie de ce terrain. On pourrait concevoir

aussi des variations latérales de facies avec remplacement du schiste par du calcaire. Mais une autre hypothèse peut aussi être prise en considération : Le massif de Philippeville correspondrait à une aire à tendance de soulèvement pendant la sédimentation, un haut-fond par exemple, où les matériaux argileux n'auraient pas pu se déposer.

En étudiant les environs de Durbuy, qui tectoniquement se trouve dans le prolongement du massif de Philippeville, I. DE MAGNÉE a noté l'atténuation considérable de plusieurs niveaux schisteux. Il est, par conséquent, permis de croire qu'il existait sur le fond de la mer frasnienne, entre Durbuy et le massif de Philippeville, une ligne de crête ou un ressaut qui en troublait la régularité. A ce sujet, DE MAGNÉE écrit : « On conçoit que, lors de la sédimentation, une aire à tendance géosynclinale lui succédât au sud » (1).

A plusieurs reprises, Ét. ASSELBERGHS a signalé les changements de facies dans le Dévonien inférieur et moyen à proximité du passage de la faille de Xhoris, au bord oriental du synclinorium de Dinant. Il est bien évident que cette importante fracture est postérieure à la sédimentation des terrains qu'elle déplace. Mais on peut penser aussi qu'elle a pris naissance en cet endroit plutôt qu'en un autre parce qu'il y avait là un défaut d'homogénéité de la masse sédimentaire : changement rapide de facies ou de puissance. Son emplacement est proche, d'ailleurs, de l'axe Philippeville-Durbuy dont il vient d'être fait mention.

Au chapitre consacré à la stratigraphie du Dévonien moyen, des lignes de crête à déficit de sédimentation ont été indiquées au nord et au nord-est du synclinorium de Dinant ainsi qu'à l'emplacement originel du massif de Boussu avant qu'il en fut arraché et entraîné vers le nord au moment de la production du grand charriage du Condroz.

Durant le Dévonien inférieur et moyen, les mouvements préliminaires marqués par une subsidence différentielle n'étaient pas seulement en relation avec la direction générale du plissement. Des zones transversales à sédimentation plus active paraissent avoir existé concurremment avec les rides longitudinales. A titre d'exemple, dans la région de Grupont (Lesse), l'épaisseur des sédiments est généralement supérieure à ce qu'elle est à l'ouest (bord sud du synclinorium de Dinant), au nord-est (bord oriental du synclinorium de Dinant) et à l'est (zone centrale du synclinorium de l'Eifel). On pourrait supposer que la tendance à la stabilité du massif de Stavelot était compensée par une subsidence plus active suivant une direction Andenne-Grupont.

La comparaison du facies et de la puissance du Frasnien au bord nord du synclinorium de Namur d'une part, sur les deux flancs de la bande silurienne du Condroz d'autre part, ont conduit à admettre l'existence d'une étroite zone de moindre subsidence du fond de la mer frasnienne à l'endroit où passe aujourd'hui le charriage du Condroz ou la bande silurienne de Sambre-Meuse. L. DUBRUL (2) a bien mis en évidence l'existence de ce haut-fond, sur lequel se greffent des zones surélevées transversales. L'une d'elles semble

(1) I. DE MAGNÉE. — La stratigraphie du Frasnien dans la région de Durbuy-Grand Han. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LIV, *Bull.*, p. 116, 1930-1931.

(2) L. DUBRUL. — La stratigraphie et les variations de facies du Frasnien en Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXII, *Bull.* pp. 299-323, 1938-1939.

être en relation avec le massif de Stavelot à tendance de surélévation ; une autre entre Mons et Namur est dans le prolongement nord du massif de Philippeville ; entre les deux s'étend une dépression correspondant à l'avancée du Givetien jusqu'au bord nord du bassin de Namur, caractérisée par une puissance plus grande des assises du Frasnien.

Le Famennien présente aussi des variations de puissance localisées suivant certaines zones, qui sont l'indice de l'existence, à cette époque, de hauts-fonds ou de cordillères, de toute manière de lignes de moindre subsidence. En plein bassin de Dinant, le Famennien supérieur est moins épais à Comblain-la-Tour, dans la vallée de l'Ourthe, qu'il ne l'est à Poulseur, c'est-à-dire dans la région où les « grès de l'Ourthe » se présentent sous leur aspect le plus favorable pour l'exploitation en carrières.

Au bord nord du synclinorium de Namur, le Famennien est souvent réduit à très peu de chose et même disparaît complètement ; il y avait donc là une zone à déficit de sédimentation ; il en est de même dans le massif de Visé. En Campine, bien que l'on ait peu de données à ce sujet, le Famennien est également peu épais, plus développé cependant qu'à la bordure méridionale du massif du Brabant.

D'autre part, dans le Pays de Herve (Booze et Val-Dieu) le Namurien repose directement sur le Famennien, en concordance tectonique, tandis que le Dinantien s'étend au nord (Visé) et au sud (Vesdre). A l'époque du Dinantien, il y avait là une ride où la sédimentation ne s'effectuait pas ; on peut supposer tout aussi bien que le Dinantien a commencé à se déposer sur le Famennien et qu'il a été enlevé par érosion au cours d'une période continentale, à l'époque viséenne par exemple. Quelle que soit la thèse acceptée, il n'en est pas moins vrai qu'il existait à cet endroit durant le Dinantien, une zone à tendance de surrection, à sédimentation déficitaire, dont l'orientation était parallèle à la direction générale du géosynclinal.

A l'époque du Dinantien, les mouvements du sol durant la sédimentation ont été mis en évidence par G. MORTELMANS et P. BOURGUIGNON dans le chapitre VI.

On voit très nettement, par les reconstitutions paléogéographiques aux diverses époques du Dinantien, tout d'abord l'influence de la zone de haut-fond suivant la crête silurienne de Sambre-Meuse, dont l'action marquée dès le Silurien continue à se manifester. On y voit à l'époque viséenne le massif sud émerger peu à peu ; le massif du Brabant a continué à jouer le rôle d'un massif rigide et stable ; le massif de Stavelot a servi d'appui à une ride transversale, qui avait pour effet de séparer des zones à sédimentation différente.

Les sédiments du Houiller (Namurien et Westphalien) épais d'au moins 3000 m se sont déposés dans une zone en voie de subsidence ; c'est par la descente progressive du fond du bassin de sédimentation, descente compensée et même dépassée par l'apport des matériaux détritiques que l'on peut expliquer la composition lithologique du Houiller avec ses matériaux formés sous une très faible profondeur d'eau, avec ses couches de charbon marquant l'instauration du régime continental sur de grandes étendues, permettant le développement des végétaux terrestres et leur accumulation dans des marécages à l'endroit même de leur croissance ; la plus grande richesse en houille des assises supérieures est la conséquence

immédiate de cette action. Au fur et à mesure que s'opérait la sédimentation, l'action de subsidence se ralentissait, les phases continentales devenaient plus fréquentes et plus longues, préparant l'émergence définitive de la contrée.

D'après les résultats fournis par les sondages de Pepinster, le Namurien paraît atteindre une puissance anormalement grande dans les environs de cette localité, sous le massif de la Vesdre charrié vers le nord ; en outre, son faciès y est essentiellement marin, avec nombreux niveaux à *Goniatites*. Bien que l'extension de cette zone vers l'est et vers l'ouest soit inconnue, on peut admettre qu'elle correspond approximativement à l'axe d'une fosse de subsidence à l'époque namurienne ⁽¹⁾.

Les études d'André DELMER sur le bassin de la Campine l'ont conduit à la notion de l'existence, dans cette partie du pays, d'une épaisseur anormalement grande de Namurien ; il aurait existé, à cette époque, une autre fosse de subsidence exagérée, séparée de celle de la Vesdre par le massif du Brabant ; celui-ci aurait joué le rôle d'une zone à tendance de surélévation entre deux zones de subsidence plus marquée. C'est, en somme, la suite logique de ce qui existait à l'époque du Dinantien suivant les vues de MORTELMANS exposées avec quelque détail au chapitre VI ⁽²⁾.

La répartition des conglomérats à éléments allochtones apporte aussi quelques enseignements sur les déformations du sol de la Belgique pendant la période qui a précédé la phase paroxysmale du plissement hercynien. Dans le bassin de la Campine, des conglomérats de cette nature ⁽³⁾ n'ont pas été signalés avec certitude jusqu'à présent. Dans le synclinorium de Namur, la roche dite « poudingue houiller » ⁽⁴⁾ est surtout caractéristique de l'assise d'Andenne, bien qu'il s'en trouve aussi à d'autres niveaux. Les galets de ce conglomérat ne dépassent généralement pas la grosseur d'un pois. Dans le sud du pays de Herve, c'est-à-dire dans une situation sud orientale par rapport au bassin principal de Sambre-Meuse, le poudingue houiller renferme des galets atteignant la grosseur d'une noisette. Dans le bassin d'Eschweiler (bassin de l'Inde), appartenant à une unité tectonique plus méridionale encore, puisqu'il fait partie du massif de la Vesdre, les poudingues sont plus développés et leurs galets sont parfois volumineux.

Si l'on tient compte à la fois de la grosseur moyenne des galets et du développement des niveaux conglomératiques, on doit admettre qu'à l'époque du Houiller les matériaux provenaient de la désagrégation d'un continent situé au sud et non pas au nord comme en général aux époques antérieures ; les conditions de sédimentation étaient donc profon-

⁽¹⁾ D'après A. DELMER, la zone a *Reticuloceras reticulatum* qui a normalement 60 à 80 mètres de puissance, atteint à Pepinster près de 300 mètres.

⁽²⁾ A. DELMER et CH. ANCIEN au chapitre VII du présent ouvrage font observer cependant que, dans le bassin de la Campine, comme dans celui de Namur, la partie inférieure de l'assise de Chockier semble faire défaut.

⁽³⁾ Il n'est pas question ici d'une roche d'aspect conglomératique très fréquente dans le Houiller ; ce sont des grès à gros grains de quartz englobant des cailloux souvent anguleux de schiste ; à cause de la forme des cailloux, on les a souvent appelés « brèches ».

⁽⁴⁾ Cette roche est caractérisée par la présence de grains et petits galets de phanite à radiolaires dont l'origine est encore douteuse.

dément modifiées et l'on conçoit que la zone axiale de l'aire de subsidence ait aussi été déplacée vers le nord.

Dans quelques couches de charbon du bassin houiller du nord de la France, prolongeant le bassin belge de Haine-Sambre-Meuse, la présence de galets particulièrement typiques a été signalée, notamment des roches granitiques. Leur lieu de provenance doit être cherché au sud du pays ⁽¹⁾. Dans les bassins belges, des galets se rencontrent aussi dans les couches de houille mais il est plus difficile d'indiquer leur provenance.

En conclusion, dès le début du Houiller une aire continentale a pris dans le sud du pays la place de l'aire subsidente qui y régnait durant le Dévonien et le Dinantien. Cette question sera reprise ultérieurement en vue de préciser les stades successifs dans la construction de la zone plissée dite hercynienne. Pour le moment, il suffit de noter que, pendant toute la durée du Dévonien et du Carboniférien, les actions de subsidence différentielle ont manifesté leurs effets avec une intensité remarquable dans le territoire belge ⁽²⁾ ; le même phénomène a été reconnu dans le Houiller du Nord de la France ⁽³⁾. La subsidence étant inégale d'un endroit à l'autre, le fond du bassin de sédimentation présentait des irrégularités sous forme de hauts-fonds, ou même de cordillères.

Il est à remarquer que ces irrégularités sont orientées parallèlement à l'allure générale du plissement. Aussi ne peut-on s'empêcher de considérer celui-ci comme une phase paroxysmale de déformation préparée par les mouvements préliminaires. D'autre part, certaines de ces inégalités du bassin de sédimentation semblent avoir joué un rôle dans la localisation des dislocations majeures déclenchées au moment de la phase de plissement proprement dite. Il en sera question dans un autre paragraphe.

Les mouvements préliminaires dont il vient d'être question sont, dans les grandes lignes, conformes à la tectonique calédonienne ; il est rationnel d'admettre qu'ils ont subi largement l'influence de cette dernière, ou tout au moins que la cause fut identique pour ces deux manifestations successives de l'activité du globe.

On peut même aller plus loin : dans les pages qui précèdent, on a montré que les plissements calédoniens correspondent, en quelque sorte, à une série d'ondes qui se sont succédé du sud vers le nord, pour passer de l'onde éocalédonienne dans le sud du pays, à l'onde néocalédonienne dans la région brabançonne. Cette dernière a affecté non seulement le Silurien mais aussi, selon toute vraisemblance, une couverture de Dévonien inférieur dont toute trace a disparu. S'il en est ainsi, le Dévonien inférieur du bord nord du synclinorium de Dinant doit avoir subi le contrecoup du plissement qui s'effectuait à peu de distance au nord ; le recul de la mer vers le sud à la fin de l'Emsien, concomitant du plis-

⁽¹⁾ Ch. BARROIS. — Etude des galets du charbon d'Aniche. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. XXXVI, 1907, p. 248.

⁽²⁾ Pour plus de détails concernant le bassin de Liège, consulter : Ch. ANCIEN. L'évolution tectonique du bassin de Seraing. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 65, *Mém.*, 1941-1942.

Par l'étude des variations de facies et de la puissance des couches, l'auteur a tenté d'établir que l'anticlinal de Cointe-Chartreuse correspond à un haut-fond durant la sédimentation houillère.

⁽³⁾ Un exemple typique est donné par A. BOUROZ dans sa note : Passée de Laure. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. LXIX, p. 182.

sement néocalédonien du Brabant, s'accorderait parfaitement aussi avec une déformation, ou tout au moins un redressement des couches du Dévonien inférieur.

On objectera sans doute qu'au bord nord du synclinorium de Dinant on n'aperçoit nulle trace de discordance entre le Dévonien moyen transgressif et le Dévonien inférieur déjà quelque peu déformé. Il y a cependant lacune par endroit entre ces deux formations (p. 132). C'est vraisemblablement sous la nappe charriée du Condroz que pourrait se trouver la discordance. Comme on le montrera plus loin, cette notion est intéressante car, si elle est exacte, il y a possibilité de ramener à des proportions plus acceptables le rejet suivant la grande surface de charriage du Condroz.

Les relations étroites entre les déformations calédoniennes et les mouvements préliminaires de la phase hercynienne se marquent encore de la façon suivante : il est probable qu'une zone de moindre subsidence séparait, à l'époque du Dévonien inférieur, le bassin de sédimentation du sud (Ardenne) du bassin septentrional hypothétique (Brabant). Conformément à la règle de la compensation des volumes ⁽¹⁾, on peut admettre que le soulèvement de cette ride à déficit de sédimentation pouvait contrebalancer en partie la subsidence du bassin méridional et la descente du bassin brabançon. Lorsque celui-ci s'est transformé en orogène, il y eut dans le bassin méridional, non seulement régression de la mer vers le sud mais encore accentuation de la subsidence, car le Dévonien moyen montre une augmentation de puissance vers le sud bien plus marquée que celle des dépôts antérieurs.

On voit ainsi qu'en réalité, les mouvements préliminaires de la phase hercynienne sont, en partie du moins, la conséquence et la continuation normale des déformations calédoniennes. L'interconnexion des deux grandes phases de diastrophisme intense ne peut être mise en doute.

Si l'on remonte quelque peu en arrière, on ne manque pas d'être frappé de l'évolution qui s'est faite dans les conceptions des géologues belges au sujet de l'histoire géologique de l'Ardenne. A l'époque où J. GOSSELET publiait son important mémoire « L'Ardenne » (1888) on était porté à admettre que les bassins originels de sédimentation correspondaient assez exactement à l'extension actuelle des dépôts.

Par la suite, M. LOHEST s'éleva contre cette idée ; pour lui, l'érosion avait joué le rôle essentiel après la phase de diastrophisme pour donner la distribution actuelle du Dévonien et du Carboniférien ; les terrains s'étaient déposés au cours d'une grande transgression sur une surface nivelée après la phase calédonienne. Les changements dans la nature des sédiments superposés étaient, avant tout, la conséquence de transgressions et de régressions, sans qu'intervint au moins explicitement la notion de subsidence différentielle.

Aujourd'hui, on cherche de plus en plus à tenir compte de l'évolution de la croûte terrestre au cours même de la sédimentation ; on arrive à montrer que la croûte se déforme

(1) P. FOURMARIER. — Principes de Géologie, 3^e édition, 1949, Liège-Paris.

sans arrêt ; là où J. GOSSELET mettait certaines de ses aires continentales, il faut peut-être parler de hauts-fonds, voire de zones à tendance d'émersion. Si l'extension géographique des bassins de dépôt ne correspond pas à la distribution actuelle des terrains, la forme du fond de ces bassins pouvait, par ses irrégularités, donner déjà l'image de ce qu'est la structure actuelle. La tectonique passive d'autrefois a fait place à la notion combien plus féconde de la tectonique active.

A côté des larges déformations et des rides plus étroites, il faudrait sans doute pouvoir parler de la production de fractures, à l'exemple de ce que montrent les bassins de sédimentation où le plissement n'a pas fait sentir ses effets. Il est vraisemblable que les aires de subsidence étaient accompagnées de failles d'affaissement ; celles-ci ont dû être reprises par le plissement au point que leur inclinaison et le sens de leur rejet peuvent avoir été totalement modifiés. D'anciennes failles radiales longitudinales peuvent avoir été transformées en failles inverses. Toutefois, dans l'état actuel des connaissances acquises, il serait impossible de donner quelque argument en faveur de cette manière de voir.

§ 2. — La direction des plis hercyniens

Tels qu'ils apparaissent sur une carte géologique, les plis de la phase hercynienne décrivent une large courbe concave vers le nord, disposition absolument identique à celle des plissements calédoniens. C'est aussi la forme générale des zones isopiques pour la plupart des étages du Dévonien et du Carboniférien. Comme il a déjà été indiqué, cette disposition est d'origine profonde et très ancienne ; elle est un trait dominant non seulement dans l'évolution géologique du territoire de la Belgique, mais de toute l'Europe occidentale.

Dans l'ouest du pays, les plis hercyniens ont la direction ouest nord ouest-est sud est ; à proximité du méridien de Namur, ils sont est-ouest ; au-delà de la Meuse, ils prennent la direction sud ouest-nord est. Cette disposition est très apparente pour le synclinorium de Namur et pour le bassin de Dinant ; elle n'est plus aussi nette dans la partie nord du pays, qui appartient à l'avant-pays de la chaîne. L'ennoyage du massif du Brabant vers l'est est peut-être l'une des causes de cette disposition aberrante à première vue ; à l'est de la Meuse limbourgeoise, le changement de direction s'effectue comme pour les unités plus méridionales.

Il faut mettre en relation avec cette allure arquée la disposition en relais des grandes unités tectoniques que l'on a pris l'habitude de distinguer dans la structure du socle paléozoïque de la Belgique (voir p. 14).

α) L'anticlinal du Brabant s'épanouit largement vers l'ouest et prend, en Angleterre, une ampleur considérable ; vers l'est, au contraire, il se rétrécit fortement et le Cambrien s'enfonce rapidement sous ses terrains de couverture, à peu de distance à l'ouest de la Meuse.

β) Comme conséquence de cette atténuation vers l'est du massif cambrien du Brabant, le synclinorium de Namur s'accôle au bassin de la Campine près de la frontière orientale du pays où les deux plis ne sont plus séparés que par un simple anticlinal en terrain houiller.

γ) Le synclinorium de Dinant, très large au méridien de Dinant, disparaît à l'est de la vallée de l'Ourthe, par suite d'un relèvement d'axe assez rapide ; dans son prolongement, s'étend le massif de Stavelot.

δ) Le massif de la Vesdre naît dans un pli secondaire du versant septentrional du synclinorium de Dinant, dans la vallée de l'Ourthe inférieure ; il s'ennoie et se développe vers l'est, relayant en quelque sorte le synclinorium de Dinant, dont l'ennoyage se fait en sens inverse

ε) L'aire anticlinoriale de l'Ardenne comprend, en réalité, deux axes secondaires disposés en relais. L'axe anticlinal du sud est jalonné par les massifs cambriens de Rocroi et de Serpont ; à l'est de ce dernier, il s'ennoie et se perd dans un pli secondaire du versant nord du synclinorium de l'Eifel. Le pli nord prend naissance dans un pli secondaire du versant sud du synclinorium de Dinant au nord du massif de Serpont ; il se développe très vite vers l'est ; par suite de sa surélévation dans cette direction, le Cambrien apparaît et forme la partie méridionale du massif de Stavelot.

ζ) Le synclinorium de l'Eifel ou de Neufchâteau, très étroit dans la vallée de la Meuse en aval de Mézières-Charleville, s'élargit rapidement vers l'est. Ce fait est dû avant tout à l'ennoyage général dans cette direction ; il se marque aussi par une différence de style tectonique : dans la coupe de la Meuse, le pli est extrêmement serré et des accidents tectoniques refoulent le flanc sud sur le flanc nord, de manière à réduire fortement la largeur apparente du pli ; dans l'Eifel, par contre, les plis secondaires sont bien moins serrés. D'autre part, par suite de la disposition générale en échelons et de l'ennoyage, les deux plis entre lesquels se dédouble l'aire anticlinoriale de l'Ardenne se perdent successivement dans le versant nord du synclinorium : le pli méridional à l'est d'Houffalize, le pli septentrional à l'est du méridien de Waimes.

Sous l'action de ces divers facteurs, le synclinorium de l'Eifel se développe de plus en plus vers l'est au détriment de l'aire anticlinoriale de l'Ardenne et du synclinorium de Dinant. Au moment d'atteindre la dépression à sédiments tertiaires de la vallée de la Roer, le synclinorium de l'Eifel n'est plus séparé du massif de la Vesdre que par l'extrémité nord orientale du massif cambrien de Stavelot, dont la largeur est considérablement amoindrie.

Cette disposition en relais des éléments structuraux de premier ordre est remarquable ; elle est certainement en relation avec la courbure générale du plissement ; c'est une règle dont il existe des exemples en bien d'autres régions du globe. On en trouve, d'ailleurs, l'application à plus petite échelle en Belgique même. Dans le sud du synclinorium de Dinant, le changement de direction se marque de façon très apparente et l'on y voit des relais de plis remarquables ; il en est ainsi notamment dans le Dévonien moyen et supérieur entre Beau-raing et Jemelle, et dans le Dinantien au sud et au sud est de Dinant.

§ 3. — Les plis transversaux

Les ennoyages et les surélévations si caractéristiques des grands plis du substratum hercynien se marquent sur la carte par la présence de zones synclinales et anticlinales transversales, dont la continuité est d'ordinaire très limitée, ce qui leur donne l'apparence d'une disposition en relais, disposition comparable à celle déjà signalée à propos des plis longitudinaux.

Le synclinorium de Dinant est des plus caractéristique à cet égard. La carte géologique montre une grande extension du Dinantien dans le bassin du Hoyoux, au sud de Huy, avec du Namurien dans le cœur de synclinaux secondaires ; il faut y voir la présence d'un synclinal transversal ; une disposition analogue existe dans la région de Dinant où, sur les deux rives de la Meuse, le Dinantien se développe largement, enfermant de petits bassins de Namurien dans l'axe de plis secondaires, tel par exemple le bassin d'Anhée à tectonique très compliquée.

Un autre synclinal transversal apparaît dans l'Avesnois, au-delà de la frontière française, où le Dinantien est également bien développé.

Ces zones d'ennoyage sont séparées par des aires de surélévation, marquées par une extension plus considérable du Dévonien. C'est ce que l'on observe dans le pays de Ciney entre les deux régions à grande extension du Dinantien, le Hoyoux d'une part, le pays de Dinant d'autre part. Une aire anticlinale de même signification passe par Beaumont et sépare les zones à Dinantien dominant de la Meuse et de l'Avesnois.

La disparition vers l'est du synclinorium de Dinant est à attribuer, en partie tout au moins, à la présence d'un anticlinal transversal permettant la venue en surface du massif de Stavelot.

Dans l'aire anticlinoriale de l'Ardenne, un synclinal transversal passe par La Roche ; il sépare le massif de Serpont du massif de Stavelot ; il est à peu près dans le prolongement du pli transversal de même nature de la vallée du Hoyoux.

La zone synclinale transversale séparant les massifs cambriens de Serpont et de Rocroi apparaît comme la continuation vers le sud du synclinal transversal de la vallée de la Meuse à Dinant. Il en résulte que le massif de Serpont jalonne un anticlinal transversal, qui correspond à celui de Ciney du synclinorium de Dinant. Cependant une ligne joignant Ciney à Serpont passe par les environs de Rochefort, où les plis du Dévonien supérieur et moyen présentent un ennoyage ouest très net, et ne sont pas en rapport avec le passage d'un anticlinal. C'est là une preuve de la continuité très restreinte des plis transversaux.

De même le massif de Rocroi est situé dans le prolongement de l'aire anticlinale transversale comprise entre les bassins carbonifères de Dinant et d'Avesnes, mais il semble aussi continuer vers le sud la disposition anticlinale soulignée par le dôme complexe de Philippeville ; ce dernier, propre au versant méridional du synclinorium de Dinant, ne se prolonge pas vers le nord, là où affleure le Dinantien de Florennes, Denée, St-Gérard.

Aucun des plis transversaux de la zone anticlinoriale de l'Ardenne ne paraît, d'ailleurs,

affecter de manière sensible l'allure générale du synclinorium de l'Eifel dont l'ennoyage vers l'est est remarquablement continu.

Parmi les plis transversaux du socle paléozoïque de la Belgique, il en est un qui a attiré spécialement l'attention parce qu'il est d'importance industrielle : c'est le bombement transversal du Samson qui, entre Andenne et Namur, interrompt la continuité de la bande houillère de Sambre-Meuse, séparant le bassin du Hainaut et de la Basse-Sambre d'une part, du bassin d'Andenne et de Liège d'autre part.

Ce pli transversal est approximativement dans le prolongement de la zone anticlinale de Ciney et de Serpont ; il semble ainsi, à première vue, que l'on se trouve en présence d'un trait réellement fondamental de la tectonique du Paléozoïque belge. En réalité, il faut se garder de lui accorder une importance exagérée ; ainsi qu'il vient d'être dit, il est difficile de raccorder directement le bombement transversal de Serpont à celui de Ciney ; il est tout aussi difficile de poursuivre directement celui-ci jusqu'au bombement transversal du Samson, car dans l'intervalle, se trouve le petit bassin houiller d'Assesse qui marque un mouvement de sens inverse dans la bordure septentrionale du synclinorium de Dinant, mouvement d'une certaine ampleur d'ailleurs, car il s'indique déjà dans l'ennoyage est des plis du Dévonien moyen et supérieur dans la vallée de la Meuse entre Godinne et Lustin.

Si le bombement du Samson est le mouvement transversal le plus typique affectant le bassin de Namur, il en est d'autres du même genre dont l'importance est considérable au point de vue de la richesse en combustible du bassin. L'un de ces plis passe vers Amay et provoque, entre Huy et Chokier, l'élargissement de la bande silurienne du Condroz ; il sépare le bassin d'Andenne du bassin de Liège ; un autre pli anticlinal, plus net encore, passe par Moresnet et sépare le bassin houiller de Liège du bassin d'Aix-la-Chapelle ⁽¹⁾.

§ 4. — L'allure transversale des grandes unités structurales

Dans une coupe orientée perpendiculairement au plissement, le style des plis secondaires varie suivant que l'on considère la partie centrale ou bien l'un ou l'autre versant ; il n'est pas nécessairement identique à lui-même sur toute la longueur de l'unité envisagée ; enfin, d'une unité à l'autre, il peut y avoir des dissemblances notables.

Chacune des unités structurales sera passée en revue, afin de mettre en évidence son style tectonique propre ; il ne sera question ici que des plis intéressant le Dévonien et le Carboniférien ; le style tectonique de leur soubassement a été décrit à propos des déformations calédoniennes ; toutefois quelques considérations seront émises quant à l'influence des efforts hercyniens sur les terrains déjà déformés au cours de la phase calédonienne.

1. *L'anticlinal de Givonne*, là où il intéresse le Dévonien, c'est-à-dire dans le prolongement oriental du massif cambrien de Givonne, est affecté de plis secondaires larges et peu

⁽¹⁾ Au sujet des plis transversaux du bassin de Namur, le lecteur consultera avec intérêt l'ouvrage : A. RENIER : Stratigraphie du Westphalien. Livret guide des excursions de la XIII^e session du Congrès géologique international, Bruxelles, 1922.

accusés ; les anticlinaux se caractérisent par un flanc sud étendu et peu incliné et un flanc nord relativement très court et fortement redressé, ce qui marque une tendance au déversement des plis vers le nord.

La couverture des terrains mésozoïques de la Lorraine, qui s'avance jusqu'à la zone axiale de l'anticlinal de Givonne ⁽¹⁾, ne permet pas de déterminer son style tectonique avec toute la précision désirable ; la plupart des plis secondaires sont sur le versant nord de l'anticlinal et montrent déjà les caractères des plis du versant méridional du synclinorium de l'Eifel. Vers l'est, à peu de distance de la Moselle (rive gauche), les plis du versant méridional sont déversés vers le sud est.

2. L'allure transversale du *synclinorium de l'Eifel* se modifie progressivement de l'ouest vers l'est, en rapport, semble-t-il, avec l'augmentation de sa largeur et son ennoyage. Dans la vallée de la Meuse, le pli est étroit et écrasé ; son flanc nord a une allure assez régulière avec des couches à fort pendage ; sa partie centrale est caractérisée par des plis secondaires serrés, voire à tendance isoclinale, légèrement déversés vers le nord ; son flanc sud est mis en contact avec la zone axiale par un charriage du type cisailant dont les relations avec les failles connues plus à l'est sont encore imparfaitement établies ⁽²⁾ ; il en sera question plus loin.

A peu de distance à l'est de la Meuse, les deux flancs du synclinorium commencent à se différencier : plis en chaise au versant nord ; plis déversés au nord sur le flanc sud ⁽³⁾.

Dans une coupe plus orientale, passant par Libramont-Mellier, les deux flancs s'individualisent mieux encore en ce sens que les plis secondaires ont un aspect tectonique différent

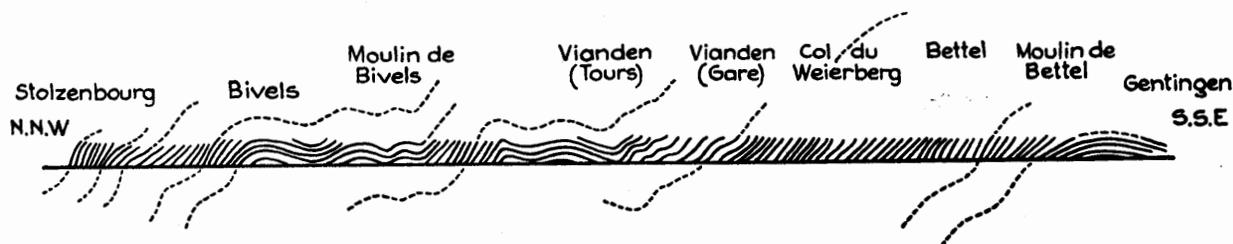


FIG. 8. — Coupe du versant sud du synclinorium de l'Eifel, à partir de l'axe de l'anticlinal de Givonne.

quant à leur tendance au déversement : ceux du flanc nord sont poussés au sud, ceux du flanc sud sont poussés au nord (fig. 8). Cette différence se voit mieux encore dans une coupe plus orientale joignant Vianden à St-Vith, mais dans les deux coupes, la partie axiale du synclinorium se caractérise par des couches fortement redressées et par l'écrasement du noyau (fig. 9).

⁽¹⁾ Voir à ce sujet :

P. FOURMARIER. — Recherches sur le tracé de l'axe de l'anticlinal de Givonne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LII, *Bull.*, Liège, 1929.

Ét. ASSELBERGHS. — L'Éodévonien de l'Ardenne et des Régions voisines. *Mém., Inst. Géol. Univ. Louvain.*, t. XIV, 1946.

⁽²⁾ Voir à ce sujet :

Ét. ASSELBERGHS. — Sur l'existence d'une faille de charriage en Ardenne française. *C. R. Acad. Sciences*, Paris, t. CLXXIX, 1924, pp. 279-281.

Ét. ASSELBERGHS. — Le synclinal de l'Eifel et l'anticlinal de Givonne dans l'Ardenne française et belge à l'ouest de Bertrix-Herbeumont. *Mém. Inst. géol. Univ.*, Louvain, t. IV, 1924.

P. MACAR. — Les terrains paléozoïques de la région de Charleville. *Mém. in-4° Soc. géol. de Belgique*, 1933.

⁽³⁾ P. MACAR — *Ann. Soc. Belg. Géol.*, t. 59. *Mém.*, p. 51.

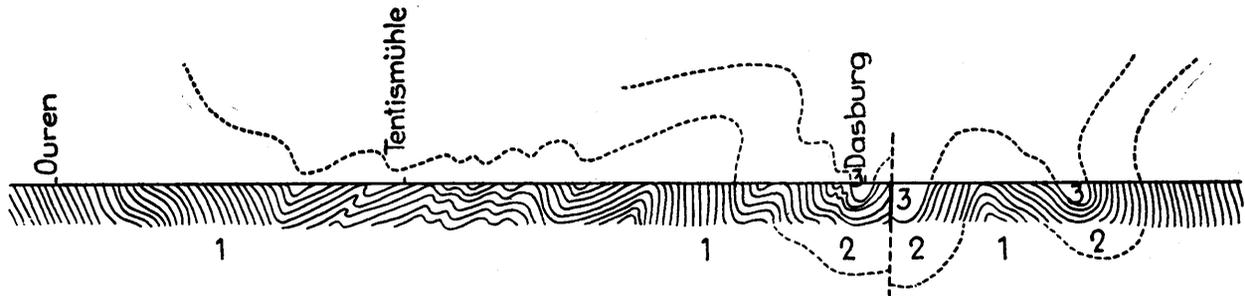


FIG. 9. — Coupe de la partie centrale du synclinorium de l'Eifel dans la vallée de l'Our.
1. = Emsien inférieur. 2. = Emsien moyen. 3. = Emsien supérieur.

Dans l'Eifel, là où la largeur du synclinorium est la plus grande, les caractères tectoniques des deux flancs restent comparables à ceux qui viennent d'être décrits pour les coupes en territoire belge. Par contre, dans la zone axiale, les allures sont plus tranquilles, les plis secondaires sont moins serrés, comme on l'observe dans des coupes au nord de Gerolstein.

Suivant la direction du synclinorium, il se produit ainsi une modification progressive, systématique, de l'allure transversale des plis. Un fait essentiel est à retenir : là où le synclinorium n'a pas été trop fortement comprimé, les plis de ses deux flancs tendent à se déverser vers sa région axiale ; dans celle-ci, par contre, le style tectonique est caractérisé par des plis secondaires à plan axial fortement redressé (plis droits). C'est là une règle générale dans beaucoup de régions plissées : il semble que les efforts agissent de manière à pousser la matière vers les zones de dépression.

3. Dans la partie axiale de la *zone anticlinoriale de l'Ardenne*, les allures du Dévonien entre les massifs cambriens sont relativement régulières ; les couches sont peu inclinées et ondulées, parfois affectées de plis secondaires ; ceux-ci indiquent une tendance au refoulement vers le nord dès que l'on atteint le versant nord de la voûte ; ils sont caractérisés par le fait que les anticlinaux ont le flanc sud plat et allongé et le flanc nord redressé et court ; au fur et à mesure que l'on s'écarte vers le nord pour atteindre le synclinorium de Dinant, le flanc nord redressé et renversé prend la prépondérance ; il y a ainsi passage insensible d'un pli principal à l'autre. C'est une disposition comparable à celle indiquée ci-dessus pour l'anticlinal de Givonne et le flanc sud du synclinorium de l'Eifel. On peut conclure de là que le plan axial de l'anticlinal de l'Ardenne montre une inclinaison vers le sud ⁽¹⁾.

4. Les plis secondaires du versant sud du *synclinorium de Dinant* sont nettement déversés vers le nord ; au voisinage de la zone anticlinale de l'Ardenne, leurs deux flancs sont encore fort inégaux, c'est-à-dire que les anticlinaux ont leur flanc méridional très développé alors que leur flanc nord est de faible étendue (fig. 10) ; mais au fur et à mesure que l'on s'écarte

⁽¹⁾ Pour l'allure des plis secondaires dans la zone anticlinale de l'Ardenne, consulter les coupes jointes au mémoire : Ét. ASSELBERGHS. *Op. cit.* L'Eodévonien de l'Ardenne... On remarquera que l'allure est sensiblement la même à l'ouest du massif de Serpont qu'à l'est où le pli principal s'ouvre en deux : anticlinaux de Bastogne et de Halleux.

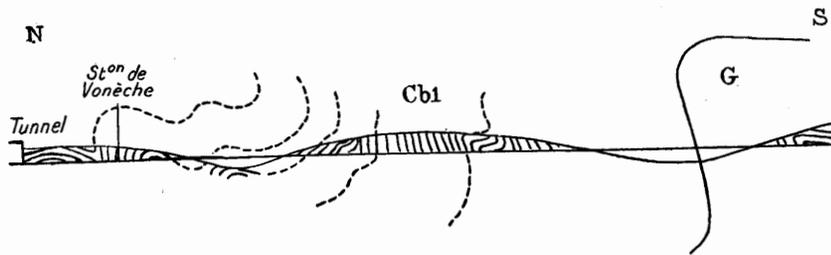


FIG. 10. — Allure en escalier des plis du flanc sud du synclinorium de Dinant, au sud de la station de Vonèche (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. XXXIV, 1924).

G : Gedinnien.

Cb₁ : Siegenien.

de l'anticlinal de l'Ardenne, les allures redressées prennent plus d'ampleur. Dans la partie centrale du synclinorium, les couches sont plus fortement inclinées sur les deux flancs et les plis se rapprochent davantage du pli droit ; on observe même parfois, dans cette région centrale, des chiffonnages extrêmement accentués qui donnent l'apparence de plis en éventail ou plis étranglés.

Les couches du versant nord sont généralement très inclinées, parfois même légèrement déversées vers le sud dans le Dévonien inférieur proche de la bande silurienne du Condroz ou de la surface de charriage qui la prolonge de part et d'autre ; beaucoup de plis secondaires ont leur plan axial incliné au nord, montrant une tendance au refoulement des plis vers l'axe du synclinorium ; c'est la disposition symétrique du flanc sud dont les plis indiquent aussi un refoulement de la matière vers l'axe du pli principal.

Tectoniquement parlant, en tenant compte du déversement des plis secondaires très marqué sur le versant sud, peu apparent sur le versant nord, on admettra que le plan axial du synclinorium incline au sud et que sa pente est moindre que celle du synclinorium de l'Eifel, c'est-à-dire que le pli est déversé davantage.

Le synclinorium de Dinant se divise en réalité en deux bassins secondaires séparés par un axe anticlinal ; celui-ci est souligné sur la carte géologique par le dôme de Philippeville avec ses affleurements de Dévonien moyen, et, à l'est de la Meuse, par l'anticlinal de Durbuy, avec les mêmes formations arrivant au méridien de cette localité. Le bassin situé au nord de cet axe est le plus profond *du point de vue stratigraphique*, car le Carbonifère y est très développé ; le bassin méridional ne comprend pas de couches plus récentes que le Dévonien supérieur. Dans l'Avesnois, la distribution en deux bassins secondaires paraît moins évidente.

Il est à remarquer que le bassin méridional montre, du point de vue tectonique, une disposition analogue à celle indiquée pour l'ensemble du synclinorium de Dinant. Les plis secondaires de la retombée méridionale du massif de Philippeville ont leur plan axial incliné au nord, ce qui indique un déversement vers le sud ; on observe une disposition analogue au nord-ouest de Marche-en-Famenne.

Nous avons signalé antérieurement les relais des plis secondaires qui se manifestent de façon particulièrement nette au flanc sud du synclinorium de Dinant, dans la zone proche de la vallée de la Meuse, là où le plissement passe de la direction ouest-est à la direction sud ouest-nord est. Ce changement d'orientation fait sentir localement son influence sur

l'allure transversale des plis secondaires. A l'ouest de Gedinne, près de la frontière française notamment, les couches inférieures du Gedinnien décrivent un pli fortement écrasé avec couches laminées. De même, à l'est de Beuraing, le pli dessiné par le Givetien et le Frasnien a une allure particulière, qui n'est pas strictement en harmonie avec le style tectonique général.

5. Les plis secondaires du *massif de la Vesdre* sont caractérisés par un déversement très apparent vers le nord-ouest, rappelant ainsi l'allure observée au flanc sud du synclinorium de Dinant ; le versant nord du massif de la Vesdre, sur la majeure partie de sa longueur, a été presque entièrement enlevé lors de la production du grand charriage. C'est seulement à l'ouest de Chaudfontaine que la symétrie est relativement complète ; mais c'est là que l'on voit le massif de la Vesdre se perdre dans un pli secondaire du synclinorium de Dinant. Aussi cette terminaison occidentale montre-t-elle un style tectonique un peu différent de celui observé dans la partie principale ; les plis secondaires se rapprochent d'abord du type des plis droits, puis, tout à l'ouest, pour la raison qui vient d'être indiquée, ils s'adaptent au style du flanc nord du synclinorium de Dinant ⁽¹⁾.

Par suite de la réduction considérable de son versant nord, il est difficile d'indiquer l'inclinaison exacte du plan axial du massif de la Vesdre ; cependant, en tenant compte de tous les faits observés, on peut admettre avec beaucoup de probabilité que ce plan est un peu moins incliné que celui du synclinorium de Dinant. Théoriquement, il doit en être ainsi puisque le massif de la Vesdre occupe une situation intermédiaire entre le synclinorium de l'Eifel et le « bassin » de Namur dont le plan axial présente l'inclinaison la plus faible. Cette considération ne vaut évidemment plus pour la terminaison occidentale du massif de la Vesdre qui, comme il vient d'être rappelé, prend le style du flanc nord du synclinorium de Dinant.

Il a été signalé antérieurement qu'à la bordure méridionale du massif de la Vesdre, apparaissent en position anormale des terrains dévoniens et carbonifériens : c'est la « Fenêtre de Theux » dont il sera question tout à l'heure. Il suffit de faire observer, pour le moment, que le style tectonique de la majeure partie des terrains compris dans la fenêtre est exactement le même que celui du massif de la Vesdre. On verra plus loin l'intérêt de cette observation.

6. La partie du socle paléozoïque désignée communément sous le nom de *bassin de Namur* est séparée de tout ce qui s'étend au sud, par le grand charriage du Condroz, dont le passage coïncide, entre Sart-Eustache et Clermont sous-Huy, avec la bande silurienne de Sambre-Meuse ⁽²⁾. Au nord de celle-ci, le style tectonique est caractérisé par des plis

⁽¹⁾ Voir à ce sujet :

P. FOURMARIER. — Les relations du « massif de la Vesdre » et du synclinorium de Dinant. *Bull. Cl. Sciences Acad. roy. Belgique*, 5^e série, t. XIV, pp. 396-403, juillet 1928.

P. FOURMARIER. — Compte rendu de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique tenue à Liège, du 8 au 11 septembre 1928. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. LI, 1928.

⁽²⁾ Sur la tectonique de la bande de Sambre-Meuse, quelques indications sont données par P. MICHOT dans le chapitre II de la première partie du présent ouvrage consacré à la description du Silurien de Belgique.

déversés vers le nord (fig. 11) mais aussi par de nombreuses failles inclinant au midi, et présentant souvent une allure listrique. Le style tectonique est alors un style par empilement de nappes ou d'écaillés ⁽¹⁾, qui se marque de façon particulièrement nette dans le bassin du Hainaut et spécialement dans le district de Charleroi et de la Basse-Sambre. Il en sera question plus loin.

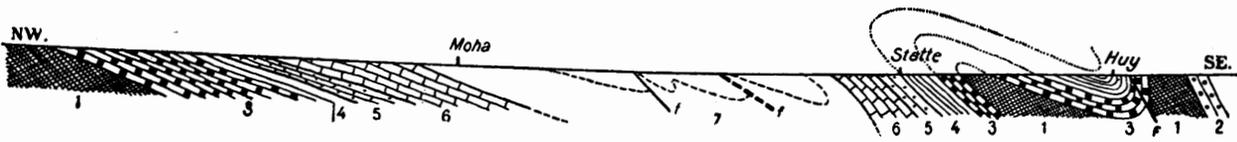


FIG. 11. — Coupe du « bassin » de Namur suivant la vallée de la Méhaigne et le Hoyoux inférieur.

- | | | |
|---------------|-------------------------|----------------|
| 1. Silurien | 4. Famennien | 7. Houiller. |
| 2. Gedinnien. | 5. Dinantien inférieur. | F, f, failles. |
| 3. Frasnien. | 6. Dinantien supérieur. | |

Ces failles sont, pour la plupart, en relation avec le grand charriage du Condroz, et la tectonique de la région qui s'étend immédiatement au nord de la trace de ce grand accident tectonique résulte en partie de son influence.

La tectonique du bassin de Namur apparaît ainsi bien différente de celle des régions plus méridionales. Mais il faut ajouter qu'on ne voit en affleurement qu'une partie restreinte du bassin ; vers le sud, il s'enfonce, en effet, sous la nappe charriée et les recherches effectuées jusqu'ici n'ont pu déterminer encore l'importance réelle du recouvrement.

Le grand charriage et ses accidents connexes sont du type cisailant (charriage du 2^e genre de Pierre TERMIER) ; ils sont donc postérieurs au plissement, aussi peut-on se demander quelle était l'allure générale des plis avant la production du charriage. Une tentative dans ce sens conduit à dessiner une allure représentée schématiquement à la figure 12 ⁽²⁾. On trouve ainsi des couches faiblement inclinées et affectées seulement de quelques mouvements secondaires au voisinage du massif du Brabant ⁽³⁾. Plus au sud,

⁽¹⁾ Cette notion résulte des travaux de nombreux géologues qui ont étudié la tectonique du bassin houiller de Sambre-Meuse et de ses abords immédiats : BRIART, SMEYSTERS, H. DE DORLODOT, STAINIER, RENIER, CAMBIER, BERTIAUX, KAISIN, FOURMARIER, etc. L'expression « empilement d'écaillés » a été appliquée par F. KAISIN dans plusieurs travaux. Voir notamment à ce sujet :

F. KAISIN. — L'Ardenne, pays de nappes. *Rev. des Questions scientifiques*, IV^e série, t. VII, janvier 1925, p. 21.

F. KAISIN. — Contribution à l'étude tectonique du bassin de Namur, au confluent de la Sambre et de la Meuse et aux alentours immédiats de la ville. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. XLII, pp. 280-302.

⁽²⁾ Ce n'est là évidemment qu'une conception tout à fait théorique ; on montrera plus loin que, selon toute vraisemblance, les diverses parties de ce synclinorium n'ont pas pris toutes ensemble leurs caractères tectoniques actuels ; il est même probable que le charriage du Condroz se manifestait déjà à la bordure sud alors que le flanc nord n'avait pas encore été influencé par les efforts de plissement.

⁽³⁾ L'allure des couches dans cette partie du bassin apparaît souvent comme très régulière. Cependant, au nord de Namur, les couches dinantiennes et dévoniennes du flanc nord du synclinorium sont affectées de fractures orientées suivant trois directions principales. Voir :

V. BATY. — La tectonique des terrains paléozoïques au nord de Namur. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. LVI, *Bull.*, p. 194. Liège, 1933.

De même, dans les environs de Lille, les sondages ont montré, sous la couverture de terrains secondaires, une complexité d'allure que l'on ne soupçonnait pas autrefois. Consulter à ce sujet :

P. PRUVOST. — Note sur les résultats de quelques sondages profonds exécutés au sud-ouest de la ville de Lille. *Ann., Soc. géol. du Nord*, t. XLIII, p. 177.

la pente augmente et devient parfois très forte ; par endroits, on observe même, comme dans la tranchée de Ronet à l'ouest de Namur, des plis déjetés vers le sud ; on voit ensuite des plis déversés vers le nord et, dans les accidents les plus méridionaux que l'on puisse atteindre, se montrent des plis couchés.

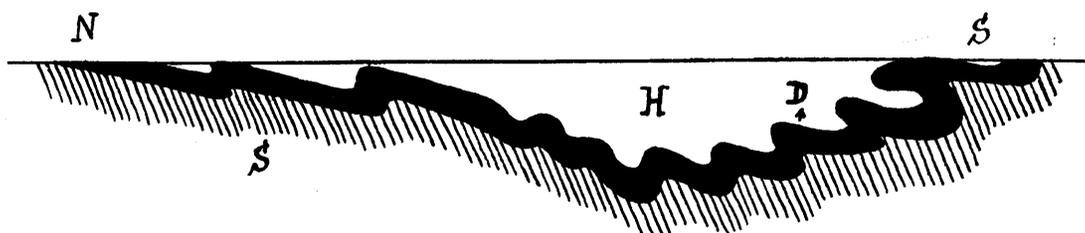


FIG. 12. — Reconstitution schématique de l'allure des couches dans le bassin de Namur, avant la production des charriages
H = Houiller D = Dinantien-Dévonien S = Silurien

En allure générale, on trouve ainsi une allure en synclinorium ; il ne pourrait d'ailleurs en être autrement, car, avant le charriage, le synclinorium de Dinant se présentait avec ses plis secondaires actuels ; la bande silurienne de Sambre-Meuse, en contact intime avec le Dévonien du synclinorium de Dinant, devait appartenir à un axe anticlinal et, au nord de celui-ci, les couches dévoniennes et carbonifères réapparaissaient, formant la bordure méridionale d'un autre synclinorium ; le grand charriage qui s'est produit par la suite a disloqué profondément ce dernier dont une grande partie est encore cachée actuellement sous la nappe charriée. Ce que l'on observe aujourd'hui entre la trace du charriage et la bordure du massif siluro-cambrien du Brabant est donc le reste de ce synclinorium originel ; on peut se refuser à lui appliquer le terme désignant l'ensemble de l'unité tectonique ; dans l'esprit de la plupart des géologues, l'expression « synclinorium de Namur » vaut non seulement pour la partie visible, mais aussi pour la partie cachée dont des fragments apparaissent, de-ci de-là, sous forme de lambeaux et lames de charriage.

Laissant de côté cette question de terminologie et reprenant la structure transversale du synclinorium de Namur avant le charriage, on peut faire deux observations intéressantes du point de vue de l'évolution tectonique de cette partie du pays :

α) Les plis couchés ou très déversés de la bordure méridionale paraissent être en relation avec une allure géosynclinale avant le plissement, et correspondre à son versant méridional.

β) Le plan axial du synclinorium incline vers le sud d'une valeur moindre que celui des autres grands plis synclinaux. Ce déversement considérable du pli a pour effet de le faire paraître très différent des autres grands plis ; cependant on y trouve les caractères essentiels avec, sur chacun des flancs, une tendance — très inégale ici — au refoulement vers l'axe du synclinorium, et, au voisinage de l'anticlinal du Brabant, une diminution progressive de la pente et l'atténuation des plis secondaires comme on l'observe au flanc nord du synclinorium de l'Eifel.

Malgré les modalités différentes dues à leur distance respective à l'axe de la zone plissée, les grands plis d'allure synclinale entre lesquels se partage le substratum paléozoïque de la Belgique ont été bâtis suivant les mêmes règles générales.

7. Il ne peut plus être question ici de l'*anticlinal du Brabant* ; sa structure résulte essentiellement des poussées calédoniennes car le Dévonien qui s'appuie sur sa bordure est disposé en couches très faiblement inclinées. Par suite d'un ennoyage général vers l'est, le massif siluro-cambrien disparaît sous la couverture de Dévonien et de Carboniférien ; en même temps, l'anticlinal se rétrécit fortement par suite de la convergence des synclinaux de Namur et de la Campine qui le bordent de part et d'autre ; là où l'anticlinal est en plein Dévono-Carbonifère, son allure est celle d'un large pli surbaissé.

Il est probable que si l'on pouvait reconstituer la couverture de Dévonien et de Carbonifère qui autrefois s'étendait sur toute la surface du massif siluro-cambrien du Brabant, on la verrait s'étaler en une large voûte très plate, compliquée tout au plus de quelques ondulations de grande amplitude. Les observations faites en Angleterre dans le prolongement du massif du Brabant confirment cette manière de voir.

L'anticlinal du Brabant appartient, en fait, à l'avant-pays du plissement hercynien.

8. Le *bassin de la Campine* s'étend à la fois sur territoire belge et sur territoire hollandais. Nulle part il ne vient en affleurement, et les travaux de recherche et d'exploitation n'en ont reconnu que le versant sud ; les terrains du Dévono-Carbonifère s'y présentent en couches très faiblement inclinées avec de petites ondulations à peine indiquées.

La tectonique de cette partie de la Belgique est cependant bien plus complexe qu'on pourrait le supposer d'après ces indications ; les failles y sont très nombreuses, mais elles sont, pour la plupart, d'âge plus récent et une tectonique post-hercynienne s'est surimposée à la tectonique hercynienne.

En résumé, dans une coupe méridienne, le socle paléozoïque apparaît comme formé de deux entités distinctes, accolées l'une à l'autre suivant une grande dislocation du type des charriages cisailants, que l'on désigne sous le nom de *grand charriage du Condroz*.

La partie située au sud se divise en plusieurs grands plis de premier ordre qui peuvent être considérés comme autant d'unités tectoniques distinctes ; par suite de la courbure générale de la zone plissée en direction, ces unités ne sont pas continues, mais se relaient ; il n'empêche qu'elles forment un tout parce qu'elles ont conservé leurs relations réciproques originelles.

La partie nord constitue l'autochtone ; elle correspond en majeure partie à l'avant-pays de la zone plissée, puisque les couches y sont voisines de l'horizontale et n'ont subi aucune dislocation importante. A sa bordure méridionale, elle apparaît comme un empilement de nappes et d'écaillés, en relation avec la surface de charriage qui la sépare du grand massif méridional. Cette zone disloquée, intermédiaire entre l'autochtone et le grand massif charrié du sud, se prolonge sous la surface de charriage jusqu'à une distance indéterminée vers le sud.

§ 5. — La schistosité

1. *Le front supérieur de schistosité.* — Les efforts orogéniques de la phase hercynienne ont provoqué, outre les plis et les failles, la production de joints systématiquement disposés. Le *clivage schisteux* ou *schistosité* mérite de retenir spécialement l'attention parce que la connaissance de son allure et de son développement peut jeter quelque lumière sur les variations de puissance et même l'extension originelle des formations sédimentaires, et aussi sur certains problèmes relatifs aux failles et aux charriages. C'est la raison pour laquelle il sera procédé dès maintenant à l'étude de la schistosité. Cette étude, qui a donné déjà des résultats intéressants à propos des terrains affectés par la phase calédonienne, est spécialement instructive dans le grand ensemble concordant constitué par le Dévonien et le Carboniférien.

Il y a lieu de rappeler ici certains faits d'observation.

Le terrain houiller est dépourvu de schistosité ; certains bancs anormalement tendres ou plastiques, schistes charbonneux par exemple, se caractérisent, localement tout au moins, par un débitage en feuillets très grossiers obliques à la stratification. Dans les couches inférieures du Namurien du bassin d'Anhée il semble exister, par place, un clivage grossier peu développé.

Dans le synclinorium de Namur, les schistes du Dinantien et du Dévonien supérieur et moyen ne sont qu'exceptionnellement affectés par la schistosité. Par endroits, il semble y avoir une tendance à la production d'un clivage imparfait dans les niveaux schisteux du Frasnien. Dans la vallée de l'Orneau, à la sortie de Mazy, mon collègue G. MORTELMANS me dit avoir observé une schistosité de fracture dans les schistes noduleux de la base de l'assise de Rhisnes, bien que les bancs schisteux du Givetien n'en présentent pas.

Dans le synclinorium de Dinant, les niveaux schisteux du Tournaisien (schistes à *Spiriferina octoplicata*, calcschistes de Maredsous) sont nettement clivés dans la partie centrale de ce pli de premier ordre, par exemple dans la vallée de la Meuse en amont de Dinant et dans l'Entre-Sambre-et-Meuse. Par contre, dans les vallées du Hoyoux et de l'Ourthe, comme dans le massif de la Vesdre, le front de schistosité est situé vers la base du Famennien supérieur et descend parfois en dessous de cet étage.

On voit par là que le *front supérieur de schistosité* atteint un niveau stratigraphique plus élevé dans le synclinorium de Dinant que dans le bassin de Namur. Encore ce niveau n'est-il pas constant ; il descend dans la série stratigraphique de sud vers nord et d'ouest en est.

Suivant la règle générale, les roches situées à proximité du front de schistosité sont affectées par le *clivage de fracture* ; dans des zones plus profondes, le *clivage de flux* fait son apparition.

Compte tenu de l'augmentation systématique de puissance des terrains dévoniens du nord au sud, on pourrait croire que le front supérieur de schistosité soit plus élevé encore dans le synclinorium de l'Eifel que dans le synclinorium de Dinant. Or, il n'en est rien ;

sur territoire belge, il ne paraît pas y monter plus haut que l'Emsien moyen ou la base de l'Emsien supérieur. A ce niveau, il s'agit de schistosité de fracture. Dans l'ouest du synclinorium, où les plis sont plus serrés, où les efforts dynamiques ont été plus intenses, la schistosité de flux est de règle, mais elle s'est développée dans les couches inférieures à l'Emsien. D'ailleurs dans l'est du bassin, les schistes du Siegenien exploités pour ardoises sont déjà dans la zone de schistosité de flux. Dans cette question, il faut évidemment tenir compte de la nature des roches ; le clivage de flux apparaît déjà dans des schistes fins, susceptibles de donner des ardoises, alors que des bancs sous-jacents de nature plus grossière présentent encore le clivage de fracture.

Le niveau auquel s'élève le front supérieur de schistosité dépend ainsi de l'importance de la charge statique, de l'intensité du plissement et de la nature lithologique du matériel soumis aux efforts. L'influence de ces facteurs se montre de manière indiscutable en Ardenne. Une coupe normale à la direction des plis, joignant Arlon à Namur, par exemple (fig. 13)

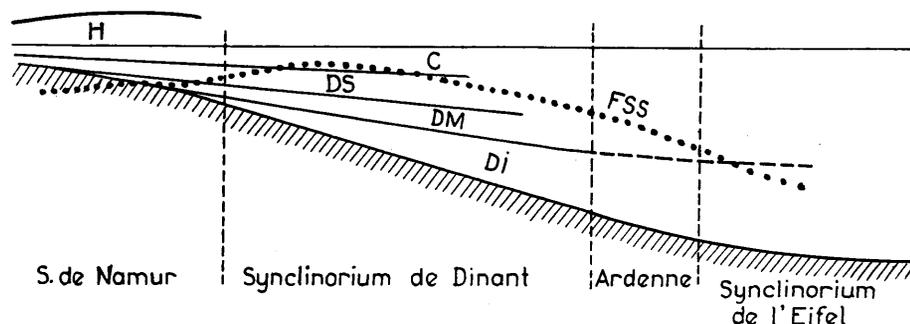


FIG. 13. — L'allure du front supérieur de schistosité dans une coupe Arlon-Namur.

H = Houiller	Dm = Dévonien moyen
C = Dinantien	Di = Dévonien inférieur
Ds = Dévonien supérieur	Fss = Front supérieur de schistosité

et sur laquelle a été tracée l'allure du front supérieur de schistosité, est pleine d'enseignements quant à l'importance de la charge qui existait au moment où s'est produit le plissement ⁽¹⁾.

Des observations dans diverses régions plissées ont permis de donner une valeur approximative à la charge nécessaire ⁽²⁾ ; elle est de l'ordre de 5 à 6000 m, plus forte si le plissement est plus intense, moindre si les plis sont fortement écrasés. Le diagramme ci-dessus fait voir que la sédimentation a été la plus épaisse dans la partie centrale du bassin de Dinant, jusque vers la fin du Paléozoïque ; par contre, dans le synclinorium de l'Eifel, à partir du Dévonien moyen, l'épaisseur des terrains n'y atteignait plus une valeur maxima

⁽¹⁾ P. FOURMARIER. — L'allure du front supérieur de schistosité dans le Paléozoïque de l'Ardenne. *Bull. Cl. Sciences Acad. Roy. Belg.*, 5^e sér., t. XXXIX, 1953.

⁽²⁾ P. FOURMARIER. — De l'importance de la charge dans le développement du clivage schisteux. *Bull. Cl. Sciences Acad. roy. Belgique*, 13 octobre 1923.

P. FOURMARIER. — Observations sur le développement de la schistosité dans les séries plissées. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belg.*, 5^e sér., t. XVIII, 1932.

P. FOURMARIER. — Essai sur la distribution, l'allure et la genèse du clivage schisteux dans les Appalaches. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LX, *Mém.*, pp. 69-131, 1936.

P. FOURMARIER. — Principes de Géologie, 3^e édit., Paris-Liège, 1949.

comme c'était le cas durant le Dévonien inférieur ⁽¹⁾. On verra ci-après l'intérêt que cela présente quant à la tectogenèse de la chaîne hercynienne.

2. *L'allure de la schistosité.* — Les plans de schistosité dans le Dévonien et le Carboniférien sont orientés à peu près de l'ouest à l'est dans la partie occidentale du pays ; ils sont dirigés du sud ouest au nord est dans la partie située à l'est du méridien de Namur. En direction, le clivage décrit, par conséquent, une courbe identique à celle que présente le plissement du socle paléozoïque. Il résulte des mêmes efforts qui ont engendré ces plis ; c'est la confirmation de la dépendance étroite qui existe entre la schistosité et le plissement.

Le relevé du pendage des feuillettes de schistosité dans les diverses unités tectoniques n'est pas moins instructif.

Dans le synclinorium de Namur, la schistosité ne s'est pas développée systématiquement ; on a vu que localement il y a une tendance à la production de joints espacés qui ont avec elle quelque analogie. Ces joints inclinent au sud ; leur allure est donc bien différente de celle de la schistosité dans le Silurien sous-jacent. Cette dernière résulte donc bien des efforts néocalédoniens ; elle existait au moment de la transgression du Dévonien sur le massif du Brabant.

Dans le massif de la Vesdre qui correspond, sur la plus grande partie de sa longueur, à la moitié sud d'un synclinorium, et où les plis sont déversés vers le nord, la schistosité incline régulièrement au midi et sa pente est généralement assez forte.

Au versant nord du synclinorium de Dinant, où les couches sont généralement très inclinées et où les plis secondaires ont tendance à être poussés au sud, la schistosité est un peu plus redressée que les couches, ou bien présente une inclinaison nord en harmonie avec l'allure des plis secondaires.

Dans la partie centrale du synclinorium, là où le plan axial des plis secondaires est voisin de la verticale, les plans de clivage ont eux aussi une forte pente.

Le versant sud du synclinorium est caractérisé par des plis déversés au nord. Le clivage incline au sud d'une valeur en rapport avec la pente du plan axial. De ce fait le clivage est parfois très faiblement incliné et se rapproche même de l'horizontale (fig. 14) ⁽²⁾.

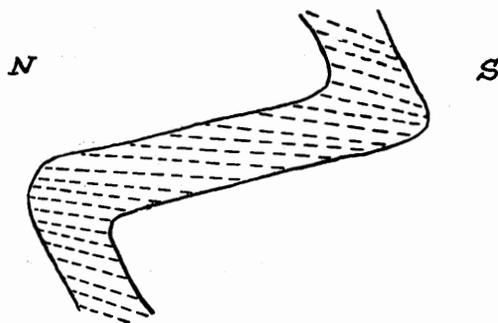


FIG. 14.
Allure peu inclinée de la schistosité dans un pli du flanc sud du synclinorium de Dinant.

⁽¹⁾ Le diagramme de la figure 13 s'arrête à proximité de l'axe du synclinorium de l'Eifel. Ce serait une erreur d'en déduire que le front supérieur de schistosité continue à descendre régulièrement vers le sud. Les observations de terrain ne semblent pas le permettre. En effet, les cartes géologiques allemandes indiquent la présence d'une étroite bande de Dévonien moyen allant de la Moselle en aval de Trèves jusqu'au Rhin en amont de Coblenz ; les schistes de Wissembach et de Kieselgallen correspondent approximativement au Couvinien belge. Dans ces derniers, G. SOLLE a signalé la présence de schistosité. Le front supérieur serait ici un peu plus élevé dans la série stratigraphique que dans la partie centrale de l'Eifel.

G. SOLLE. — Geologie der mittleren Olkenbacher Mulde. *Abh. der Senckenbergischen Naturforsch. Gesells.* 436, Seite 1-72, Frankfurt A.M. 1937.

P. FOURMARIER. — Le front supérieur de schistosité dans le Dévonien de la Moselle. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belg.*, 1954.

⁽²⁾ On trouvera dans J. GOSSELET : L'Ardenne (1888), planche XVIII, une belle photographie montrant cette disposition de la schistosité dans des couches à pendage modéré vers le nord.

Les plis secondaires du synclinorium de l'Eifel obéissent à la même règle générale que ceux du synclinorium de Dinant : type des plis droits dans la zone axiale, plis déjetés ou déversés vers l'axe du bassin sur les flancs. La schistosité s'y présente aussi avec une disposition comparable à celle qu'elle présente dans l'axe et sur les flancs du synclinorium de Dinant.

Dans la terminaison occidentale du synclinorium de l'Eifel où les plis sont serrés, avec plan axial à fort pendage sud, la schistosité présente aussi une forte pente au midi.

On a vu antérieurement (p. 644) que le synclinorium de Dinant, à l'ouest de la vallée de la Meuse se divise en deux synclinoriums de moindre dimension à cause de la présence du massif de Philippeville ; les plis du versant sud de ce dernier sont poussés au sud ; la schistosité y incline vers le nord.

Telle est la règle générale pour l'inclinaison systématique des joints de clivage ; cette règle souffre peu d'exceptions là où les schistes sont dominants. La présence de nombreux bancs de grès, de quartzite, de calcaire, en réduisant l'épaisseur des bancs schisteux, peut modifier l'angle que fait le clivage avec la stratification ; le déplacement relatif des bancs résistants a provoqué souvent, dans ce cas, la formation d'un feuilletage parallèle à la stratification.

Dans le Frasnien, les masses lenticulaires de calcaire, comme les « récifs » de marbre rouge, ont joué le rôle de masse résistante, d'obstacle au flux de la matière ; le sens des contraintes a été modifié localement et il en est résulté souvent une disposition aberrante de la schistosité, qui semble contourner la masse lenticulaire, avec glissement de la matière argileuse à son contact.

Dans les grandes zones anticlinoriales de l'Ardenne et de Givonne, la schistosité incline au sud, même là où les plis secondaires sont réduits à de simples ondulations.

Si l'on admet que les contraintes sont dirigées perpendiculairement aux plans de schistosité, on se rend compte que leur disposition est autrement compliquée qu'on ne l'admet généralement dans la conception du plissement résultant de poussées tangentielles. La schistosité, mieux que l'orientation des bancs, peut donner le sens réel des contraintes.

Elle reste indépendante des ondulations transversales. A titre d'exemple, au bord oriental du synclinorium de Dinant, les couches ont parfois une direction méridienne en accord avec le relèvement d'axe relativement rapide de ce grand pli en bordure du massif cambrien de Stavelot. Bien au contraire, les joints de clivage sont orientés ouest sud ouest-est nord est comme ils le sont là où la direction des couches est conforme à celle du plissement dans son allure générale. La schistosité est donc bien liée à l'effort principal qui a donné lieu au plissement et non pas à la direction réelle des strates pouvant varier avec l'envoyage des plis.

3. *Schistosité calédomienne et schistosité hercynienne.* — L'âge de la schistosité peut être estimé en chaque point, car le développement du clivage oblique est en relation étroite avec la forme des plis. La schistosité date par conséquent de l'achèvement du plissement, à l'intervention des dernières contraintes appliquées aux roches.

Il a été établi précédemment (p. 626) que les plis de la phase calédonienne ne sont pas nécessairement synchroniques sur toute la largeur de la zone plissée ; il en est forcément de même pour la schistosité. On arrivera à la même conclusion pour les déformations de la phase hercynienne.

Lorsque deux séries plissées sont séparées par une discordance de stratification comme c'est le cas pour la Belgique, un autre problème se pose : la schistosité de la série inférieure est-elle la conséquence des efforts qu'elle a subis tout d'abord, ou bien résulte-t-elle de l'intervention de la seconde phase de diastrophisme ?

Pour ce qui concerne le massif du Brabant, la réponse n'est pas douteuse : le clivage schisteux résulte des efforts néocalédoniens ; il existait avec sa disposition actuelle au moment de la transgression dévonienne, puisque le Dévonien moyen ou supérieur, discordant sur le Silurien, ne présente pratiquement pas de schistosité, et que, là où elle tend à faire son apparition, les joints ne sont pas harmoniques avec ceux de la schistosité du soubassement silurien.

La question est plus difficile à résoudre pour les massifs cambriens-trémadociens de l'aire anticlinale de l'Ardenne.

Dans le massif de Stavelot ⁽¹⁾ des arguments ont été donnés en faveur de l'âge hercynien de la schistosité tout aussi bien dans le Trémadocien que dans le Gedinnien qui le surmonte. Une coupe aux environs de Spa en fournit la preuve irréfutable pour la partie du massif comprise à l'intérieur de la fenêtre de Theux : les couches du Trémadoc et le conglomérat de base du Dévonien sont parallèles ; ils ont été plissés par l'action des mêmes efforts ; la schistosité y est de même nature (schistosité de fracture) et la disposition des feuilletts est identique de part et d'autre de la surface de discordance ; ce sont bien les poussées d'âge hercynien qui ont donné au substratum, comme à la couverture, la forme définitive des plis et, par conséquent, celle de la schistosité.

La question est plus délicate pour la bordure sud du massif où la discordance se marque de façon beaucoup plus évidente ; à cet endroit, on peut affirmer que le Trémadocien était redressé et plissé lors de la transgression du Dévonien inférieur. Cependant certains arguments laissent supposer que la schistosité du soubassement date aussi des poussées hercyniennes. Il n'est cependant pas possible d'être aussi catégorique que pour la région spadoise.

Les couches cambriennes du massif de Rocroi sont affectées de plis serrés, déversés au nord ; grâce à l'ennoyage du massif vers l'est, il est facile de voir que le style tectonique de la couverture est très différent ; bien que leur déversement se fasse aussi vers le nord, les plis du Dévonien sont beaucoup moins serrés et le fait est des plus apparent le long de la voie ferrée de Gedinne à Paliseul dans la zone axiale de l'anticlinorium de l'Ardenne.

⁽¹⁾ P. FOURMARIER. — L'âge de la schistosité dans le Cambrien du massif de Stavelot. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belgique*, 5^e sér., t. XXXVII, 1951.

Il est très probable que le clivage existait déjà ⁽¹⁾ dans le Cambrien au moment du plissement du Dévonien ; peut-être était-il seulement à l'état de schistosité de fracture et a-t-il été transformé en clivage de flux ? L'hypothèse n'est pas à rejeter, mais il ne paraît pas possible d'en donner la démonstration. La découverte de fragments de schiste cambrien montrant la schistosité dans le poudingue de Fepin apporterait la solution du problème.

Le Cambrien du massif de Givonne présente la schistosité, mais aussi, au moins par endroits, un début de microplissement ; le Dévonien qui le recouvre a un clivage normal ; la schistosité des roches situées au-dessus de la discordance s'est produite dans d'autres conditions que celles réalisées pour les roches situées par-dessous. La schistosité du Cambrien y est très probablement d'âge calédonien, tandis que celle du Dévonien est d'âge hercynien.

Eu égard à la proximité des massifs de Givonne et de Rocroi, il serait difficile de ne pas admettre que, pour ce dernier, la schistosité est due, au moins en partie, au plissement calédonien.

Ce raisonnement conduit à des considérations intéressantes du point de vue de l'évolution de la région méridionale de l'Ardenne à l'époque de la sédimentation du terrain cambrien. En effet, au moment de la production des efforts calédoniens, la schistosité ne pouvait apparaître dans le Cambrien que si ce terrain était recouvert par une masse de sédiments suffisamment épaisse pour donner la charge indispensable. A l'emplacement du massif de Rocroi, cette charge ne pouvait être constituée que par le Trémadocien et l'Ordovicien, car les couches de Mondrepuis discordantes sur le Cambrien sont de l'âge des bancs de passage du Gothlandien au Dévonien. L'érosion antérieure à la transgression du Gedinnien a fait disparaître par conséquent une masse de sédiments du Trémadocien-Ordovicien épaisse d'au moins 5 à 6000 m. En d'autres termes, il devait exister dans le sud du pays, une zone à sédimentation maxima, ce qui revient à dire que le massif de Rocroi se trouve à l'emplacement d'une ancienne fosse géosynclinale.

Dans le massif de Givonne, la lacune entre le Dévonien et le Cambrien paraît plus grande encore si l'on accepte que les roches qui le constituent sont plus anciennes que celles du massif de Rocroi (voir p. 31). La différence d'aspect de la schistosité dans le Cambrien, d'une part, dans le Gedinnien discordant, d'autre part, implique la disparition par érosion d'une masse plus considérable encore de sédiments avant la transgression dévonienne ; si l'on admet l'existence d'une zone de subsidence différentielle durant l'Ordovicien-Cambrien à l'endroit du massif de Rocroi, il en fut vraisemblablement de même à l'emplacement du massif de Givonne.

⁽¹⁾ G. WATERLOT a tenté une reconstitution de l'allure probable du Cambrien de Rocroi avant la transgression du Dévonien souligné par le poudingue de Fepin.

G. WATERLOT. — Sur la stratigraphie et la tectonique du massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte Géol. France et des topogr. souterr.*, n° 195, t. XXXIX, 1937.

CHAPITRE III

LA PHASE HERCYNIENNE (*suite*)

LE CHARRIAGE DU CONDROZ

Après avoir mis en évidence les caractères les plus marquants des plis hercyniens, il convient d'envisager avec quelque détail le charriage du Condroz, qui interrompt la continuité du socle paléozoïque et le divise en deux parties bien distinctes.

L'existence de ce grand accident tectonique est connue depuis longtemps ; les exploitations minières avaient montré que, dans l'ouest du pays (Hainaut) et le nord de la France d'une part, dans l'est de la province de Liège d'autre part, une faille à pendage sud fait reposer le Dévonien inférieur sur le terrain houiller ; cette faille est connue sous le nom de *faille du Midi* ou *grande faille* dans le Hainaut et le nord de la France ; on l'appelle *faille eifélienne* dans le bassin de Liège.

Au début des études géologiques, ces deux superpositions anormales, observées en des endroits fort distants l'un de l'autre, avaient été considérées comme deux failles distinctes et relativement accessoires dans la constitution générale du socle paléozoïque. En effet, la première disparaît vers l'est, la seconde vers l'ouest pour se perdre dans la bande silurienne du Condroz où rien ne révélait leur passage avant que des levés détaillés n'y eussent été effectués ⁽¹⁾ ; cette bande, flanquée de part et d'autre par le poudingue de base du Dévonien, apparaissait comme un anticlinal, un peu anormal, sans doute, parce que les terrains reposant de part et d'autre sur ce conglomérat de base n'étaient pas de même âge.

A la réflexion cependant, il doit venir à l'esprit qu'il y a là une disposition singulière que seul peut expliquer le passage d'une grande dislocation. Deux facies extrêmement différents du Dévonien sont séparés seulement par une étroite bande de terrain silurien, qui par endroits, dans la station de Huy (sud) par exemple, n'a guère plus d'une centaine de mètres de largeur : d'un côté on observe plus de 2500 m de couches du Dévonien inférieur et moyen qui ne sont pas représentés de l'autre côté.

Cette observation suffit à elle seule à rendre infiniment probable l'hypothèse du passage d'une surface de charriage dans la bande silurienne du Condroz, réunissant ainsi la faille du Midi dans le Hainaut à la faille eifélienne limitant au sud le bassin houiller de Liège ⁽²⁾.

L'étude détaillée de la bande silurienne de Sambre-Meuse a permis de vérifier le bien-fondé de cette conception. On a pu suivre une série de failles montrant que la tecto-

⁽¹⁾ Le manque de coupe continue, et la difficulté d'établir correctement la stratigraphie du Silurien ont retardé pendant longtemps la compréhension exacte de la structure de la bande silurienne du Condroz ou bande de Sambre-Meuse.

⁽²⁾ Plusieurs travaux ont été écrits pour démontrer cette hypothèse. Voir notamment :

P. FOURMARIER. — La tectonique de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. XXXIV, *Mém.* Liège, 1907.

P. FOURMARIER. — Les phénomènes de charriage dans le bassin de Sambre-Meuse et le prolongement du Houiller sous la faille du Midi dans le Hainaut. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. XL, *Bull.*, p. 192, Liège, 1912-1913.

nique de cette zone, en apparence si régulière, est en réalité extrêmement compliquée (1) ; il est certes difficile, parmi les nombreuses fractures, d'indiquer celle qui doit être prise pour la surface principale de charriage ; il est sans doute plus exact de parler d'une zone failleuse, qui s'explique bien par la nature schisteuse des roches affectées.

D'autre part, tout le long de la bordure méridionale du bassin de Namur tel qu'il apparaît en affleurement, se voient des lambeaux de poussée, des lames de charriage ; le bassin houiller lui-même est découpé en une série de lames superposées s'étendant jusqu'à sa bordure nord (2) ; cette structure existe même là où la bande silurienne du Condroz, bordée de part et d'autre par les poudingues du Dévonien, donne le mieux l'impression d'être peu disloquée.

La présence d'un poudingue de base sur chacun des flancs de la bande silurienne l'a fait considérer autrefois comme un anticlinal relativement régulier bien que les poudingues soient d'âge très différent. Cette anomalie s'explique si l'on admet que la bande silurienne est une zone de dislocation tectonique correspondant au passage du grand charriage du Condroz. Une preuve supplémentaire est fournie par le fait qu'en plein dans cette bande, feu A. LASSPINE a signalé un lambeau de terrain gedinnien inférieur (3), dont la présence illustre de façon remarquable la complication d'allure du Silurien à la suite des poussées hercyniennes.

La répartition de la schistosité dans le Silurien de Sambre-Meuse a permis de préciser, dans une certaine mesure, le passage probable du grand accident tectonique (4).

Dans la bande de Sambre-Meuse, le Silurien ne présente habituellement pas de schistosité là où il est recouvert directement par le Dévonien moyen ou supérieur du versant sud du synclinorium de Namur. A l'époque du plissement calédonien ces roches n'étaient pas recouvertes de Dévonien inférieur (5), contrairement à ce que l'on peut supposer avoir existé dans la zone occupée par le massif du Brabant ; au moment du plissement hercynien, dont les effets sont incontestables sur le Silurien de Sambre-Meuse, la charge constituée par le Dévonien moyen et supérieur et par le Carboniférien était également trop faible. Par contre, le Silurien qui forme le soubassement du massif charrié du Condroz (synclinorium de Dinant) supportait une charge plus grande, car il faut ajouter le Dévonien inférieur, épais

(1) P. MICHOT. — La bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Fosse et Bouffioulx. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. I.I, *Mém.* 70 pp., 6 planches, 1 carte.

P. MICHOT. — La tectonique du Dévonien du bord sud du synclinal de Namur entre Dave et Naninne. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LIII, pp. 102-121.

P. MICHOT. — La tectonique de la bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Dave et le Samson. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LV, pp. 129-144.

P. MICHOT. — La tectonique de la bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Huy et Ombret. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LV, *Mém.* pp. 73-94.

(2) Voir V. BATY. — La tectonique des terrains paléozoïques au nord de Namur. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. LVI *Bull.*, p. 194, Liège, 1933.

(3) P. FOURMARIER. — Observations sur la structure de la crête silurienne du Condroz dans sa partie occidentale. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. XLI, *Bull.* p. 252, Liège, 1913-1914.

(4) P. FOURMARIER. — Quelques résultats de l'étude de la schistosité dans la bande silurienne de Sambre-Meuse. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LXIII *Bull.* pp. 16-24, Liège, 1939-1940.

(5) Au moins d'une épaisseur suffisante de ce terrain.

de plus de 2000 m, au Dévonien moyen et supérieur et au Dinantien, eux-mêmes plus épais que dans le synclinorium de Namur.

Si donc il est possible de tracer la limite entre le Silurien affecté par la schistosité et celui qui ne l'a pas été, on obtient le tracé de la surface de charriage dans la bande silurienne de Sambre-Meuse.

§ 1. — L'allure du charriage

D'après ce qui vient d'être exposé, la surface du charriage suit exactement la direction des plis hercyniens présentant comme eux la courbe caractéristique à concavité tournée vers le nord, sur laquelle l'attention a été attirée précédemment (voir fig. 1).

Localement, la direction de la fracture se modifie ; ce peut être le fait d'un bombement transversal ; c'est le cas au sud du Charleroi, où l'on note une inflexion brusque, donnant sur la carte géologique la disposition connue sous le nom d'*anse de Jamioulx*. A l'est de Liège, on observe également une courbure brusque du tracé de la faille en surface ; c'est dû à l'empilement d'une série de lambeaux de poussée ou de lames de charriage qui n'existent pas à l'ouest de la ville et qui s'intercalent entre la nappe charriée et son soubassement réellement en place ; c'est pourquoi le tracé de la surface de charriage n'a pas été établi sans difficulté, à cause du changement brusque de direction de la limite méridionale du terrain houiller et de la présence des lambeaux de poussée. On sait aujourd'hui qu'à l'endroit du confluent de la Meuse et de l'Ourthe, le tracé de la surface de charriage décrit une courbe en S très accusée ; la mauvaise interprétation que l'on avait autrefois de la tectonique de ce petit coin de pays avait fait admettre l'existence de deux failles : la faille de l'Ourthe et la faille de la Vesdre ; on a pu montrer par après qu'il s'agit bien de la continuation de la faille eifélienne telle qu'elle est connue à Seraing et à Ougrée, c'est-à-dire du charriage du Condroz.

Plus à l'est encore, au-delà de Chaudfontaine, le grand accident semble perdre de son importance, car son rejet apparent est très atténué ; le Houiller et le Dinantien supérieur sont, en effet, en contact avec le Houiller de Herve, tandis qu'à l'ouest de Liège, c'est le Dévonien inférieur qui recouvre le Houiller de Seraing.

Il faut y voir la conséquence de l'ennoyage en sens inverse du massif de la Vesdre d'une part, du massif de Herve d'autre part ; l'axe du premier descend vers l'est, le second s'ennoe vers l'ouest.

Les levés de détail ont établi qu'il existe une faille, dite *faille de St-Hadelin* qui représente, en réalité, la continuation vers l'est de la surface principale de charriage.

La faille de St-Hadelin a été suivie sans grande difficulté jusqu'à la frontière allemande, bien que l'on puisse parfois hésiter sur le point de savoir s'il faut la faire coïncider avec l'une ou l'autre des failles bien visibles dans la vallée de la Geule. De toute manière, on trouve son prolongement à l'est de la frontière dans le grand accident qui, sur territoire allemand, sépare le bassin houiller d'Aix-la-Chapelle, prolongement direct du bassin de Liège, et le bassin de l'Inde ou d'Eschweiler faisant partie du massif de la Vesdre.

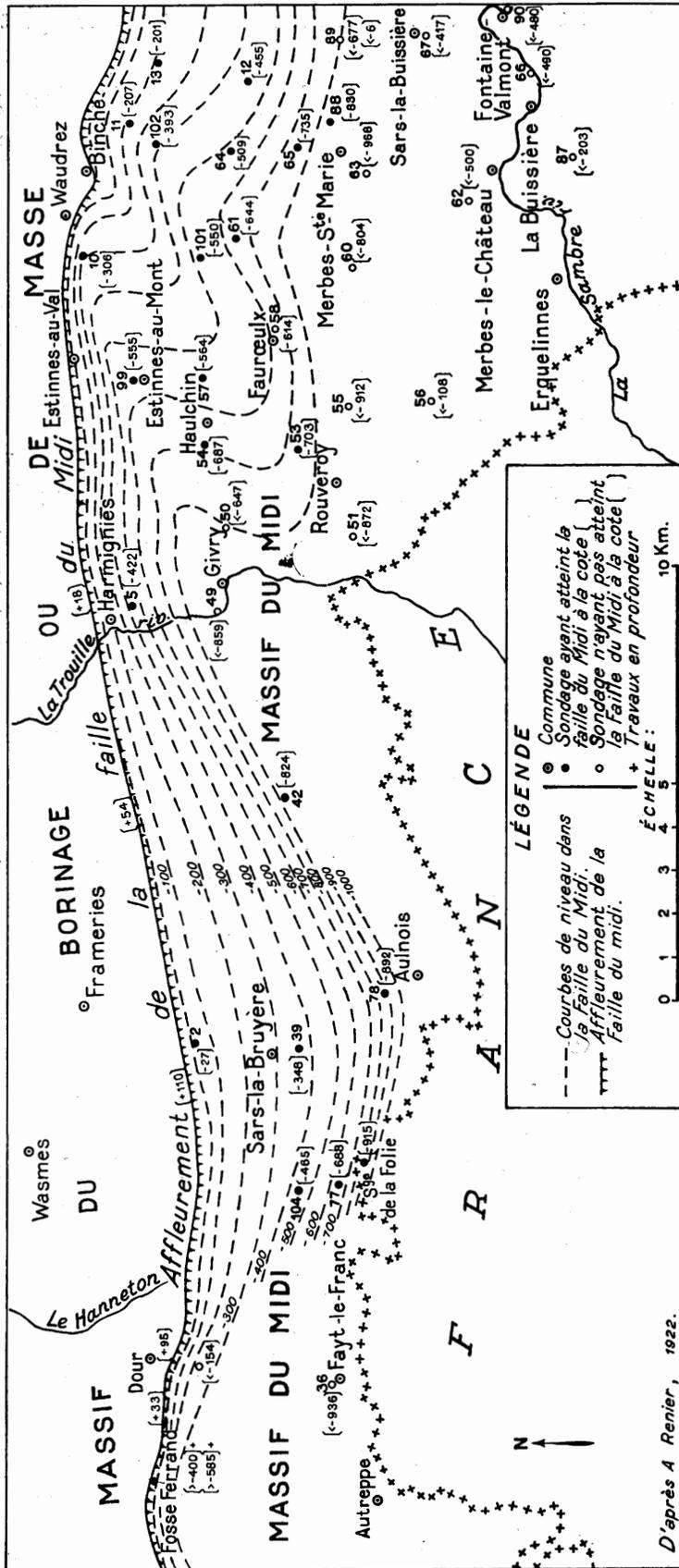


Fig. 15. — Isohypses de la faille du Midi au sud du bassin de Mons.

Les exploitations minières dans le Nord de la France, le Hainaut et le pays de Liège ont établi que la faille du Midi d'une part, la faille eifelienne d'autre part, inclinent au sud ; les sondages exécutés au midi du bassin du Hainaut ont montré que la pente de la faille est faible, mais que sa surface présente des ondulations ; dans le pays de Liège, l'inclinaison de la surface de fracture est plus forte surtout semble-t-il au voisinage de la surface du sol (1). De part et d'autre, le tracé des coupes met en évidence l'allure cisailante de la faille qui coupe en travers les plis de la couverture de Dévonien inférieur, mais aussi les plis du Houiller sous-jacent dont le style tectonique est tout autre. On ne peut mettre en doute que l'on se trouve ici en présence d'un charriage du 2^e genre (charriage cisailant) et que son rejet doit être considérable.

La figure 15 permet de voir, par le tracé des isohypses de la surface de charriage dans le Hainaut, les changements assez rapides que son inclinaison peut présenter entre deux points voisins.

La fenêtre de Theux. — Les observations faites au voisinage

(1) Ch. ANCIEN. — Contribution à l'étude de la faille eifelienne dans la région de Seraing, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 63, Bull., pp. 76-103, 1939.

immédiat de la faille du Midi et de la faille eifélienne ne permettaient pas d'estimer, même de manière approximative, l'extension vers le sud de la surface de contact anormal et l'importance du rejet suivant cette surface. On n'a pu arriver à une estimation quelque peu vraisemblable que par l'étude de la « fenêtré de Theux » dont la signification réelle fut longtemps méconnue.

Entre Pepinster et Spa apparaît un massif aberrant formé de Dévonien et de Carboniférien, entouré soit par le Cambrien du massif de Stavelot, soit par le Dévonien inférieur du bord méridional du massif de la Vesdre ou de la bordure orientale du synclinorium de Dinant.

Les terrains de ce massif en situation anormale sont plissés suivant l'orientation moyenne sud ouest-nord est ; ils vont ainsi buter contre les terrains anciens qui entourent le massif ; il s'agit incontestablement d'un contact d'origine tectonique. Les observations faites dans la vallée de la Hoegne, à Forges Thiry (entre Pepinster et Theux), montrent le Gedinnien reposant sur le Houiller ; la surface de contact y incline de 10 à 12° vers le nord ; des sondages exécutés entre Forges-Thiry et Pepinster ⁽¹⁾ ont permis de voir que cette allure se continue régulièrement sur une distance de deux kilomètres environ ; le terrain houiller recoupé dans ces sondages est recouvert par le Dévonien. La surface de contact anormal délimitant le massif aberrant de Theux, apparaît ainsi comme une surface peu inclinée, dessinant une allure en dôme, sous laquelle se prolongent les terrains du massif lui-même. On reconnaît là tous les caractères d'une surface de charriage. On la désigne sous le nom de *faille de Theux*, entourant la *fenêtré de Theux*.

Faille eifélienne. Faille de Theux. — Puisque au sud de Liège (Angleur), il existe une faille à pendage sud, la faille eifélienne, suivant laquelle le Dévonien inférieur repose sur le Houiller, et que cette disposition est identique à celle observée aux Forges-Thiry où la faille de Theux incline au nord, il semble rationnel de raccorder souterrainement ces deux accidents de même type de la façon indiquée à la figure 16.

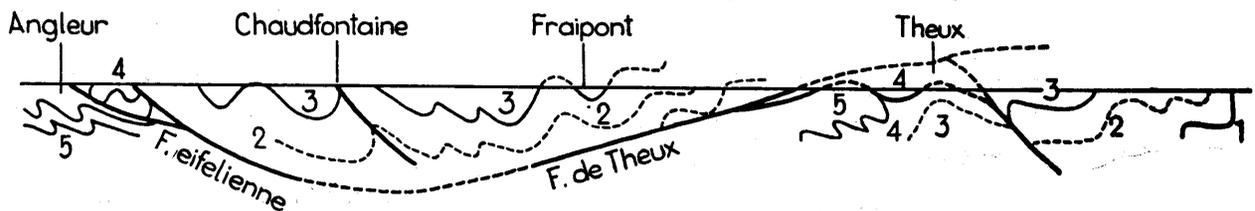


FIG. 16. — Coupe oblique à la direction générale du plissement montrant la façon de raccorder souterrainement la faille eifélienne à la faille de Theux.

1 = Cambrien ; 2-3 = Dévonien ; 4 = Dinantien ; 5 = Houiller.

La faille eifélienne ou faille de Theux ou grand charriage du Condroz a ainsi l'apparence d'une faille listrique. On remarque nettement sur la figure, l'allure cisailante de la faille.

⁽¹⁾ P. FOURMARIER. — Les résultats des recherches par sondages au sud du bassin houiller de Liège. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXIX, *Mém.*, 1913.

Faille de Theux, faille eifélienne, faille du Midi. — Il est facile de voir, par l'examen de la carte géologique, que les terrains de la fenêtre de Theux doivent se prolonger vers l'ouest sous la nappe charriée parallèlement à la direction générale des couches du synclinorium de Dinant et du bassin de Namur ; cette observation suffit déjà à démontrer qu'à l'ouest de Clermont, le charriage doit persister avec la même importance et, par conséquent, que la fracture se continue avec un rejet réel tout aussi considérable, là où elle semble se perdre dans la bande silurienne du Condroz.

On arrive d'ailleurs aux mêmes conclusions si l'on se reporte au sud de Charleroi où s'infléchit la bordure méridionale du bassin houiller pour former l'anse de Jamioulx ; on voit nettement que les plis du versant nord du synclinorium de Dinant viennent buter contre la limite orientale de cette anse ; ceci revient à dire que les terrains de la partie sud du bassin de Namur se prolongent vers l'est sous les terrains dévoniens du massif méridional.

§ 2. — Le sens du déplacement

D'après l'allure générale de la surface de charriage, de son emplacement non loin de l'avant-pays de la zone plissée hercynienne, du sens général de déversement des plis, on admet sans peine que le massif charrié a cheminé du sud au nord, cette orientation étant prise comme la moyenne des deux branches de la courbe dessinée en plan par le plissement des terrains paléozoïques.

On peut, par la comparaison des facies, donner une preuve plus tangible de la réalité d'un déplacement horizontal dans cette direction.

Dans le prolongement du Dévonien supérieur et du Carboniférien de la fenêtre de Theux, suivant la direction générale du plissement, se trouvent les formations de même âge de la vallée de l'Ourthe, dont le facies est quelque peu différent. A Theux, par exemple, le Dinantien inférieur est formé essentiellement de dolomies avec quelques bancs de calcaire crinoïdique à la base ; c'est le facies que l'on trouve dans le massif de la Vesdre et la partie sud-est du synclinorium de Namur ; il diffère nettement du facies de l'Ourthe où les différentes assises de calcaire crinoïdique, entre lesquelles se divise le Tournaisien, sont bien représentées. De même le Famennien supérieur de Theux rappelle absolument le facies de la Vesdre avec ses bancs de macigno et le faible développement de l'assise exploitable de Monfort, si bien représentée, par contre, dans la vallée de l'Ourthe. A Theux, le Frasnien est relativement peu épais et le Givetien est réduit à une mince assise de roches calcaires à stringocéphales et de roches siliceuses et conglomératiques ; c'est le facies de ces deux étages dans le nord du massif de la Vesdre ; il diffère entièrement aussi du facies que l'on trouve immédiatement à l'ouest, c'est-à-dire dans la vallée de l'Amblève, où les calcaires sont beaucoup plus développés. On peut faire une comparaison analogue pour le Couvinien.

Il résulte de cette comparaison que les terrains affleurant dans la fenêtre de Theux trouvent leur équivalent, non pas dans leur prolongement immédiat, c'est-à-dire à la bordure orientale du bassin de Dinant, mais dans le massif de la Vesdre.

L'ensemble des terrains constituant le massif de la Vesdre et le synclinorium de Dinant a donc cheminé vers le nord par rapport à la région de Theux supposée immobile. La signification tectonique de la fenêtre de Theux ne peut faire aucun doute. Elle est la conséquence d'un grand charriage et sa forme, telle qu'elle se voit sur la carte géologique, résulte d'un bombement de la surface de charriage, où l'érosion a fait apparaître les terrains sous la nappe charriée. Les levés détaillés ont permis d'indiquer les limites approximatives de la fenêtre ⁽¹⁾ ; à l'intérieur de celle-ci, se trouvent, non seulement du Dévonien et du Carboniférien, mais aussi une large zone occupée par du Cambrien. Le massif cambrien de Stavelot comprend donc deux parties : l'une appartient à la fenêtre, l'autre au massif charrié. On comprend ainsi que l'on puisse y trouver des faciès quelque peu différents.

§ 3. — Charriage et plissement

L'allure de la faille de Theux, comparée à celle des terrains qu'elle met en contact, appelle ici quelques remarques.

On se trouve en présence d'un charriage cisailant, comme le prouvent les observations directes sur le terrain et celles données par les sondages ; c'est la conclusion à laquelle on arrive également pour la faille eifélienne et la faille du Midi au sud du bassin houiller de Sambre-Meuse. La production du charriage est donc une conséquence tardive des efforts orogéniques, puisque postérieure à la formation des plis secondaires.

Le bombement de la surface de charriage, qui a permis à l'érosion de donner naissance à la fenêtre de Theux, va de pair avec le bombement qui fait apparaître le massif de Stavelot et qui intéresse le plissement à la fois dans un sens longitudinal et dans un sens transversal.

D'autre part, le raccord de la faille de Theux à la faille eifélienne prolongée vers l'est donne une allure synclinale (fig. 13) et celle-ci coïncide approximativement avec l'allure synclinale du massif de la Vesdre. Il y a donc une relation évidente entre la courbure de la surface de charriage et la forme des grands plis longitudinaux et transversaux du massif charrié.

Au sud du bassin houiller du Hainaut, la surface de charriage a une inclinaison relativement faible ; il en est de même pour la pente moyenne du flanc nord du synclinorium de Dinant, si l'on envisage la courbe enveloppe de ses plis secondaires. D'autre part, au sud de Charleroi, la limite méridionale du bassin houiller, tel qu'il apparaît à la surface du sol,

⁽¹⁾ Voir à ce sujet :

P. FOURMARIER. — L'extension méridionale de la fenêtre de Theux. *Bull. Cl. Sciences Acad. roy. Belgique*, 1923.

G. GOFFART. — L'extension méridionale de la fenêtre de Theux. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LIV, *Bull. Liège*, 1930-1931.

ANCION et BOURGUET. — Recherches sur les limites méridionale et orientale de la fenêtre de Theux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LVI, *Bull.* p. 92, Liège, 1932-1933.

Tous les auteurs ne sont cependant pas d'accord à ce sujet et F. GEUKENS a donné un tracé tout différent pour la limite sud de la fenêtre.

F. GEUKENS. — Contribution à l'étude de la partie nord ouest du massif cambrien de Stavelot. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 1950.

s'avance fortement vers le sud, suivant l' « anse de Jamioulx ». L'inflexion du tracé superficiel de la faille de charriage, qui forme la limite sud de l'anse de Jamioulx, est due à la présence d'un bombement transversal, lequel se marque très bien au flanc nord du synclinorium de Dinant par l'ennoyage des plis secondaires et dans la zone axiale du pli principal par l'anticlinal transversal de Beaumont, où le Dévonien supérieur s'étale largement et sépare la grande extension de Dinantien de la Meuse et les bassins carbonifériens de l'Avesnois. Partout, le charriage suit donc l'allure générale des terrains de la nappe.

Une explication très simple consiste à dire que la courbure de la surface de charriage est due à ce que cette surface, d'abord régulièrement inclinée, a été ensuite déformée et légèrement ondulée ; cette conception est difficile à accepter telle quelle et il serait peut-être plus logique de dire que le charriage cisailant s'est produit, non pas lorsque le plissement était entièrement achevé, mais lorsqu'il allait en s'atténuant de telle manière qu'une grande fracture suive approximativement l'allure des plis de premier ordre. On peut envisager aussi la question d'autre manière, en disant que la courbure de la faille résulte de ce qu'elle traverse des terrains de composition différente ; ce serait alors l'hétérogénéité lithologique de la masse affectée qui serait responsable de la courbure observée.

Mais il est plus probable encore que des modifications dans les conditions d'équilibre résultant de l'érosion partielle de la zone plissée, sont un facteur important de la déformation de la surface de charriage. On aura plus tard l'occasion de revenir sur cette question.

Des observations qui précèdent, on peut tirer la conclusion suivante : les plis transversaux influencent la surface de charriage qui correspond à une phase tardive du plissement ; par conséquent, ils ont pris leur forme *définitive* à une époque au moins aussi tardive.

§ 4. — L'extension du Synclinorium de Namur sous la nappe du Condroz

Les travaux des charbonnages et une série de sondages ont bien montré que le Houiller du bassin de Namur se prolonge sous la nappe charriée du Condroz. Ces recherches n'ont cependant pas été poussées assez loin vers le sud pour permettre de préciser l'importance du recouvrement et par conséquent la limite extrême du bassin de Namur dans la direction du sud.

La fenêtre de Theux ⁽¹⁾, ouverture créée par l'érosion dans la nappe du Condroz, peut

(¹) Au sujet de la fenêtre de Theux consulter :

P. FOURMARIER. — La structure du massif de Theux et ses relations avec les régions voisines. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXIII, 1906.

P. FOURMARIER. — La tectonique de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXIV, *Mém.*, 1907.

P. FOURMARIER. — Les résultats des recherches par sondages au sud du bassin houiller de Liège. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXIX, *Mém.*, 1913.

P. FOURMARIER. — Congrès géologique international — Livret-guide de la XIII^e session. Tectonique générale des terrains paléozoïques de la Belgique. (Excursion C2), 1922.

P. FOURMARIER. — L'extension méridionale de la fenêtre de Theux. *Bull. Cl. Sc. Acad. Roy. Belg.*, séance 4 août.

apporter quelque lumière à cet égard. Toute la partie méridionale du massif entouré par la faille de Theux est formée de Cambrien et de Dévonien, constituant un seul massif du point de vue tectonique ; la succession des terrains disposés en allure d'escalier descendant vers le nord ne paraît pas être interrompue par une faille longitudinale même d'importance minime ; elle est limitée au nord par la *faille du Rocheux* qui, selon toute probabilité, incline au sud. Le Dévonien de la fenêtre paraît ainsi charrié sur le Dinantien qui s'étend au nord ; avec le Cambrien qui en est le soubassement normal, il forme la *nappe de Spa*. On objectera que le Dévonien supérieur de la fenêtre de Theux est mis en contact vers le nord avec la dolomie tournaïsiennne et qu'à première vue, il semble inutile de placer une faille suivant cette ligne de contact. Cependant les levés de détail établissent qu'à cet endroit le Famenien supérieur est en bancs redressés et qu'à son voisinage les couches tournaïsiennes

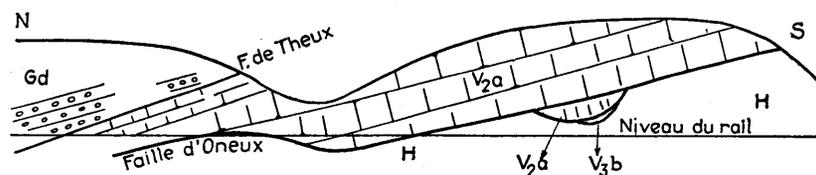


FIG. 17. — Coupe de la tranchée du chemin de fer à l'ancienne halte des Forges Thiry.
H = Houiller V2a (y compris peut-être V2b), V3b = calcaire viséen Gd = Gedinnien.

inclinant au sud appartiennent au flanc sud d'une voûte dont l'axe passe au nord suivant le ravin de Hodbomont. Le contact n'est donc pas normal et il est nécessaire de le souligner par une faille.

Ainsi qu'on peut le voir aux Forges Thiry, dans la tranchée du chemin de fer, le Dinantien appartenant à la fenêtre de Theux est charrié sur le Houiller (fig. 17).

Le long de la rive gauche de la Hoegne, la coupe est tout aussi démonstrative (fig. 18).

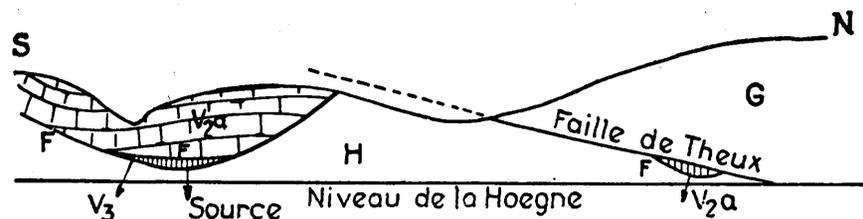


FIG. 18. — Coupe de la rive gauche de la Hoegne en face des Forges Thiry.
H = Houiller. V2a = calcaire à *Productus cora*. V3b = marbre noir. G = Gedinnien. F = failles.

P. FOURMARIER. — La position stratigraphique et tectonique du marbre noir de Theux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXII, *Bull.*, p. 484-490, 1938.

P. FOURMARIER. — Quelques observations nouvelles sur la tectonique de la partie nord de la fenêtre de Theux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXII, *Bull.*, pp. 514-524, 1938.

P. FOURMARIER. — Deux observations nouvelles sur la géologie de Theux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXIII, *Bull.*, pp. 369-374, 1940.

P. FOURMARIER. — Quelques considérations nouvelles sur la tectonique profonde dans le nord de la fenêtre de Theux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXIV, *Bull.*, pp. 65-71, 1941.

P. FOURMARIER. — La tectonique du marbre noir de Theux sur la rive droite de la Hoegne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXVII, *Bull.*, pp. 141-145, 1944.

P. FOURMARIER. — Compte-rendu de la session extraordinaire de la société géologique de Belgique à Liège, Theux et Spa en septembre 1950. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXIII, 1949-1950, *Bull.*, pp. 151-218.

La nappe formée par le Dinantien est connue sous le nom de *nappe de Jusleville* limitée à sa base par la faille d'Oneux. Sa structure est complexe, parce que, dans la nappe de Jusleville, deux petites fenêtres ont été ouvertes par l'érosion grâce aux ondulations présentées par la faille d'Oneux (fig. 19).

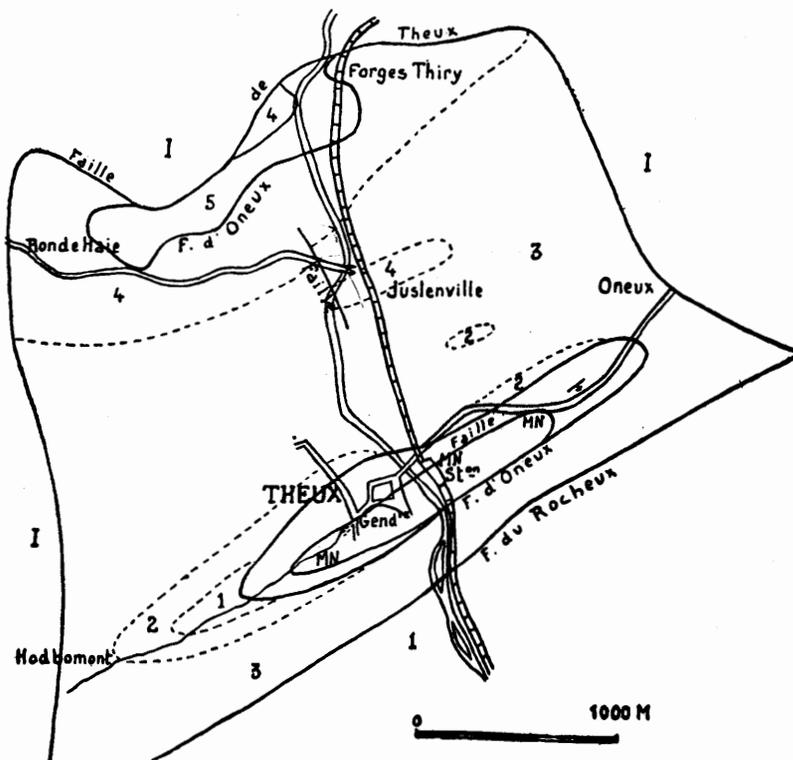


FIG. 19. — Carte sommaire de la partie nord de la fenêtre de Theux.

I. Gedinnien. 1 = Famennien supérieur. 2 = Calcaire crinoïdique et schistes du Tournaisien inférieur. 3. = Dolomie tournaissienne. 4 = Viséen (MN = carrières de marbre noir). 5 = Houiller.

La figure 20 permet de se rendre compte de l'allure des terrains à l'endroit de la petite fenêtre nord aux Forges Thiry.

En résumé, dans la fenêtre de Theux, sous la grande nappe charriée du Condroz, on connaît au moins deux nappes superposées, qui sont de haut en bas : la nappe de Spa et la nappe de Jusleville ; celle-ci repose sur le Houiller des Forges Thiry.

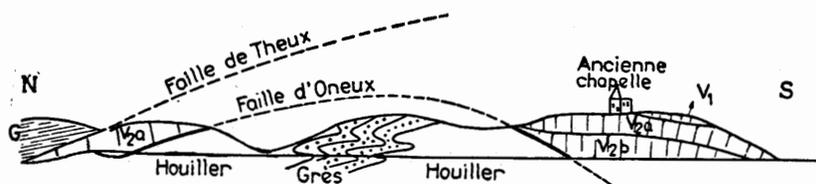


FIG. 20. — Coupe de la fenêtre secondaire des Forges Thiry.

Les terrains de la nappe de Spa se rattachent intimement à ceux du massif de la Vesdre, à la fois par leur facies et par leurs caractères tectoniques. Ce fait a frappé tous les géologues ;

il a été encore souligné récemment par le professeur WATERLOT de l'Université de Lille (1).

L'identité des facies du Dévonien dans la fenêtre de Theux d'une part, dans le massif de la Vesdre d'autre part est telle qu'on peut y trouver un moyen commode pour évaluer l'importance du transport de la grande nappe du Condroz par rapport à son soubassement le plus direct : la nappe de Spa. Il en sera question un peu plus loin. Le Dévonien supérieur et le Dévonien moyen sont fort semblables à l'intérieur de la fenêtre de Theux et dans les coupes de l'Ourthe inférieure et de la Basse Vesdre. En outre la présence du Dévonien inférieur dans la fenêtre de Theux comme dans le massif de la Vesdre et le synclinorium de Dinant, c'est-à-dire dans la nappe charriée du Condroz, apparentent entre elles ces diverses unités. C'est peut-être là l'argument le plus décisif pour prouver que les terrains de la nappe de Spa ont appartenu à l'origine à la nappe du Condroz et non pas au synclinorium de Namur ; depuis longtemps, en effet, les géologues belges ont été frappés par l'absence de Dévonien inférieur dans le bassin de Namur.

Dans ces conditions, puisque le massif de la Vesdre fait partie intégrante de la grande nappe charriée dont le synclinorium de Dinant est la masse principale, puisque les terrains de la partie sud de la fenêtre de Theux étaient à l'origine rattachés directement à ceux du massif de la Vesdre, et enfin puisque la faille de Theux n'est rien autre que la faille eifélienne, on peut affirmer que *la surface de charriage du Condroz (faille eifélienne = faille de Theux) ne constitue qu'en apparence la limite entre le synclinorium de Dinant et le synclinorium de Namur ; c'est un autre accident qui marque cette séparation de premier ordre.*

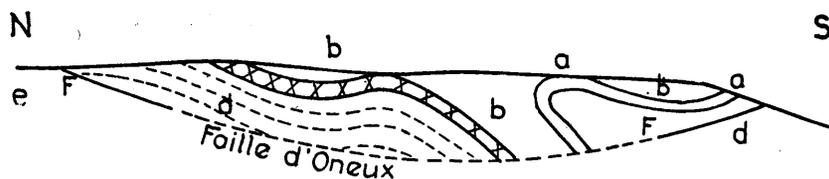


FIG. 21.

Coupe transversale de la nappe de Jusleville, entre Forges Thiry et Theux montrant l'allure en pli couché du Dinantien.

- | | |
|--|-------------------------------------|
| a = Calcaire crinoïdique, Tournaisien inférieur. | d = Calcaire du Viséen moyen (V2a). |
| b = Dolomie tournaisienne. | e = Houiller. |
| c = Brèche de la base du Viséen. | |

On peut admettre que la faille du Rocheux représente cet accident, bien qu'en apparence son rejet soit minime. Elle sépare en effet deux régions bien distinctes quant à leur style tectonique : la région sud où les plis ont l'allure typique en escalier descendant au nord, et la région nord, caractérisée notamment par la présence d'un pli couché comme l'indique la figure 21.

D'autre part, si le Dévonien de la fenêtre de Theux est étroitement apparenté à celui de la Vesdre, il n'en est plus de même pour le Dinantien de Theux qui diffère en plus d'un

(1) G. WATERLOT. — Bull. Serv. carte Géol. France. C. R. des collaborateurs pour les campagnes 1944 et 1945, p. 10, Paris, 1947.

point de celui de la Vesdre, notamment par la présence du marbre noir de Theux (V3b) et aussi par sa puissance nettement moindre.

Cette manière de concevoir les choses a des conséquences assez inattendues du point de vue tectogénique. Les tracés de la carte géologique indiquent que la faille du Rocheux, tant vers l'est que vers l'ouest, va buter contre la faille de Theux et ne se prolonge pas au-delà de celle-ci. Si l'érosion n'avait pas fait disparaître la nappe à l'endroit de la fenêtre, la faille du Rocheux, vers le haut comme latéralement, buterait contre la faille de Theux. La figure 22 montre de façon schématique ce que seraient les relations des deux accidents tectoniques.

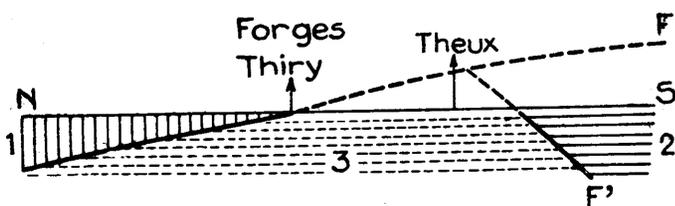


FIG. 22. — Coupe très schématique montrant les relations probables de la faille de Theux et de la faille du Rocheux.

- | | |
|----------------------------|-------------------------|
| 1 = Dévonien inférieur. | F = Faille de Theux. |
| 2 = Dévonien supérieur. | F' = Faille du Rocheux. |
| 3 = Dinantien et Houiller. | |

Il paraît donc indéniable que la faille de Theux coupe la faille du Rocheux ; elle est par conséquent plus récente que cette dernière.

En conclusion, la grande masse charriée qui est venue recouvrir ce qui est aujourd'hui le bassin de Namur, est en réalité formée de deux nappes, au moins dans le pays de Liège :

a) une nappe inférieure, dite *nappe*

de Spa, limitée à sa base par la faille du Rocheux ;

b) une nappe supérieure, dite *nappe du Condroz stricto sensu*, dont le déplacement vers le nord est légèrement postérieur à la mise en place de la nappe précédente.

On pourrait exprimer la chose de manière différente : une grande nappe charriée correspondant pour le moins au synclinorium de Dinant et au massif de la Vesdre, s'est avancée sur le pays situé au nord ; cette nappe s'est ensuite brisée en deux, la partie supérieure continuant son avancée vers le nord au-delà du front de la nappe originelle ⁽¹⁾.

Les trois croquis de la figure 23 montrent les stades successifs des déplacements relatifs au cours de la tectogénèse. Ils indiquent comment la nappe du Condroz, limitée à sa base par la faille eifelienne (faille de Theux), peut cacher la structure profonde parce qu'elle déborde vers le nord la faille du Rocheux ; cette structure profonde échapperait aux géologues si l'érosion n'avait pas provoqué la formation de la fenêtre de Theux.

Comme conséquence de ce qui précède, on peut dire que *le synclinorium de Namur s'étend, sous la nappe du Condroz, au moins jusqu'à la faille du Rocheux*. Si l'on prolonge celle-ci vers l'ouest, parallèlement à la direction générale du plissement hercynien, on constate que la majeure partie de ce grand pli doit être dissimulée sous la nappe ; on pourrait même admettre que seul le versant septentrional du synclinorium de Namur est connu en affleurement au nord de la trace du grand charriage. Comme il a déjà été dit, le Dévonien

(¹) P. FOURMARIER. — Remarques au sujet des charriages dans le Pays de Liège. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXIV, *Bull.*, pp. 89-104, Liège, 1951.

moyen et le Silurien de la bande du Condroz et de son flanc nord ne marquent nullement le bord sud du synclinorium considéré dans son ensemble, mais appartiennent en réalité à un pli secondaire.

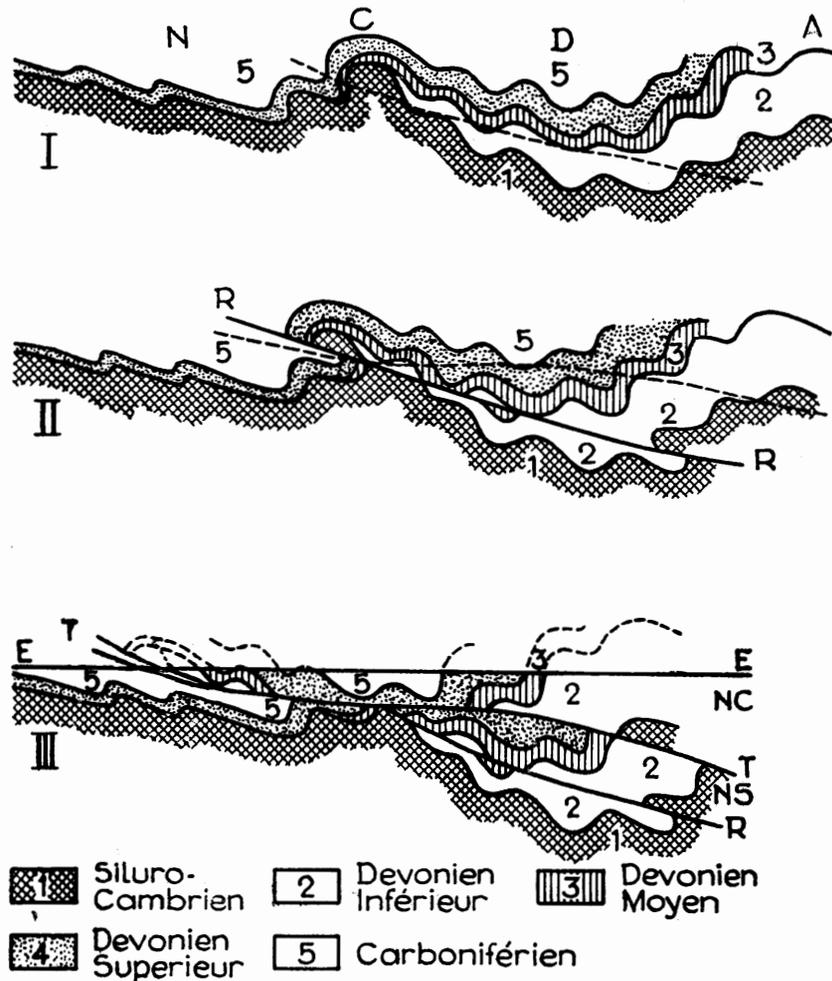


FIG. 23. — Croquis montrant les stades successifs de la tectogenèse hercynienne dans le pays de Liège.

I. *Premier stade.* — Formation des plis de premier ordre.

N = bassin de Namur ; C = anticlinal du Condroz ; D = bassin de Dinant ; A = anticlinal de l'Ardenne.

II. *Deuxième stade.* — Première phase de charriage suivant une surface unique.

R = faille du Rocheux.

III. *Troisième stade.* — Deuxième phase du charriage, le transport se faisant suivant la surface supérieure T, représentant la faille de Theux ou faille eifélienne.

NC = nappe du Condroz ; NS = nappe de Spa ; EE = surface d'érosion avant la courbure définitive de la surface de charriage.

On ne peut, d'autre part, s'empêcher d'établir une comparaison entre l'allure en pli couché du Dinantien de la nappe de Juslenville (fig. 21) et celle du même type si caractéristique du massif de Fontaine-l'Evêque-Landelies (massif de la Tombe) où le Viséen est également déformé en un pli couché, coupé à sa base par une surface de charriage tout comme le pli couché de Juslenville. Il sera question de ce massif dans un chapitre suivant.

Ces deux plis couchés se voient là où, par suite du bombement de la grande surface de charriage, l'érosion a fait apparaître une région relativement très méridionale du bassin de Namur, c'est-à-dire dans l'anse de Jamioux d'une part, dans la fenêtre de Theux d'autre part. Si partant du massif de la Tombe, on trace une ligne parallèle à la direction générale du plissement, on atteint à peu près la nappe de Jusleville, ces deux massifs occupent, par conséquent, une même situation tectonique ; selon toute probabilité, ils ont été arrachés tous les deux au bord sud du synclinorium de Namur, caché sous la nappe du Condroz. Cette observation justifie l'allure quelque peu théorique de la coupe transversale du bassin de Namur avant la production du grand charriage telle qu'elle a été indiquée à la figure 12.

Le front de la nappe du Condroz paraît devoir être représenté à l'est de Liège par la faille de St-Hadelin ; celle-ci serait, par conséquent, le prolongement de la faille de Theux présentant une allure synclinale sous le massif de la Vesdre. Il résulte de là que le Namurien affleurant à la pointe nord de la fenêtre de Theux, traversé également sur une grande épaisseur dans les deux sondages de Pepinster ⁽¹⁾, appartient au bassin de Namur. D'autre part, les couches les plus inférieures du Houiller du massif de Herve, telles qu'elles ont été reconnues au sondage de Mélen ⁽²⁾, présentent des analogies indiscutables avec le Houiller des sondages de Pepinster. Par contre, la différence est notable entre le Houiller de Herve, pauvre en conglomérats, et le Houiller d'Eschweiler, partie intégrante du massif de la Vesdre, où les poudingues sont bien développés et contiennent souvent des galets volumineux. Le Houiller de Theux et celui de Herve appartiennent donc, selon toute probabilité, à une même unité tectonique ; ils font l'un et l'autre partie du synclinorium de Namur.

Cette question sera envisagée à nouveau à propos de la tectonique des terrains situés sous la nappe du Condroz.

§ 5. — L'enracinement du charriage du Condroz ⁽³⁾

Dans un paragraphe précédent, il a été montré (page 661) que la surface de charriage du Condroz se présente avec une allure synclinale pour emboîter l'allure d'ensemble des terrains du massif de la Vesdre. La fenêtre de Theux paraît correspondre à une allure en dôme, tout au moins là où le tracé de la faille de Theux peut être indiqué en toute certitude. Une telle allure en dôme implique forcément une retombée de la faille au sud de la fenêtre, dans le terrain cambrien, où se trouverait la zone de départ du grand accident tectonique.

Dans les premiers travaux sur la question, l'hypothèse avait été émise de prendre pour ligne de départ du charriage la faille du Marteau telle que l'avait tracée J. GOSSELET ⁽⁴⁾.

⁽¹⁾ P. FOURMARIER. — Les résultats des recherches par sondages au sud du bassin houiller de Liège. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXIX, *Mém.*, 1913.

⁽²⁾ P. FOURMARIER. — Le sondage de Mélen. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXVIII, *Mém.*, 1911.

⁽³⁾ Le terme « enracinement » est en réalité impropre. Il marque l'extension du charriage vers le sud, car il semble que ce grand accident ne peut pas se prolonger indéfiniment en profondeur. Rien n'empêcherait évidemment de supposer qu'il se continue très loin dans cette direction. Cependant la tectonique de la Sarre ne permettrait pas de dépasser un certain parallèle. Il n'est pas possible de discuter cette question ici.

⁽⁴⁾ J. GOSSELET. — *L'Ardenne*, Paris, 1888.

P. FOURMARIER. — Le bassin dévonien et carboniférien de Theux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXVIII, *Mém.*, 1901.

P. FOURMARIER. — La structure du massif de Theux et ses relations avec les régions voisines. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXIII, *Mém.*, 1906.

Des levés plus poussés ont établi par la suite que la fenêtre de Theux se prolonge au sud de cette ligne ⁽¹⁾; d'autre part, des recherches récentes ont montré que la « faille du Marteau », telle que la figurait GOSSELET, n'existe pas ⁽²⁾.

Il faut donc bien « enraciner » la faille de Theux dans le Cambrien au sud de Spa. Divers tracés ont été proposés notamment par le professeur F. GEUKENS ⁽³⁾.

En réalité, il est malaisé d'enraciner le charriage et la difficulté réside dans le fait que vers le sud, tant à l'ouest qu'à l'est, la faille de Theux passe dans le Cambrien du massif de Stavelot. A l'ouest, par exemple, si l'on suit facilement la faille entre Ronde Haye et Desnié, son passage devient imprécis au sud de ce point, pour la raison indiquée : le Cambrien affleure d'un côté comme de l'autre de la cassure. Du côté de l'est, en suivant la faille du nord au sud, on finit par se trouver dans une situation analogue et jusqu'à présent il n'a pas été possible d'indiquer de façon précise où il convient de faire passer la trace de ce grand accident, d'autant plus que, dans le Cambrien du massif de Stavelot, la tectonique de détail est moins bien connue que celle du Dévonien.

A cette difficulté vient s'en ajouter une autre. Dans ces dernières années, il a été mis en évidence l'existence d'un réseau de failles radiales dans la région de Theux et de Spa, en relation d'ailleurs avec les gîtes métallifères de la région, qui furent largement exploités autrefois ⁽⁴⁾.

La difficulté d'enraciner la faille de Theux vers le sud a conduit le professeur G. WATERLOT à soulever une autre hypothèse : il n'y aurait pas enracinement, et l'auteur résume sa manière de voir en écrivant ⁽⁵⁾ : « Devant tant de suppositions qui sont loin d'être prouvées et devant le fait que les facies de Theux sont comparables à ceux du secteur de la Vesdre, diverticule du bassin de Dinant situé entre le massif de Theux et la faille du Midi, il paraît plus prudent de considérer cet accident comme une fraction du massif charrié de la Vesdre ; cette fraction se serait simplement effondrée en s'encapuchonnant sous la lame principale de charriage. »

Il paraîtra difficile d'adopter cette manière de voir si l'on tient compte du style tectonique du massif de la Vesdre et de l'allure de la faille de Theux telle qu'elle a été reconnue par les sondages. Force est donc de tâcher de découvrir une « racine » au charriage, car théoriquement, quelle que soit sa nature, tout charriage doit avoir une « zone de départ » ⁽⁶⁾.

⁽¹⁾ P. FOURMARIER. — L'extension méridionale de la fenêtre de Theux. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belg.*, 5^e sér., t. IX, 1923.

⁽²⁾ P. FOURMARIER et J. M. GRAULICH. — Les relations du Dévonien et du Cambrien aux environs de Spa. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXIII, *Bull.*, pp. 201-209.

⁽³⁾ F. GEUKENS. — Contribution à l'étude de la partie nord ouest du massif cambrien de Stavelot. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 1950.

⁽⁴⁾ L'attention sur ces accidents transversaux a été attirée par J. M. GRAULICH dans son mémoire : Recherches sur les terrains paléozoïques des environs de Spa. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 72, *Mém.*, 1949. Les levés ultérieurs ont montré que l'on avait négligé à tort ces accidents en apparence peu importants.

⁽⁵⁾ G. WATERLOT. — Présentation de la deuxième édition de la feuille de Mézières au 320.000^e. *Bull. Serv. carte géol. France. C. R. des collaborations pour les campagnes 1944 et 1945*, Paris, 1947.

⁽⁶⁾ Nous n'envisageons ici que les charriages en rapport avec une tectonique de profondeur et non pas ceux résultant de glissements étendus dans la zone toute superficielle de la croûte terrestre.

Pour les charriages du premier genre résultant de la simple accentuation d'un pli couché, c'est à l'endroit de la charnière radicale qu'a commencé à se faire le décollement de la masse charriée. Le problème est plus difficile à résoudre pour les charriages du deuxième genre ou charriages cisailants, postérieurs aux plis de la phase tectogénique majeure. Il n'empêche que les charriages de ce type doivent avoir aussi une « ligne de départ » ou mieux une « zone de départ » désignée communément sous le nom de « racine ».

De façon générale, un charriage cisailant, tout comme un charriage du premier genre, n'a pas un rejet égal partout ; c'est ainsi qu'au voisinage du front actuel de la nappe, le charriage du Condroz, sous le nom de faille eifelienne ou de faille du Midi, met en contact le Dévonien inférieur avec le Houiller ; au voisinage de la zone de départ, le Cambrien de la nappe du Condroz recouvre le Dévonien inférieur du massif sous-jacent et, à l'endroit de la dite zone, le Cambrien est en contact avec le Cambrien. Une telle atténuation du rejet en profondeur doit nécessairement exister, sinon il faudrait supposer que le charriage se poursuit indéfiniment en profondeur, ce qui ne peut évidemment pas être.

On arrive ainsi, par la force des choses, à accepter qu'en replongeant vers le sud dans le terrain cambrien, le charriage peut se confondre avec une zone broyée ou simplement écrasée. Conformément à ce que l'on observe dans d'autres chaînes plissées, on peut supposer que les couches sont assez fortement redressées à cet endroit.

Il est même indiqué, semble-t-il, d'admettre l'existence d'une zone de départ complexe, occupant une largeur assez grande dans le Cambrien du massif de Stavelot, et se résolvant en une série de fractures parallèles comme l'indique la figure 24.

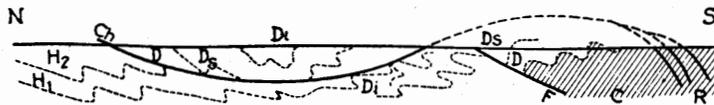


FIG. 24. — Schéma montrant l'« enracinement » complexe du charriage.

H ₂ = Houiller supérieur (Westphalien).	C = Cambrien.
H ₁ = Houiller inférieur (Namurien).	Ch. = Faille de charriage de Theux.
Di = Dinantien.	F. = Faille du Rocheux.
D _s = Dévonien supérieur et moyen.	R. = Zone de départ du charriage (racine).
D = Dévonien inférieur.	

On pourrait même admettre que la faille de Xhoris, dont il sera question plus loin et qui paraît étroitement apparentée à la grande surface de charriage, s'enracine elle aussi dans cette zone ou à son voisinage. C'est sans doute dans cette voie qu'il convient de pousser les recherches en vue d'établir comment il faut matérialiser, dans le Cambrien de Stavelot, la « zone de départ » du charriage du Condroz.

§ 6. — L'importance du transport suivant le charriage du Condroz

La comparaison des facies des terrains situés à l'intérieur de la fenêtre de Theux et des terrains situés en dehors, dans la nappe charriée, prouve que le transport de la nappe s'est effectué du sud vers le nord par rapport aux masses sous-jacentes. Il reste à établir,

dans la mesure du possible, l'importance de ce transport, c'est-à-dire le rejet suivant la surface de charriage.

La réponse à cette question est facile si l'on envisage la grande nappe d'une part, son soubassement dans la partie sud de la fenêtre, ou nappe de Spa, d'autre part.

Le Dévonien moyen, dont les variations de facies et de puissance sont rapides, apporte un moyen de mesure commode et relativement précis. Pour chacun de ses étages, le facies dans la fenêtre est très proche de celui des environs de Méry (vallée de l'Ourthe) ; par contre, il diffère, très nettement, des facies plus méridionaux tels ceux de la vallée de l'Amblève ou des facies observés plus au nord, notamment près de Colonster dans la vallée de l'Ourthe, où le Givetien est extrêmement réduit et où une lacune appréciable existe entre cet étage et le terrain emsien. Sur ces données, le rejet suivant le charriage peut être évalué à une douzaine de kilomètres.

La comparaison de ces mêmes formations dans la fenêtre de Theux d'une part, dans le massif de la Vesdre de l'autre, conduit sensiblement aux mêmes résultats ; il ne pourrait en être autrement si l'on tient compte de l'allure des zones isopiques et des lignes isopaques.

La répartition du facies « macigno de Souverain-Pré » du Famennien inférieur dans la fenêtre de Theux et dans la nappe à son voisinage apporte la confirmation du bien-fondé de cette évaluation ⁽¹⁾.

Une telle estimation ne donne cependant pas l'ampleur totale du déplacement suivant la grande dislocation qui sépare en deux parties le socle paléozoïque de la Belgique. En effet, à l'intérieur même de la fenêtre de Theux, la nappe de Spa recouvre, suivant la faille du Rocheux, la nappe de Juslenville ; celle-ci à son tour a glissé sur le Houiller des Forges Thiry, qui se rattache au massif de Herve par-dessous le massif de la Vesdre et qui peut être considéré comme parautochtone.

Il a été établi précédemment (pp. 663 et 665) que la faille du Rocheux est un accident de première importance, limitant au sud le synclinorium de Namur, bien qu'à première vue le rejet, suivant cette fracture, paraisse de minime importance. Il est vraisemblable que dans la fenêtre de Theux passe ainsi un accident majeur suivant lequel le déplacement n'est peut être pas moindre que celui de la nappe du Condroz par rapport à la nappe de Spa. Toutefois, dans l'état actuel des connaissances acquises, il serait impossible de procéder à une estimation quelconque de la valeur réelle de ce rejet. On en est réduit aux hypothèses.

Il convient de rappeler cependant que la grande zone de charriage du Condroz, avec ses accidents secondaires, se suit sans interruption depuis la plaine du Rhin jusque dans le Boulonnais, c'est-à-dire sur près de 400 km ; il est même possible qu'elle se prolonge en Angleterre jusque dans les Mendips. Il serait difficile de concevoir qu'une surface de fracture, continue sur une pareille distance, n'ait qu'un rejet très minime.

⁽¹⁾ P. FOURMARIER, — Le facies « macigno de Souverain-Pré » du Famennien dans la fenêtre de Theux. *Ann. Soc. Géol., Belg.*, t. LXXIII, 1949-1950.

Dans le nord du synclinorium de Dinant, le Dévonien inférieur atteint 2500 m de puissance environ. Comme il n'est pas représenté dans le synclinorium de Namur, on admet généralement que ce terrain se termine en coin vers le nord, de façon à être débordé dans cette direction par le Dévonien moyen transgressif ; compte tenu de la puissance indiquée et en admettant une diminution progressive de cette puissance vers le nord, la disparition totale du Dévonien inférieur se ferait sur une distance de vingt à trente kilomètres. Dans l'estimation du rejet total suivant le charriage du Condroz, il faudrait ajouter cette valeur aux douze kilomètres représentant le déplacement de la nappe du Condroz par rapport à la nappe de Spa.

Une telle estimation est sujette à caution ; elle ne vaudrait que pour l'est de la Belgique. Vers l'ouest, en approchant du territoire français, on serait tenté de donner une valeur bien plus grande à cette évaluation du transport. En effet, dans leur allure générale, les zones isopiques du Dévonien et du Dinantien du bassin de Namur suivent assez fidèlement la direction générale du plissement depuis le Boulonnais jusque dans le pays de Liège. Par contre le Gedinnien de Liévin faisant partie de la zone frontale de la nappe charriée a un faciès bien plus méridional que le Gedinnien du versant nord du synclinorium de Dinant à l'est de la vallée de la Sambre. Dans le Pas-de-Calais, le charriage séparerait ainsi deux zones isopiques du Dévonien originellement plus distantes que celles mises en contact dans l'est de la Belgique ; c'est là que l'ampleur du transport serait la plus considérable, et la différence pourrait se chiffrer par quelques dizaines de kilomètres.

Cette méthode d'évaluation proposée en 1922 ⁽¹⁾ n'est pas à l'abri de toute critique. Elle suppose tout d'abord que la sédimentation du Dévonien s'est effectuée au cours d'une transgression marine sensiblement régulière vers un continent résultant de l'orogénèse calédonienne à la fin du Silurien. D'autre part, elle ne tient pas compte du fait que les zones isopiques ne sont pas nécessairement d'un parallélisme absolu au cours des phases successives de la sédimentation dans une même partie de la croûte terrestre. Pour être rigoureuse, la méthode eut dû mettre en regard les faciès de terrains strictement de même âge de part et d'autre du charriage. Ce n'était pas possible au méridien de Liévin alors que ce l'était à l'est de Liège.

Les idées exposées antérieurement au sujet de l'extension probable du Dévonien inférieur à l'endroit du massif du Brabant et de l'âge du plissement calédonien en cette même région permettent de rectifier les chiffres proposés pour l'estimation de l'importance du rejet suivant la grande zone de charriage

Nous sommes arrivés à admettre l'existence, durant le Dévonien inférieur, de deux fosses de sédimentation, l'une en Ardenne, l'autre en Brabant, séparées par une crête dont l'axe suivait à peu près l'allure de la bande silurienne de Sambre-Meuse. Le fait qu'à Liévin, le Gedinnien se complète vers le bas par rapport à ce qu'il est sur les massifs cambriens

⁽¹⁾ P. FOURMARIER. — L'évaluation de l'importance des phénomènes de charriage en Belgique et dans les régions voisines. C. R. XIII^e sess. congrès Géol. internat., Bruxelles, 1922.

de Rocroi et de Givonne indique que les zones isopiques à cette époque n'étaient pas parallèles à celles du Dévonien moyen et supérieur ; elles devaient dessiner une grande courbe en rapport avec un ennoyage vers ouest de la crête qui séparait l'Ardenne du Brabant. C'est ce que montre la figure 25.

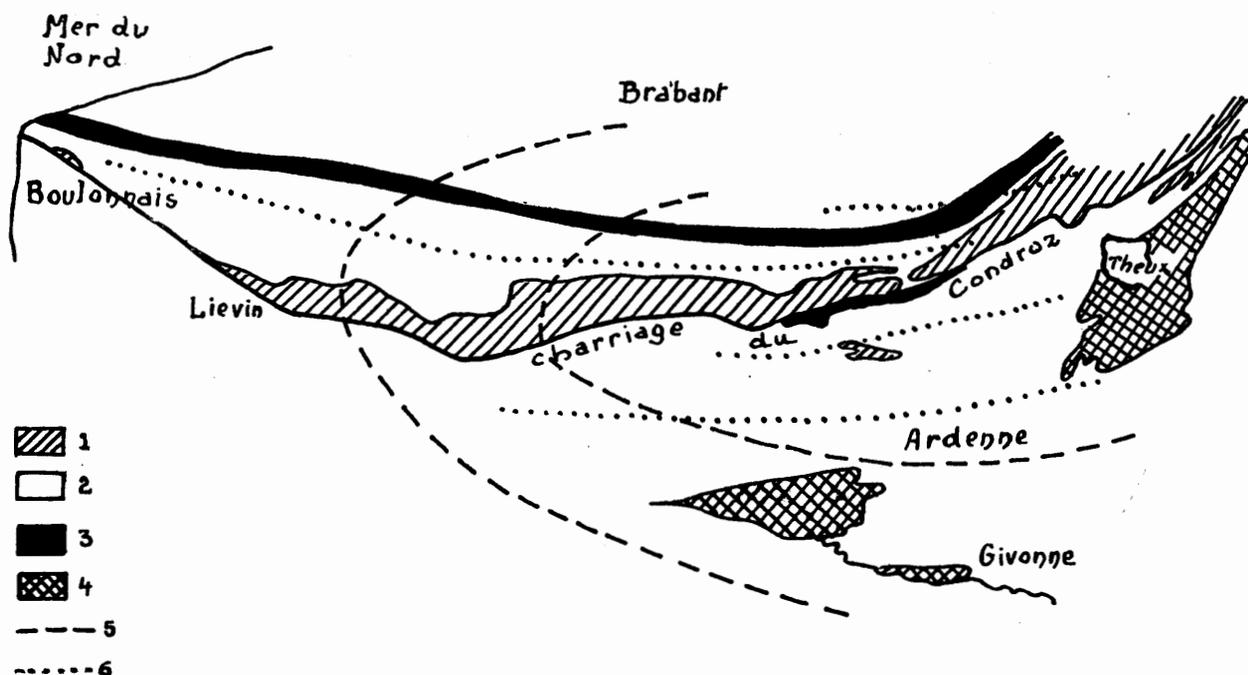


FIG. 25. — Zones isopiques du Gedinnien comparées à celles du Dévonien moyen et supérieur.

- 1 = Houiller.
- 2 = Dévonien et Dinantien.
- 3 = Silurien de la bordure du Brabant et de Sambre-Meuse.
- 4 = Cambrien de l'Ardenne.
- 5 = Zones isopiques du Gedinnien inférieur.
- 6 = Zones isopiques du Dévonien moyen et supérieur.

Au fur et à mesure que se continuait la sédimentation au Gedinnien supérieur, au Siegenien et à l'Emsien, l'ennoyage de la crête s'atténuait, selon toute vraisemblance, et les lignes isopiques devaient tendre à être parallèles au plissement comme le furent plus tard celles du Dévonien moyen.

Dans ces conditions ce n'est plus le transport considérable de la nappe qui est responsable du voisinage du facies de Liévin et des facies du bassin de Namur ; ce voisinage est la conséquence des conditions de sédimentation au Gothlandien et au début du Gedinnien. Il n'est plus nécessaire, par conséquent, de considérer le Pas-de-Calais comme l'endroit où le rejet atteint sa valeur maxima.

L'hypothèse du plissement du Brabant vers la fin du Dévonien inférieur, et non pas à la fin du Silurien comme on l'admet généralement, nous a permis d'apporter un second correctif à l'estimation de l'importance du rejet proposée en 1922 ⁽¹⁾. Le plissement néo-

⁽¹⁾ P. FOURMARIER. — Observations sur l'estimation de l'importance du transport suivant le « charriage du Condroz ». *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LVI, *Bull.*, p. 249, Liège, 1932-1933.

calédonien peut avoir eu pour effet de donner aux couches la disposition indiquée à la figure 26. De cette manière, au moment de la transgression du Dévonien moyen, la distance *a* entre l'emplacement occupé aujourd'hui par la bande silurienne du Condroz et la limite septentrionale de la zone couverte par le Dévonien inférieur était réellement plus petite qu'elle n'eut été si le Dévonien inférieur s'était prolongé vers le nord en un biseau régulier du seul fait de la sédimentation transgressive (distance *b* de la figure 26).

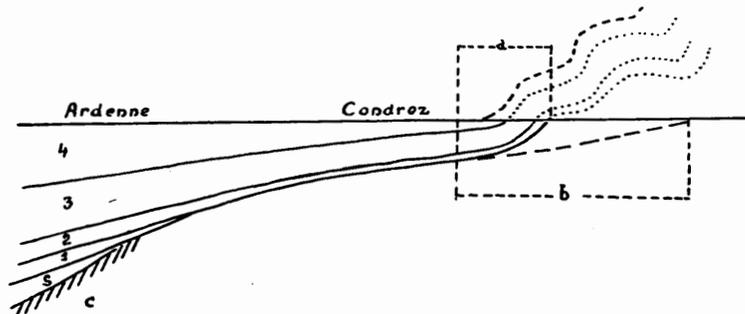


FIG. 26.

Allure probable du Dévonien inférieur au nord du synclinorium de Dinant au moment de la transgression du Couvinien.

C = Cambrien.

1 = Gedinnien inférieur avec Silurien supérieur S dans la région de Liévin.

2 = Gedinnien supérieur.

3 = Siegenien.

4 = Emsien inférieur.

La ligne horizontale représente la surface de transgression du Dévonien moyen.

En tenant compte de toutes ces données on peut ramener l'importance du rejet suivant le charriage du Condroz à une valeur modérée qui semble plus proche de la réalité. Il semble qu'une valeur de 25 à 30 km n'a rien d'excessif, eu égard à la grande distance sur laquelle cet accident de première importance peut être suivi.

Si l'on voulait évaluer le déplacement total correspondant à la somme des rejets de la nappe et des écailles accessoires, il faudrait évidemment augmenter ce chiffre dans une certaine proportion. Ce serait probablement assez peu de chose vis-à-vis du déplacement suivant les accidents principaux : faille du Condroz et faille du Rocheux.

§ 7. — L'âge relatif du charriage et du plissement

Le charriage du Condroz est incontestablement de type cisailant (charriage du 2^e genre de Pierre TERMIER) ; il est plus récent que les plis qu'il coupe en travers ; il correspond à une phase relativement tardive dans l'édification du tectogène hercynien (1).

On peut encore ajouter que le charriage met en contact des massifs de style tectonique différent, comme on peut le voir par exemple dans la coupe de l'Ourthe près de Liège : au nord de la faille de charriage, les plis sont déversés vers le nord ; au sud, ils sont poussés

(1) Il sera apporté ci-après quelque restriction à ce que cette affirmation peut avoir de trop absolu pour l'ensemble de la zone plissée.

au midi ; il ne pourrait guère en être ainsi s'il s'agissait d'un charriage du premier genre correspondant à l'accentuation pure et simple d'un pli couché.

Comme on le verra dans un chapitre suivant, les lambeaux de poussée qui jalonnent la surface de charriage sont également caractérisés par la nature cisailante de la fracture qui les limite à leur base (Cran de Retour dans le nord de la France, faille de La Tombe, faille de Boussu dans le Hainaut etc). Les sondages de Pepinster, qui ont traversé le massif charrié de la Vesdre pour atteindre le Houiller sous-jacent, ont établi également que les bancs de la nappe charriée reposent *par leur tranche* sur le terrain qu'ils recouvrent.

Au sud des bassins houillers de Liège et du Hainaut, le grand charriage du Condroz fait reposer du Dévonien inférieur sur le Houiller ; ce dernier ne présente pas la schistosité tandis que le clivage oblique est bien marqué dans le Dévonien de la nappe. Or, la schistosité prend son aspect définitif lors de l'achèvement des plis, mais elle exige aussi, pour se produire, que les terrains soient soumis à une charge considérable (voir page 650). Si donc, lors de l'achèvement du plissement, le Houiller de Sambre-Meuse avait été recouvert par toute la série charriée, depuis le Dévonien inférieur jusqu'au Carbonifère, nul doute qu'il n'eut pris la schistosité mieux que le Dévonien inférieur, eu égard à sa nature lithologique. Le Dévonien inférieur montre le clivage oblique parce que son plissement s'est fait sous une charge suffisante, le Houiller sous-jacent au charriage ne présente pas le clivage parce que, même après la mise en place de la nappe charriée, la charge surincombante était encore insuffisante. C'est donc que l'épaisseur de la nappe avait été réduite considérablement du fait que l'érosion avait fait disparaître déjà une grande partie des terrains plissés.

On pourrait objecter qu'il n'est nul besoin de supposer une telle érosion. En effet, le glissement de la nappe lors de sa mise en place s'est fait alors que le plissement était achevé ; or le développement de la schistosité est en rapport avec la formation des plis. L'objection est pertinente ; cependant, on peut montrer que les efforts de plissement n'avaient pas complètement cessé car les surfaces de charriage ont été déformées postérieurement au transport des nappes. La surface de charriage du Condroz présente des ondulations transversales et longitudinales, qui épousent, en les atténuant fortement, les plis de premier ordre et les grands plis transversaux ; on a vu que la fenêtre de Theux apparaît grâce à un bombement transversal de la surface de charriage correspondant à l'anticlinal transversal qui a permis à l'érosion de faire apparaître la partie nord du massif de Stavelot dans le prolongement du synclinorium de Dinant. L'ondulation d'allure synclinale qu'esquissent la faille eifelienne et son prolongement la faille de St-Hadelin pour se raccorder à la faille de Theux, est harmonique à l'allure générale du plissement du massif de la Vesdre appartenant à la nappe charriée.

Le raisonnement vaut sans doute aussi pour les ondulations transversales. Celles-ci apparaissent au début de la tectogenèse, et même sont déjà esquissées au cours de la sédimentation ⁽¹⁾ ; elles s'accroissent encore alors que l'érosion a déjà accompli son œuvre en

(1) Il semble bien en être ainsi pour le massif de Stavelot (voir p. 632).

grande partie, car elles sont en allure générale harmoniques à la fois dans les surfaces de charriage et dans les terrains situés de part et d'autre. Or, il vient d'être montré que, lors de leur mise en place, les nappes avaient déjà été fortement érodées.

D'autre part, l'apparition hâtive des ondulations transversales est prouvée par la disposition de la schistosité. A l'approche d'un anticlinal transversal, la direction des couches se modifie, comme on le voit notamment à la bordure orientale du synclinorium de Dinant, où les bancs du Dévonien inférieur et moyen ont une direction générale suivant le méridien. Là où cette orientation est aberrante par rapport à l'allure moyenne du plissement dans cette partie du pays, la schistosité conserve son allure régulière au point que sa direction peut être perpendiculaire à celle des bancs qu'elle affecte. C'est certainement un argument sérieux pour prouver l'antériorité du changement de direction des couches dû au pli transversal par rapport à l'apparition du clivage schisteux.

Indépendamment de ces larges ondulations des surfaces de charriage, on observe, localement tout au moins, des déformations beaucoup plus marquées. C'est ainsi que, au sud d'Engis, sur la rive droite du ravin d'Engihoul (rive droite de la Meuse), la faille eifelienne est sensiblement verticale sur toute la hauteur du versant.

Les sondages effectués dans la vallée de la Vesdre près de Henne révèlent localement une forte pente pour cette faille, mais d'autres actions ont pu intervenir.

Dans la fenêtre de Theux, la faille d'Oneux sur la rive gauche de la Hoegne, au sud des affleurements de terrain houiller, a une pente de plus de 50°. Le sondage de Juslenville a confirmé la chose.

Il serait difficile d'admettre que le transport des nappes ait pu se faire sur des surfaces de charriage présentant une inclinaison aussi forte ; il est plus rationnel de faire appel à une déformation postérieure à la mise en place des nappes. Cette modification de l'allure originelle des failles concorde probablement avec un changement dans les conditions d'équilibre des masses en présence, changement résultant de ce que l'érosion avait enlevé une partie de la masse de recouvrement. Il serait difficile d'en donner la preuve pour le socle paléozoïque de l'Ardenne. Cependant par comparaison avec d'autres chaînes plissées, on peut considérer cette hypothèse comme possible.

Du fait de l'accentuation des efforts dans ces nouvelles conditions d'équilibre, les ondulations originelles des surfaces de charriage, très modérées à l'origine, se sont accusées. On remarque que ce sont les flancs nord des ondulations de type synclinal qui se sont redressés davantage. Alors qu'au nord de la fenêtre de Theux la faille de charriage incline faiblement au nord, elle prend une pente plus forte au front nord de la nappe.

De même la faille d'Oneux peu inclinée près de la halte des Forges (fig. 17, 18 et 20) Thiry s'infléchit vers le sud pour dessiner une allure en voûte dont le flanc sud est très incliné ⁽¹⁾. On pouvait faire des comparaisons intéressantes avec les Alpes où l'on observe par endroits une disposition analogue.

⁽¹⁾ Sur le versant ouest de la vallée de la Hoegne, entre Forges-Thiry et Juslenville, l'inclinaison de la faille est d'au moins 50° sud.

Sans vouloir attacher une importance exagérée à cette observation, elle doit néanmoins retenir l'attention, lorsqu'on cherche à préciser les conditions de la tectogenèse et l'orientation des forces en action.

Ceci conduit à une conclusion intéressante : une fois que sont formées les grandes allures synclinoriales et anticlinoriales, les contraintes ne cessent pas nécessairement d'exercer leur action ; elles continuent à marquer leurs effets en accentuant la courbure de ces plis et en déformant parallèlement les surfaces de charriage qui les ont cisailés.

CHAPITRE IV

LA PHASE HERCYNIENNE (*suite*)

LES FAILLES DANS LE MASSIF S'ÉTENDANT AU SUD DU CHARRIAGE DU CONDROZ

Indépendamment du grand charriage du Condroz dont il fut question au chapitre précédent, de nombreuses fractures affectent les terrains du socle paléozoïque. Elles sont de diverses natures : les unes sont relativement hâtives, en relation avec les actions de subsidence ; d'autres sont unies étroitement aux plis ; d'autres sont sous la dépendance des phénomènes de charriage ; enfin les terrains paléozoïques ont été fracturés, postérieurement au plissement proprement dit, suivant des failles résultant d'autres efforts.

Les terrains situés sous la grande masse charriée ont été soumis évidemment à d'autres contraintes que cette masse elle-même. Aussi paraîtra-t-il rationnel de considérer séparément chacun des deux grands massifs situés de part et d'autre du charriage du Condroz. Les terrains situés au-dessus de la surface de charriage seront envisagés tout d'abord.

§ 1. — Les plis-failles et les failles de chevauchement

Il existe des failles qui, en apparence tout au moins, sont en relation directe avec les plis secondaires, soit qu'elles résultent de l'accentuation du pli par étirement de son flanc médian, soit qu'elles tiennent la place du pli, par suite de la rupture des couches trop rigides pour se plisser. Ce sont alors des failles de chevauchement, qui ont souvent leur zone de départ (racine) dans une masse tendre ou relativement plastique tel un niveau de schiste argileux ; sous l'action des efforts orogéniques, cette matière plus déformable s'est gonflée par endroits forçant à se briser les bancs plus rigides surincombants, dont les fragments ont pris une disposition chevauchante.

Dans le synclinorium de l'Eifel, on connaît des failles de cette nature ⁽¹⁾. Il en existe également au versant méridional du bassin de Dinant, notamment la faille de Vencimont

⁽¹⁾ Voir à ce sujet :

P. FOURMARIER. — La tectonique de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXIV, *Mém.* 1907.

Ét. ASSELBERGHS. — L'Éodévonnien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. XIV, 1946.

qui répond bien à ce type ; elle refoule l'assise d'Oignies sur les roches de St-Hubert du sommet du Gedinnien ⁽¹⁾.

Le synclinorium de Dinant, à l'ouest de la Meuse, est divisé en deux parties inégales par le massif de Philippeville ; la dépression de la Famenne et de la Fagne, qui s'étend au sud, correspond à un synclinorium de second ordre ; il n'empêche que les plis secondaires de ses deux flancs tendent à être poussés vers sa ligne axiale. De même que la faille de Vencimont affecte le versant méridional du bassin principal, il existe, à la bordure sud du massif de Philippeville une faille à faible pendage nord, refoulant le Frasnien du massif sur le Famennien de la dépression synclinale ⁽²⁾.

Une faille analogue mais de faible rejet passe au nord de Houx dans la vallée de la Meuse ; elle incline assez faiblement vers le nord et refoule, sur le Houiller du bassin d'Anhée, les bancs redressés du Viséen qui affleurent au nord. On peut penser que ce terrain a été poussé vers le sud, suivant la tendance générale des plis à se déverser vers les dépressions ⁽³⁾. (Voir ci-après fig. 32).

Le massif de la Vesdre avec ses plis secondaires poussés au nord est également découpé par une série de failles inverses à pendage sud, qui se présentent dans des conditions comparables à celles des failles signalées ci-avant au versant nord des synclinoriums de Dinant et de l'Eifel.

Cependant on sait que la faille de Theux descend sous le massif de la Vesdre pour aller se rattacher à la faille de St-Hadelin, prolongement de la faille eifélienne. Les failles inverses qui affectent le massif, pour peu qu'elles pénètrent à quelque profondeur sous la surface du sol, ont chance de se rattacher à la faille de Theux. Il est difficile de savoir, par conséquent, si elles ont pris naissance au cours de la progression de la nappe du Condroz, vers le nord, ou bien si elles sont antérieures au charriage. Comme il sera montré ci-après, il existe indiscutablement dans le massif de la Vesdre des failles qui sont sous la dépendance directe du charriage du Condroz.

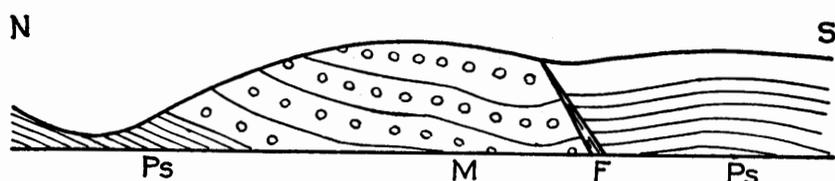


FIG. 27. — La faille de Banneux à son affleurement entre Les Forges et Louveigné.
M = macigno de Souverain-Pré. Ps = psammite stratoïdes d'Esneux. F = zone failleuse.

Au flanc nord du synclinorium de Dinant, une série de failles parallèles à la direction des plis donnent à cette partie du bassin une structure imbriquée. La figure 27 montre un exemple de ce type de fractures, telles qu'on les voit parfois sur le terrain.

⁽¹⁾ Ét. ASSELBERGHS. — L'Éodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. XIV, 1946.

⁽²⁾ R. SACRÉ. — Contribution à l'étude de la tectonique de la bordure sud du bassin de Dinant entre Dourbes et Villers-le-Gambon. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXVI, *Bull.*, p. 74, 1942-1943.

⁽³⁾ P. FOURMARIER. — La faille de Champalle. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XLVIII, *Bull.*, 1925.

Les failles que l'on observe dans la coupe classique de la vallée du Hoyoux, comme celles bien connues aussi dans l'est du bassin de Dinant (faille de Banneux, faille de Louveigné, faille de Hasoumont) donnent au flanc nord du synclinorium de Dinant une structure imbriquée (fig. 28).

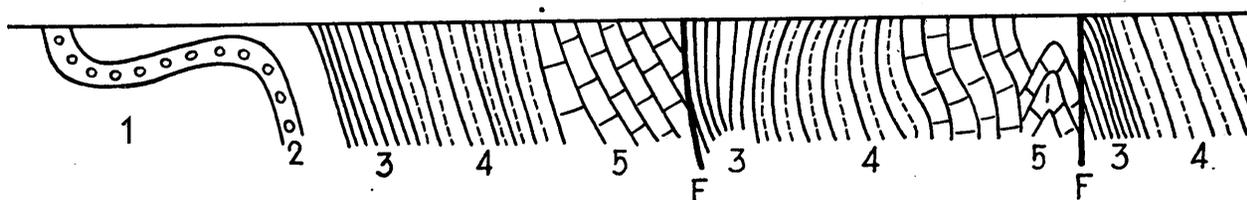


FIG. 28. — Coupe dans la région faillée du versant nord du synclinorium de Dinant (vallée du Hoyoux).

- 1 = Dévonien inférieur.
- 2 = Dévonien moyen et Frasnien.
- 3 = Schistes de la Famenne } Famennien.
- 4 = Psammites du Condroz }
- 5 = Dinantien.

Dans le pays de Louveigné, au nord est du synclinorium de Dinant, j'ai pu montrer que les failles de ce type ont très probablement leur zone de départ (racine) dans les schistes de la Famenne, tandis que la cassure atteint toute son ampleur dans les roches plus résistantes du Famennien supérieur et du Dinantien ⁽¹⁾.

A première vue, on serait tenté de croire que l'on se trouve en présence de véritables plis-failles. En réalité, la genèse de ces fractures paraît être quelque peu différente. Elles affectent, en effet, le versant nord du synclinorium de Dinant où les plis ont une tendance à être poussés au sud, comme l'indique la figure 28, et non pas au nord. S'il s'était formé de véritables plis-failles, la lèvre nord de la cassure devrait être remontée sur la lèvre sud ; or, on observe une disposition toute différente en ce sens que le massif sud s'est élevé par rapport à l'autre, ce qui implique une poussée en opposition avec celle qui a donné aux plis leur forme typique.

La structure imbriquée, si caractéristique de la coupe, ne peut pas être attribuée à des plis-failles ; il est plus probable d'admettre que la masse schisteuse du Famennien inférieur s'est renflée et a provoqué la rupture des terrains plus rigides surincombants.

J'avais autrefois admis l'existence d'une relation génétique entre ces failles et le charriage du Condroz ⁽²⁾. Actuellement une telle hypothèse n'est plus à envisager, car les levés détaillés entrepris pour la nouvelle édition de la carte géologique du Royaume ont établi que cette relation n'existe pas et que seul le renflement d'une zone relativement plastique (schistes du Famennien ou du Couvinien) doit être mis en cause.

⁽¹⁾ P. FOURMARIER. — Trois coupes méridiennes dans la terminaison nord-orientale du synclinorium de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXV, *Bull.*, pp. 167-174, 1952.

⁽²⁾ P. FOURMARIER. — Les failles de Hasoumont et de Louveigné et la faille de Theux. *Bull. Cl. Sciences Acad. roy. Belg.*, 5^e sér., t. XIV, 1928, p. 127.

La faille d'Yvoir, bien visible dans la vallée de la Meuse, appartient au même type de fractures. A première vue, elle pourrait être prise pour un pli-faille, mais les levés de détail auxquels a procédé J. BELLIERE ⁽¹⁾ sur la rive droite du fleuve montrent à l'évidence qu'il s'agit d'un accident de style cassant qui recoupe transversalement certains plis.

Dans la région de Biesme-Mettet, trois failles ont été tracées sur la carte géologique au 40.000^e (planchette n^o 165, Biesme-Mettet).

La plus septentrionale met en contact, à l'endroit de son plus grand rejet, du Viséen au nord, avec du Famennien supérieur au sud ; la seconde a un mouvement inverse en ce sens que le Famennien est au nord, tandis que le Dinantien forme la lèvre sud de la faille ; quant à la troisième faille, elle est du type de la première : le Viséen situé au nord de la ligne de fracture est mis en contact avec le Famennien inférieur qui borde la faille au Midi.

Une quatrième faille, passant par Biesmerée, est également identique à la première. L'impression causée par l'examen de la carte est celle d'une structure imbriquée analogue à celle de la coupe du Hoyoux (fig. 28), avec cette différence toutefois que l'une des failles n'est pas semblable aux autres quant à la disposition des terrains situés de part et d'autre (fig. 29).

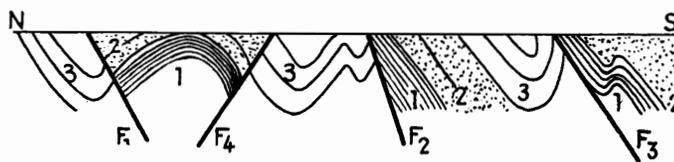


FIG. 29. — Coupe méridienne schématique dans la région faillée de Biesem-Mettet.

1 = Famennien inférieur. 3 = Dinantien.
2 = Famennien supérieur. F1, F2, F3, F4 = failles.

Suivant la conception théorique que l'on se fait d'ordinaire de la genèse de ces accidents, on est tenté d'incliner au sud les failles F1, F2, F3 et, par contre, de donner un pendage nord à la faille F4 ; une telle disposition permet d'expliquer le chevauchement du Famennien sur le Dinantien pour chacune des failles. Le Famennien compris entre F1 et F4 se serait soulevé à la manière d'un coin glissant sur les deux surfaces de faille.

La conséquence logique d'une telle inclinaison des cassures est qu'en profondeur, F1 et F4 doivent se joindre, ayant peut-être leur départ dans les schistes de la Famenne du cœur de la voûte comprise entre les deux failles.

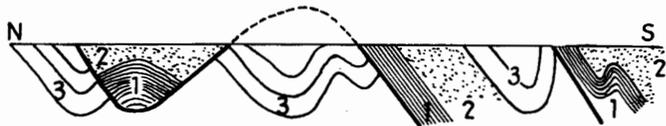


FIG. 30. — Interprétation de la coupe précédente dans l'hypothèse d'un charriage. (mêmes notations qu'à la fig. 29)

Une autre hypothèse doit cependant être prise en considération, comme l'indique schématiquement la figure 30. Les trois contacts anormaux F1, F4, F2, ne seraient qu'une seule et même surface de faille ; il s'agirait, en réalité, d'un charriage secondaire au sein de la grande nappe du Condroz.

⁽¹⁾ J. BELLIERE. — Le prolongement oriental de la faille d'Yvoir. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXI, Bull. p. 257, 1948. Pour le prolongement de la faille à l'ouest de la Meuse voir :

F. KAISIN JR. — Etude tectonique de la partie occidentale du bassin namurien d'Anhée. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. X, 1936.

Jusqu'à présent, aucun argument probant n'a pu être apporté en faveur de cette hypothèse. Certes, elle n'est pas à rejeter, car on sait que des failles de charriage, à pente assez uniforme à l'origine peuvent être profondément déformées par après.

D'autres exemples ont été signalés de dispositions semblables à celle de la figure précédente ; il n'est pas possible de les examiner ici en détail.

Les couches du versant sud du synclinorium de Dinant sont affectées par des failles d'un type tout différent ; alors que les plis sont poussés au nord, les cassures dont il est question ici sont caractérisées par le fait que les terrains situés au nord ont été soulevés par rapport à ceux qui s'étendent au sud, disposition inverse de celle observée pour les failles résultant de l'accentuation des plis.

A titre d'exemple, je citerai la faille de Vireux ⁽¹⁾ qui, dans la coupe de la Meuse, met en contact les schistes de Winnenne au sud avec les grès de Wépion au nord. La figure 31 montre la façon dont cette faille se présente sur le terrain.

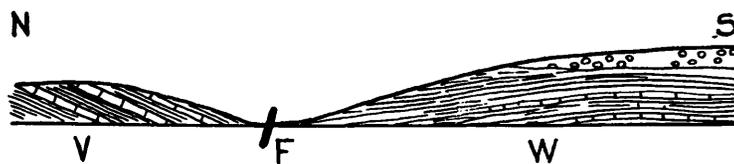


FIG. 31. — La faille de Vireux dans la vallée de la Meuse.

T = dépôt de terrasse.
V = schistes et grès de Vireux.

W = schistes de Winnenne.
F = faille de Vireux.

Dans le synclinorium de l'Eifel, notamment à son flanc sud on observe des cassures de ce genre.

Il est à remarquer que de telles failles, tout au moins dans le bassin de Dinant, semblent disposées symétriquement par rapport aux cassures du versant nord de ce grand pli, les failles du Hoyoux par exemple. Aussi peut-on envisager la possibilité d'une relation génétique entre elles ; par le serrage des terrains lors de la formation du synclinorium, il se serait produit une sorte de déboîtement de la partie centrale, comme le ferait un coin sous un effort de compression latérale.

L'hypothèse du déboîtement de coins était envisagée avec beaucoup de faveur par Max LOHEST ; il l'a soutenue notamment au cours des excursions organisées en 1909 par la Société géologique de Belgique dans la région de Dinant. Mise en relation avec la grande plasticité relative des schistes, il faut reconnaître qu'elle paraît avoir quelque chance de pouvoir être appliquée dans certains cas particuliers, par exemple pour les failles de la région de Biesme-Mettet, telles qu'elles sont représentées à la figure 29. La faille d'Yvoir à pendage sud semble aussi être en relation avec les failles de Champalle et de Houx à pendage nord, pour limiter un massif en forme de coin dont l'arête est tournée vers le bas (fig. 32).

(¹) P. FOURMARIER. — La faille de Vireux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XLVII, *Bull.*, 1924.
Voir aussi à ce sujet :

P. FOURMARIER. — La faille de la Jastrée (Barvaux). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LIV, *Bull.*, p. 327, 1931.

Dans une partie du bord oriental du bassin de Dinant, des failles de ce type combinées avec des failles en rapport avec l'accentuation des plis dessinent un réseau particulièrement complexe ⁽¹⁾, il est même difficile d'établir les relations réciproques des éléments de ce

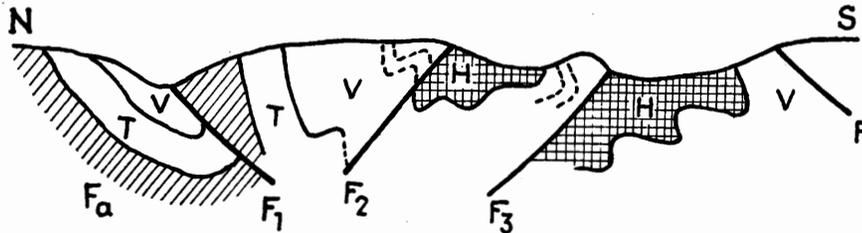


FIG. 32. — La faille d'Yvoir et les failles de Champalle et de Houx.
 H = Namurien. F₁ = Faille d'Yvoir.
 V = Viséen. F₂ = Faille de Champalle.
 T = Tournaisien. F₃ = Faille de Houx.
 Fa = Famennien.

réseau, d'autant plus qu'il pourrait être en rapport avec une faille de charriage, la faille de Xhoris, si caractéristique de la tectonique du bord oriental du bassin de Dinant et dont il sera question au paragraphe suivant.

§ 2. — Les failles de charriage

Les terrains situés au sud du grand charriage du Condroz ont été affectés par des failles que l'on peut assimiler à des charriages bien que leur importance soit bien moindre que celle du charriage du Condroz.

I. *La zone failleuse d'Aiglemont-Herbeumont.* — La faille d'Aiglemont décrite pour la première fois par J. GOSSELET fut considérée tout d'abord comme un pli-faille, avec refoulement du versant sud du synclinorium de l'Eifel sur la partie centrale de ce pli de premier ordre.

Les levés détaillés effectués sur les deux rives de la Meuse au nord de Charleville par Ét. ASSELBERGHS ⁽²⁾ puis par P. MACAR ⁽³⁾ ont montré qu'il s'agit, en réalité, d'une faille de charriage cisillant les plis secondaires du synclinorium de l'Eifel. Le Gedinnien des environs de Charleville appartiendrait ainsi à une nappe charriée dont l'origine doit être cherchée au sud de l'emplacement que ce terrain occupe actuellement (fig. 33).

Le Gedinnien de la nappe et celui du versant nord du synclinorium dans la coupe de la vallée de la Meuse ont des facies différents ; vers l'ouest, à peu de distance du fleuve, ces deux facies viennent en contact. Il n'est guère possible, au moyen de cette seule donnée, de déterminer l'importance du rejet dû à la faille d'Aiglemont.

⁽¹⁾ P. FOURMARIER. — Etude du Givetien et de la partie inférieure du Frasnien au bord oriental du bassin de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXVII, *Mém.*, 1900.

⁽²⁾ Ét. ASSELBERGHS. — Le synclinorium de l'Eifel et l'anticlinal de Givonne dans l'Ardenne française et belge à l'ouest de Bertrix-Herbeumont. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. IV, fasc. 1, 1927.

⁽³⁾ P. MACAR. — Les terrains paléozoïques de la région de Charleville. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, *Mém. in-4°*, 1933.

On a reconnu dans les environs d'Herbeumont un accident important, la *faille d'Herbeumont* qui refoule le flanc sud du synclinorium de l'Eifel sur sa partie axiale, comme le fait la faille d'Aiglemont dans la vallée de la Meuse.

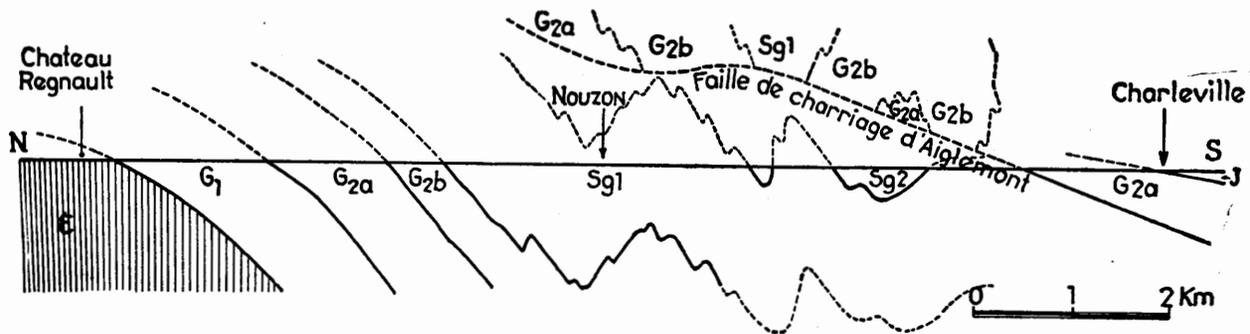


FIG. 33. — Coupe du synclinorium de l'Eifel dans la vallée de la Meuse, montrant l'allure de la faille d'Aiglemont, d'après P. MACAR.

A première vue, il semble que ces deux failles sont dans le prolongement l'une de l'autre et qu'il y a lieu de les confondre en une seule surface de charriage. Cependant un tel raccord ne va pas sans quelque difficulté. Tout d'abord, la faille d'Herbeumont est de direction sensiblement est-ouest ; la faille d'Aiglemont, que P. MACAR a suivie sur la rive gauche de la Meuse, est de direction moyenne nord ouest-sud est ; pour qu'elle puisse être prolongée par la faille d'Herbeumont, elle devrait décrire sur la rive droite de la Meuse une courbe très accusée. Ce ne serait certes pas une difficulté insurmontable, car les failles de charriage sont souvent peu inclinées ; il suffirait d'une ondulation du plan de chevauchement pour en changer la direction ; or, d'après les tracés et les coupes de P. MACAR, la faille est peu inclinée.

Les levés sont difficiles dans la région en dehors de quelques endroits privilégiés, de sorte que le raccord proposé resterait, malgré tout, quelque peu hypothétique. Il y a cependant une objection grave à un tel raccord : si les failles d'Aiglemont et d'Herbeumont pouvaient être considérées comme un seul plan de charriage, le Dévonien inférieur situé au sud de la trace de ces deux failles devrait appartenir à une même unité tectonique ; en d'autres termes, le Gedinnien reposant sur le versant nord du massif de Givonne, entre Le Mazy et Sainte-Cécile, devrait être le prolongement immédiat du Gedinnien qui affleure dans la vallée de la Meuse à Charleville ; or, les facies sont nettement différents. Cette observation porte à croire que le Gedinnien de Charleville est séparé par une faille importante du Gedinnien situé plus à l'est, en contact avec le Cambrien de Givonne. Ceci revient à dire que la faille d'Aiglemont serait indépendante de la faille d'Herbeumont ; la zone du charriage correspondrait à deux nappes superposées.

La faille d'Herbeumont se perd, à peu de distance à l'est de cette localité dans des plis du versant sud du synclinorium de l'Eifel. Son rejet, même à l'ouest où il est le plus considérable, ne peut pas être très grand. Si elle se rattachait réellement à la faille d'Aiglemont,

celle-ci n'aurait pas non plus un rejet important, ce qui serait en contradiction avec la différence des facies du Gedinnien.

Sur la carte jointe à son mémoire sur l'Éodévonien de l'Ardenne, Ét. ASSELBERGHS en a fait deux accidents indépendants ; ce savant admet que la nappe limitée à sa base par la faille d'Aiglemont chevauche celle qui recouvre la faille d'Herbeumont. Les facies des terrains de cette dernière nappe s'apparentent, d'ailleurs, mieux aux facies du synclinorium de l'Eifel que ne le fait le facies du Gedinnien de Charleville. P. MACAR avait proposé, dès 1936, une interprétation analogue ⁽¹⁾.

2. *La faille de Xhoris*. — Le bord oriental du synclinorium de Dinant est coupé par une faille remarquable, la *faille de Xhoris*, dont la trace est des plus apparente dans le Dévonien inférieur et moyen.

Vers l'ouest, elle semble se perdre rapidement dans un pli secondaire ; vers l'est, elle s'incurve brusquement vers le sud, pour reprendre ensuite la direction moyenne des plis et pénétrer dans le Cambrien du massif de Stavelot. Cette cassure importante, d'après son rejet tel qu'il apparaît sur la carte géologique, incline vraisemblablement au midi ; elle semble bien être du type des charriages cisailants.

A mon avis, elle est en relation étroite avec la faille de Theux ; elle correspond à une rupture dans la nappe charriée au cours de sa translation vers le nord. On peut penser aussi qu'elle s'enracine dans la même région du massif cambrien que la faille de Theux ⁽²⁾.

Vers l'extrémité nord-orientale du massif cambrien de Stavelot, il existe une faille de charriage refoulant le Cambrien sur le Dévonien inférieur du massif de la Vesdre ⁽³⁾ ; son tracé est souligné par la présence de petits lambeaux de poussée. On peut supposer que cette faille est en relation étroite avec la faille de Xhoris, dont elle serait le prolongement vers l'est, à moins qu'elle en soit un relais. La présence de ces deux fractures, l'une à l'est, l'autre à l'ouest du massif de Stavelot marque le passage d'une grande ligne de dislocation coupant le massif de Stavelot, au voisinage de la limite méridionale de la fenêtre de Theux.

On peut se demander aussi s'il ne convient pas d'établir une relation entre cette grande zone de dislocation et des fractures assez particulières du massif de la Vesdre.

Sur la feuille Limbourg-Hestreux de la carte géologique du 40.000^e, G. DEWALQUE a tracé, à l'est de Polleur, une faille longitudinale ramenant le Gedinnien au nord d'une bande de terrains plus récents comprenant, du sud au nord, du Siegenien, puis de l'Emsien.

⁽¹⁾ P. MACAR. — L'anticlinal de Givonne et le flanc sud du synclinal de l'Eifel entre la vallée de la Meuse et le méridien de Corbion (Ardennes française et belge). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 59, *Mém.*, p. 51.

⁽²⁾ Au sujet du prolongement oriental de la faille de Xhoris, voir :

F. BLAISE. — Recherches sur le prolongement oriental de la faille de Xhoris. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LIV, *Bull.*, 1930-31.

Ch. ANCIEN. — Le prolongement oriental de la faille de Xhoris et ses relations avec la faille de Theux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LVI, *Bull.*, 1933.

Ét. ASSELBERGHS. — La faille de Xhoris sur les territoires de Werbomont et de Chevron. *Bull. Soc. Géol. Belg.*, t. LIX, fasc. 3, pp. 324-251.

⁽³⁾ P. FOURMARIER. — La tectonique de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. XXXIV. *Mém.*, 1906-1907.

La belle coupe de la rive orientale du lac de la Gileppe apporte de précieux enseignements à ce propos. Elle est représentée à la figure 34.

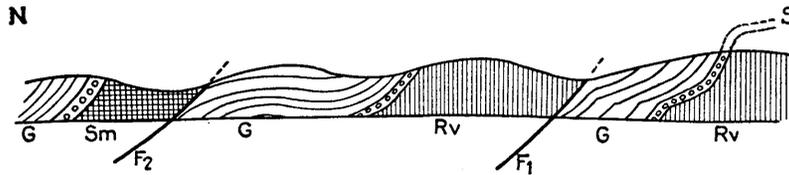


FIG. 34. — Schéma de la tectonique du Gedinnien et de son soubassement sur la rive orientale de la Gileppe.

G : Gedinnien.

Rv : Revinien.

Sm : Salmien (Trémadocien).

F₁, F₂ : failles de la Gileppe.

Les deux failles F₁ et F₂, bien visibles sur le terrain pourraient se prolonger vers ouest par les failles, tracées par B. ADERCA ⁽¹⁾ et dénommées par lui *failles du Bois de Borchène* ; leur existence n'est cependant pas établie en toute certitude, au moins pour l'un de ces deux accidents.

Si l'on s'en tient uniquement à la partie du territoire où existent ces failles, leur interprétation ne semble pas difficile : il suffit d'admettre une poussée du nord vers le sud refoulant soit le Gedinnien sur le Siegenien, soit le Revinien ou le Salmien (Tremadocien) sur le Gedinnien (coupe de la Gileppe) ; ce serait en quelque sorte une réaction à l'effort général qui tend à déverser les plis vers le nord ; il s'agirait alors de « failles en retour », ou de failles analogues à celles dont il fut question ci-avant au flanc sud du bassin de Dinant (page 681).

Eu égard à l'allure générale des plis, il ne pourrait, semble-t-il, être question que de

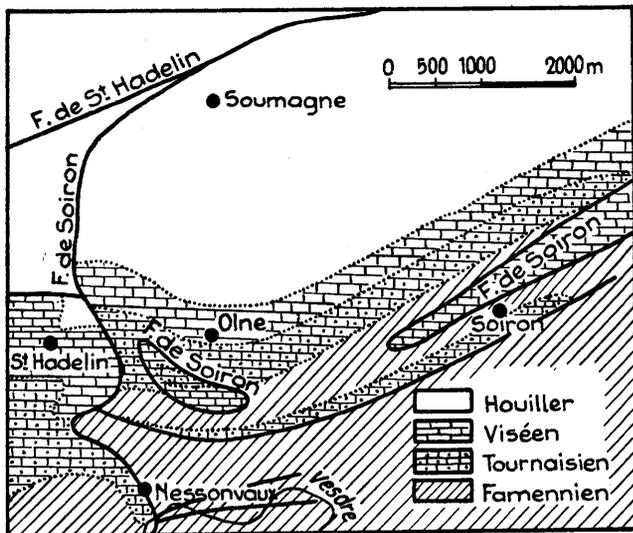


FIG. 35.

Esquisse géologique de la région de Nessonvaux-Soiron.

failles cisailantes quelque peu postérieures au plissement majeur. Mais, dans ce cas, on expliquerait mal que, dans cette partie du massif de la Vesdre, à ce moment de la tectogenèse, il se serait produit une poussée du nord vers le sud, alors qu'à très peu de distance à l'ouest, la structure d'ensemble de la fenêtre de Theux indique un transport de la nappe charriée du sud vers le nord.

Aussi peut-on émettre l'hypothèse que, dans la tectonique générale du Paléozoïque de l'est de la Belgique, les failles de la Gileppe et les failles du Bois de Borchène ont la même signification que la faille de Theux là où elle plonge

vers le nord. Elles seraient la trace de surfaces de charriage qui, vers le sud, esquisseraient une allure anticlinale comparable à celle de la faille de Theux, pour s'enfoncer ensuite

⁽¹⁾ B. ADERCA. — La tectonique du synclinorium de la Vesdre au nord-est de la fenêtre de Theux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LV, *Mém.* pp. 37-70, 1932.

dans le Cambrien du massif de Stavelot. Leur tracé y serait parallèle à celui de la faille de Theux se confondant avec elle ou avec la trace de la faille de Xhoris.

Ce n'est là qu'une hypothèse ; elle mérite cependant d'être envisagée car elle réunit en un tout harmonieux un ensemble de fractures ayant des caractères semblables : faille de Theux, faille de Xhoris, failles de la Gileppe et du Bois de Borchène, charriage de la pointe orientale du massif de Stavelot ⁽¹⁾. Mais d'autres hypothèses peuvent-être envisagées.

3. *La faille de Soiron.* — Dans le massif de la Vesdre, on connaît la *faille de Soiron* qui est certainement apparentée aux charriages. Elle a tous les caractères d'une faille cisailante ; dans la nappe qui la recouvre, l'érosion a pratiqué de petites fenêtres bien visibles sur le terrain aux environs de Nessonvaux ⁽²⁾. La carte et la coupe reproduites ci-contre permettent de voir aisément la structure de cette partie du massif de la Vesdre (fig. 35 et 36).

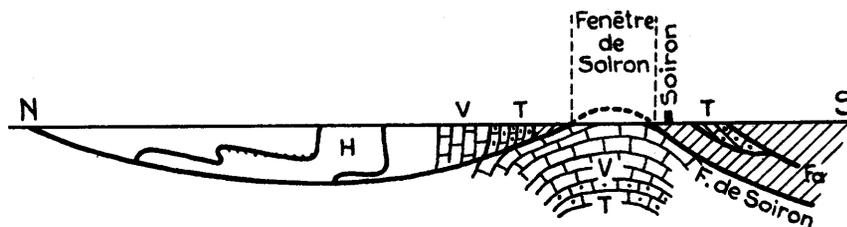


FIG. 36. — Coupe passant par Soiron.

H = Houiller.

V = Viséen. T = Tournaisien.

Fa = Famennien.

La relation entre la nappe de Soiron et le charriage du Condroz semble évidente car la faille de Soiron se confond vers le nord avec la faille de St-Hadelin.

4. Dans la région de Verviers, il existe des failles listriques de faible rejet qui sont du type de la faille de Soiron.

§ 3. — Les failles normales

L'hypothèse de la présence de failles normales longitudinales ne doit pas être exclue dans la tectonique des terrains situés au sud du grand charriage du Condroz. On peut même se demander s'il ne convient pas de rapporter à ce type d'accident les cassures subverticales qui affectent le versant sud du synclinorium de Dinant ou le synclinorium de l'Eifel et qui ont un rejet opposé à celui des failles inverses en rapport étroit avec les plis.

Il existe certainement dans cette partie de l'Ardenne des failles normales. Dans la description que j'ai donnée du Gedinnien entre Gedinne et Paliseul, j'ai figuré quelques accidents de peu d'importance au voisinage de la crête de l'anticlinal de l'Ardenne, qui ne peuvent être que des failles normales ⁽³⁾.

⁽¹⁾ Voir à ce sujet :

P. FOURMARIER. — Compte rendu de la session extraordinaire de la Société Géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie tenue à Liège, Theux et Spa du 15 au 18 septembre 1950. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXIII, 1949-1950.

⁽²⁾ P. FOURMARIER. — Observations sur la nappe de Soiron du massif de la Vesdre. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LI, *Bull.*, 1928.

⁽³⁾ P. FOURMARIER. — Le Gedinnien entre Gedinne et Paliseul. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XLVIII. *Mém.*, 1925.

Dans les coupes jointes à son mémoire sur l'Eodévonien de l'Ardenne, Ét. ASSELBERGHS a indiqué une faille de ce type, *la faille d'Opont*, affectant l'anticlinal de l'Ardenne dans sa partie axiale. Elle met en contact le Gedinnien supérieur *G2b* au sud avec le Gedinnien inférieur *G1* au nord. Le panneau sud est donc descendu par rapport au panneau nord, bien qu'au voisinage les plis, peu accusés, marquent une tendance à être quelque peu poussés au nord.

A la bordure méridionale du massif de Stavelot, des failles ont été signalées ⁽¹⁾. Le massif au sud du plan de fracture est descendu par rapport au massif nord ; la faille est verticale ou se présente avec fort pendage sud (fig. 37), le caractère de faille d'effondrement paraît indiscutable. Ces failles n'ont qu'une extension limitée en direction.

Ces accidents sont difficiles à expliquer. J'ai attiré l'attention sur le fait suivant : des fractures de ce type indiquent incontestablement un étirement par rapport à la disposition des couches au début de la tectogenèse. Or, les couches gedinniennes en contact avec le Cambrien présentent des indices très nets d'étirement. Leur inclinaison, très régulière sur une grande étendue, est de 30 à 40° en moyenne vers le sud-est, les bancs schisteux sont affectés par un clivage inclinant au sud de 50 à 60°. Les bancs de grès sont découpés

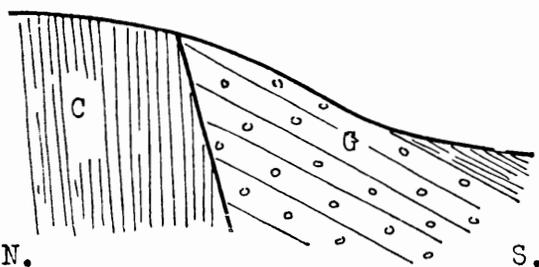


FIG. 37. — Faille au contact du Cambrien et du Gedinnien à la bordure méridionale du massif de Stavelot.
C = Cambrien. G = Gedinnien. F = Faille.

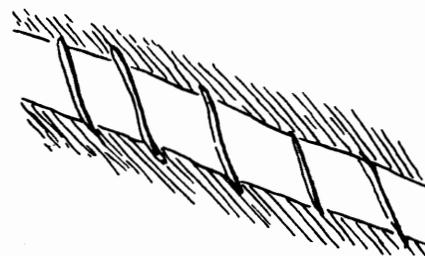


FIG. 38. — Diaclases et schistosité dans le Gedinnien au voisinage du Cambrien du massif de Stavelot (bord sud).

par un réseau de diaclases ; ces joints étaient, à l'origine, perpendiculaires à la stratification suivant la règle habituelle ; en plusieurs endroits ils sont inclinés par rapport aux strates et cela dans le même sens que le clivage comme le montre la figure 38. Ce changement est en rapport avec le développement de la schistosité parce que celle-ci est caractérisée par un étirement suivant les strates, ainsi que je l'ai montré par des exemples pris en Angleterre, dans les Appalaches et dans les Alpes.

On peut se demander, en présence de ces faits, si les failles normales du voisinage des aires anticlinales ne résultent pas d'un étirement en bordure des aires synclinoriales. J'ai établi à ce sujet une comparaison entre le mouvement de descente progressive d'un synclinorium et les affaissements du sol dus à l'exploitation minière. On sait que les vides consécutifs aux travaux souterrains se combent par affaissement du massif rocheux surincombant ;

⁽¹⁾ P. FOURMARIER. — A propos des failles de la bordure méridionale du massif cambrien de Stavelot. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXIII. *Bull.*, 1940.

à la bordure de la zone affaissée, se produisent des allongements avec production de failles normales tandis qu'au centre existe une zone de compression.

Une telle explication ne pourrait s'appliquer qu'à des failles produites relativement tôt au cours de la tectogenèse. Par contre, le massif situé au sud du charriage du Condroz a été brisé par une série de failles radiales plus récentes, *normales à la direction générale du plissement*. Elles ont constitué les chenaux qui ont amené les solutions minéralisantes génératrices des gisements métallifères filoniens de l'est du pays, par exemple dans le massif de la Vesdre et dans la fenêtre de Theux ⁽¹⁾.

Ces accidents datent d'une phase tectogénique plus récente, en rapport avec le grand faisceau de fractures bien connu dans le bassin jurassique du Luxembourg, dans le Limbourg hollandais, dans la vallée du Rhin. Elles existent non seulement dans le massif situé au-dessus du charriage, mais également dans les terrains qu'il recouvre ; il en sera question à nouveau dans le chapitre suivant.

CHAPITRE V

LA PHASE HERCYNIENNE (*suite*)

LES FAILLES SOUS LE CHARRIAGE DU CONDROZ

La tectonique des terrains situés sous le charriage du Condroz présente une complexité bien plus grande que celle des terrains qui s'étendent au sud de ce grand accident. On conçoit aisément qu'il doive en être ainsi, car le déplacement du massif charrié a eu pour effet de disloquer considérablement son soubassement, et d'y faire naître des lames, des écailles, des lambeaux de poussée qui compliquent singulièrement l'allure originelle du synclinorium de Namur.

D'autre part, les travaux souterrains des charbonnages échelonnés tout le long de la bande houillère allant du Pas-de-Calais à Aix-la-Chapelle, de même que les sondages de reconnaissance, ont permis de connaître la structure du bassin dans des conditions bien supérieures à celles des observations de surface dans le pays situé au sud du charriage. On a pu mieux préciser la nature des failles et leur âge relatif.

Les considérations qui vont suivre intéressent la région plissée du synclinorium de Namur, voire la partie de l'avant-pays hercynien en bordure du massif du Brabant. La région septentrionale de la Belgique a également été atteinte par un réseau de fractures, mais celles-ci sont, en général, d'âge plus récent que la phase hercynienne et il en sera question à l'occasion de l'étude de la tectonique des terrains post-paléozoïques.

(¹) Les levés géologiques récents dans le massif de la Vesdre et dans la fenêtre de Theux montrent que les accidents de ce type sont plus abondants qu'on pourrait le croire d'après l'examen des cartes géologiques existantes. On peut croire aussi que des changements brusques dans le tracé de la faille de charriage du Condroz ne sont que la conséquence d'une déviation résultant du passage de failles radiales. Il pourrait en être ainsi dans la région de la Basse-Vesdre.

§ 1. — Les failles de subsidence

La grande épaisseur du terrain houiller dans le bassin de Namur ne peut s'expliquer sans faire appel à la subsidence ; les différences observées dans la puissance de certains niveaux, différences pouvant être de 30 % voire même de 50 %, permettent d'affirmer en outre que la subsidence était inégale. Ce qui se vérifie pour le Houiller est également d'application pour le Dinantien et le Dévonien sous-jacents. Il en a été fait mention lors de l'examen des mouvements préliminaires à la phase hercynienne proprement dite.

On se rend aisément compte qu'une telle subsidence différentielle ne va pas sans la production de failles, de la même manière que l'affaissement résultant des exploitations souterraines se marque par des cassures à la surface du sol. Ces particularités sont souvent attribuées à la présence des couches de houille, à l'origine dépôts tourbeux, qui s'écrasent fortement sous le poids des masses détritiques surincombantes pouvant provoquer ainsi des actions de subsidence différentielle et même la formation de fractures.

Dans le bassin du Nord de la France, A. BOUROSZ (1) a attiré l'attention sur la présence de failles de ce type ; leur rejet est toujours faible. Elles peuvent être confondues facilement avec des failles normales plus récentes que le plissement.

Dans certains cas on peut montrer leur formation hâtive lorsqu'elles sont déplacées par les failles plus étroitement unies au plissement et dont il va être question.

Leur existence est probable également dans le Houiller de Sambre-Meuse en Belgique, bien que l'attention n'ait guère été attirée sur elles. Dans les terrains plus anciens du synclinorium de Namur, leur existence éventuelle serait plus difficile à mettre en évidence car elles peuvent être confondues avec des cassures ayant une autre origine.

§ 2. — Les failles de chevauchement

Les failles de chevauchement sont en rapport étroit avec les efforts qui ont produit le plissement du synclinorium de Namur (2) ; elles sont du type inverse, avec inclinaison vers le sud de valeur variable, généralement assez faible ; le toit est remonté sur le mur de la cassure, de telle sorte que des couches plus anciennes se sont superposées à des couches plus récentes.

Des failles de cette nature sont connues dans la bordure nord du synclinorium de Namur ; par exemple, dans les vallées de la Senne et de la Sennette, les couches du Dévonien et du Dinantien, à pendage sud se répètent deux fois du fait de la présence d'une faille de chevauchement. Au nord de Namur, on connaît, dans le Dévonien supérieur, une faille analogue.

(1) A. BOUROSZ. — Sur quelques aspects du mécanisme de la déformation tectonique dans le bassin houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXX, p. 2, Lille, 1950.

(2) Comme il est dit ci-avant (p. 646) la tectonique de ce pli de premier ordre a été profondément influencée par le grand charriage du Condroz qui y a fait naître une série de failles conduisant à une structure en écaillés, remaniant sans doute aussi des failles longitudinales antérieures. Le fait de considérer séparément les failles de chevauchement n'implique pas nécessairement qu'elles n'ont aucune relation génétique avec le charriage, cette question sera approfondie plus loin.

Sous l'action des poussées hercyniennes, le Silurien du Brabant, au voisinage du Dévonien du bassin de Namur, a été par endroits affecté de petites cassures du même type ; il en sera question plus loin.

Dans le Houiller on connaît de nombreuses failles de chevauchement. Par sa nature même, avec ses niveaux gréseux, psammitiques ou schisteux et ses couches de houille, ce terrain se prêtait particulièrement bien à la formation de tels accidents. Parfois certains d'entre eux ont été considérés comme de véritables plis-failles, mais ce paraît être très exceptionnel ; la plupart correspondent à une rupture sans passer par le stade du pli proprement dit ; ces failles sont parallèles au plissement ; elles sont souvent disposées en relais. Les cartes minières mettent la chose en évidence, notamment celles des bassins houillers du Nord de la France.

La présence de plusieurs de ces fractures parallèles entre elles conduit à une structure imbriquée très caractéristique. Il en est ainsi dans le bassin de Valenciennes à proximité de la frontière belge, où les failles d'Amaury, de Vicoigne et Barrois, ramènent trois fois, en superposition les mêmes faisceaux de couches. La coupe de la figure 39 montre l'allure du terrain houiller dans cette partie du bassin (1).

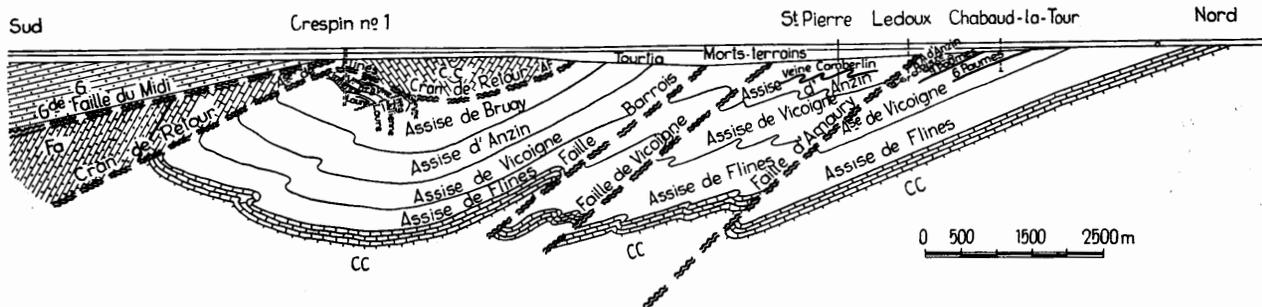


FIG. 39. — Coupe transversale dans le bassin de Valenciennes, à proximité de la frontière belge (d'après A. BOUROZ).

Dans le Hainaut au versant nord du bassin, il existe une série de failles du même genre, telle la faille du Placard, la faille du Centre, etc.

Il n'est pas possible dans un ouvrage comme celui-ci d'entreprendre l'examen des diverses hypothèses émises quant au raccord des massifs séparés par des failles dans les parties du bassin franco-belge. Je suis obligé de me borner à quelques faits essentiels (2). Je renvoie à cet effet aux coupes en travers des bassins de la bande houillère de Haine Sambre-Meuse, groupées dans les figures 40 à 48.

(1) Dans le Pas-de-Calais, la faille Barrois a une pente beaucoup plus faible, une douzaine de degrés.

A. BOUROZ. — Faille limite, faille d'Auby, faille Barrois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXVIII, 1948.

(2) Pour le raccord des bassins français et belges, on consultera parmi les travaux les plus récents :

J. HUGÉ. — Le massif de Boussu (Faits et interprétations). *Publ. Assoc. Ingén. Fac. polyt. de Mons*, 1946-1947.

J. CHALARD. — Faille Barrois et Cran de Retour dans le groupe de Valenciennes. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXI, fasc. spécial : Terrain houiller du Hainaut, 1948.

A. BOUROZ, J. CHALARD et M. STIÉVENARD. — Tectonique des bassins de Valenciennes et du Couchant de Mons. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXI, 1951, p. 58.

Dans les bassins du Centre et de Charleroi on connaît plusieurs failles de chevauchement dont les principales sont connues, du nord au sud, sous les noms de faille du Placard, faille de St-Quentin, faille du Centre, faille du Gouffre qui paraissent toutes être des failles de chevauchement.

Dans le bassin d'Andenne, les travaux miniers ont également reconnu la présence de failles de cette espèce ⁽¹⁾, qui ont reçu des noms locaux (faille de Marsinne faille d'Antheit, etc.). On en trouve le prolongement dans le bassin de Liège.

Un groupe de failles de cette nature a été parfaitement étudié, grâce aux travaux miniers, à l'est de Mons-Croteux. Elles sont sensiblement parallèles entre elles et donnent à cette partie du bassin une allure imbriquée remarquable. Elles sont aussi caractérisées par le fait qu'elles font un angle très faible avec les couches qu'elles affectent ⁽²⁾. De plus, elles ont été plissées harmoniquement avec ces couches. C'est ce que montre le figure 40.

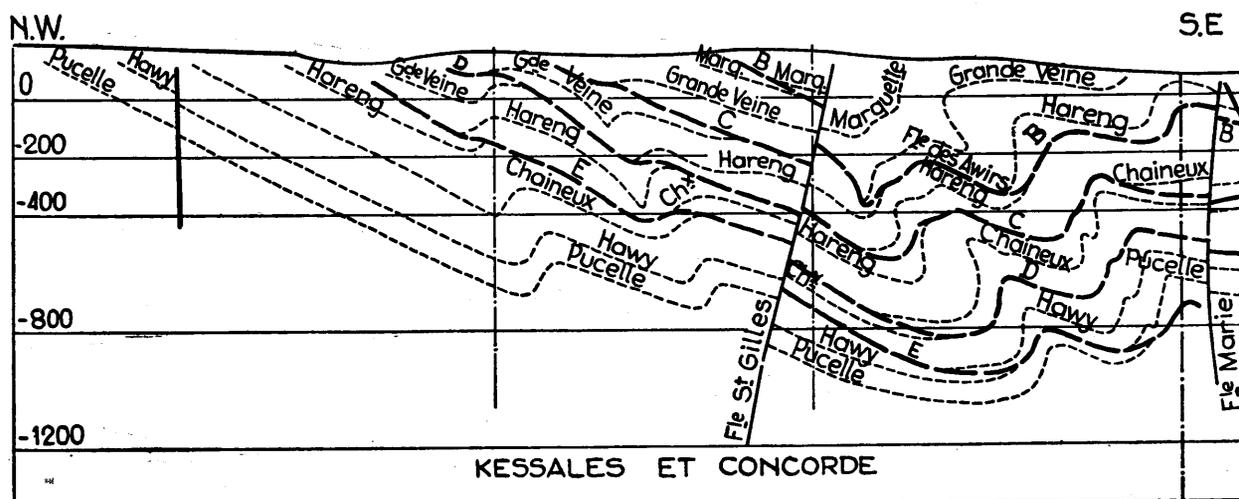


FIG. 40. — Failles de chevauchement (B, C, D, E) plissées harmoniquement avec les couches qu'elles déplacent. (d'après E. HUMBLET).

Cette observation est de première importance car elle permet d'affirmer que ces fractures se sont faites très tôt dans l'évolution tectonique de la partie du bassin où elles se rencontrent ; elles sont antérieures au plissement proprement dit puisqu'elles ont été affectées par lui au même titre que les joints de stratification des terrains encaissants.

⁽¹⁾ X. STAINIER. — Matériaux pour l'étude du bassin de Namur, 1^{re} partie. Structure et stratigraphie du bassin houiller de Huy. *Bull. Soc. Belg. Géol.*, t. XXXII, pp. 162-212, Bruxelles, 1922.

Ch. ANCIEN et W. VAN LECKWYCK. — Etude du Namurien et du Westphalien inférieur du Bassin de Huy, recoupés par la galerie de Java. *Assoc. étude paléont. et stratigr. houil.*, public. n° 1, 1947.

⁽²⁾ Dans le Pays de Liège, les mineurs les désignent sous le nom de « plats-crains ».

Dans le Houiller du Nord de la France, la faille de Vicoigne est également une fracture faisant un angle faible, variable cependant, avec la stratification ; elle emboîte aussi l'allure du plissement et s'apparente par conséquent aux « plats-crains » du bassin de Liège.

J. CHALARD. — La faille de Vicoigne du terrain houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. LXV, 1944-1945, p. 177.

LÉGENDE

- Couche de Houille.
- Horizon marin.
- Morts-Terrains.
- ▨ Massif du Midi
- ▧ Massif de recouvrement.

0 ÉCHELLE: 2km.

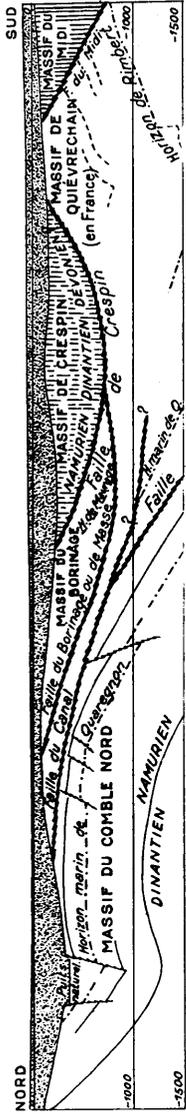


Fig. 41. — Coupe du couchant de Mons. Région occidentale (19.000 m ouest de Mons).

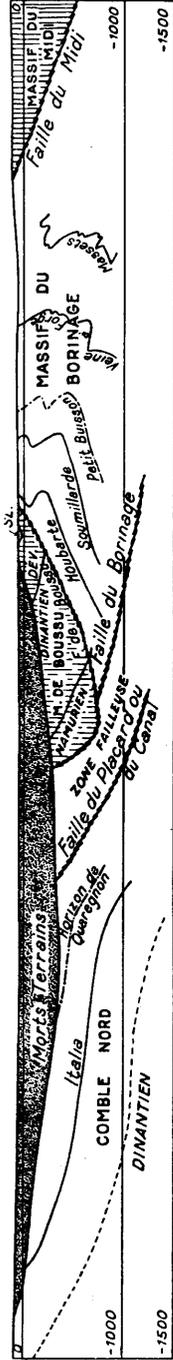


Fig. 42. — Coupe du couchant de Mons. Région d'envoyage de Boussu (11.000 m ouest de Mons).

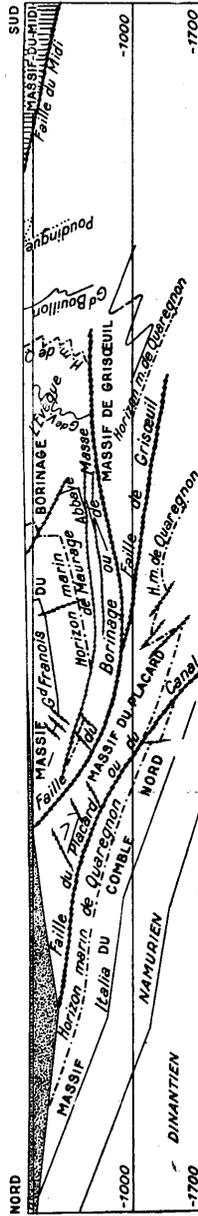


Fig. 43. — Coupe du couchant de Mons. Région centrale (6000 m ouest de Mons).

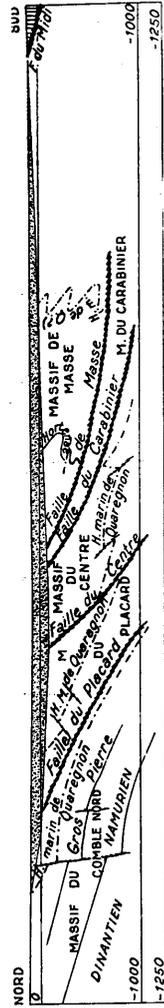


Fig. 44. — Coupe dans le district du Centre (15.100 m est de Mons).

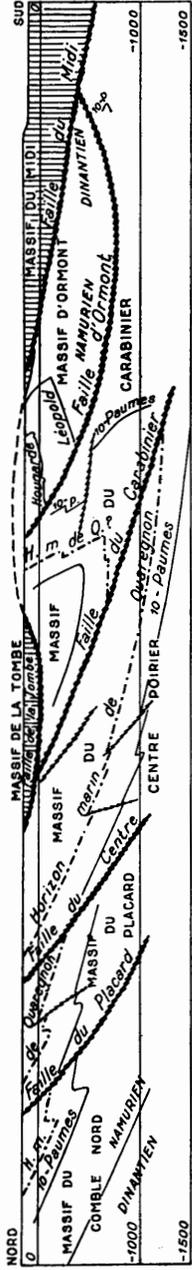


Fig. 45. — Coupe à la limite entre les districts du Centre et de Charleroi (22.500 m est de Mons).

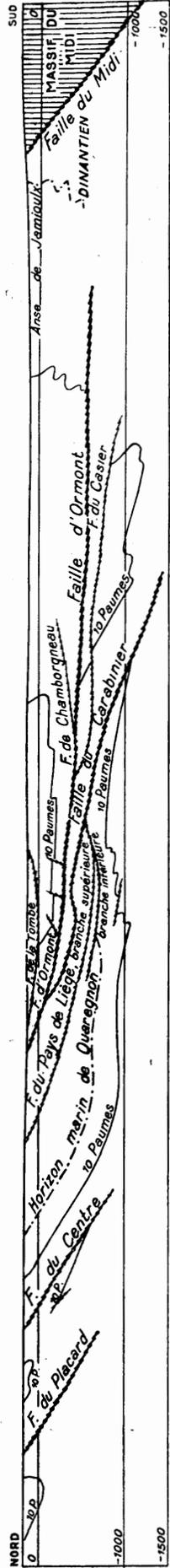


Fig. 46. — Coupe dans le district de Charleroi (34.300 m est de Mons).



Fig. 48. — Coupe tracée nord-33°-ouest à travers le bassin de Liège (synclinal transversal de Horloz).

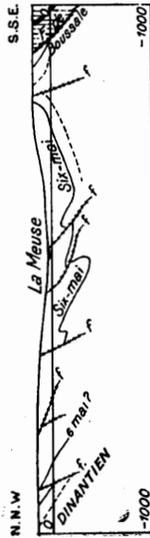


Fig. 47. — Coupe dans le bassin d'Andenne.

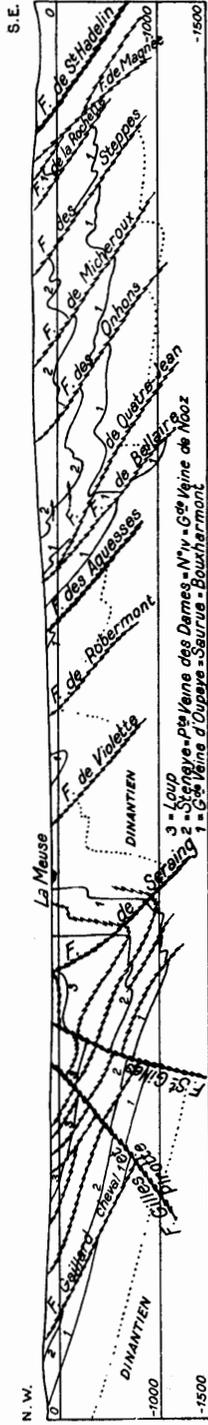


Fig. 49. — Coupe tracée nord-33°-ouest à travers le bassin de Liège, l'anticlinal de la Chartreuse et le district de Herve.

Le massif de Herve est caractérisé par une structure imbriquée, conséquence de la présence d'une série de failles inverses à pendage sud.

Ce massif est limité au midi par la faille de St-Hadelin, considérée actuellement comme le prolongement de la faille eifélienne. On peut se poser la question de savoir si toutes ces fractures sont des failles de chevauchement ou si certaines d'entre elles ne doivent pas être regardées comme étant en rapport avec le charriage. La question est d'autant plus pertinente qu'à l'est de Liège le tracé de la surface de charriage du Condroz est jalonné par plusieurs lambeaux de poussée.

§ 3. — Les failles de charriage

Les failles de chevauchement dont il vient d'être question sont surtout cantonnées sur le versant nord du synclinorium de Namur ; sur le versant sud, au contraire, dominent des failles ayant le caractère de surfaces de charriage, apparentées par conséquent au charriage du Condroz. Comme celui-ci limite au sud le synclinorium de Namur, il est évident que c'est la partie de ce grand pli la plus proche de la faille du Midi qui doit avoir été influencée ⁽¹⁾.

Lorsqu'il fut question du charriage du Condroz dans un chapitre précédent, j'ai fait remarquer qu'il correspond à un événement tardif dans la tectogenèse puisqu'il s'agit d'un charriage cisailant.

Les failles dont il va être question maintenant, qui délimitent des lambeaux de poussée ou des écailles, sont donc plus récentes que les failles de chevauchement ; on vient de voir, en effet, que certaines d'entre elles tout au moins sont en rapport avec un stade très hâtif de la tectogenèse.

Ceci permet de comprendre qu'il soit parfois difficile de décider si une faille doit être rangée dans une catégorie plutôt que dans l'autre ; en effet, au voisinage du charriage du Condroz, des failles de chevauchement, simples failles inverses peuvent avoir été, sous le nouvel effort, transformées en failles de charriage, avec atténuation de leur inclinaison et sans prendre nécessairement le caractère cisailant des charriages vrais.

De tels accidents existent en grand nombre dans la bande silurienne de Sambre-Meuse ; toutefois l'uniformité lithologique du Silurien rend leur tracé parfois difficile. Au contraire dans le Dévonien, le Carbonifère et le Houiller, ils peuvent être indiqués avec plus de précision, quoique bien des points restent obscurs dans le tracé de certaines failles.

Il ne serait pas possible dans cet ouvrage de donner une description quelque peu complète des divers accidents qui jalonnent le contact entre le bassin houiller de Haine-Sambre-Meuse et la masse charriée à sa bordure méridionale. Je vais essayer de dégager les traits les plus marquants de cette structure en vue de montrer les relations tectoniques entre les diverses

⁽¹⁾ A plusieurs reprises dans les pages qui précèdent, l'attention a été attirée sur la difficulté qu'il peut y avoir parfois à faire la distinction entre failles de charriage et failles de chevauchement. Cette distinction est peut-être plus théorique que réelle. Il n'empêche que certaines failles inverses du bassin de Namur paraissent sans aucune liaison, du moins en apparence, avec les actions de charriage (fig. 39. Failles d'Amaury, de Vicoigne).

parties d'une grande unité structurale. Je partirai à cet effet de la coupe en travers du bassin de Valenciennes donnée précédemment à propos des failles de chevauchement (fig. 39). Entre la *faille du Midi*, qui refoule le Gedinnien sur le synclinorium de Namur, et une autre faille connue sous le nom de *Cran de Retour* se trouve un lambeau de terrains renversés et même complètement retournés, comprenant du Famennien, du Calcaire carbonifère et aussi l'assise inférieure du Houiller (assise de Flines) ; ce lambeau repose sur les couches supérieures du Houiller, c'est-à-dire sur l'assise de Bruay.

L'examen de cette coupe montre que le Cran de Retour est d'autre nature que les failles Barrois, de Vicoigne, d'Amaury, figurées sur le versant nord du bassin. Celles-ci sont des failles de chevauchement, en rapport avec les plis du Houiller, plus ou moins apparentées à des plis-failles ; le Cran de Retour, par contre, est une faille cisailante, en étroite relation avec le charriage du Condroz (Grande faille du Midi).

Une coupe méridienne dans le bassin de Mons, à l'ouest de cette ville, montre les unités tectoniques suivantes (figures 42 et 43) :

Une unité septentrionale, d'allure relativement tranquille, forme le versant nord (*comble nord*) du bassin ; ses couches inclinent régulièrement au midi, puis dessinent quelques ondulations peu accusées dans le centre du bassin ; il s'agit du massif autochtone reposant sur la suite des couches du Dinantien et du Dévonien en discordance sur le Silurien du massif du Brabant. Quelques failles de chevauchement coupent le gisement ; la principale est connue sous le nom de faille du Placard, que l'on considère généralement comme le prolongement de la faille d'Amaury du bassin de Valenciennes.

Une deuxième unité constitue le *massif du Borinage* ; elle se présente sous la forme d'un grand pli à plan axial inclinant au sud ; le flanc sud de ce pli comprend des couches redressées et déversées au nord, avec une série de plis secondaires donnant une allure en escalier, c'est-à-dire en « dressants », et « plateurs ». Le versant nord du pli est en allure beaucoup plus régulière ; ses couches inclinent faiblement vers le nord ; c'est le *comble sud* du bassin.

Cette deuxième unité est limitée à sa base par une faille de charriage, dite *faille du Borinage*. Sous celle-ci se trouve une zone très disloquée correspondant en réalité à une série d'écaillés superposées ; la zone failleuse du Borinage est limitée à sa base par une cassure plus nette qui la sépare du massif septentrional et que l'on a dénommée *faille du Canal*, se prolongeant vers l'est par la faille du Placard.

En profondeur, la faille du Canal et la faille du Borinage s'écartent ; entre elles se trouvent alors deux massifs distincts : le *massif de Grisœil* au-dessus, le *massif du Placard* en dessous, séparés par la faille de Grisœil, que l'on pourrait prendre pour le prolongement de la faille Barrois du district de Valenciennes.

Une troisième unité constitue le massif de Boussu ⁽¹⁾ formé principalement de roches

(1) Il a été question de ce massif dans la première partie, à l'occasion des variations de facies du Dévonien moyen et supérieur.

Pour ce qui concerne les relations tectoniques avec les massifs limitrophes, consulter :
J. HUGÉ. — Le massif de Boussu. *Publ. Assoc. Ing. Fac. polyt. Mons*, 1946 et 1947.

antéhouillères (Silurien, Dévonien supérieur, Dinantien) avec le Namurien et les couches inférieures du Westphalien ; ces terrains sont fortement renversés ou même retournés.

C'est l'équivalent du massif qui, dans la coupe de Denain (fig. 39) et dans la coupe figure 41, est limité à sa base par le Cran de Retour (faille de Crespin) ; cette fracture peut être considérée comme l'équivalent de la faille de Boussu.

A.-H. DUMONT avait déjà interprété correctement la signification tectonique du lambeau de Boussu ; il avait reconnu le renversement considérable des couches et prédit la présence du Houiller exploitable sous les terrains plus anciens, lorsqu'il fut consulté à l'occasion du creusement de la bure du Saint-Homme.

Au sud, s'étend la grande nappe charriée limitée à sa base par la faille du Midi, faisant reposer le Dévonien du versant nord du synclinorium de Dinant sur les terrains du bassin de Namur.

Au sud est de Mons, les travaux de recherches et d'exploitation des charbonnages ont révélé l'existence d'un autre lambeau qui a la même signification tectonique que le massif de Boussu. C'est le massif de Saint-Symphorien ou du Levant de Mons, comportant du Dévonien supérieur et moyen, du Dinantien et du Namurien. En fait, ce massif peut être divisé en deux lambeaux superposés, séparés par un accident tectonique : le lambeau de St-Symphorien au sommet, le lambeau d'Harmignies à la base, ce dernier étant lui-même formé de deux parties distinctes, l'une au nord, l'autre au sud, si l'on s'en rapporte à l'étude qu'en a faite Ch. STEVENS ⁽¹⁾.

Dans une coupe passant par le bassin de Charleroi (fig. 46) le bassin apparaît formé par un empilement de nappes ou d'écaillés relativement minces dans lesquelles les couches sont plissées et parfois très disloquées.

Comme il a été exposé précédemment, les fractures les plus septentrionales peuvent être regardées comme des failles de chevauchement (page 694), telles les failles du Placard et du Centre. Plus au sud, les écaillés sont limitées par les failles du Pays de Liège, du Carabinier, d'Ormont, de Chamborgneau, de Borgnery, qui sont du type des charriages et qui cisailent parfois les plis secondaires du Houiller.

Dans cette superposition d'écaillés, il en est une qui a attiré spécialement l'attention des géologues à l'occasion de leurs travaux sur le terrain. C'est le lambeau de Fontaine-l'Evêque-Landelies ou massif de la Tombe. Il est formé en majeure partie de terrains antérieurs au Westphalien, depuis le Frasnien jusqu'au Namurien ; il s'avance jusque dans la partie centrale du bassin de Charleroi. Sa base correspond à une cassure de type cisailant, la faille de la Tombe (fig. 50 et 51) ⁽²⁾.

⁽¹⁾ Ch. STEVENS. — Les nappes d'Harmignies et de Saint-Symphorien. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. LXXI, 1947-1948, fascicule spécial réservé à l'étude du terrain houiller du Hainaut.

⁽²⁾ C'est A. BRIART qui le premier donna une interprétation correcte de la signification tectonique du lambeau de Fontaine-l'Evêque-Landelies. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. XXI, *Mém.*, p. 35, 1893-1894.

Vers l'ouest, la plupart des failles énumérées ci-dessus se rapprochent pour finalement se trouver réunies dans la zone failleuse du Borinage (1). Seule la faille de la Tombe, à laquelle se joignent probablement quelques accidents secondaires, en reste indépendante ; elle est de ce fait apparentée aux failles qui limitent à leur base le massif de St-Symphorien et le massif de Boussu.

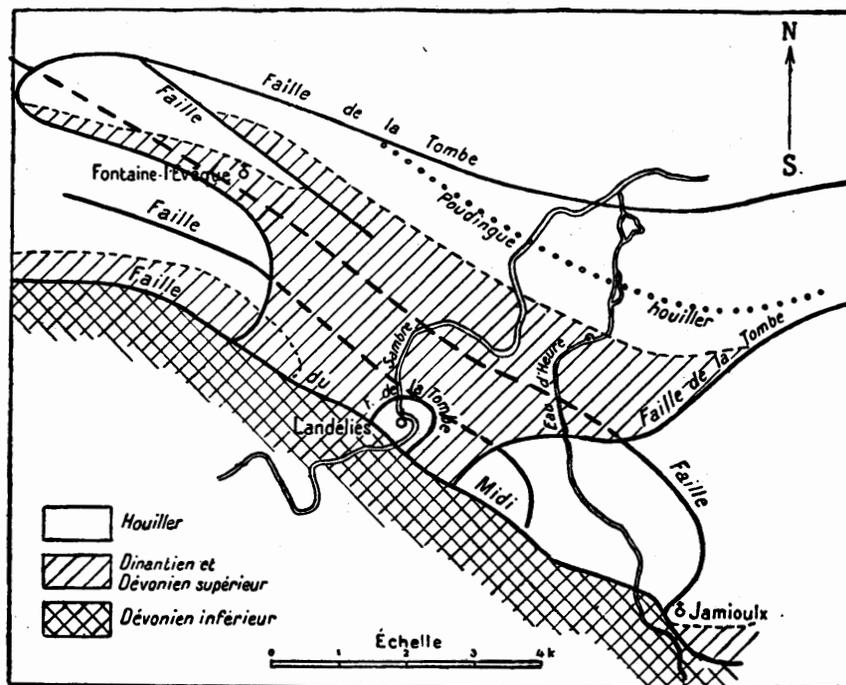


FIG. 50. — Carte d'ensemble du massif de Fontaine-l'Évêque-Landelies.

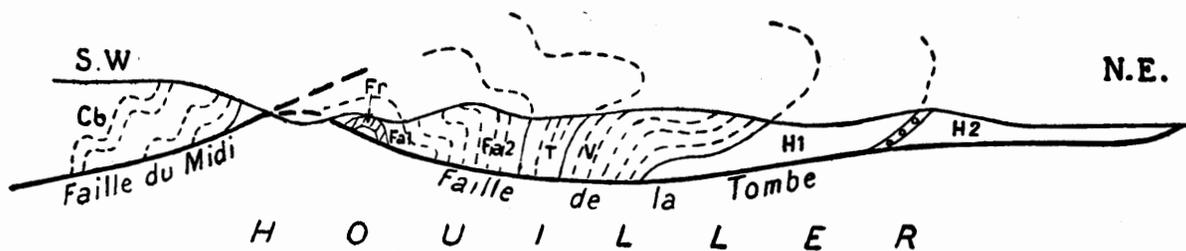


FIG. 51. — Coupe du massif suivant la vallée de la Sambre.

- | | |
|-------------------|----------------------------|
| H2 = Westphalien. | Fa2 = Famennien supérieur. |
| H1 = Namurien. | Fa1 = Famennien inférieur. |
| V = Viséen. | Fr = Frasnien. |
| T = Tournaisien. | Cl = Dévonien inférieur. |

La faille de La Tombe, de forme listrique, se relève vers l'ouest et vers l'est comme le montre la figure 50 ; c'est la raison pour laquelle le massif de Fontaine-l'Évêque-Landelies ne paraît pas dépasser le méridien d'Anderlues dans la direction de Mons.

(1) Comparer à cet effet les coupes des figures 45, 44, 43 et 42.

A l'est de Charleroi, les travaux miniers ont montré la continuité de la structure en écaillés. Celle-ci devient cependant plus simple du fait de la réunion ou du grand rapprochement de certains éléments de cet ensemble de fractures

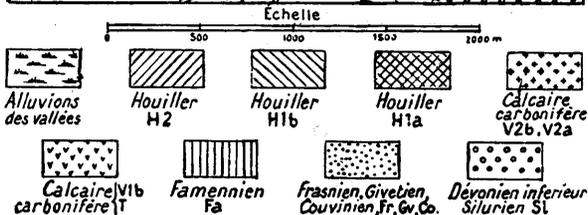
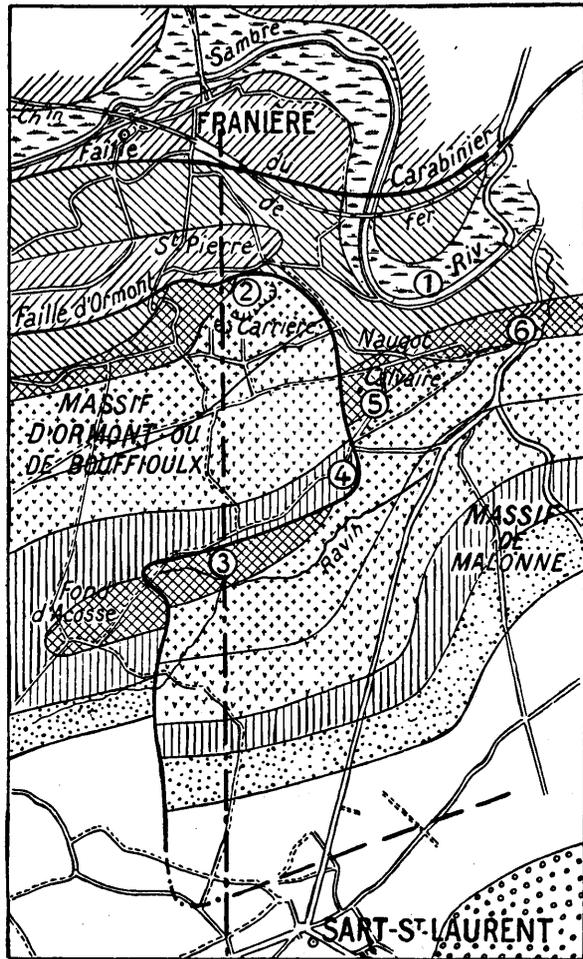


FIG. 52. — Carte géologique des environs de Franière.

Il en est ainsi par exemple pour les failles du Carabinier et du pays de Liège, la faille du Gouffre et la faille du Carabinier, etc.

D'autre part, par suite de l'ennoyage général du bassin vers l'ouest, des écaillés viennent en affleurement et disparaissent ; le fait se produit tout d'abord pour la faille de la Tombe limitant à sa base le massif charrié de Landelies-Fontaine-l'Évêque, qui disparaît avant d'atteindre le méridien de Charleroi ; à son tour le massif de Loverval, reposant sur la faille de Chamborgneau, n'existe plus à l'est de Bouffioulx ; le massif de Bouffioulx que la faille d'Ormont sépare des massifs sous-jacents a sa terminaison orientale près de Floreffe-Franière.

La figure 52 permet de se rendre compte de la façon dont le massif d'Ormont ou de Bouffioulx disparaît vers l'est à hauteur de Franière.

La coupe en travers montre la disposition des massifs superposés (fig. 53).

En conséquence, dans une coupe transversale, la structure du bassin houiller se simplifie de plus en plus en approchant de la Meuse. Cependant, plus à l'est, dans la vallée du Samson, on relève la présence de failles qui semblent prolonger ou relayer plusieurs cassures de la région de Charleroi ⁽¹⁾.

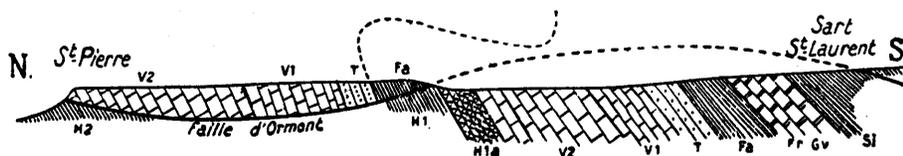


FIG. 53. — Coupe en travers de la carte, fig. 52, par le Rocher St-Pierre.

(1) P. FOURMARIER. — La coupe du « bassin » de Namur suivant la vallée du Samson. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LXVII, *Bull.*, pp. 135-140, 1944.

L'ennoyage général vers ouest a aussi pour effet de faire apparaître en surface, à l'est de Charleroi, les terrains sous-jacents au Houiller. C'est ainsi que le charriage du Condroz y est bordé par du Dinantien. Plus à l'est encore, sur le flanc nord de la bande silurienne de Sambre-Meuse, s'appuie toute la série des couches carbonifères et dévoniennes du synclinorium de Namur, avec leur poudingue de base. Cette disposition donne l'impression que le synclinorium se limite réellement à la bande silurienne. En réalité, comme je l'ai signalé antérieurement (page 667) celle-ci n'est qu'un anticlinal secondaire faillé dans la structure du synclinorium.

A la traversée de la vallée du Samson, le Houiller de Sambre-Meuse est interrompu et les terrains antéhouillers se continuent sans interruption du flanc sud au flanc nord du bassin de Namur ; c'est le passage du pli transversal du Samson dont il a été question précédemment.

A l'est de la vallée, par suite de l'ennoyage dans cette direction, la série houillère apparaît de plus en plus complète en approchant de Liège.

Une coupe en travers du bassin de Huy-Andenne (fig. 47) montre aussi une structure imbriquée qui rappelle celle de Charleroi ; les failles les plus méridionales sont certainement en relation avec le charriage du Condroz.

Dans le bassin de Liège, à l'ouest de cette ville, la structure du terrain houiller paraît plus simple (fig. 48) ; les plissements y sont très accusés dans le sud ; des failles de chevauchement reprises dans le plissement sont très caractéristiques de la tectonique de cette partie du Houiller de Sambre-Meuse, mais on n'y connaît pas de lambeaux ou d'écaillés comparables aux accidents de ce genre si caractéristiques du bassin de Charleroi.

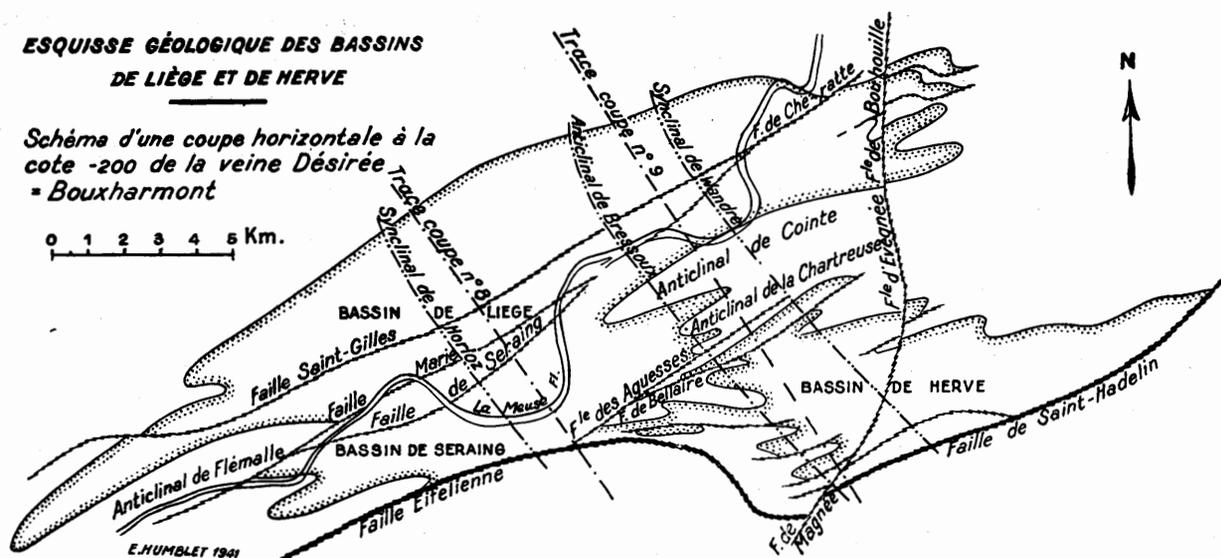


FIG. 54. — Carte de la répartition du Houiller dans le pays de Liège (d'après E. HUMBLET).

On a vu dans un chapitre précédent (page 657) qu'à l'est de Liège, la faille eifélienne change brusquement de direction décrivant une courbe que l'on pourrait, jusqu'à un certain point, comparer à l'anse de Jamioulx du pays de Charleroi. A ce changement de direction correspond un élargissement marqué de la bande houillère (figure 54).

A ce changement correspond aussi une complication tectonique plus grande : une série de lambeaux de poussée jalonnent le passage de la faille de charriage.

C'est ainsi que sur la rive gauche de l'Ourthe inférieure, en amont d'Angleur, apparaît le *lambeau de Streupas* comprenant la série des terrains depuis le Frasnien jusqu'au Tournaisien, coincé entre le Houiller au nord et le Dévonien inférieur au sud (fig. 55).

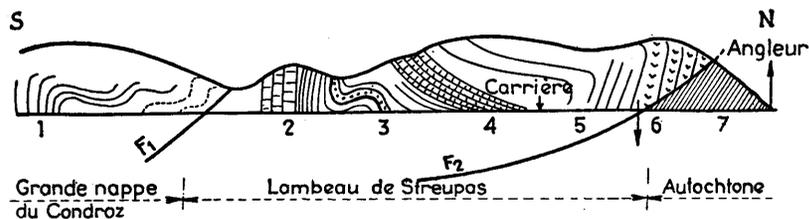


FIG. 55. — Coupe du lambeau de poussée de Streupas (rive gauche de l'Ourthe en amont d'Angleur).

- | | |
|---|----------------------------|
| 1 = Dévonien inférieur. | 5 = Famennien supérieur. |
| 2 = Calcaire frasnien. | 6 = Dolomie tournaisienne. |
| 3 = Schiste de la Famenne à oligiste et niveau de grès. | 7 = Houiller. |
| 4 = Assise d'Esneux. | |

Sur cette figure, on remarque la différence très nette entre l'allure des couches dans le lambeau de poussée, dont les plis sont déversés au nord, et celle des bancs du Dévonien inférieur de la nappe du Condroz, dont les plis secondaires, au voisinage de la faille, sont déjetés au sud.

Un lambeau semblable est visible à l'ouest du précédent en bordure de la Meuse, c'est le *lambeau de Kinkempois*.

Il existe aussi plusieurs autres lambeaux plus petits au contact du Houiller autochtone.

A Chèvremont, sur la rive droite de la Vesdre, un lambeau du même genre, formé de Dévonien supérieur, est pincé entre le Dévonien inférieur du massif de la Vesdre et le Houiller sous-jacent (1).

L'extension superficielle plus grande du Houiller à l'est de Liège (fig. 54) est la conséquence, en partie du moins, de la déviation de la faille eifélienne: elle se marque aussi par le fait que la bande houillère comprend alors deux parties : le massif de Liège-Herstal (bassin de Liège et bassin de Seraing de la carte) au nord-ouest, massif de Herve (bassin de Herve de la carte) au sud-est. Un accident tectonique, connu sous le nom de *faille des Aguesses*, ou *faille d'Asse*, au flanc sud de l'anticlinal complexe de Cointe et la Chartreuse, sépare ces deux massifs.

Aux environs d'Angleur, le tracé en surface de la faille des Aguesses vient s'arrêter à la faille eifélienne et ces deux accidents semblent être dans le prolongement l'un de l'autre. C'est pourquoi il fut admis autrefois qu'à l'est d'Angleur la faille de charriage se divise en plusieurs branches délimitant autant d'écaïlles, la faille des Aguesses étant la surface infé-

(1) D'après J. M. GRAULICH, il se pourrait qu'il faille rattacher au massif de Herve certains lambeaux de poussée des environs de Liège, considérés jusqu'ici comme massifs indépendants. Il se pourrait aussi que, dans la figure 55, une partie du Houiller appartienne au lambeau de poussée et ne soit séparé de la dolomie carbonifère que par une simple lacune (*Communication inédite*).

rieure de glissement suivant laquelle s'est avancée la masse charriée tout en se brisant à son front.

Il a été démontré dans un chapitre antérieur que la faille de St-Hadelin, prolongement de la faille eifélienne, se raccorde, par dessous le massif de la Vesdre, à la faille de Theux ; le Houiller des Forges-Thiry est la réapparition, dans la fenêtre de Theux, du Houiller du massif de Herve. Ce dernier appartient bien au synclinorium de Namur.

Il ne serait guère possible, d'ailleurs, de séparer par un accident tectonique de première importance le massif de Herve du massif de Liège-Herstal : leurs caractères stratigraphiques et paléontologiques sont très semblables, et les différences d'ordre lithologiques sont relativement minimes. En outre, du point de vue tectonique, tous deux sont caractérisés par une montée axiale vers l'est, tandis que le massif de la Vesdre s'envoie de façon régulière dans cette direction, à part un mouvement en sens inverse entre Pepinster et Verviers et quelques petites ondulations qui ne modifient que localement l'allure générale. Cet argument tectonique est cependant de peu de valeur en soi, car dans une même grande unité tectonique il peut y avoir abaissement axial d'un pli dans un sens et du pli voisin en sens inverse, témoin le massif de la Vesdre à ennoyage est et le synclinorium de Dinant qui se relève rapidement à l'est de l'Ourthe ; ces deux massifs font cependant partie de la grande nappe charriée du Condroz et ne sont séparés par aucune zone de fracture.

Les failles qui affectent le massif de Herve et qui lui donnent sa structure en écaïlles si caractéristique, peuvent être, jusqu'à un certain point, comparées aux failles du pays de Charleroi qui délimitent aussi des écaïlles faites de terrains appartenant au bassin de Namur, écaïlles en relation avec le charriage du Condroz.

§ 4. — Les petites failles cisailantes

A côté des failles délimitant les lambeaux de poussée, les lames, les écaïlles, les coupes dressées dans les bassins houillers révèlent la présence de fractures de faible rejet, généralement peu inclinées, qui cisailent les couches. Les figures 56 et 57 en donnent un exemple typique.

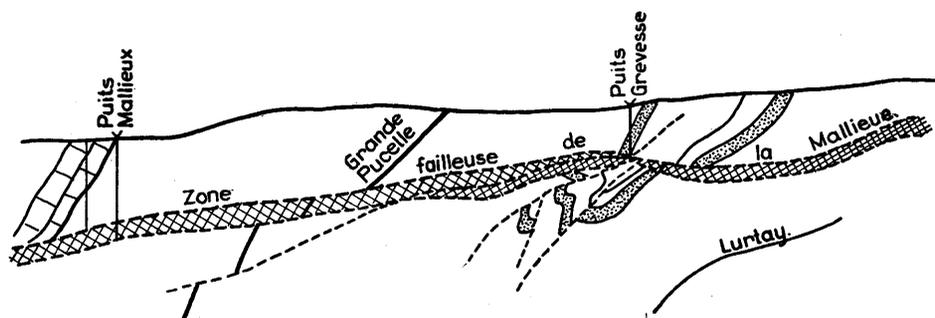


FIG. 56. — Faille cisailante dans l'ouest du bassin de Liège (Nouvelle-Montagne).

Des fractures de ce genre sont bien connues dans le bassin du Nord de la France et A. BOUROZ les désigne sous le nom de *failles directes de poussée*.

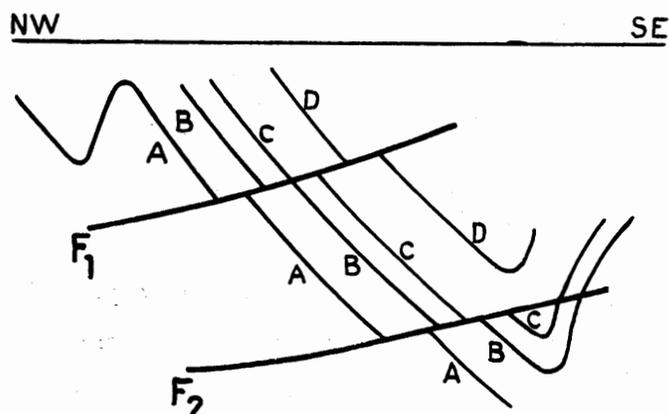


FIG. 57. — Petites failles de cisaillement dans le Houiller de Herve (d'après E. HUMBLET).

C'est à ce type qu'appartiennent les failles connues dans le Borinage sous le nom de *grand transport*.

Ces accidents sont certainement postérieurs aux plis ; leur allure cisailante les apparente aux failles de charriage ; par endroits, elles ont une pente relativement forte tout en gardant leur allure cisailante.

Les terrains plus anciens que le Houiller sont également affectés par de semblables failles ; en général il est

plus difficile de les observer sur le terrain que dans les mines.

§ 5. — Les failles radiales et les décrochements horizontaux

Les travaux miniers ont révélé dans le bassin houiller de Sambre-Meuse, comme dans celui du Nord de la France, la présence de failles longitudinales qui, dans une coupe transversale, ont l'apparence de failles normales. Certaines d'entre elles sont si importantes du point de vue de la marche des exploitations houillères que les mineurs leur ont donné des noms : je citerai par exemple, dans le bassin de Valenciennes, la faille Reumeaux, la faille d'Abscon, etc.

Quelques failles présentent le même aspect dans le bassin du Hainaut et dans la partie septentrionale du bassin d'Andenne, telle la faille de Villers-le-Bouillet qui abaisse le panneau sud par rapport au massif situé au nord.

Dans le bassin de Liège plusieurs accidents du même genre ont, depuis longtemps, attiré l'attention des mineurs ; ces failles présentent souvent un remplissage épais, difficile à traverser autrefois par les galeries de mines ; elles mettent aussi en contact des faisceaux dont la qualité des charbons est différente même pour des niveaux stratigraphiques très voisins. Leur inclinaison est tantôt au nord, tantôt au sud (fig. 58). On a pu montrer que ces accidents sont en réalité des décrochements horizontaux, suivant lesquels le déplacement peut être de l'ordre de 1500 m⁽¹⁾ ; ceci permet d'expliquer un changement de pente parfois notable de la surface de fracture (faille St-Gilles, par exemple).

On peut se demander si certaines failles du bassin houiller du Nord de la France n'ont pas la même signification. On connaît aussi dans le Dinantien du Tournaisis une fracture verticale dont les épontes sont marquées de larges cannelures horizontales ; c'est la preuve qu'il s'agit bien en l'occurrence, d'un décrochement horizontal.

Les failles dont il s'agit déplacent les failles de charriage ; les coupes établies par les

(¹) Ch. WALGRAPPE. — Contribution à l'étude de la faille Saint-Gilles. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 65, *Mém.*, 1942.
Ch. ANCIEN et P. LEFEVRE ont montré qu'il en est ainsi également pour la faille de Seraing (*communication inédite*).

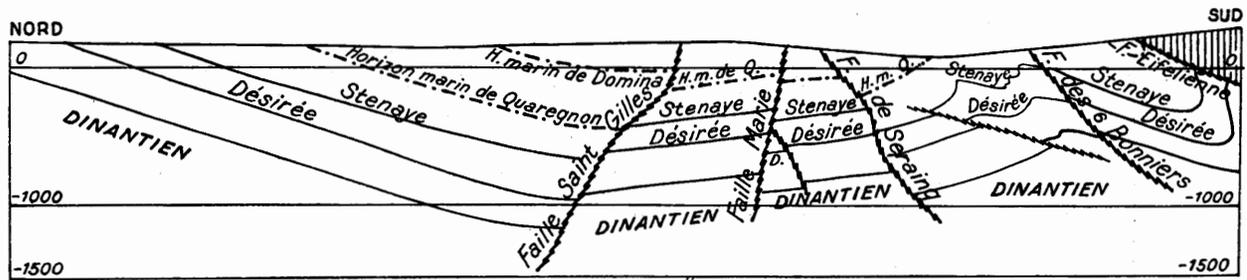


FIG. 58. — Coupe simplifiée du bassin de Liège montrant l'allure des grands décrochements horizontaux.

ingénieurs du bassin du Nord de la France indiquent même que l'une d'elles coupe la faille du Midi qui est rejetée d'une valeur importante.

Une coupe dressée par M. STIEVENARD permet de constater que la faille de Marqueffles, déplaçant ainsi la faille du Midi, affecte également le terrain crétacé recouvrant le Paléozoïque en discordance ⁽¹⁾.

Il n'est pas douteux, par conséquent, que les failles radiales et les décrochements horizontaux sont indépendants du plissement et sont plus récents que les charriages cisailants qu'ils déplacent.

Leur âge, par rapport à la tectonique hercynienne reste indéterminé lorsqu'ils n'affectent pas la couverture horizontale. Il existe, dans le Pays de Liège, de telles fractures antérieures au Crétacé, mais qui peuvent dater du Permien, du Trias ou du Jurassique ⁽²⁾. On peut croire que beaucoup d'entre eux se sont produits au cours d'une phase tectonique postérieure à la phase hercynienne, en relation avec le grand réseau de fractures radiales à deux directions conjuguées qui couvre une grande partie de l'Europe occidentale et dont les éléments ont joué à diverses reprises depuis le Paléozoïque jusqu'au Quaternaire.

A côté de ces fractures normales de direction longitudinale, il en est d'autres orientées transversalement au plissement et qui sont surtout développées dans l'est du pays ; comme les précédentes, elles appartiennent au grand réseau de failles radiales qui affecte le socle paléozoïque de même que sa couverture de terrains subhorizontaux. Il en a déjà été question à propos de la tectonique du massif au sud du charriage du Condroz. Il a été signalé à cette occasion que ces accidents ont servi de conduits pour les solutions minéralisantes qui ont donné les gîtes métallifères bien connus notamment dans le massif de la Vesdre et la fenêtre de Theux.

Dans le bassin de Liège, des éléments de ce réseau de failles radiales ont une direction sub-méridienne. C'est le cas pour les failles dites de Gaillard-Cheval, d'Evegnée, de Bouhouille, Monty, Monhy, Ostende.

La disposition des stries de glissement sur les parois conduit à penser que ces fractures peuvent être, en partie du moins, des décrochements horizontaux ⁽³⁾.

⁽¹⁾ M. STIEVENARD. — Grande faille du Midi. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXIX, 1949, p. 315.

⁽²⁾ P. FOURMARIER. — Sur la présence d'une faille antécrotacée dans la vallée de la Berwinne, au nord de Dalhem. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XLVI, *Bull.*, 1923.

⁽³⁾ Le fait a été observé pour les failles Monhy et d'Ostende par E. EVRARD et Ch. ANCION. Voir à ce sujet : H. CHAUDOIR et Ch. ANCION. — Le massif de Herve, Région orientale. *Ass. Etudes Paléont. et Stratigr. Houillères*. Publ. n° 6, Bruxelles, 1950.

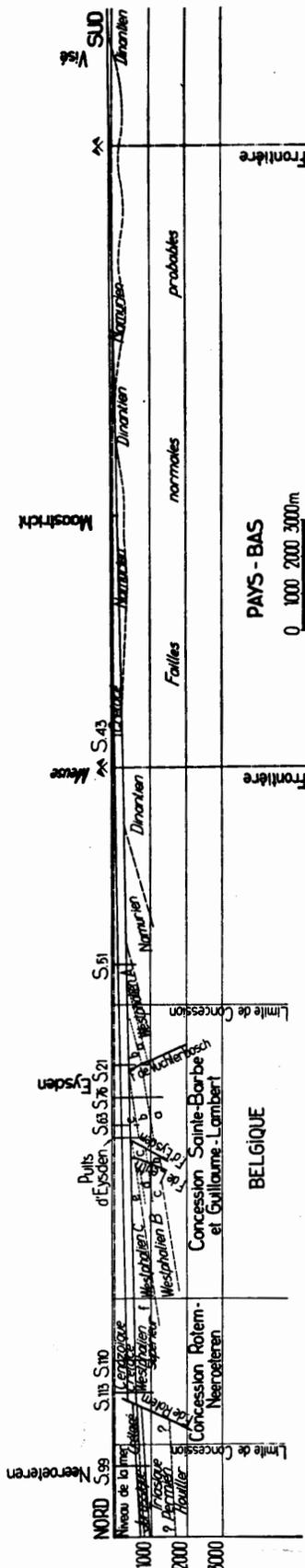


FIG. 59. — Coupe de Visé à Neeroeteren montrant l'allure des terrains paléozoïques à l'endroit de l'anticlinal du Brabant et sur le versant méridional du bassin de la Campine.

L'âge de ces accidents par rapport à la tectonique hercynienne reste indéterminé s'ils ne peuvent être observés que dans le socle paléozoïque. Cependant, H. FORIR avait pu constater que les failles Monty, Monhy et d'Ostende affectent les formations crétacées du plateau de Herve ⁽¹⁾.

§ 6. — La tectonique de l'avant-pays hercynien

Le versant nord du synclinorium de Namur appartient déjà, en partie, à l'avant-pays hercynien. Grâce à l'envoyage vers l'est de l'anticlinal du Brabant, on possède entre Visé et la Campine une coupe donnant l'allure des terrains de la couverture du massif cambrosilurien du Brabant. Cette coupe permet de voir que leurs couches ne sont affectées que de molles ondulations, ce qui est bien le caractère d'un avant-pays.

Dans le bassin de la Campine, le Paléozoïque incline faiblement et assez régulièrement vers le nord ou le nord est. Les failles y sont fréquentes ; ce sont des failles normales faisant partie du grand réseau de fractures qui ont joué depuis le Paléozoïque jusqu'au Quaternaire ⁽²⁾. Certaines de ces failles ne traversent pas le Crétacé, mais rien ne prouve qu'elles ne sont pas postérieures au Jurassique. D'autres intéressent même le Tertiaire, comme on le voit sur la coupe de la figure 59.

L'examen de ces failles sera repris au chapitre de la tectonique posthercynienne.

Il convient cependant de signaler la présence de failles de chevauchement reconnues en plusieurs endroits dans le Houiller de la Campine, grâce aux travaux souterrains des charbonnages. A Limbourg-Meuse, la faille d'Eijsdenbosch a la direction N 30° W-S 30° E avec pente nord est de 26° et rejet horizontal de 190 m. Un autre accident du même type existe dans la même région ; sa pente est de 13° NW.

Ces fractures font un angle faible avec les strates qu'elles déplacent.

⁽¹⁾ H. FORIR. — Le Pays de Herve. Essai de Géographie physique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXIII, *Mém.*, Liège, 1905.

⁽²⁾ On trouvera une carte d'ensemble du bassin et des accidents principaux qui l'affectent dans: A. GROSJEAN. — Géologie minière des bassins houillers belges. I. Le gisement de la Campine. *Ann. Mines Belgique*. t. XLVIII, 1949.

On a observé des failles du même type dans la concession André DUMONT ; leur pente y est également faible et, par suite, l'angle de la fracture avec les joints de stratification n'est que de quelques degrés.

Dans d'autres concessions, des accidents de même espèce ont été signalés. A Houthaelen il en existe une dont la pente est de 30 à 45° et dont la direction est NE-SW (1).

Il est à remarquer que, à deux endroits différents, il a pu être établi que ces failles de chevauchement sont déplacées par les failles radiales ; elles sont donc antérieures à ces dernières et leur âge est ainsi malaisé à fixer.

On conçoit difficilement, dans des couches peu inclinées et en allure régulière, des déformations dues à des poussées horizontales telles celles que l'on peut invoquer pour expliquer le plissement de l'Ardenne.

Cependant, il convient de rappeler ici que, dans le bassin de Liège, et probablement aussi dans le Houiller du Nord de la France, il existe des failles faisant un angle minime avec les strates, failles qui sont relativement très hâtives par rapport aux efforts orogéniques principaux, puisqu'elles ont été plissées harmoniquement avec les couches houillères. Il faut admettre que, lors des tout premiers mouvements, peut-être déjà au cours de la sédimentation, les bancs ont été fracturés et qu'il s'y est produit des chevauchements. Le mécanisme réel de cette phase hâtive du diastrophisme n'est pas bien précisé ; on peut néanmoins supposer que c'est dans des interventions de ce genre qu'il faut chercher l'explication de ces failles de chevauchement de la Campine. Elles n'ont, en tous cas, rien à voir avec les grandes failles radiales qui ont manifesté leurs effets alors que la tectogenèse hercynienne était terminée.

CHAPITRE VI

LA PHASE HERCYNIENNE (*suite*)

LA LOCALISATION DES ACCIDENTS TECTONIQUES

Une carte du socle paléozoïque de la Belgique met en relief la disposition générale des unités structurales qui y ont été distinguées. Leur distribution répond certes à un plan d'ensemble dont la ligne directrice est la grande courbe que dessine la zone plissée en Belgique comme dans tout l'ouest de l'Europe.

L'examen de cette carte fait ressortir cependant certaines anomalies apparentes dont il est intéressant de rechercher la cause. Ces anomalies sont surtout marquées à l'est de la

(*) On consultera les études suivantes :

A. GROSJEAN. — Premières observations sur une faille de chevauchement du bassin houiller de la Campine belge. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. XLIV, 1934, pp. 379-384.

A. GROSJEAN. — Indices de sollicitations tectoniques horizontales dans le bassin houiller de la Campine belge. *Ibid.*, t. XLV, 1935, pp. 129-136.

A. GROSJEAN. — Observations nouvelles sur certaines failles inverses du Houiller de Campine. *Ibid.*, t. XLIX, 1939, p. 14.

P. STAESSEN. — Un cas de sollicitations tectoniques horizontales dans le bassin de la Campine belge aux charbonnages de Houthaelen. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 69, *Bull.* p. 62, 1945-56.

vallée de l'Ourthe : changement brusque d'allure de la faille eifelienne, souligné par la présence d'une série de lambeaux de poussée et de lames de charriage ; ennoyage relativement rapide vers l'est du massif de la Vesdre contrastant avec le relèvement brusque du synclinorium de Dinant dans cette direction, faisant apparaître le massif de Stavelot ; la présence de la fenêtre de Theux ; la faille de Xhoris, etc.

Si l'on désire rechercher la cause de ces anomalies, il faut se baser sur le principe suivant : une série sédimentaire parfaitement homogène soumise aux efforts orogéniques tend à se déformer en plis réguliers ; si la déformation s'est faite de façon anormale, c'est qu'il y avait manque d'homogénéité de la matière soumise aux efforts.

On pourrait trouver, en Ardenne même, de nombreux exemples de l'influence de la constitution hétérogène d'une série sédimentaire ; il suffit de rappeler que la présence d'un banc lenticulaire ou d'une lentille de nature différente localise la naissance d'un pli ou d'une faille, ou dévie la schistosité. On en connaît de beaux exemples à l'endroit des masses lenticulaires de marbre rouge intercalées dans les schistes du Frasnien de l'Entre-Sambre et-Meuse. Mais la question peut être envisagée avec une ampleur plus grande.

Le problème revient alors à rechercher en quoi les terrains dévono-carbonifères soumis aux plissements hercyniens présentaient des défauts d'homogénéité susceptibles de localiser les effets des actions dynamiques, notamment lors de la production de grandes failles de charriages.

A l'époque du Dinantien, il existait dans le pays de Herve, une étroite zone passant par Barchon et Val-Dieu où le Namurien s'est déposé directement sur le Famennien supérieur avec lacune correspondant à tout le Dinantien, voire même aux couches les plus basses du Namurien ⁽¹⁾. Une telle zone marque l'existence d'une ride à tendance de surélévation ou de moindre subsidence ; il est vraisemblable qu'elle était orientée dès l'origine suivant la direction des plis ; elle ne semble pas s'être étendue bien loin sur la rive gauche de la Meuse si l'on en juge par la distribution du Dinantien sur les deux versants du synclinorium de Namur tel qu'il se montre en affleurement au nord de la bande silurienne du Condroz.

Les sondages de Pepinster et celui de Mélen, dont il a été question antérieurement ont établi qu'au sud de cette zone, le Houiller inférieur (Namurien) atteint une épaisseur anormalement grande, en même temps que la faune marine y est particulièrement abondante. On y voit la preuve de l'existence d'une zone de subsidence exagérée et dont l'extension est encore inconnue.

Il est certain que ce changement rapide dans la constitution du socle paléozoïque devait favoriser grandement la localisation d'une zone de dislocation.

Le massif de Stavelot coïncide souvent avec une zone à tendance de soulèvement notamment d'après les observations du professeur Ét. ASSELBERGHS ⁽²⁾. Il paraît établi,

⁽¹⁾ Ch. ANCIEN, G. UBAGHS et W. VAN LECKWIJCK. — A propos de la bordure méridionale du synclinal de Liège, à l'aval de Liège : la ride famennienne de Booze-le Val-Dieu à la limite septentrionale du plateau de Herve. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 66, *Mém.*, pp. 299-335, 1943.

⁽²⁾ Ét. ASSELBERGHS. — L'Éodévotionien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. XIV, 1946, p. 276.

en effet, que les conglomérats emsiens à l'ouest du massif de Stavelot renferment des éléments du Cambrien de ce massif. Ces faits ont été rappelés déjà à propos des mouvements préliminaires du diastrophisme hercynien. L'aire de subsidence caractérisée par l'épaisseur et le facies anormaux du Namurien de Mélen et de Pepinster était, de ce fait, comprise entre deux zones à tendance de surrection ; la cordillère de Barchon-Val Dieu et le pays correspondant à l'emplacement du massif de Stavelot. C'est sans doute là qu'il faut chercher la raison de la tectonique du massif de la Vesdre, avec ses plis déversés vers le nord dans la plus grande partie de son étendue, tandis que son style est tout autre dans sa terminaison occidentale, là où il se perd dans l'un des plis secondaires du flanc nord du synclinorium de Dinant.

C'est peut-être aussi dans cette tendance au soulèvement du massif de Stavelot qu'il faut chercher la cause du relèvement rapide de l'axe du synclinorium de Dinant, à l'est de l'Ourthe. Dans ces conditions, toutes les particularités tectoniques et sédimentologiques signalées dans cette petite partie du pays s'éclairent si l'on tient compte de cette tendance du massif de Stavelot, de la présence d'une cordillère ou d'une ligne de haut-fond à l'endroit correspondant au bord sud du synclinorium de Namur et à la bande silurienne de Sambre-Meuse, de la situation de la crête de Val-Dieu et de la zone de dépression de la Vesdre.

Dans ses travaux sur le Dévonien, le professeur ASSELBERGHS a souvent fait la distinction entre les deux régions séparées par la faille de Xhoris. Cet accident date de la phase finale de la tectonique hercynienne ; il n'a pas pu jouer un rôle pendant la sédimentation du Dévonien, mais on peut poser le problème autrement et admettre que les changements rapides de facies et de puissance de part et d'autre indiquent un défaut d'homogénéité dans la constitution du socle paléozoïque ; on conçoit que cet endroit ait été favorable à la naissance d'une faille importante.

La faille de Xhoris pénètre vers l'est dans le massif cambrien de Stavelot et son passage paraît y être proche de la replongée méridionale de la faille de Theux. On est tout naturellement conduit à accepter une communauté d'origine pour ces deux accidents de première importance ou tout au moins pour leur localisation en un endroit plutôt qu'en un autre.

Ces indications permettent d'envisager le problème du charriage du Condroz dans toute son ampleur. Il est bien connu, en effet, que le Dévonien inférieur n'existe pas dans le synclinorium de Namur. Il devait se terminer en biseau vers le nord puisque le Dévonien moyen, puis le Dévonien supérieur s'avancent en transgression sur les plis calédoniens. Comme proposé ci-avant, on peut même admettre qu'à la fin de l'Emsien la bordure de ce biseau avait été redressée à l'intervention des efforts néocalédoniens (page 674), de telle manière qu'avant le plissement hercynien proprement dit, la disposition aurait été celle que représente la figure 60.

Cette figure, toute schématique, montre qu'à l'endroit où le Dévonien moyen et supérieur s'avance en transgression par rapport au Dévonien inférieur, il y avait forcément un point singulier dans la constitution du socle paléozoïque ; cette disposition anormale a pu être l'une des causes de la localisation du charriage du Condroz en cet endroit plutôt qu'en

un autre ⁽¹⁾. C'est une disposition très comparable à celle invoquée ci-avant pour expliquer la situation de la faille qui met en contact, dans le bassin houiller de Liège (*lato sensu*), le massif de Herve avec le massif de Liège-Herstal.

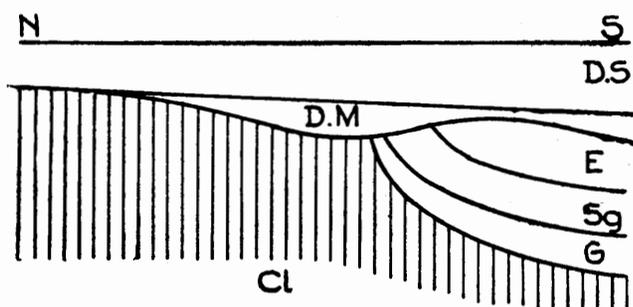


FIG. 60. — Disposition probable du Dévonien inférieur au nord du synclorium de Dinant au moment de la transgression du Dévonien moyen et supérieur :

DS = Dévonien supérieur. Sg = Siegenien.
DM = Dévonien moyen. G = Gedinnien.
E = Emsien. Cl = Soubassement calédonien.

Dans la première partie de l'ouvrage, l'attention a été attirée sur les variations de puissance du Silurien dans le massif du Brabant d'une part, dans la bande de Sambre-Meuse d'autre part et cette notion a été reprise dans le chapitre I (phase calédonienne) de la partie consacrée à la Tectonique. Entre les unités structurales qui sont aujourd'hui le synclorium de Dinant et le bassin de Namur, à l'endroit notamment de la bande silurienne du Condroz, il a toujours existé au cours de la sédimentation du Dévonien et du

Carbonifère une ride à tendance de soulèvement. On voit ainsi que plusieurs causes ont pu intervenir dans la localisation du charriage du Condroz : sédimentation et subsidence d'une part, avec variations considérables dans la puissance des terrains, tectonique d'autre part à la suite des plissements néo-calédoniens.

On pourrait trouver d'autres exemples d'anomalies tectoniques qu'expliqueraient le défaut d'homogénéité du socle. Ceux-ci sont dus à des mouvements préliminaires qui ont influencé la répartition des sédiments. On voit ainsi le rapport étroit existant entre ces mouvements précurseurs et les faits majeurs du diastrophisme.

CHAPITRE VII

LA PHASE HERCYNIENNE (*suite*)

L'INFLUENCE DES DÉFORMATIONS HERCYNIENNES SUR LA TECTONIQUE CALÉDONIENNE

Les effets de la phase hercynienne se marquent en ordre principal sur les sédiments de la grande série dévono-carbonifère discordante sur le bâti profond de Cambro-Silurien. Il est certain que ce dernier a subi l'influence de ces nouveaux efforts. On peut essayer de rechercher dans quelle mesure il a été affecté.

J'ai eu l'occasion de montrer par l'étude de la schistosité que le plissement hercynien

(¹) Il ne faut pas en conclure nécessairement que le charriage devait avoir sa ligne de départ à l'endroit où disparaît le Dévonien inférieur ; cette ligne est au sud. Il suffit de considérer une résistance inégale du socle, due aux variations de puissance des terrains, pour concevoir le déclenchement de la grande fracture au voisinage de cette anomalie.

a modifié l'allure du Cambrien-Trémadocien du massif de Stavelot⁽¹⁾. Dans la partie nord de celui-ci et notamment aux environs de Spa, comme l'avait déjà remarqué J. GOSSELET et G. DEWALQUE, les plis du Trémadocien sont harmoniques à ceux du Gedinnien ; la tectonique de cette partie du massif est en grande partie et parfois entièrement due aux efforts hercyniens.

Dans le sud de ce massif, la discordance est beaucoup plus nette et, à part le clivage schisteux probablement d'âge hercynien, la tectonique du Cambrien-Trémadocien est indépendante de celle du Dévonien inférieur.

Le massif de Rocroi semble avoir été peu influencé par la tectonique hercynienne, au moins dans sa partie centrale. Ce serait évidemment une erreur de croire qu'il est resté inerte ; il est probable que, dans le bombement général du Dévonien à l'endroit de l'aire anticlinale de l'Ardenne, les bancs du Cambrien ont quelque peu joué les uns par rapport aux autres sans qu'il soit possible de préciser dans quelle mesure⁽²⁾. La modification de structure du Cambrien résultant de ces nouveaux efforts a dû se marquer avec le maximum d'intensité au bord nord du massif, où le Dévonien est lui-même affecté de plis nettement dessinés.

La question a été envisagée au cours de la session extraordinaire des Sociétés géologiques de Belgique, en septembre 1935. Les observations faites n'ont pas permis de montrer clairement l'influence du plissement hercynien sur le substratum revinien⁽³⁾.

Je ne reviendrai pas sur la bande silurienne de Sambre-Meuse ; j'ai déjà dit antérieurement que ses terrains ont été profondément bouleversés par les poussées hercyniennes, d'autant plus que le charriage du Condroz, avec tous ses accidents annexes, passe dans cette bande silurienne.

Quant au massif du Brabant, je rappellerai que F. KAISIN⁽⁴⁾ admettait l'existence d'une surface de glissement au contact du Silurien de son bord sud avec le Dévonien du bord nord du bassin de Namur. En divers endroits cependant, on peut constater que ce contact correspond à une discordance normale et non pas à une surface de nature tectonique. Eu égard à la faible inclinaison du Dévonien au voisinage du Silurien et en présence de cette observation sur l'aspect de la surface de contact, on est tout naturellement porté à admettre que le long du massif du Brabant l'influence hercynienne est pratiquement nulle.

Cependant, pour la région de l'Orneau, mon collègue G. MORTELMANS est arrivé à une conclusion différente. C'est ce qui résulte de l'examen des deux croquis de la figure 61. L'auteur de ces croquis a été frappé par le fait que, sur une distance d'environ deux kilomètres au nord du contact, les joints de schistosité inclinent tantôt au nord, tantôt au sud, et que les plis du

(¹) P. FOURMARIER et J. M. GRAULICH. — Les relations du Dévonien et du Cambrien aux environs de Spa. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXIII, 1950.

P. FOURMARIER. — La schistosité dans le Cambrien du massif de Stavelot. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belg.*, 5^e sér., t. XXXVII, 1951.

(²) G. WATERLOT a tenté de donner une esquisse de ce qu'était la tectonique du massif de Rocroi au moment où la mer du Gedinnien s'est avancée sur la région.

(³) F. KAISIN. — Compte rendu de la session extraordinaire de 1935. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. XLV, p. 357, 1935.

(⁴) F. KAISIN. — Le problème tectonique de l'Ardenne. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. XI, pp. 1-327, 1936.

Silurien ne répondent pas au style tectonique normal du massif. Il a eu l'idée de rechercher ce que serait la forme de ces plis si le clivage schisteux était rétabli avec une pente régulière de 70° vers le nord. C'est ce que représente le croquis inférieur de la figure. On voit que, dans ces conditions, les plis ont l'allure normale de la tectonique calédonienne en ce sens qu'ils sont déjetés au sud. MORTELMANS admet que l'épaisseur influencée serait de l'ordre de 200 à 300 m.

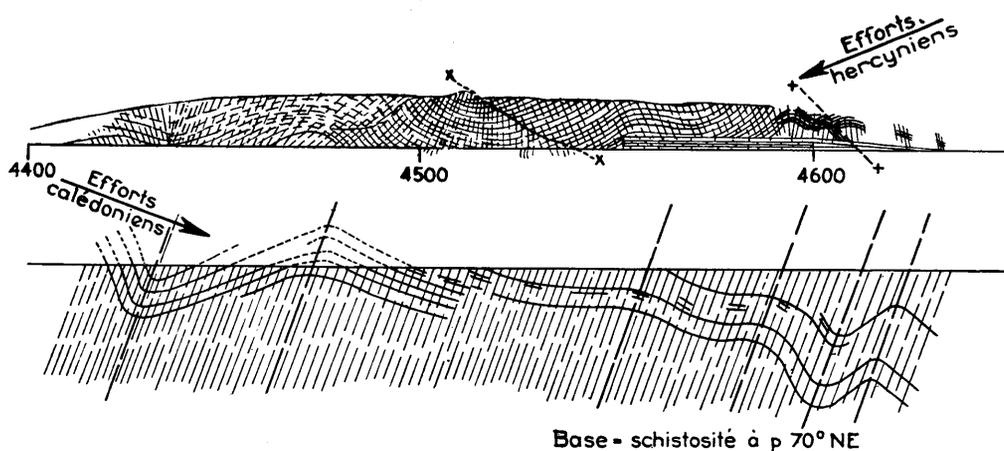


FIG. 61. — L'influence des efforts hercyniens sur la bordure méridionale du massif du Brabant, d'après G. Mortelmans.

En haut : état actuel des plis et de la schistosité.

En bas : allure probable du plissement calédonien en donnant au clivage schisteux une pente uniforme vers le nord.

(Renseignement inédit)

La méthode mérite d'être considérée avec faveur, car les résultats sont remarquables ⁽¹⁾.

L'auteur m'a fait remarquer qu'elle n'est d'application que pour la vallée de l'Orneau ; à l'est comme à l'ouest il semble que la zone d'influence soit beaucoup plus réduite.

L'action des efforts hercyniens se marque aussi dans la coupe de l'Orneau par la présence de deux petites failles inverses dans le Silurien, failles à pendage sud, du style des fractures de chevauchement d'âge hercynien. Dans la vallée de la Méhaigne, le Silurien à peu de distance au nord du contact est coupé par une faille identique à pendage sud, très apparente dans la tranchée de la route. Ici cependant la schistosité ne paraît pas avoir été dérangée comme dans la coupe de l'Orneau.

CHAPITRE VIII

LA PHASE HERCYNIENNE (*suite*)

L'AGE RELATIF DES DÉFORMATIONS HERCYNIENNES

Il a été établi précédemment que les plis de la phase calédonienne ne se sont pas édifiés partout en même temps. Dans une coupe transversale au plissement, intéressant la Belgique

⁽¹⁾ Il convient cependant de rappeler que, dans les plis peu serrés, le clivage présente parfois une disposition en éventail par rapport au plan axial des plis.

et les pays voisins, ils se sont succédé du sud vers le nord par une série de rides successives, de telle manière que, dans le Brabant, la phase calédonienne ne doit avoir marqué ses effets qu'à l'époque emsienne (plissements néocalédoniens).

Les plissements hercyniens semblent avoir suivi la même règle.

Dans le territoire de la Sarre ⁽¹⁾, le Westphalien repose sur un substratum formé probablement de Dévonien inférieur, mais peut-être aussi de Silurien, voire de roches plus anciennes. Bien qu'on n'ait pas observé directement le contact du Carbonifère avec son soubassement, on peut admettre qu'une importante discordance existe entre ces deux ensembles.

THÉOBALD fait remarquer que le Dinantien n'est pas connu dans la Sarre ; « il manque même dans les nombreux conglomérats du Carbonifère moyen et supérieur ».

C'est donc, selon toute probabilité, au cours du Dévonien supérieur, ou peut-être déjà fin du Dévonien moyen, que s'est produit dans la Sarre le plissement antérieur au Carbonifère, antérieur par conséquent au plissement qui, en Belgique, a déformé le Westphalien et toute la série concordante de terrains dont il forme le sommet. A ce plissement de la Sarre, on pourrait donner le nom de *plissement éohercynien*.

Si l'on accepte l'existence des plis néocalédoniens dans le Brabant, plis édifiés à la fin du Dévonien inférieur, on remarque que l'intervalle stratigraphique est relativement restreint entre les deux phases : néocalédonienne et éohercynienne ; il est de toute manière beaucoup moindre qu'entre la phase calédonienne et la phase hercynienne prises dans le sens trop rigoureux qui leur fut attribué autrefois, la première datant de la fin du Silurien et la seconde de la fin du Paléozoïque.

Le ridement de la Sarre avait pour conséquence, suivant la règle de la compensation approchée des volumes ⁽²⁾, de faire naître une dépression au pied de la zone en voie de soulèvement. Nous avons déjà proposé une explication du même genre pour la genèse de la dépression où s'est accumulé le Dévonien inférieur de l'Ardenne.

Sur territoire belge, le facies du Dévonien supérieur est plus argileux dans le sud du pays que dans le nord, et c'est là aussi que sa puissance atteint sa valeur la plus grande. La subsidence y était maxima pendant la durée de la sédimentation. Il est permis de voir une relation entre cette subsidence et le mouvement en sens inverse correspondant au soulèvement du territoire sarrois, ou mieux d'une ride parallèle, proche de la Moselle (ride de la Hesse) d'âge un peu plus récent.

En Belgique, le plissement majeur date de la fin du Westphalien ou peut-être du Stéphanien si l'on tient compte de ce que l'érosion a dû enlever une épaisseur notable de roches au-dessus des couches les plus élevées de la série houillère existant encore aujourd'hui. Malgré l'indécision qui règne de ce fait, on peut considérer que les dislocations du bassin houiller de Haine-Sambre-Meuse peuvent être rapportées à la phase des *plissements hercyniens proprement dits*.

(1) N. THÉOBALD. — Aperçu géologique du Territoire de la Sarre. *Public. Univ. de la Sarre*, 1952.

(2) P. FOURMARIER. — La règle de la compensation approchée des volumes. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXXII. *Bull.*, 1948-1949.

D'après tout ce que l'on connaît aujourd'hui de la tectogenèse, on acceptera sans peine que le ridement né dans la Sarre au Dévonien supérieur (ou moyen) s'est propagé progressivement vers le nord pour atteindre la région houillère du synclinorium de Namur à l'époque du Westphalien supérieur ou du Stéphaniens. Quelques arguments peuvent être donnés en faveur de cette manière de voir.

Par l'examen de la répartition des conglomérats dans le terrain houiller, il a été établi, (page 635) qu'après le Dinantien, les conditions générales de sédimentation étaient modifiées mais aussi que la provenance des matériaux était inversée ; ils étaient fournis, tout au moins pour la bande de Sambre-Meuse, par un continent situé au sud, alors que, pendant le Dévonien, la fosse de subsidence était alimentée par un continent situé au nord. Le déplacement de l'axe du bassin de sédimentation trouve évidemment sa cause dans le soulèvement d'une ride au sud du pays, c'est-à-dire dans l'extension de celle qui a débuté en Sarre vers l'époque du Dévonien supérieur.

A cet argument d'ordre général, on peut en ajouter d'autres pris dans la distribution de certains sédiments ou dans la présence de formations particulières. Si l'on se reporte notamment aux croquis dressés par G. MORTELMANS de la distribution des sédiments dinantiens, on voit se déplacer progressivement vers le nord la zone axiale du bassin de dépôt, ce qui marche de pair avec un soulèvement du sud du pays.

Cet argument est complété par les renseignements apportés lors de la découverte du conglomérat de Roucourt dans la concession d'Aniche (bassin houiller du Département du Nord) ⁽¹⁾. Environ 90 % des galets de ce conglomérat proviennent de la désagrégation de roches westphaliennes, namuriennes ou dinantiennes, qui avaient par conséquent atteint déjà un certain degré de lapidification ; sous cet état, semblables roches ne pouvaient affleurer qu'au sud du bassin actuel ; à l'endroit de leur gisement, elles étaient plissées ou redressées. Or, le conglomérat de Roucourt est de l'âge de l'assise de Bruay, équivalent de l'assise du Flénu des bassins belges, d'après les caractères de la flore des schistes intercalés.

De ce fait, il est indiscutable que vers la fin de la sédimentation houillère dans les bassins franco-belges, un relief important se dressait au sud. Un tel relief n'a pas pris naissance brusquement ; il s'est élevé peu à peu par l'accroissement vers le nord du tectogène déjà formé dans le territoire de la Sarre au Dévonien supérieur.

On pourrait peut-être trouver des arguments supplémentaires dans l'étude des brèches sédimentaires du Dinantien de Belgique, mais c'est là une question délicate qu'il n'est pas possible de discuter ici ⁽²⁾.

Certaines particularités de la tectonique du bassin de Liège permettent même de penser que les déformations des couches houillères ne sont pas strictement contemporaines dans le sud et dans le nord du bassin.

⁽¹⁾ Ch. BARROIS, P. BERTRAND et P. PRUVOST. — Le conglomérat houiller de Roucourt. *Public. Congrès intern. des Mines, Métall. et Géol. appl.*, VI^e session, Liège, 1930.

⁽²⁾ Voir à ce sujet :

P. BOURGUIGNON. — Etude géologique et sédimentologique des brèches viséennes de Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXIV. *Mém.*, 1951.

Il a été fait mention précédemment (page 691) de l'existence dans ce bassin de failles de chevauchement faisant un angle faible avec les couches affectées ; ce sont les « plats crains » des mineurs du bassin. On a vu aussi que ces failles sont plissées harmoniquement aux couches avoisinantes, ce qui fait dire qu'elles se sont produites avant le plissement. D'autre part, le terrain houiller de Liège est coupé par des failles cisailantes en relation avec le charriage du Condroz, par conséquent plus récentes que le plissement.

Les études de Ch. ANCIEN ⁽¹⁾ ont montré que ces deux types de fractures ne sont pas aussi distincts qu'on pourrait le supposer au premier abord. Au nord de la faille St-Gilles ⁽²⁾ et entre celle-ci et la faille Marie, les « plats crains » sont plissés harmoniquement aux couches, et l'angle qu'ils font avec les strates est généralement faible ; entre la faille Marie et la faille de Seraing, la discordance d'allure entre ces failles et les couches est plus marquée, ce qui laisse à penser que le plissement avait déjà commencé quand les fractures se sont produites ; enfin, au sud de la faille de Seraing, les « plats-crains » ne sont pas affectés par le plissement et ils passent au type des failles cisailantes ; ils sont par conséquent plus récents que le plissement.

Il faut en conclure de toute évidence que le plissement s'est déplacé progressivement du sud vers le nord, tandis que les failles se sont produites dans un temps relativement court ; elles ont pris naissance dans le sud du bassin alors que le plissement venait de s'y produire ; elles se sont propagées, à ce même moment, sur toute la largeur du bassin ; lorsque le plissement a gagné la région septentrionale, les failles y existaient déjà et elles ont été déformées au même titre que les couches environnantes ⁽³⁾.

La distinction établie précédemment entre failles de chevauchement et failles de charriage apparaît de ce fait particulièrement délicate, si même elle peut se justifier du point de vue théorique. J'ai admis que le plissement du bassin de Namur avec plis couchés au flanc sud (fig. 12) est antérieur au charriage ; c'est là une conception théorique. On peut concevoir, tout aussi bien, d'après ce qui vient d'être exposé, que le charriage du Condroz entraînait par cisaillement des lambeaux de ces plis couchés *avant* que se plisse le bord nord du bassin ; les « plats crains » plissés harmoniquement avec les couches pourraient être en relation génétique indirecte avec les poussées résultant du charriage du Condroz. Dans le cas le plissement définitif du bord nord du bassin pourrait être contemporain ou même postérieur à ce vaste transport. Il serait cependant difficile de faire la preuve de cette vue de l'esprit.

On se rend compte ainsi de l'extrême mobilité du sol de la Belgique au cours des temps paléozoïques. La phase hercynienne (*lato sensu*) est caractérisée, comme la phase calédonienne, par la surrection d'une série de rides parallèles s'édifiant les unes après les autres et se succé-

⁽¹⁾ Ch. ANCIEN. — L'évolution tectonique du bassin de Seraing. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXV, *Mém.*, pp. 86-132, Liège, 1941.

⁽²⁾ Pour la situation de ces failles, voir coupe figure 48.

⁽³⁾ P. FOURMARIER. — « Plats crains » et failles cisailantes dans l'ouest du bassin de Liège. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LXVIII, *Bull.*, pp. 114-125, Liège 1945.

dant du sud vers le nord, ce qui revient à la notion de l'élargissement progressif vers le nord d'une ride née dans la Sarre.

A chacune des époques successives, le plissement intense s'est produit dans les régions les plus déformables qui sont des zones à sédimentation maxima. La surrection d'une ride provoque, suivant la règle de la compensation des volumes, la formation de dépressions en bordure, où s'accumulent de nouveaux sédiments, préparant ainsi la genèse d'une nouvelle zone plissée.

Les considérations qui viennent d'être développées sur l'âge réel des déformations hercyniennes conduisent à une autre conclusion. On peut se demander, bien qu'il soit impossible d'en fournir la preuve, si la zone de charriage d'Aiglemont et d'Herbeumont au sud du synclinorium de l'Eifel n'est pas plus ancienne que le charriage du Condroz ; elle se trouve en effet dans une situation plus méridionale, où le plissement était réalisé alors que la sédimentation continuait à se faire à l'emplacement des bassins houillers de Sambre-Meuse, et même de la zone centrale du synclinorium de Dinant.

Enfin il n'est pas sans intérêt de mettre en parallèle la notion de l'édification progressive de la zone des plissements hercyniens, avec les résultats acquis sur la schistosité et schématisés dans le diagramme de la figure 13.

L'abaissement vers le sud du front supérieur de schistosité dans la série stratigraphique, indique une diminution progressive de la charge depuis l'axe du synclinorium de Dinant jusqu'à la région de l'Eifel. Une telle diminution se comprend aisément par l'émersion progressive des terrains paléozoïques du sud vers le nord.

A ce propos, il y a lieu de faire remarquer que, dans le diagramme de la figure 13, le front de schistosité est le plus élevé non pas à l'endroit du bassin houiller de Sambre-Meuse, mais plus au sud, contrairement à ce que pourrait faire supposer le déplacement progressif du ridement vers le nord. Eu égard à l'érosion considérable à l'endroit du synclinorium de Dinant, on est réduit à l'hypothèse. Cependant on peut imaginer qu'à la fin du ridement la disposition au méridien de Dinant était celle indiquée schématiquement au croquis de la figure 62.

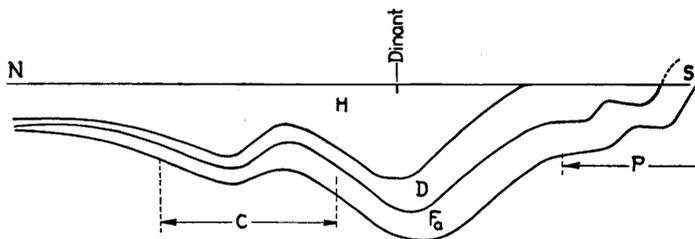


FIG. 62. — Disposition probable de la sédimentation à la fin du Westphalien.

H : Houiller.

C : Zone cachée sous le charriage du Condroz.

D : Dinantien.

P : Zone plissée d'où proviennent les éléments du conglomérat de Roucourt.

Fa : Famennien.

A l'est du pays, là où se trouve le bassin d'Eschweiler, la ride entre les deux fosses était sans doute atténuée comme semblent l'indiquer les particularités du Houiller de ce bassin.

Si l'on tient compte de la tendance fréquente au soulèvement de la zone occupée par le massif de Stavelot, on comprend aisément que ce mouvement tende à empêcher ou à restreindre la formation de la ride séparant le bassin de sédimentation maxima de la région dinantaise, de la dépression où se déposait le Houiller de Herve (fosse de Pepinster).

CHAPITRE IX

LA TECTONIQUE POST-HERCYNIENNE

§ I. — Les déformations du sol au Permien

Au cours de l'évolution géologique du territoire belge, les déformations calédoniennes ont progressé du sud vers le nord, pour s'arrêter, au-delà de la frontière septentrionale du pays, contre un obstacle correspondant probablement au prolongement du bouclier scandinave. Les plissements hercyniens sont à leur tour partis du sud pour s'avancer vers le nord et s'arrêter à l'endroit du massif du Brabant comme si le massif résistant s'était agrandi aux dépens des roches déformées lors de la phase calédonienne.

Par après un nouveau plissement s'est édifié dans la Sarre à l'époque du Permien moyen ⁽¹⁾ : la fosse où s'étaient accumulés les sédiments du Westphalien, du Stéphaniens et du Permien inférieur s'est transformée en tectogène, provoquant au nord la transgression du Permien supérieur vers le massif du Hunsrück et, vers le sud, la formation d'une fosse où se sont accumulées les couches du Permien supérieur et du Trias.

A l'époque du Permien supérieur, une transgression marine se produisit vers le territoire belge, à la fois dans le sud et dans le nord du pays (sondages de Longwy, sondage de Neeroeteren), c'est-à-dire vers la chaîne hercynienne nivelée par l'érosion. A la fin du Permien, il a dû se produire de légères déformations, en rapport probablement avec celles qui affectent le poudingue de Malmédy ; en effet, dans le Luxembourg et la Lorraine, le Permien se présente en lambeaux isolés entre le Trias et le Paléozoïque ; il paraît en être de même en Campine.

Si le Trias s'avance en Belgique au-delà des limites du Permien, ce n'est probablement pas la simple conséquence d'un mouvement normal de transgression, mais la résultante de mouvements plus complexes. Les données manquent cependant pour permettre d'en préciser la nature et l'importance ⁽²⁾.

La phase tectonique de la fin du Permien inférieur (phase Saalienne de Stille) semble avoir eu sa répercussion jusqu'en Belgique. Au chapitre VIII de la première partie de cet ouvrage, P. ANTUN a attribué un âge probablement permien inférieur au Poudingue de Malmédy et aux formations qui peuvent en être contemporaines. Ces couches sont légère-

⁽¹⁾ N. THÉOBALD. — Aperçu géologique du territoire de la Sarre. *Publ. Univ. Sarre*, 1952.

⁽²⁾ Des intrusions de dolérite et de gabbro ont été signalées dans le Permien inférieur de l'est des Pays-Bas. On peut se demander si elles sont en relation avec ces déformations.

W. F. M. KIMPE. — Doleritic and gabbroic intrusives in the Autunian (lower Permian) of the boring Wanneperveen I. Eastern Netherlands. *Geol. en Mijnbouw*, N. Ser. n° 3. 15° jaarg. pp. 47-65, 1953.

ment déformées comme le montrent les coupes des figures 63 et 64, la première par le lambeau de Malmédy, la seconde à l'endroit des conglomérats d'Audincthun dans le Nord de la France.

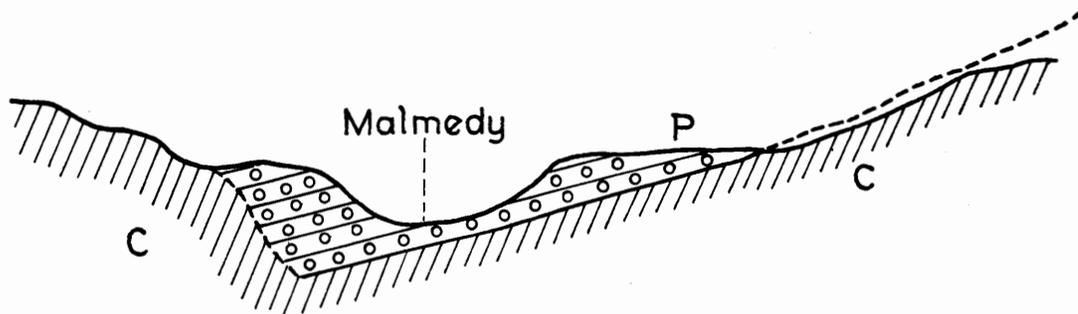


FIG. 63. — Coupe en travers du lambeau de Malmédy.

C'est à l'endroit de cette dernière que les efforts tectoniques se sont manifestés avec le maximum d'intensité, car les couches du conglomérat inclinent de 45° au nord et sont recouvertes en discordance de stratification par le Crétacé.

A Malmédy, les couches inclinant assez faiblement au nord semblent buter contre une falaise de Cambrien qui forme la bordure septentrionale de la bande de poudingue. On

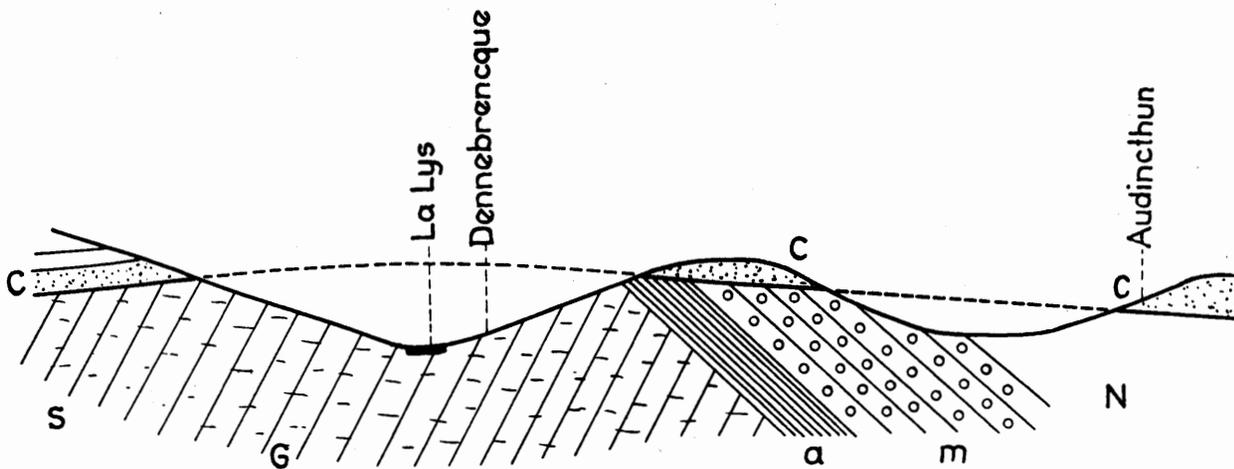


FIG. 64. — Coupe par le lambeau d'Audincthun (d'après P. PRUVOST).

- | | |
|---------------------------|---------------------------|
| C = Crétacé (Cénomanién). | |
| M = poudingues et brèches | } formation d'Audincthun. |
| a = argilolites bariolées | |
| G = Gedinnien. | |

peut se demander s'il ne s'agit pas d'un contact de faille. Il ne serait pas à rejeter l'hypothèse que la séparation du poudingue de Malmédy en trois lambeaux soit le fait de cassures transversales, mais rien ne permet de donner quelque indication précise à ce sujet ; la morphologie serait plutôt en opposition avec cette thèse.

§ 2. — La tectonique du Trias et du Jurassique

La disposition transgressive du Trias sur le massif hercynien est bien connue dans le Luxembourg ⁽¹⁾ ; elle a été mise en évidence dans le nord de la Belgique par les résultats fournis par les sondages tant en Campine que sur territoire hollandais et en Westphalie. Les dépôts triasiques du Commern et de l'Eifel indiquent une transgression vers l'ouest.

En Angleterre, le Trias existe en affleurement tout le long de la bordure nord-ouest du bassin de Londres depuis le comté de Durham jusqu'au Devonshire. Il est concordant sur le Permien au nord de Nottingham, mais vers le sud il s'avance en transgression sur le Paléozoïque. Vers le sud-est, il disparaît à son tour pour être débordé par le Jurassique qui, aux environs de Douvres, repose directement sur le Houiller.

En France, sous le bassin de Paris, le Trias est également débordé vers le nord par la transgression jurassique. Grâce à une série de sondages, on a pu connaître l'existence du Jurassique sous la couverture de Crétacé et de Tertiaire. Vers le nord, le Lias ne s'avance pas au-delà d'une ligne passant par Hirson, Guise, le sud de Peronne et le nord d'Abbeville ; au nord de cette ligne, d'après les résultats des sondages, le Jurassique est transgressif sur les terrains paléozoïques ; il en est ainsi jusqu'à une ligne joignant Hirson à Merlimont sur la Manche, s'incurvant ensuite pour englober le Jurassique du Boulonnais où le Bathonien repose sur le Primaire.

En Angleterre, le Jurassique comme le Trias affleure en bordure du bassin de Londres ; les sondages de Douvres ont établi non seulement son allure transgressive par rapport au Trias, mais encore la disparition progressive du Lias vers le nord-est, de manière à se terminer en coin à peu de distance de Douvres, où le Carbonifère est recouvert directement par du Jurassique comme dans le Boulonnais.

D'un autre côté, le Lias du nord de la France se rattache à celui du Luxembourg, pour se prolonger ensuite dans le Commern et de là sous la Hollande.

Les diverses données recueillies dans les pays limitrophes comme en Belgique mettent bien en évidence la disposition transgressive du Trias d'abord, du Jurassique ensuite vers une zone centrale s'allongeant de l'ouest à l'est, de l'Angleterre (bassin de Londres) à la plaine du Rhin ; cette zone à tendance continentale pendant le Trias et une grande partie du Jurassique est parallèle, dans ses grandes lignes, à l'arc des plissements hercyniens. La grandeur de cette zone est plus restreinte au Jurassique qu'au Trias ce qui permet de mieux en indiquer l'axe ; celui-ci joignait approximativement Douvres au nord du Grand-Duché de Luxembourg.

La transgression jurassique ne correspond pas à un simple déplacement eustatique des terres et des mers. Comme l'a établi Paul LEMOINE ⁽²⁾ il y eut, au Lias, une zone de

⁽¹⁾ La transgression s'est faite sur un sol érodé, qui est la pénéplaine posthercynienne. Celle-ci est exhumée et bien visible au bord sud de l'Ardenne.

⁽²⁾ P. LEMOINE. — Considérations sur la structure d'ensemble du bassin de Paris. *Livre jubil. Centen. Soc. Géol. France*, 1830-1930. Paris, 1930.

subsidence à sédimentation maxima allant de Beauvais à Briey, sensiblement parallèle à l'allure des plissements anciens ; les lignes isopaques du Lias sont parallèles à l'axe de cette zone ; elles se prolongent dans le sud-est de l'Angleterre, au midi du bassin houiller de Douvres.

Ce serait une erreur de croire que la transgression du Trias d'abord, du Jurassique ensuite, sur le socle paléozoïque se fit de façon parfaitement régulière et continue ; certaines particularités de la stratigraphie indiquent la présence de phases temporaires de régression. En Angleterre, dans la région de Cardiff et des Mendips, le Jurassique transgressif repose sur la *tranche* des couches triasiques comme des couches paléozoïques. D'ailleurs, dans la Sarre, les dislocations plus importantes marquées par le plissement de la fin du Permien inférieur se sont accentuées par après et ont affecté la couverture triasique.

Ces quelques indications suffisent à montrer que la répartition du Trias et du Jurassique en Belgique et dans les pays voisins résulte pour une grande part de déformations du sol orientées par le diastrophisme antérieur (plis longitudinaux ou ondulations transversales).

La grande transgression qui s'est faite au cours du Trias et du Jurassique, permet de supposer que les assises les plus récentes du Jurassique ont pu s'étendre sur tout le territoire belge, bien qu'il soit impossible d'en apporter la preuve.

A la fin de la période, un mouvement en sens inverse se produisit, conduisant à l'exhaussement et à l'émersion de la zone précédemment recouverte. En effet, à la limite nord orientale du bassin de Paris, le Crétacé recouvre le Jurassique en légère discordance de stratification : à l'est de Reithel, il repose sur le Jurassique supérieur tandis qu'à Hirson il s'avance sur le Lias et, au nord de cette ville sur le Paléozoïque. C'est l'indice d'un mouvement de bascule affaissant les terrains au sud et les faisant émerger au nord à la fin du Jurassique.

Dans le nord de la Belgique, le Crétacé repose tantôt sur le Primaire, tantôt sur le Trias et, à Neeroeteren, il recouvre le Jurassique. Ces anomalies résultent sans nul doute, comme l'a indiqué DE SITTER ⁽¹⁾, d'un mouvement de bascule symétrique à celui du nord du bassin de Paris ; cette déformation a fait incliner les couches jurassiques vers le nord de façon qu'elles ont pu émerger plus au sud, ce qui a permis à l'érosion de les faire disparaître dans la partie centrale du pays. En outre la présence de failles radiales dans le Limbourg hollandais comme dans le nord-est de la Campine a eu pour effet d'accentuer la disposition anormale observée dans le nord-est du pays.

La coupe schématique de la figure 65 met bien en évidence la discordance du Crétacé sur les terrains antérieurs, par suite d'un large bombement du sol et de la production de failles radiales. C'est ce ridement et l'érosion subséquente qui ont fait disparaître le Jurassique qui aurait recouvert la partie centrale du pays.

(¹) L. V. DE SITTER. — The alpine geological history of the northern border of the South-Limburg coal district, Holland. Geol. bureau voor het mijngebied te Heerlen, Mededeelingen behoorende bij het Jaarverslag over 1940 en 1941-1942.

Cette déformation est connue également dans les Iles Britanniques. Dans le Wiltshire, il existe une discordance angulaire nette entre Jurassique et Crétacé ; elle est très apparente sur la carte géologique. Les sondages de la région de Douvres indiquent aussi une disposition transgressive du Crétacé.

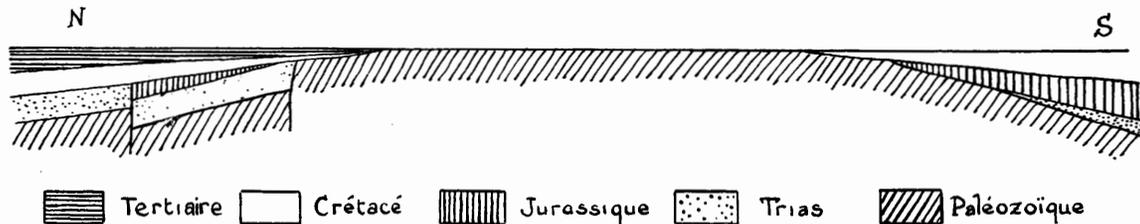


FIG. 65.

Les relations du Crétacé et du Jurassique-Triasique suivant une coupe méridienne dans le centre de la Belgique.

En tenant compte de ces diverses observations, il est possible de préciser l'orientation du bombement post-jurassique ; il est sensiblement parallèle à la direction générale des plissements hercyniens et son axe passe à peu près par le centre de la Belgique. On se rend compte par là de l'influence, au point de vue orientation tout au moins, des plissements anciens sur les bombements à grand rayon de courbure qui affectent les terrains de la couverture.

C'est aussi au Jurassique que se manifeste, de façon très apparente, le rôle des failles radiales appartenant au grand réseau qui couvre une vaste étendue en Europe occidentale. Dans le nord est du pays, la direction dominante de ces fractures est NW-SE. Dans le Luxembourg, les failles principales sont orientées NE-SW. Bien que j'aurai à revenir sur la question de ces failles, je signale dès maintenant que dans le Luxembourg, ces fractures, parallèles à la direction des plissements anciens et à celle des ondulations récentes du Luxembourg et de la Sarre, ont fait sentir leur action au cours de la sédimentation ; l'épaisseur d'un même étage varie, en effet, de part et d'autre d'une faille. De façon générale, ces fractures paraissent en relation avec la subsidence du bassin luxembourgeois ; cette subsidence est manifeste en ce sens que le maximum de puissance des terrains coïncide approximativement avec la zone axiale de la cuvette ⁽¹⁾.

§ 3. — La tectonique du Crétacé

Après les déformations qui ont affecté le Jurassique, le Crétacé s'est déposé sur le territoire arasé plus ou moins complètement par l'érosion ; des dépôts continentaux s'y sont édifiés ⁽²⁾ : Wealdien à lignite et faune terrestre dans le Hainaut, sables et argiles à végétaux terrestres d'Aix-la-Chapelle. Ces dépôts soulignent l'existence d'une phase continentale ; ils sont indépendants des formations marines édifiées par la suite.

⁽¹⁾ M. LUCIUS. — Beitrage zur Geologie von Luxemburg. Bd. II, 1940.

⁽²⁾ R. MARLIÈRE. — Deltas wealdiens du Hainaut. *Bull. Soc. belg., Géol.* t. 55, p. 69-101, 1946.

Dans l'est et le nord est du pays, la transgression marine s'est faite à partir du nord est, car en Hollande et en Westphalie existent les étages inférieurs du Crétacé, qui ne sont pas représentés en Belgique. Dans le Hainaut, la transgression a débuté plus tôt puisque l'Albien s'y trouve représenté ; les étages inférieurs sont connus dans le bassin de Paris ; la transgression marine s'est faite du sud vers le nord ⁽¹⁾. La mer s'est donc avancée de part et d'autre vers une zone émergée, de faible étendue sans doute et correspondant approximativement à la région centrale du Brabant et à l'Ardenne.

Cette disposition transgressive n'est pas de nature eustatique, car l'épaisseur des assises du Crétacé est loin d'être constante ; des actions de subsidence différentielle sont intervenues largement. A titre d'exemple, on peut citer l'assise de Herve qui atteint 160 m environ à Vlimmeren, 100 m à Beeringen et 61 m à Hasselt, trois points situés à peu près en ligne droite.

R. LEGRAND ⁽²⁾ a dressé une carte du plus haut intérêt qui montre, par le tracé des

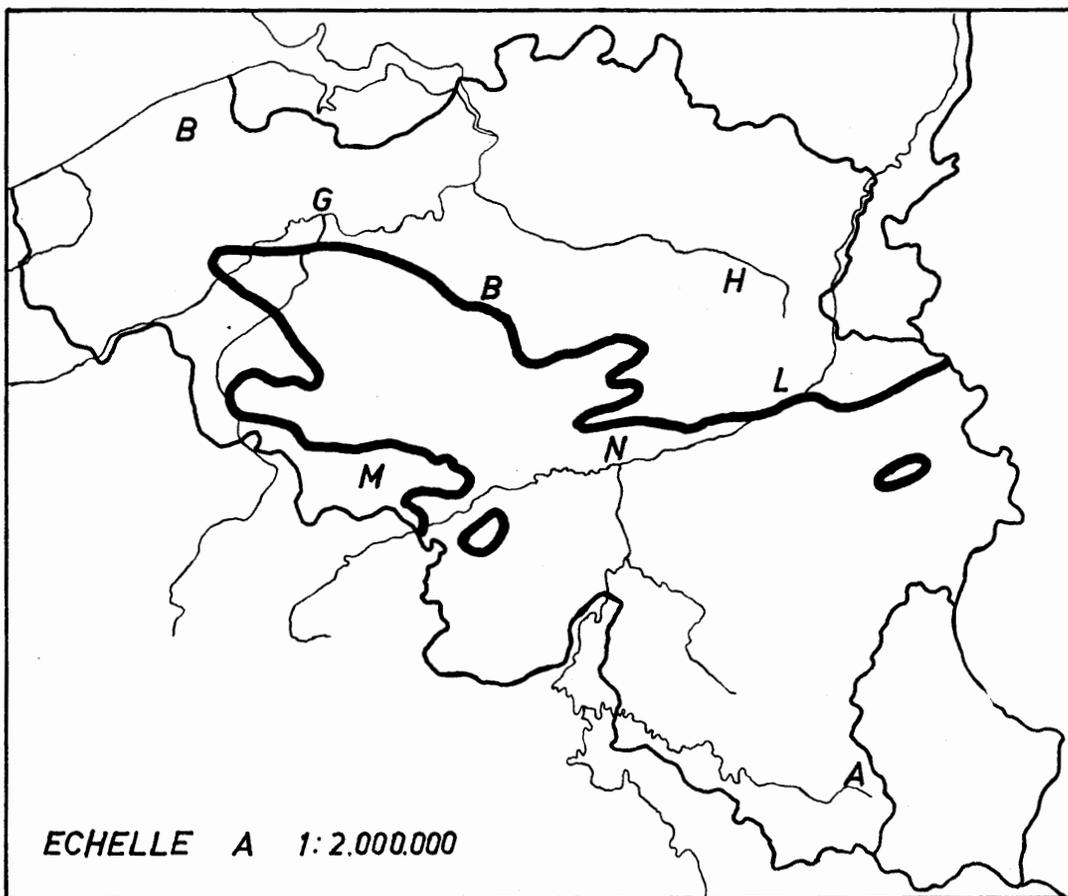


FIG. 66. — Extension de la zone où le Tertiaire recouvre directement le Paléozoïque (d'après R. LEGRAND).
Le trait fort marque la limite de la zone où le Crétacé fait défaut.

⁽¹⁾ Il s'agit du sens *général* de la transgression, car dans la dépression de la Haine, la mer s'est avancée en réalité de l'ouest vers l'est.

⁽²⁾ R. LEGRAND. — Carte géologique et hypsométrique du Paléozoïque de la Belgique, complétée par les courbes caractéristiques du Crétacé. Bruxelles. *Service Géologique de Belgique.*, août 1952.

isohypses, l'allure de la surface du socle paléozoïque en même temps que celle de la surface du Crétacé. La comparaison de ces deux cartes met en évidence la différence d'épaisseur du Crétacé qui atteint 300 m près de la frontière nord du pays et qui est extrêmement réduite dans le sud du Brabant. On sait que, dans cette partie du pays ainsi que dans le nord du Hainaut, le Crétacé fait défaut sur une large surface où le Tertiaire recouvre directement le Paléozoïque.

Sur la carte dont il vient d'être question, R. LEGRAND a tracé la limite de la zone où le Crétacé fait défaut. Son contour bien qu'assez sinueux (fig. 66), esquisse la forme générale d'une ellipse dont le grand axe irait de Deynze à Eghezée. Au-delà de la limite septentrionale, l'épaisseur du Crétacé va en augmentant régulièrement ; au sud de la zone se dessine la dépression de la Haine caractérisée également par une action de subsidence. On ne manquera pas d'être frappé par le fait que l'axe de la zone dépourvue de Crétacé est à peu près parallèle à la direction des plissements hercyniens dans cette partie du pays et notamment à l'axe du massif du Brabant.

La dépression de la Haine mérite que l'on s'y arrête un peu davantage. C'est grâce aux recherches patientes de J. CORNET, poursuivies pendant de nombreuses années que l'on possède aujourd'hui une idée assez nette de l'allure des terrains dans cette partie de la Belgique.

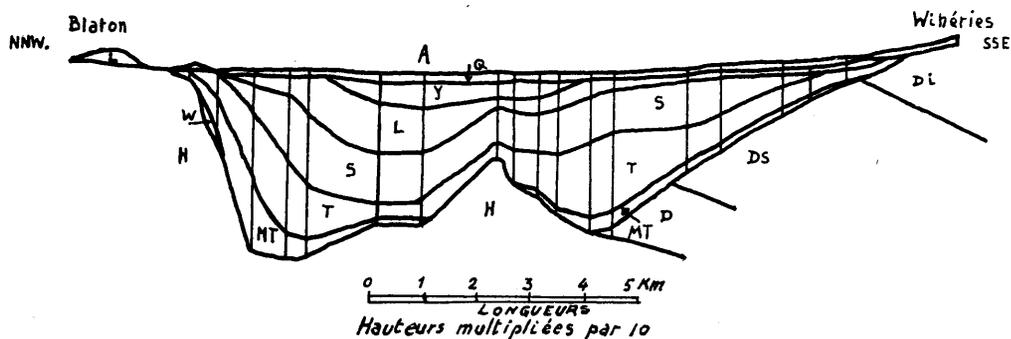


FIG. 67. — Coupe transversale de la dépression de la Haine.

Q = Quaternaire	M = Maestrichtien	W = Wealdien.
Y = Yprésien.	S = Sénonien.	H = Houiller.
L = Landenien.	T = Turonien.	D = Dinantien.
He = Heersien.	MT = Meule et Tourtia.	Ds = Dévonien supérieur.
Mo = Montien.		Di = Dévonien inférieur.

Le Crétacé s'y présente sous forme d'une dépression d'allure synclinale, contemporaine de la sédimentation, où le dépôt des assises successives du Crétacé et, par après, du Tertiaire, s'est effectué sur un sol instable, en voie de subsidence entre deux massifs relativement stables, le Brabant d'un côté, l'axe de l'Artois de l'autre. La figure 67 montre de façon évidente que la cuvette n'est pas originelle ; elle a pris naissance dès le début de la transgression ; elle s'est accentuée au fur et à mesure que se poursuivait la sédimentation. On constate, en effet, que les assises du Crétacé n'ont pas partout la même épaisseur ; celle-ci atteint sa valeur maxima vers la zone axiale de la cuvette. Toutefois, la zone de plus grande

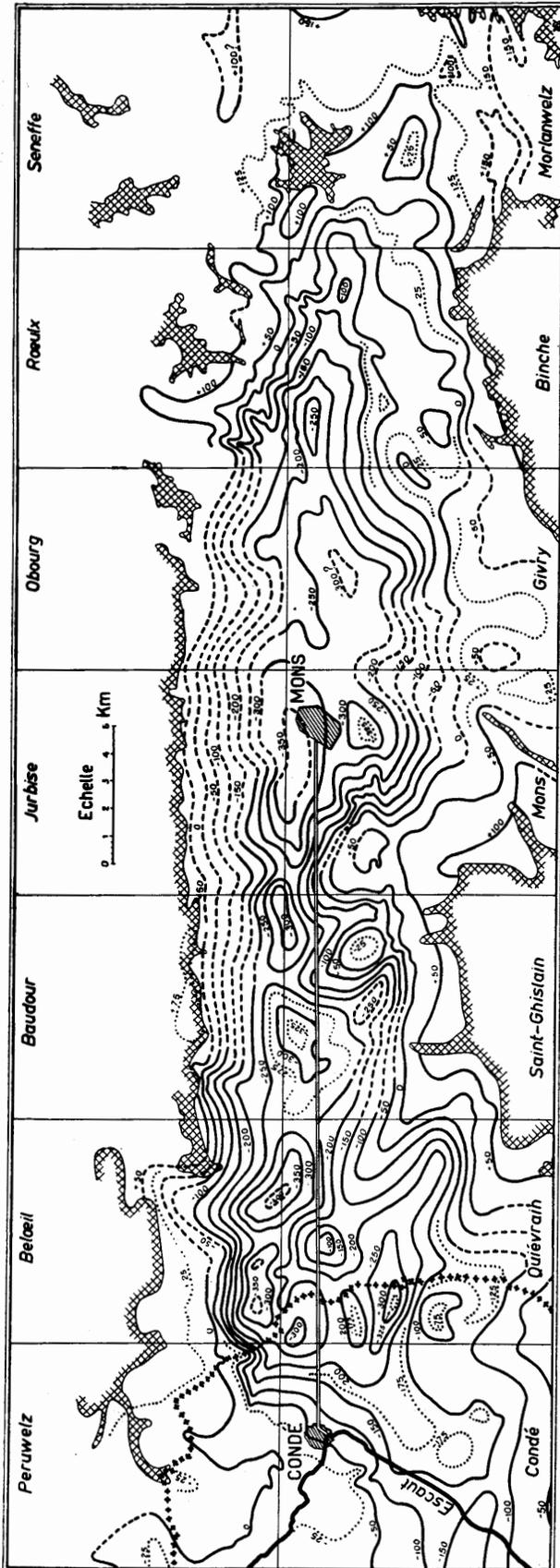


Fig. 68. — Carte du relief du socle paléozoïque de la vallée de la Haine (Revision STEVENS-MARLIÈRE, 1944).

épaisseur n'est pas située au même endroit pour toutes les assises ; c'est l'indice d'un déplacement continu de la ligne de subsidence la plus forte. On notera notamment que les dépôts wealdiens sont localisés sur le versant nord de la dépression. C'est un excellent critère pour établir l'origine tectonique de cette fosse qui s'est accentuée progressivement durant la sédimentation.

Vers l'est, la dépression de la Haine s'atténue et disparaît au plateau d'Andlerlues ; vers l'ouest, elle présente un ennoyage assez marqué, irrégulier cependant, car son fond est marqué par la présence d'une série de petites dépressions que J. GOSSELET avait appelées « paléocreux ». Ces dépressions secondaires sont, comme la dépression principale, la conséquence de la subsidence différentielle. En réalité ces déformations marquées par la subsidence différentielle sont peu importantes ; pour les faire apparaître clairement dans une coupe, il faut exagérer l'échelle des hauteurs. Les paléocreux donnent à la surface du socle paléozoïque une allure très irrégulière que met en évidence la figure 68.

Le tracé des zones isopiques à l'époque crétacée dans l'ouest de la Belgique est caractérisé par une incurvation correspondant à l'entrée ouest de la dépression de la Haine ; celle-ci constituait, semble-t-il, une sorte de golfe de la mer crétacée. Cette disposition est en rapport avec la forme de la zone dépourvue de Crétacé sous le Tertiaire, dont il a été question précédemment.

Le mouvement de subsidence à l'endroit de la dépression de la Haine, comme

d'ailleurs dans toute l'étendue du territoire belge, fut interrompu à divers moments ainsi que le prouvent les ravinements au contact de deux assises, les « hard grounds ». L'Albien, par exemple, se termine par une surface d'érosion et il en est de même pour le Cénomaniens inférieur.

« A diverses reprises », m'écrit R. MARLIÈRE, « les transgressions (dans la dépression de la Haine) se sont effectuées depuis les zones axiales vers les bords (Albien, Cénomaniens inférieur, Cénomaniens supérieur) ce qui est démontré par l'analyse stratigraphique ; les régressions ont suivi une marche inverse, centripète. Par conséquent, une cause générale et quasi permanente a entretenu la dépression axiale subsidente ».

La subsidence de la cuvette de la Haine fut accompagnée de fractures. R. MARLIÈRE m'écrit à ce sujet :

« Les observations de surface révèlent partout sur les bords nord et sud du bassin de Mons l'existence de failles importantes ou de systèmes de failles dont le rejet vertical apparent peut atteindre parfois 20 m ; des rejets de 3 à 6 m selon la verticale sont couramment observés. On note aussi des inclinaisons de 20 à 22° vers l'axe du Bassin, dans les couches de craie.

» Là où les failles peuvent être datées avec précision grâce à leur encadrement stratigraphique, on remarque qu'elles affectent les craies et le Tuffeau de Saint-Symphorien. C'est donc à la fin du Crétacé supérieur que la déformation semble avoir atteint un maximum diastrophique sous la forme de failles verticales et de décrochements horizontaux. »

« Le style tectonique, l'orientation et la distribution géographique des failles indiquent qu'elles sont liées à la subsidence des « cuves » du bassin de Mons ⁽¹⁾.

» Après toutes ces considérations, il reste que la mobilité du bassin de Mons au cours des temps crétaciques apparaît sous les formes ci-après :

- » 1. Des déplacements de la subsidence, tout au long des temps crétacés.
- » 2. Des discordances mineures entre Albien et Cénomaniens ; entre Cénomaniens inférieur et Cénomaniens supérieur.
- » 3. Une discordance nette entre le tuffeau de Saint-Symphorien et les craies.
- » 4. Des failles et des mouvements horizontaux qui concourent à l'accentuation synclinale.
- » 5. Une discordance importante à la base du tuffeau de Ciplly, qui repose tour à tour sur le tuffeau de Saint-Symphorien, la craie de Ciplly, la craie de Spiennes et la craie de Nouvelles, précédemment faillées (phase laramienne). »

On se rend compte, par ces considérations, de l'extrême mobilité du sol dans le Hainaut au cours de la période crétacée. Dans le nord est de la Belgique et le Limbourg hollandais,

(¹) J. GOSSELET a décrit des failles épicrotaciennes dans l'Artois (*Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXVII, 1908, p. 80). Elles paraissent avoir pris naissance avant le Crétacé et s'être accentuées postérieurement au dépôt de ce terrain, car leur rejet n'a pas la même valeur dans le Paléozoïque et dans ses terrains de couverture. Certaines de ces cassures ont continué leur mouvement pendant le Tertiaire ; il en est ainsi pour la faille de Marqueffles dont il a été question antérieurement (page 703).

il en fut de même mais sous l'action d'un autre facteur tectonique : ce sont les failles radiales qui ont joué le rôle essentiel.

On peut démontrer qu'il y eut déplacement suivant ces fractures pendant la sédimentation du Crétacé parce que, sur certains massifs surélevés, le Maestrichtien repose directement sur le Paléozoïque sans interposition des assises inférieures ; or celles-ci se rencontrent, parfois avec une épaisseur notable dans les fossés tectoniques voisins.

On sait que, dans le nord ouest de l'Allemagne, il existe une grande fosse où la sédimentation fut particulièrement active, où tous les étages du Crétacé sont représentés ; cette fosse résulte de l'affaissement d'une large bande de la croûte terrestre entre des fractures appartenant au même réseau que les failles du nord-est de la Belgique et du Limbourg hollandais.

Comme ce réseau de fractures intéresse le Tertiaire, voire le Quaternaire, aussi bien que les terrains sous-jacents, leur étude sera reprise de façon plus complète dans un paragraphe ultérieur.

Pour le moment, il suffit de savoir que pendant le Crétacé il y eut des mouvements de diverses natures : failles radiales aussi bien que zones de subsidence de forme synclinale, soulignant la mobilité du territoire durant cette période. On notera encore que les fosses de subsidence sont en harmonie, quant à leur direction, avec la tectonique des terrains paléozoïques.

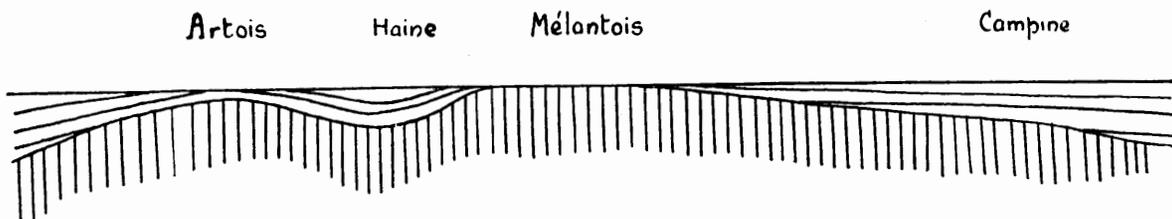


FIG. 69. — Coupe méridienne montrant l'allure d'ensemble du Crétacé au début de l'ère tertiaire.

La situation du Crétacé au moment où les mers tertiaires allaient déposer leurs sédiments sur le territoire belge peut être représentée par le schéma de la figure 69, car les déformations du sol ont manifesté leurs effets à la fin du Crétacé provoquant l'émergence du pays sur la majeure partie de son étendue.

§ 4. — Le diastrophisme cénozoïque

La partie inférieure du Tertiaire est caractérisée dans le Hainaut par des marnes, des calcaires argileux, des argiles noires à lignite, avec faune d'eau douce succédant au tuffeau de Ciply. Il y eut donc dans les premiers temps du Tertiaire, un épisode continental marqué par des formations spéciales, auxquelles correspondent en Campine des argiles bigarrées, peut-être en rapport avec des formations lagunaires.

La question se pose alors de savoir comment s'est faite la transgression tertiaire sur le territoire exondé au début des temps cénozoïques.

Le tracé des zones isopiques à l'époque du Landenien (fig. 70) met en évidence une

disposition transgressive venant du nord et du sud ouest, s'avançant vers une ligne de crête dont le grand axe joint sensiblement Ostende à Eghezée, qui suit, par conséquent l'orientation de l'anticlinal du Brabant.

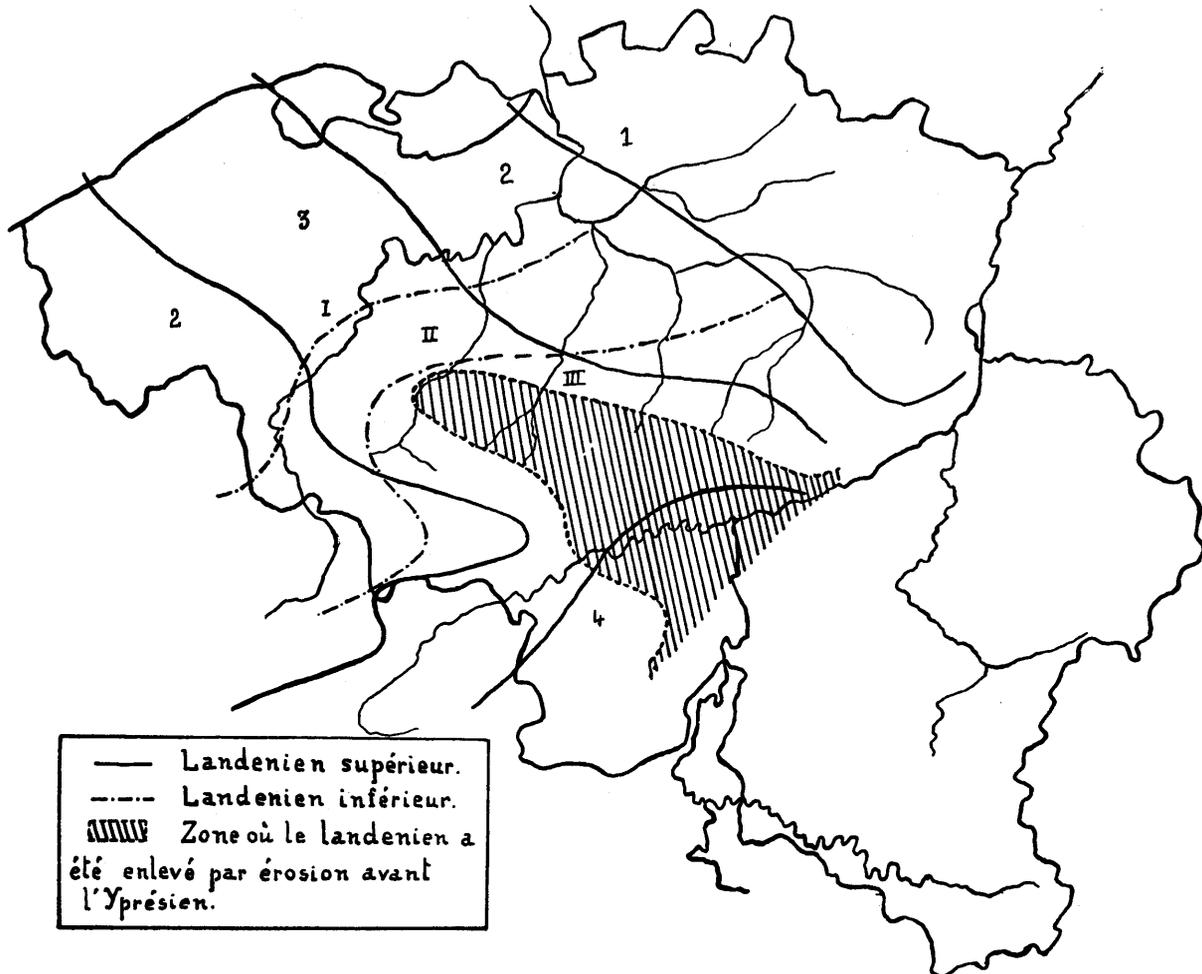


FIG. 70. — Schéma des zones isopiques du Landenien.

N. B. — Dans la légende, le figuré en traits pleins se rapporte au Landenien inférieur ; celui en traits interrompus au Landenien supérieur.

Les zones distinguées ainsi ne marquent pas seulement des variations latérales de facies ; elles correspondent aussi à des changements notables de puissance ⁽¹⁾. On admettra par conséquent que la transgression landenienne est liée à une subsidence plus marquée à la fois au nord-est et au sud-ouest du territoire belge, et cela suivant une direction imposée en quelque sorte par les plissements antérieurs.

La carte met en évidence également l'influence de la dépression de la Haine. Comme au Crétacé, la subsidence manifeste ses effets et, de ce fait, le Landenien est transgressif à la fois vers le Mélantois au nord, vers la crête de l'Artois au sud, tandis que ses couches de base ne sont représentées que dans le fond de la dépression ; celle-ci présente toujours,

(1) Voir à ce sujet la coupe dressée par M. GULINCK, page 463.

comme au Crétacé, un ennoyage vers l'ouest, de telle manière que, dans son prolongement oriental, le Landenien supérieur s'avance en transgression sur les terrains anciens.

A l'époque du Landenien supérieur, l'allure des lignes isopiques se modifie ; leur orientation générale n'est plus nord ouest-sud est comme au Landenien inférieur ; elle tend vers la direction sud ouest-nord est ; toutefois elle marque une courbe à l'endroit de la vallée de la Haine ; l'influence de celle-ci continue à se faire sentir.

Cette différence dans l'orientation moyenne des zones isopiques coïncide avec l'allure en courbe, concave vers le nord, des plissements paléozoïques. Pendant le Landenien inférieur la direction de la branche ouest marque surtout son influence avec orientation NW-SE

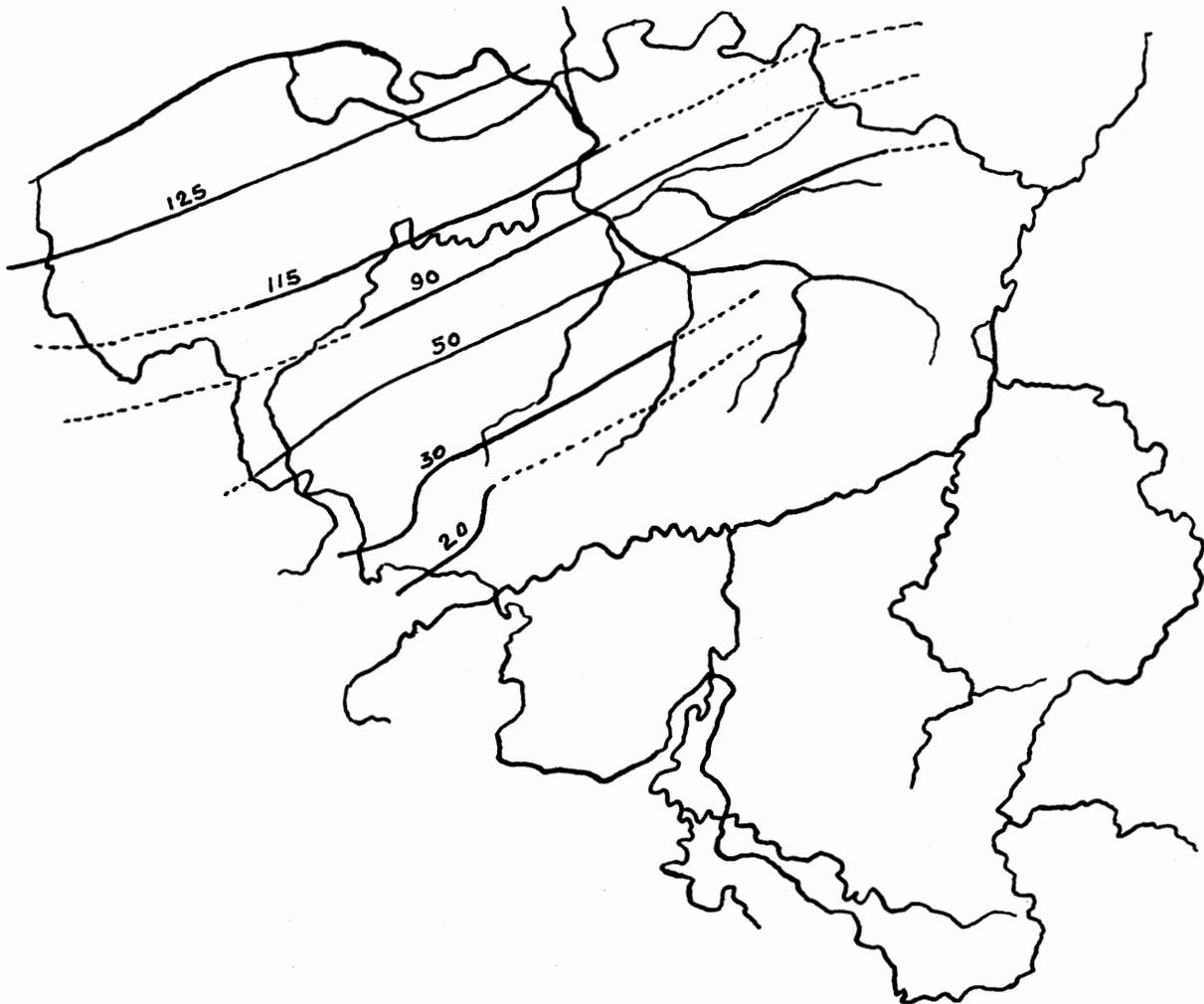


FIG. 71. — Les lignes isopaques de l'argile yprésienne (schéma).

des zones isopiques ; pendant le Landenien supérieur la branche orientale de direction SW-NE paraît avoir eu une influence prépondérante pour régler la distribution des facies et l'orientation des zones de subsidence maxima.

Dans le nord est du Limbourg, les grandes failles dont il a déjà été question, ont joué un rôle de premier plan : au sondage de Neeroeteren, les couches de Heers de la base du

Landenien n'ont que 8 m de puissance, tandis qu'à peu de distance à l'ouest, elles atteignent 30 à 35 m, notamment au sondage de Meuwen ; il faut voir dans cette différence l'influence du déplacement suivant une faille au cours de la sédimentation. Celle-ci était sans doute moins active sur les massifs surélevés que dans les zones de dépression.

Le tracé des lignes isopiques à l'Yprésien (fig. 71) reflète la même influence de la branche SW-NE de la courbe des plissements anciens. La mer s'est avancée du nord ouest vers le sud-est sur le territoire devenu en partie continental au Landenien supérieur. Cette transgression marche de pair avec une action de subsidence différentielle ; les déformations de la croûte ont un rôle de première importance à cette époque comme aux précédentes.

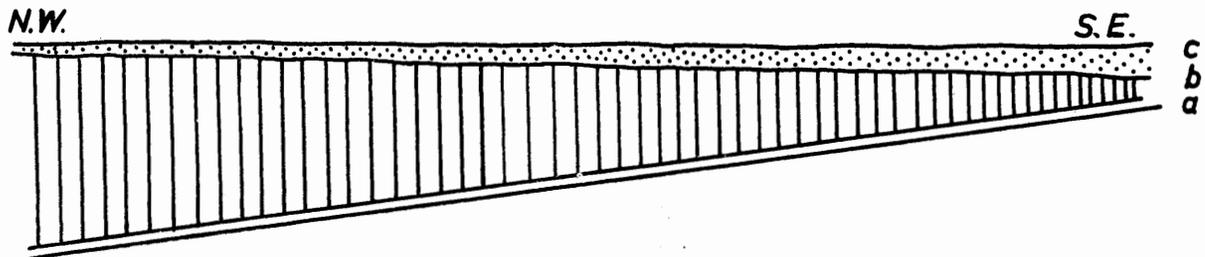


FIG. 72. — Les variations de puissance de l'Yprésien suivant une coupe NW-SE.
Coupe schématique montrant les variations de facies de l'Yprésien.
a = sable inférieur ; *b* = argile ; *c* = sable supérieur.

Comme au Landenien, la dépression de la Haine marque encore son influence par une inflexion des isopiques. Il est remarquable de constater la permanence de ce trait post-paléozoïque de la tectonique du sol belge.

A l'époque du Bruxellien comme de l'Yprésien, compte tenu des variations de facies ⁽¹⁾, la disposition est la même en ce qui concerne le sens de la transgression, car cet étage déborde largement les limites de l'Yprésien vers le sud est, bien qu'une légère lacune sépare les deux étages là où ils se trouvent superposés.

A la phase de sédimentation du Bruxellien a succédé une période continentale ; dans le gravier de base du Lédien se trouvent des *Nummulites laevigatus* roulées provenant du remaniement du Bruxellien. Cette phase continentale résulte d'un large bombement, très surbaissé, parallèle cette fois à l'axe de l'Artois avec même un ennoyage vers l'est. Cette orientation si différente des mouvements antérieurs indique un changement dans les conditions de sédimentation dans l'étendue du territoire de la Belgique, changement qui se marquera surtout à l'Oligocène, car, au Lédien et au Wemmélien, il y eut de nouveau un mouvement de transgression de la mer qui paraît s'être fait dans le même sens qu'aux époques antérieures.

La fin de l'Éocène est marquée par un soulèvement de l'est du pays. En effet, les zones isopiques de l'Éocène moyen et supérieur s'arrêtent à une ligne joignant Éghezée à Baelen-sur-Nèthe pour se diriger ensuite vers le nord est ; au-delà de cette ligne, l'Oligocène vient recouvrir directement le Landenien, le Crétacé et même le substratum paléozoïque.

⁽¹⁾ Le Panisélien, distingué autrefois comme un étage, est considéré aujourd'hui comme un facies empiétant sur les couches supérieures de l'Yprésien et remplaçant totalement vers l'ouest le facies normal du Bruxellien. Voir à ce sujet le chapitre XIV de la première partie de l'ouvrage. On y trouvera une coupe montrant les relations du Bruxellien et de l'Yprésien et leurs variations de puissance (page 490).

Une telle ligne ne peut correspondre à un ancien rivage puisqu'elle coupe les lignes isopiques et les isopaques ; elle s'explique mieux par un soulèvement de l'est du pays permettant à l'érosion de faire disparaître l'Éocène moyen et supérieur sur une large surface avant le retour de la mer à l'Oligocène.

Si l'on quitte pour un instant le territoire belge pour connaître la nature des couches les plus élevées de l'Éocène dans le bassin de Paris et en Angleterre, on constate que la limite entre le facies continental au sud et le facies marin au nord peut être représenté sommairement par une courbe grossièrement parallèle aux plissements anciens. De telles formations

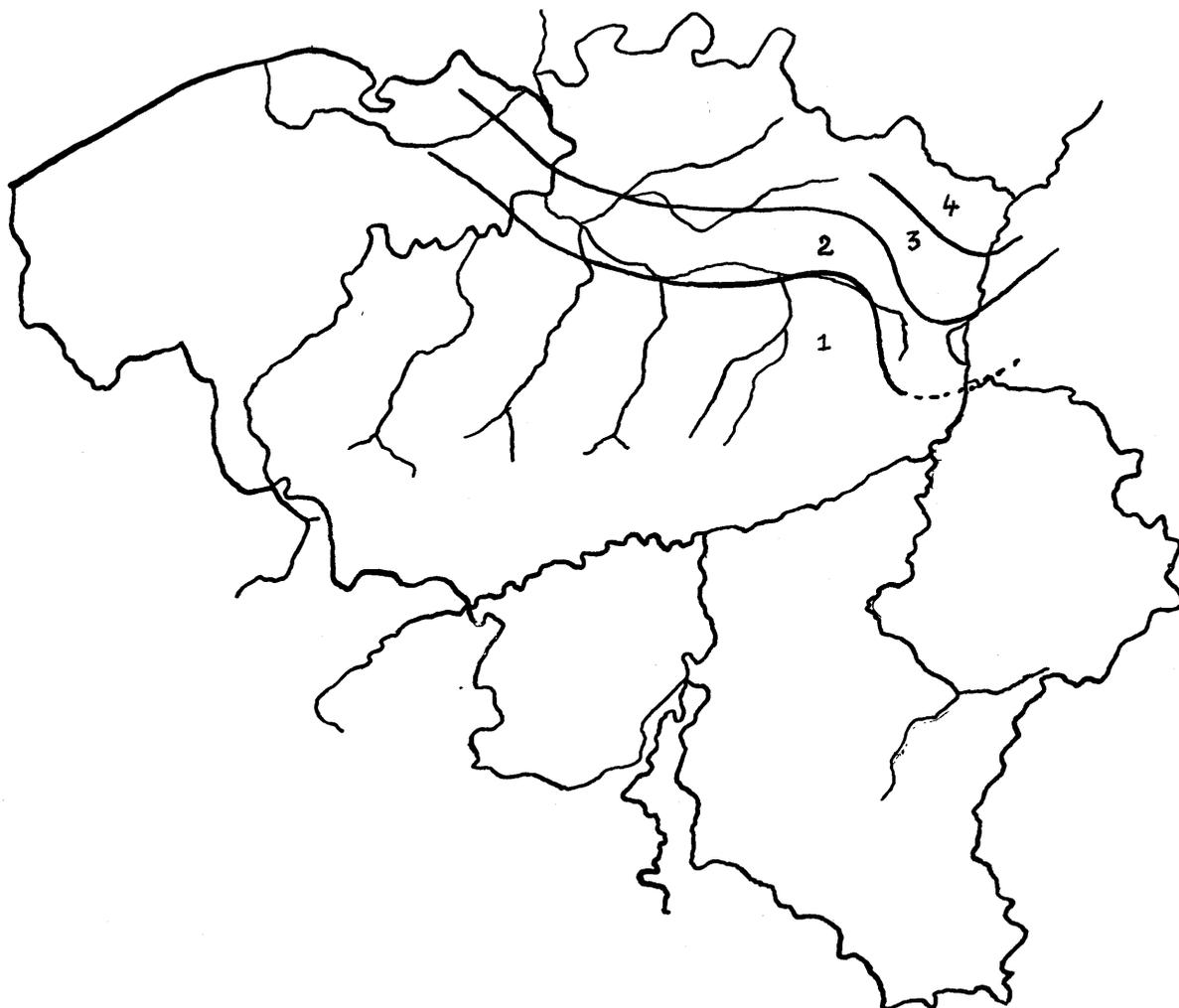


FIG. 73. — Les zones isopiques du Rupélien.

d'eau douce supérieures au Bartonien ne sont pas connues en Belgique ; ou bien elles ne s'y sont pas déposées par suite d'un ridement post-bartonien, ou bien elles ont été érodées au cours d'une phase d'émersion qui a précédé le retour de la mer oligocène. Il en résulte qu'il faut, de toute manière, admettre la formation d'un léger ridement à la fin de l'Éocène, ridement coïncidant à peu près avec l'axe de l'Artois prolongé par l'axe des Ardennes, ridement qui épouse la forme des mouvements antérieurs de même nature qui sont un rappel des déformations du socle paléozoïque.

C'est encore le même principe qui a réglé la distribution de l'Oligocène et ses variations de facies et de puissance. Le mouvement de transgression s'est effectué du nord vers le sud ou du nord-est vers le sud ouest, avec, au Rupélien et au Chattien, tendance à la formation d'un golfe vers la région liégeoise (fig. 73).

Comme pour les périodes antérieures, la sédimentation avec ses transgressions interrompues par des phases de régression est accompagnée d'une subsidence très nette, de telle manière que la puissance des étages peut varier considérablement du sud vers le nord.

Pendant la sédimentation de l'Oligocène, le jeu des failles du nord est de la Campine et du Limbourg hollandais se fait sentir de façon évidente. Le Chattien atteint 156 m à Meeuwen contre 332 à Eelen et 392 ou même davantage à Molenbeersel. L'influence de la subsidence suivant la fosse de Ruremonde se marque de façon extrêmement nette, puisque l'Oligocène y atteint une puissance exagérée par rapport aux régions voisines. Cette fosse est orientée NW-SE.

A l'époque miocène, la répartition des facies est réglée à la fois par une transgression du nord au sud, lors du retour de la mer qui a suivi une régression à la fin de l'Oligocène ⁽¹⁾, et aussi, semble-t-il, par le jeu des failles radiales dans l'est du Limbourg, le Limbourg hollandais et le pays situé à l'est.

Chose remarquable, les dépôts continentaux du Bolderien atteignent leur maximum de puissance sous le plateau de la Campine (fig. 74).

Le facies continental du Bolderien s'est édifié dans une zone en voie d'affaissement, le mouvement du sol étant compensé, et au-delà, par des apports fluviaux très importants. Le mouvement de subsidence est néanmoins l'accentuation de l'affaissement si typique à l'époque chattienne; toutefois, les conditions de sédimentation étaient modifiées au point d'imposer la

(1) Voir à ce sujet : R. TAVERNIER. — Le Néogène de la Belgique. Bull. Soc. Géol. Belg., t. LII, p. 7, 1943.

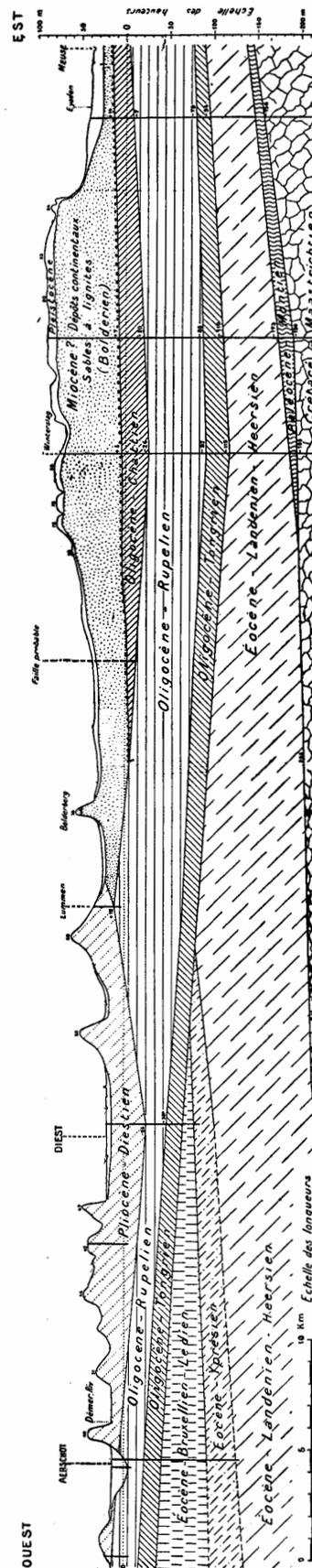


FIG. 74. — Coupe des formations tertiaires de la Campine suivant le parallèle 65.760 N de la carte topographique (d'après Fr. HALLET)

N. B. — Dans l'établissement de cette coupe il a été fait abstraction des failles.

prédominance du facies continental malgré la persistance de l'affaissement du sol à l'endroit du bassin de dépôt.

L'Anversien a le facies marin ; il est cantonné plus à l'ouest, ce qui semble indiquer un nouveau mouvement de bascule, qui a déplacé la ligne de rivage.

A l'époque du Pliocène inférieur, ce mouvement s'accroît car, au nord d'une ligne passant par Anvers, Aerschot, Helchteren, les couches inférieures du Pliocène (Diestien) reposent sur le Miocène ; au sud de cette ligne, le même étage diestien repose tantôt sur l'Oligocène, tantôt sur l'Éocène ; il s'étend ainsi jusqu'à Cassel et les Noires-Mottes (Cap Blanc Nez) couronnant les collines si caractéristiques de tout ce pays.

Dans la fosse de Ruremonde se continuait la subsidence, car à Meeuwen, le Pliocène marin n'a que quelques mètres d'épaisseur, tandis qu'à Molenbeersel il atteint 232 m et à Eelen 348 m.

Au point de vue de leurs conditions générales de sédimentation, les dépôts rapportés au Quaternaire inférieur : sable de Moll, argiles de la Campine à lignite et faune de mammifères, se comportent comme ceux du Pliocène. Leur facies indique une émergence du territoire dans le nord du pays. Par contre, la grande puissance de l'Amstélien en Hollande caractérise une région en voie de subsidence où la descente du sol était largement compensée par les apports de sédiments ; malgré son épaisseur considérable, l'Amstélien dont la base est bien en-dessous du niveau de la mer, a en grande partie le facies continental.

La fosse de Ruremonde continuait aussi à s'approfondir, car, à Molenbeersel, l'Amstélien avec ses couches à lignite atteint 272 m et à Eelen 156 m.

La distribution, les variations de facies et de puissance du Tertiaire supérieur et du Quaternaire sont, comme on vient de le voir, réglés par l'intervention de deux facteurs : d'abord de larges déformations du sol qui provoquent les transgressions et les régressions en même temps que jouent les actions de subsidence différentielle ; ensuite le jeu relatif des fossés tectoniques et des massifs soulevés, délimités par des failles radiales, principalement dans le nord est du pays et les contrées avoisinantes (Limbourg hollandais et territoire allemand) ; là aussi les actions de la subsidence compensée par la sédimentation ont joué un rôle essentiel notamment dans les variations considérables de puissance des dépôts formés.

Si complexe que puisse paraître l'histoire géologique de la Belgique au cours des temps tertiaires, son évolution s'éclaire si l'on veut bien rapporter tout à des déformations de la croûte terrestre suivant deux directions principales, qui ne sont rien autre que les deux branches de la courbe que dessinent les plissements antérieurs ; on les retrouve nettement aussi dans l'orientation du « golfe » de Jurassique et Triasique du Luxembourg et de la Lorraine d'une part et dans la direction de l'axe de l'Artois, d'autre part, entre les bassins tertiaires de Paris et de Bruxelles.

La nature lithologique des sédiments indique que, pendant tout le Tertiaire, la profondeur de la mer fut très faible et la pente du fond très douce. Il suffisait, par conséquent, de déformations très minimes du sol, tantôt dans une direction, tantôt dans une autre pour

que la répartition de la terre et de la mer et le tracé des lignes de rivage fussent profondément modifiés.

C'est en grande partie à l'intervention de larges bombements qu'il faut attribuer les lignes tectoniques actuelles des formations postpaléozoïques de la Belgique.

C'est un bombement général de toute la région qui fait apparaître, entre le Tertiaire du nord de la Belgique et celui du bassin de Paris, le large anticlinal surbaissé de l'Artois où le Crétacé occupe de larges surfaces, avec quelques pointements de terrains primaires. Dans le prolongement occidental de cet axe, apparaissent les terrains jurassiques et paléozoïques du Boulonnais ; vers l'est, par suite du relèvement de l'axe du bombement, affleure le grand massif primaire de l'Ardenne. Dès ce moment, l'axe de l'Artois s'infléchit vers le nord-est, comme le montre l'orientation de la dépression jurassique et triasique du Luxembourg et de la Lorraine ; grâce à cela, le bombement épouse exactement la direction du plissement hercynien. Une ondulation transversale, à l'est de la frontière belge permet l'apparition des lambeaux étendus de Trias et de Jurassique dans l'Eifel et le Commern, complétant l'allure en dôme du massif ancien de l'Ardenne.

Sur le flanc nord de l'anticlinal de l'Artois se creuse la dépression synclinale de la Haine, trait permanent de l'évolution géologique de cette partie du territoire ; elle consiste, en réalité, en une série de cuves (paléocreux) accolées ; son histoire est très complexe parce que cette dépression s'est accentuée constamment, au moins depuis le début du Crétacé.

Au nord de cette dépression se trouve l'axe surélevé du Mélandois, suivant lequel apparaissent les terrains primaires dans les vallées de l'Escaut, de la Dendre, de la Senne, de la Sennette ; c'est une zone à sédimentation réduite durant le Secondaire et le Tertiaire.

Sur le versant nord de cette ride, les terrains postprimaires inclinent très doucement vers le nord, et l'on voit apparaître ainsi des termes de plus en plus récents de la série tertiaire jusqu'aux couches inférieures du Quaternaire non loin de la frontière hollandaise.

Il est à remarquer cependant que ces terrains montrent des déformations minimales mais évidentes, comme par exemple le Diestien aux environs de Diest où son épaisseur est exagérée (voir fig. 74) ⁽¹⁾.

L'allure générale de la limite méridionale d'extension du Rupélien, du Miocène, et même d'une partie du Pliocène et du Quaternaire ancien (argiles de la Campine) est de direction WNW-ESE, suivant ainsi la direction des couches du Carbonifère du bassin de la Campine, caché en profondeur. Comme les terrains du Luxembourg sont orientés SW-NE, il y a convergence vers l'est de la couverture du socle paléozoïque.

Toutes ces analogies méritent de retenir l'attention ; elles confirment le principe de la construction de l'écorce terrestre suivant un plan directeur, dont deux règles apparaissent ici évidentes : la règle de permanence de certains traits de l'architecture terrestre et la règle du parallélisme des plissements successifs.

⁽¹⁾ Voir à ce sujet : Ch. STEVENS. — Session extraordinaire de la Société Géologique de Belgique et de la Société belge de géologie, septembre 1938. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXII, 1938-1939, p. 53.

Ce parallélisme se vérifie surtout en direction. Par contre, dans le sens vertical, il n'y a pas nécessairement concordance. L'axe anticlinal principal de l'Artois est dans le prolongement du synclinorium de Dinant du socle paléozoïque ; la dépression synclinoriale du Mésozoïque du Luxembourg se superpose à un anticlinorium du Primaire sous-jacent.

A cette action de balancement, il faut ajouter l'influence des failles radiales dans le nord est du pays ; elle fut considérable, et c'est par la subsidence dans les fossés tectoniques durant la sédimentation que l'on peut expliquer le plus aisément les variations parfois énormes de puissance du Tertiaire ou du Crétacé de part et d'autre d'une faille.

Les failles radiales sont un autre trait caractéristique de la tectonique des terrains secondaires et tertiaires ; il en a été question à plusieurs reprises dans les pages qui précèdent car, comme les bombements, elles ont influencé considérablement la sédimentation.

Toutes ces fractures ne sont pas de même âge ; les unes n'ont joué que pendant un temps très court, n'affectant ainsi que les couches inférieures de la série, voire même seulement le socle ancien ; d'autres se sont accentuées à diverses reprises ; d'autres enfin affectent les termes les plus élevés des terrains, et même les dépôts quaternaires des terrasses fluviales, voire même des plaines alluviales du fond des vallées ⁽¹⁾.

Ces failles ne sont pas nécessairement d'un parallélisme parfait ; elles se relaient ou se divisent en plusieurs branches divergentes. La figure 75 donne le tracé de quelques failles principales du Limbourg hollandais.

La figure 76 donne une coupe transversale à la direction de ces fractures, qui montre qu'elles ne sont pas nécessairement de même âge et qu'elles ont joué à plusieurs reprises, leur rejet variant parfois considérablement d'un niveau stratigraphique à un autre.

On peut aussi penser que ces fractures ne sont pas de simples failles radiales ; il est probable que plusieurs d'entre elles présentent dans leur déplacement une composante horizontale importante.

Les accidents de cette grande catégorie sont orientés suivant deux directions principales : l'une est NW-SE, l'autre SW-NE. En fait, elles appartiennent au vaste réseau qui couvre une étendue considérable en Europe. Dans le nord est de la Belgique et en Artois, la direction NW-SE est dominante, mais on y trouve des fractures appartenant à la direction conjuguée. Dans le Luxembourg et la Lorraine, comme en Alsace, la direction principale est NE-SW, mais on connaît aussi des cassures secondaires de la direction conjuguée ⁽²⁾.

Certaines failles du substratum paléozoïque, visibles là où la couverture subhorizontale a été enlevée, appartiennent certainement aussi à ce type d'accidents tectoniques. J'ai signalé dans le bassin de Liège, comme dans le Hainaut et dans le Nord de la France, des failles qui, bien que parallèles à la direction générale des couches n'ont rien à voir avec le plissement : ce sont des failles radiales. J'ai signalé aussi que certaines de ces cassures, notamment

⁽¹⁾ P. MACAR. — Sur une faille affectant la terrasse principale de la Meuse à Lanaye. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXX, *Bull.*, p. 25, 1946-1947.

A. GROSJEAN. — Indices de mouvements tectoniques récents en Campine. *Bull. Soc. belg. Géol.*, t. LI, pp. 142-148, 1942.

⁽²⁾ Il va sans dire que des failles d'autre direction, notamment ouest-est, complètent le réseau.

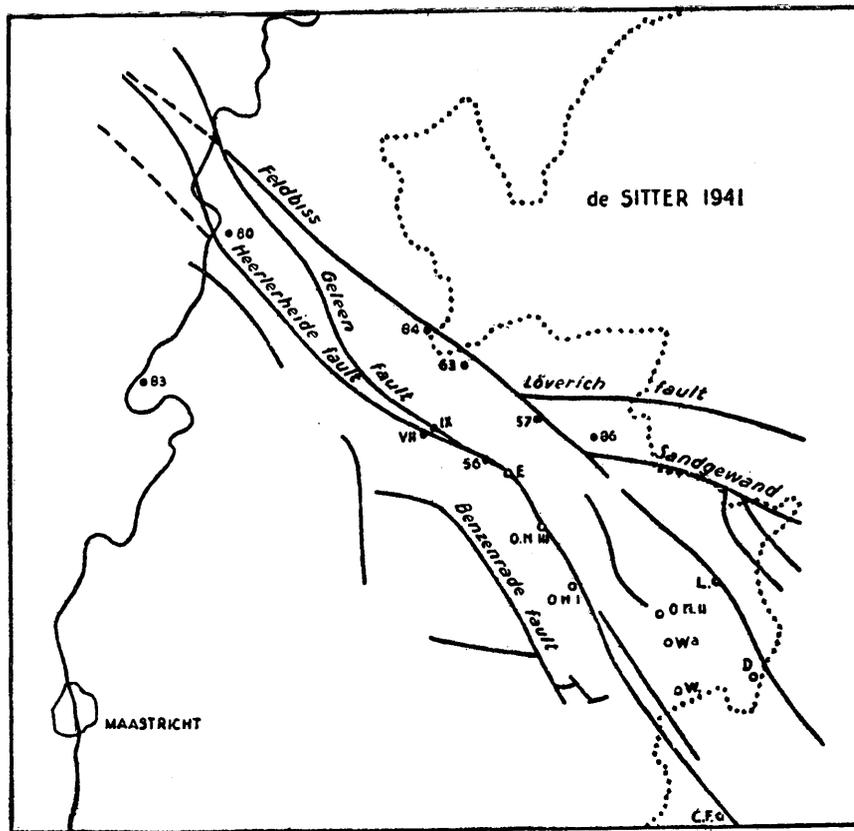


FIG. 75. — La disposition de quelques failles principales du Limbourg hollandais (d'après L. V. DE SITTER⁽¹⁾).

la faille de Marqueffles dans le Nord de la France, déplacent la faille du Midi et le Crétacé qui recouvre le Paléozoïque.

Dans le bassin de Liège et aussi dans le Hainaut, les épontes de ces cassures présentent souvent des stries ou des cannelures horizontales prouvant qu'il s'agit bien de décrochements horizontaux.

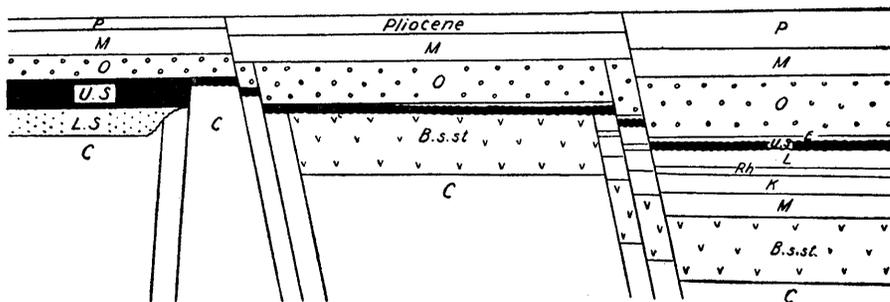


FIG. 76. — Coupe en travers d'une série de failles du Limbourg hollandais (d'après L. V. DE SITTER).

(¹)L. V. de SITTER. — The Alpine geological history of the Northern Border of the South Limburg Coal district, Holland. Geol. Bur. voor het mijngebied te Heerlen. Med. behoort bij het jaarverslag over 1940 en 1941. Heerlen, 1942.

§ 5. — Les déformations du sol au Quaternaire

Une dernière question doit être envisagée : Les déformations du sol dont les caractères viennent d'être rappelés se sont-elles accentuées pendant le Quaternaire et l'Holocène et continuent-elles à le faire ?

Dans le Limbourg hollandais, certaines failles radiales ont déplacé les graviers des terrasses ; elles se sont donc accentuées à une époque récente.

Les tremblements de terre, assez fréquents dans l'est du pays, ont été attribués à l'accroissement de ce réseau de fractures.

D'après les observations de A. RENIER ⁽¹⁾, il est possible que, dans le bassin du Hainaut, la faille du Spinois, appartenant sans doute au réseau de fractures radiales, se soit accentuée à l'époque moderne et continue à le faire ; les secousses sismiques de faible intensité constatées dans cette partie du pays, n'auraient pas d'autre cause.

Les larges ondulations si caractéristiques de l'évolution tectonique au cours du Secondaire et du Tertiaire se sont également accentuées à une époque récente. Le fait a été mis en évidence notamment par l'étude des terrasses et des plaines alluviales des principaux cours d'eau.

Le relevé de la terrasse principale de la Meuse et de ses affluents a conduit à d'intéressants résultats. Une terrasse fluviale correspond approximativement à un ancien profil d'équilibre ; si elle se trouve à une certaine hauteur au-dessus de la plaine alluviale, c'est que le sol s'est soulevé d'une quantité correspondant à la différence de niveau entre ces deux repères à moins qu'il soit possible de faire intervenir un changement de climat ou un mouvement eustatique, ce qui est assez peu probable pour le réseau belge. Si donc pour une terrasse déterminée, en l'occurrence la terrasse principale, on relève suivant les éléments principaux du réseau hydrographique sa hauteur au-dessus du profil d'équilibre reconstitué, c'est-à-dire la plaine alluviale actuelle, en joignant les points situés à même hauteur au-dessus de ce repère, il est possible de tracer, pour l'ensemble du bassin, des lignes d'égale déformation.

Pour ce qui concerne le réseau hydrographique de la Meuse et de ses affluents ⁽²⁾, le tracé de ces lignes indique qu'il s'est produit un très large bombement dont l'axe orienté SW-NE passe un peu au nord de la Sambre et de la Meuse ; il se trouve en quelque sorte dans le prolongement de l'axe anticlinal du Mélançois, qui limite au nord la dépression de la Haine.

La figure 77 représente un profil en long du cours de la Meuse et de sa terrasse principale. Il montre que la terrasse principale du fleuve, comme celle de l'Ourthe et de l'Amblève, se rapproche de la plaine alluviale du côté amont. Vers l'aval, la terrasse de la Meuse se

⁽¹⁾ A. RENIER. — Remarques sur une faille en mouvement à Gosselies (Bassin houiller de Charleroi) *Bull. Soc. belge Géol.*, t. XLIII, p. 407, 1933.

⁽²⁾ P. FOURMARIER et N. SCHMIT. — Les terrasses du bassin de l'Ourthe. *C. R. Congrès intern. géogr.* Session, Paris, 1931, p. 90.

L. MOUCHAMPS. — Les terrasses de la Meuse et de la Sambre. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LXVI, *Bull.*, p. 232.

rapproche également de la plaine alluviale. On voit nettement sur ce profil que la déformation la plus grande se trouve à proximité de Liège.

Une telle disposition ne peut s'expliquer que par un large bombement en travers du cours du fleuve.

En Hollande, au nord de Nimègue, les terrasses de la Meuse descendent sous la plaine alluviale ; c'est la conséquence du mouvement de subsidence continu dans cette partie du pays, qui contrebalance, en quelque sorte, le soulèvement de la région belge : à un ridement de type anticlinal au sud, correspond un affaissement de sens inverse au nord ⁽¹⁾.

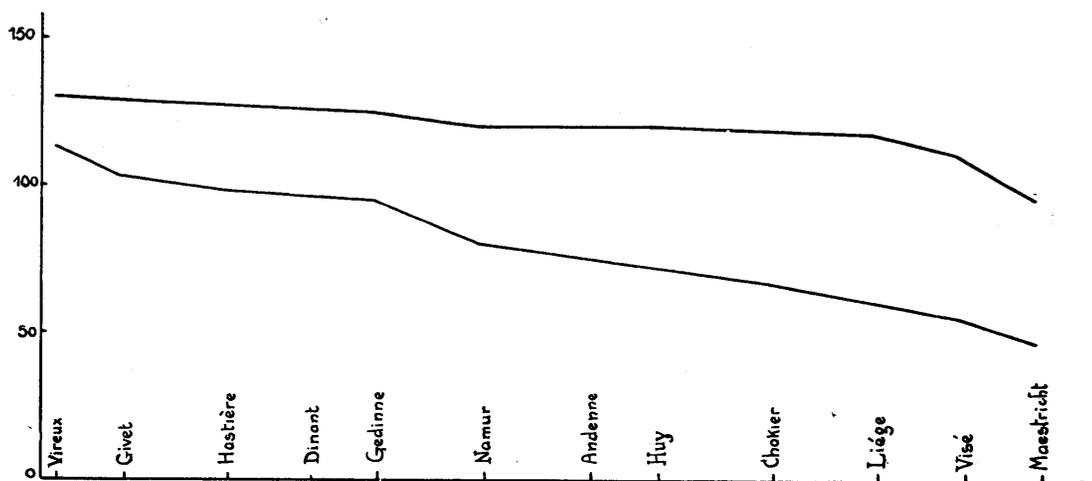


FIG. 77. — Le profil de la Meuse (courbe inférieure) et de sa terrasse principale (courbe supérieure) de Vireux à Maestricht. (Lire Godinne au lieu de Gedinne).

Dans le bassin de l'Escaut, la disposition des alluvions du fond de la vallée conduit à des conclusions tout aussi intéressantes. Dans l'axe de la dépression de la Haine ⁽²⁾, les alluvions sont épaisses ; par contre entre Antoing et Tournai, le thalweg rocheux se rapproche de la surface et forme un seuil ; dans la région d'Audenarde et de Gand, le remblayement est considérable. Par contre, de Rupelmonde à Anvers, le fleuve coule directement sur le Tertiaire. Il a fallu que se produisent des ondulations du sol pour donner à la base des alluvions un tel profil longitudinal.

Dans la haute vallée de la Lys, le Quaternaire couvre une surface considérable, contrairement à ce qui existe en aval d'Armentières. On peut penser qu'il y a là l'influence de ces mêmes déformations du sol.

C'est peut-être à des actions tectoniques qu'il faut attribuer le changement de cours de l'Escaut inférieur, puisqu'à l'époque würmienne, le fleuve coulait encore vers le nord au-delà de Gand ⁽³⁾.

⁽¹⁾ P. FOURMARIER. — La règle de la compensation approchée des volumes et quelques aspects de la géomorphologie. *Bull. Soc. belge Etudes géogr.* t. XXIII, 1954.

⁽²⁾ J. CORNET. — La Haine, l'Escaut et le Dôme du Mélantois. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. XLVIII, 1925. *Bull.*, p. 106. Des objections ont été présentées à cette thèse : P. MACAR. Phénomènes géologiques actuels, causes des dommages en nos régions. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, *Bull.* 1946.

⁽³⁾ On trouvera des renseignements intéressants sur l'évolution du Bas-Escaut dans R. TAVERNIER. — L'évolution du Bas-Escaut au Pléistocène supérieur. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. LV, p. 106, 1946.

Ces observations permettent d'affirmer que des ondulations du sol se sont produites ou accentuées à une époque récente ; elles sont incontestablement orientées de la même manière que celles des époques antérieures ; elles y sont étroitement liées. On s'expliquerait d'ailleurs difficilement que de tels mouvements, si bien caractérisés et si continus au Secondaire et au Tertiaire, aient brusquement cessé au début du Quaternaire.

Le relief général du pays résulte de l'accentuation du large ridement qui a conduit à la distribution générale des formations de la couverture du socle paléozoïque ; les plateaux de l'Ardenne correspondent à une ancienne pénéplaine soulevée et ondulée, voire à deux surfaces d'aplanissement d'après P. MACAR, d'ailleurs en voie de remaniement, car il s'y est creusé des vallées relativement profondes marquant le rajeunissement du relief. C'est ce qui explique la différence d'aspect si frappante entre la région montagneuse de l'Ardenne et les grandes plaines du nord du pays.

Ce rajeunissement par accentuation des ondulations antérieures permet d'expliquer aussi beaucoup de particularités du réseau hydrographique : la disposition des rivières du bassin de la Haine, peut-être aussi la capture du Piéton par la Sambre, etc. Il est probable que la disposition générale de tout le réseau hydrographique de la Haute Ardenne est dû au bombement général du pays à une époque récente, en relation avec le rajeunissement du relief.

Le major STEVENS ⁽¹⁾ attribue à des causes tectoniques l'élargissement de plusieurs vallées. Le professeur WATERLOT ⁽²⁾ a signalé des affaissements récents dans la dépression de la Haine sur territoire français. Ils peuvent être dus en partie à la dissolution de la craie sous-jacente, mais on ne peut se refuser à les attribuer, en partie aussi, à des actions tectoniques. Le bassin de la Haine a été depuis des périodes géologiques une aire de subsidence ; il n'y a aucune raison d'admettre que celle-ci ait cessé alors que les levés topographiques de Longfield en Angleterre démontrent la subsidence du bassin de Londres et qu'en Hollande, les affaissements ont été considérables au Quaternaire au point que le Zuiderzee est d'âge récent.

La *géomorphologie* est la conséquence naturelle des déformations continues de l'écorce terrestre et de l'érosion. Ch. STEVENS a émis à ce sujet, les considérations suivantes :

« L'étude de la vallée de la Haine montre que, dans ses parties les mieux reconnues, » les plissements du Westphalien n'ont cessé de s'accroître, qu'ils se sont transmis au sommet » du socle paléozoïque et qu'ils ont même tracé les lignes générales de la surface du sol.

⁽¹⁾ Ch. STEVENS. — Les déformations des plaines alluviales. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LXXXV, *Bull.*, p. 25, 1951.

Ch. STEVENS. — Les déformations actuelles du sol. *Rev. des quest. Scient.* Louvain 1934.

On consultera aussi :

Ch. STEVENS. — Les déformations actuelles du sol dans la vallée de la Haine. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 54, 1945, pp. 152-153.

P. MACAR. — Phénomènes géologiques actuels. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 69, 1946, pp. 226-247.

R. MARLIÈRE. — Les affaissements du sol dans la vallée de la Haine. *Publ. Assoc. ing. Ecole des Mines de Mons*, 1935, pp. 61-71.

J. HOL. — Le caractère morphologique des Pays-Bas. *Geologie en Mijnbouw*, juin 1951, n° 6.

⁽²⁾ G. WATERLOT. — Affaissements dans la vallée de la Haine française. *Ann. Soc. géol. Nord*, vol. LXVIII, 1948, p. 2.

» Sans doute, ne s'agit-il que de circonstances exceptionnelles ; mais le mobilisme du sol belge s'impose à l'esprit.

» Le relief de la Belgique ne peut se comprendre que dans son cadre européen. Vis-à-vis de la Hollande, la Belgique représente une zone de surélévation ; vis-à-vis de la Belgique, la Hollande représente une zone de subsidence. Le flanc commun, reconnu à Woensdrecht, démontre que les assises du Pliocène supérieur ont été entraînées. La surélévation belge s'est donc, tout au moins, accentuée au Quaternaire.

» En Moyenne et en Basse-Belgique, on peut s'inspirer des méthodes suivies dans la vallée de la Haine. Il faut tracer la carte du relief du socle paléozoïque et, quand la densité des sondages est suffisante, il faut la tracer dans tous ses détails ; subsidiairement, on peut recourir à l'agencement des terrains post-primaires et, même, à l'argument statistique. On voit alors que l'harmonie est parfaite entre la structure profonde et la géomorphologie. Ce point important a été acquis dans de nombreux travaux.

» La géomorphologie belge enseigne plusieurs choses :

» 1^o Pour l'étude, les faits sont consignés par une carte hypsométrique détaillée. Seuls, ils constituent une base solide ; il faut les examiner dans toutes leurs particularités, sans rien négliger.

» 2^o Distinguer une géomorphologie, réservée à la géographie, et une structure tectonique, réservée incontestablement à la géologie, c'est créer une distinction arbitraire, qui risque de conduire à des malentendus. La surface du sol est une surface géologique comme une autre ; elle est le résultat passager de deux actions : de l'épirogénie et de l'érosion.

» 3^o Cette façon de voir ne rejette pas l'étude des formes normales, dues à l'érosion ; cette étude conduit même à des résultats remarquables. Mais on ne peut oublier que l'érosion ne possède qu'un domaine d'application. »

§ 6. — Les puits naturels

Il n'est pas possible de passer sous silence une particularité observée dans le Hainaut et dans le Nord de la France, qui pourrait avoir une relation lointaine avec la tectonique : les *puits naturels*. On a donné ce nom à des accidents très limités ayant généralement, en section horizontale, la forme elliptique ou circulaire et se présentant comme de véritables cheminées coupées à l'emporte-pièce dans les couches houillères ; ils se propagent dans le Crétacé et parfois dans le Tertiaire ; l'un d'eux s'est ouvert au sol à Ville-Pomerœul. A l'intérieur, on trouve parfois des allures relativement régulières encore, au point que des couches de houille y ont été exploitées ; à la bordure seulement, les roches houillères sont disloquées. La disposition générale indique un affaissement du remplissage, dont l'importance varie d'un puits à un autre. Certains puits, dits aveugles, sont limités au Houiller, le foisonnement des roches bréchiques formant le remplissage ayant comblé les vides. On n'a observé en aucun endroit la base de l'un de ces accidents si particuliers.

C'est dans un « puits naturel » affectant le Crétacé qu'a été rencontré le célèbre gisement des iguanodons de Bernissart.

L'origine de ces accidents n'est pas élucidée de manière satisfaisante ; on admet généralement qu'ils résultent de la descente des terrains par suite de dissolutions locales dans le calcaire carbonifère suivant un processus karstique de profondeur ⁽¹⁾. Mais aucune preuve de fait n'a pu être donnée en faveur de cette explication. J. CORNET admettait l'influence d'une cause tectonique ; cette hypothèse paraît pour le moins improbable.

§ 7. — Les mouvements actuels.

En terminant cet exposé, on peut se demander si le sol de la Belgique continue à se déformer à l'heure présente. Les considérations géomorphologiques qui viennent d'être rappelées semblent en apporter la présomption. D'autres faits peuvent être cités en faveur de cette opinion.

La comparaison du nivellement actuel à celui de 1892 a montré que, dans les grandes lignes, le pays est en surrection dans le sud et en subsidence dans le nord. Les mesures sont suffisamment précises pour que les différences observées ne puissent pas être attribuées à des erreurs de mesures ⁽²⁾.

On ne manquera pas d'établir une comparaison entre les résultats obtenus en Belgique et ceux que fit connaître LONGFIELD à la suite des nivellements dans le sud de l'Angleterre ⁽³⁾.

Les résultats obtenus peuvent être interprétés de diverses manières.

Dans une note récente ⁽⁴⁾ Ch. CHARLIER et L. JONES admettent que les mouvements du sol belge correspondent au jeu des blocs d'épaisseur différente recherchant leur équilibre hydrostatique. A la suite de ses études microséismiques de tremblements de terre et d'explosions, Ch. CHARLIER ⁽⁵⁾ a signalé que l'épaisseur de l'écorce terrestre doit aller en diminuant du sud vers le nord.

D'autre part, par l'établissement de cartes d'anomalies isostatiques, L. JONES ⁽⁶⁾ a confirmé ces données : à son avis, l'écorce terrestre aurait 60 km pour la moitié sud du pays et 20 km pour la moitié nord ainsi que pour la partie sud ouest du pays. Une zone isostatique intermédiaire les sépare.

⁽¹⁾ Comme me le fait remarquer mon collègue R. MARLIÈRE, les « puits naturels » du Hainaut et du Nord de la France ne doivent pas être confondus avec les poches de dissolution nées à partir de la surface. Ils indiquent que, selon toute probabilité, des dissolutions souterraines peuvent s'opérer à plusieurs centaines de mètres de profondeur.

⁽²⁾ L. JONES. — Les premiers résultats de la comparaison du deuxième nivellement général (1948) avec les nivellements anciens. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. LIX, 1950.

⁽³⁾ T. E. LONGFIELD. — The subsidence of London. *Meeting Brit. Assoc.* 1932.

⁽⁴⁾ Ch. CHARLIER et L. JONES. — L'apport de la séismologie, de la gravimétrie et de la géodésie dans la connaissance actuelle de l'écorce terrestre. *Bull. Acad. roy. Belg.*, (Classe des Sciences), 1^{er} août 1951.

⁽⁵⁾ Ch. CHARLIER. — Etude systématique des tremblements de terre belges récents (1900-1950) 3^e partie. Etude microséismique. *Publ. Observ. roy. Belg.*, Série S, n° 9, 1951.

⁽⁶⁾ L. JONES. — Les anomalies isostatiques en Belgique. *Inst. Géogr. milit.*, 1951.

I. DE MAGNÉE. — Commentaire géologique sur la nouvelle carte gravimétrique de la Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. LVII, 1948.

La carte accompagnant le travail de CHARLIER et JONES montre clairement que ces zones sont disposées harmoniquement aux traits les plus marquants de l'évolution géologique récente du territoire. On ne peut s'empêcher, en présence de cette constatation, de penser que les déformations récentes du sol belge sont étroitement liées à toute son évolution au cours des périodes géologiques anciennes.

Dans la recherche de la cause de ces déformations, je verrais plutôt une application de la règle de la compensation des volumes : la descente du centre et de l'ouest des Pays-Bas étant compensée par le soulèvement de la partie sud de la Belgique, sans oublier de tenir compte du déplacement des blocs limités par des failles radiales dans l'est et le nord est de notre territoire.

Il ne m'est pas possible de m'attarder plus longuement à l'examen de ces phénomènes actuels, d'importance bien minime par rapport aux déformations des époques antérieures. J'ajouterai seulement que les secousses séismiques qui ébranlent de temps à autre, de manière légère, le sol de notre pays, apportent encore la preuve de sa déformabilité à l'époque présente ⁽¹⁾.

Les secousses paraissent devoir être attribuées à plusieurs causes : rétablissement brusque d'un équilibre troublé par le soulèvement d'une partie du territoire et l'abaissement d'une autre ; accentuation de failles radiales ou de décrochements, accentuation de la subsidence dans la région de la Haine notamment.

CHAPITRE X

TECTONIQUE ET ÉVOLUTION LITHOLOGIQUE

§ 1. — Le socle paléozoïque

En opposition avec les roches de la couverture mésozoïque et cénozoïque, dont la nature originelle a été peu modifiée, toutes les roches du Paléozoïque montrent, dans leur ensemble, un degré d'évolution très apparent, allant de la lapidification au métamorphisme caractéristique de l'épizone et peut-être même du sommet de la mésozone.

Aussi, compte tenu de l'allure des terrains, peut-on admettre que ces modifications dans la nature des sédiments du socle ancien de la Belgique sont dues, en ordre principal, aux pressions orientées, à la charge statique, au gradient géothermique ; il s'agit, en l'occurrence, de dynamométamorphisme. La preuve en est donnée par le fait que le degré d'évolution va croissant du haut en bas de l'échelle stratigraphique dans une série concordante comme celle du Dévono-Carbonifère et celle du Siluro-Cambrien.

Dans le massif du Brabant, par exemple, le Cambrien est nettement métamorphique, spécialement dans ses couches les plus anciennes comprenant des phyllades à magnétite

⁽¹⁾ On consultera à ce sujet : Ch. CHARLIER. — Etude systématique des tremblements de terre belges récents (1900-1950). *Obs. roy. Belg. Publ. serv. Séismol. et Gravim.*, Série S, n° 10, 1951.

On trouvera dans la 4^e partie : « La séismicité de la Belgique » une importante bibliographie sur la question.

et des quartzites, parmi lesquels certains quartzites du Devillien (Dongelberg) contiennent de la biotite. Le Silurien atteint un degré d'évolution moindre, qui varie d'ailleurs suivant les régions : dans le massif du Brabant, les sédiments pélitiques ont encore fréquemment l'aspect phylladeux, jusque dans les assises supérieures ; par contre dans la bande de Sambre-Meuse, les sédiments de même âge et de même nature sont des schistes typiques, même dans la partie inférieure du système.

Le Dévono-Carbonifère présente une variation de même ordre dans le degré d'évolution de ses roches. Elle est déjà sensible dans le terrain houiller dont les schistes des niveaux inférieurs ont atteint un degré de compacité plus marqué que ceux des assises supérieures. De même, les roches du Dévonien inférieur sont plus évoluées que celles du Dévonien supérieur, car on y trouve des phyllades et des quartzites où la structure cristalline est bien apparente, avec parfois présence de minéraux nouveaux tels la magnétite, le grenat, etc....

D'autre part, si l'on considère un même niveau stratigraphique du Dévonien, on remarque que le degré d'évolution n'est pas le même en tous les endroits où il peut être observé en affleurement ; en général, l'évolution est plus avancée dans le sud du pays, en rapport avec l'augmentation de la puissance des formations paléozoïques y représentées. Le fait est d'autant plus apparent que l'on considère un terme situé plus bas dans la série dévonienne. C'est ainsi que, dans le synclinorium de l'Eifel, on exploite des ardoises dans le Siegenien alors que, dans le synclinorium de Dinant, surtout sur son versant nord, les mêmes niveaux stratigraphiques sont à l'état de schiste simple.

La cause de cette différence dans le degré d'évolution tient uniquement aux variations de la charge en rapport avec la puissance variable des terrains, conséquence elle-même de la subsidence différentielle dans l'aire géosynclinale. A cet égard, on pourrait trouver quelque analogie entre le développement plus ou moins marqué du métamorphisme ou de la lapidification et le niveau du front supérieur de schistosité qui dépend, lui aussi, de la charge supportée au moment où se développait le diastrophisme hercynien.

On peut faire observer à ce sujet que, dans la région centrale de l'Eifel, les roches schisteuses du Dévonien supérieur et moyen sont simplement affectées par la lapidification ; or il a été montré antérieurement que dans cette partie du tectogène hercynien, le front supérieur de schistosité ne monte guère au-dessus de l'Emsien inférieur.

Il y a lieu de revenir ici sur la question de l'évolution des roches siluro-cambriennes. Si le plissement calédonien a marqué tout d'abord ses effets, le plissement hercynien s'est manifesté non seulement sur la couverture dévono-carbonifère, mais tout aussi bien sur le substratum ancien déjà évolué. Il paraît difficile de décider de la part qui revient à chacune de ces phases de l'orogénèse dans la transformation des sédiments.

Dans le cas du massif du Brabant, il est vraisemblable que l'état actuel de lapidification et de métamorphisme du Cambrien et du Silurien résulte presque uniquement des efforts calédoniens. Les schistes du niveau stratigraphique le plus élevé du Silurien y présentent une schistosité bien apparente, résultant uniquement du diastrophisme néocalédonien

(voir page 653). Le Dévonien supérieur ou moyen qui le recouvre en discordance n'est affecté que localement par une schistosité grossière ; ce fait indique que ce terrain a été soumis, lors du plissement hercynien, à une charge moindre que ne l'était le Silurien à l'époque des efforts néocalédoniens. En conséquence, on peut admettre qu'au moment de la formation du tectogène hercynien, l'évolution du Siluro-Cambrien du Brabant était acquise à son degré actuel et qu'elle n'a pas été modifiée de manière sensible par l'action de la poussée hercynienne. La question apparaît plus délicate pour les massifs cambriens de l'aire anticlinale de l'Ardenne.

En laissant de côté l'influence probable d'un massif magmatique profond, dont il sera question ci-après, on constate que les roches cambriennes les plus jeunes ont atteint un stade d'évolution qui n'est pas très différent de celui des roches les plus anciennes de la série dévonienne. C'est ainsi que dans des affleurements peu favorables pour l'observation, il est parfois difficile de décider si des schistes rouges appartiennent à l'assise d'Oignies du Gedinnien ou au Salmien (Tremadocien) supérieur. Dans les bons affleurements, par contre, ce dernier terrain donne l'impression d'être un peu plus évolué. Ici le critère du clivage schisteux ne peut pas être utilisé parce que la schistosité du Cambrien paraît s'être produite en même temps que celle des couches inférieures du Dévonien, tout au moins à l'endroit du massif de Stavelot. Il en a été question dans un chapitre précédent (page 653).

L'étude lithologique des conglomérats de base du Dévonien laisse croire que le plissement calédonien avait donné au Cambrien au moins un stade de lapidification assez avancé.

Dans l'extrême sud de l'Ardenne, les roches schisteuses du Cambrien du massif de Givonne diffèrent assez fort des roches de même nature du Gedinnien qui le recouvre en discordance. Il y a, à cet égard, une dissemblance marquée non seulement dans l'aspect lithologique mais aussi dans l'aspect des déformations intimes, puisque, dans le Cambrien, celles-ci atteignent localement le stade du microplissement. Aussi peut-on accepter que l'évolution du Cambrien de Givonne est, en majeure partie tout au moins, le fait du plissement calédonien.

Ces quelques considérations permettent de se rendre compte de la façon dont les efforts tectogéniques ont agi sur l'évolution des roches du socle paléozoïque. On comprend immédiatement l'importance de ces notions du point de vue de la répartition des matériaux utiles : l'exemple de la distribution des phyllades ardoisiers est tout à fait démonstratif à cet égard. Il a été question, dans la première partie de l'ouvrage de la nature des matériaux exploitables dans chacun des étages entre lesquels se répartissent les formations sédimentaires de la Belgique.

La question est d'importance lorsqu'il s'agit du terrain houiller. On sait, en effet, que les bassins houillers belges fournissent des combustibles de qualités diverses, différant les uns des autres notamment par leur teneur en matières volatiles, c'est-à-dire par leur degré d'évolution. Il en sera question dans la dernière partie de l'ouvrage réservée à l'étude des minerais et des combustibles. On y verra l'influence du diastrophisme.

A côté du métamorphisme dû aux actions dynamiques, il convient de rechercher si des influences d'origine magmatique n'ont pas fait sentir leurs effets sur le degré d'évolution des roches paléozoïques. C'est seulement dans le socle antépermien que l'on connaît, sur territoire belge, des pointements de roches éruptives indiscutables. C'est donc à propos du socle que se pose la question d'une influence magmatique.

De façon générale, le métamorphisme est très faible au voisinage des roches éruptives intercalées dans le Siluro-Cambrien ; il se marque notamment par une transformation des schistes en cornéennes, sur une épaisseur minime. Le massif de tonalite de la Helle fait exception à la règle car il est entouré d'une auréole comprenant des schistes tachetés typiques, des schistes micacés et des cornéennes.

Par contre, il existe, suivant la zone anticlinale de l'Ardenne, des aires étendues à métamorphisme exagéré par rapport aux régions voisines ; il en est ainsi notamment dans la zone métamorphique de Bastogne-Paliseul (voir carte géologique annexée à l'ouvrage). On y trouve des phyllades aimantifères, des roches à grenats, à ilménite, à biotite, à muscovite, à séricite, à chlorite, des roches du type des cornéennes, etc... Cette zone intéresse surtout le Dévonien de l'anticlinal de l'Ardenne et partiellement du versant nord du synclinorium de l'Eifel (bassin de Neufchâteau) ; elle s'étend également au massif cambrien de Serpont et à la partie méridionale du massif de Cambrien-Trémadocien de Stavelot, où les phyllades sont caractérisés par le développement de porphyroblastes d'ottrélite, de grenats, d'andalousite.

Dans la partie centrale de cette zone, le métamorphisme prend un aspect particulier, auquel X. STAINIER ⁽¹⁾ a donné le nom de métamorphisme sporadique ; il se marque par la présence de lits discontinus ou de masses lenticulaires riches en amphibole, grenats etc...

Il est à remarquer que le passage est relativement très rapide de la zone d'évolution normale à la zone de métamorphisme plus développé ; il en est ainsi, par exemple, entre Vielsalm et Lierneux dans le sud du massif de Stavelot ; la zone de passage d'un type à l'autre ne dépasse pas le kilomètre.

La différence dans le degré d'évolution ne peut pas être attribuée à une exagération des efforts dynamiques à l'endroit de l'aire à métamorphisme plus développé ; dans celle-ci, les déformations tectoniques sont parfois moins marquées. Eu égard au peu de largeur de la zone de transition, il ne peut pas être fait appel à une différence de charge suffisamment importante. Le dynamométamorphisme ne semble donc pas susceptible de fournir, à lui seul, l'explication de ce développement anormal de l'évolution des formations cambriennes et dévoniennes au voisinage de la zone anticlinale de l'Ardenne. On peut se demander à juste titre s'il ne convient pas de faire appel à une action supplémentaire ajoutant ses effets à ceux dus aux actions dynamiques.

⁽¹⁾ X. STAINIER. — Sur le mode de gisement et l'origine des roches métamorphiques de la région de Bastogne (Belgique). *Mém. in-4°, Cl. des Sciences, Acad. Roy. Belgique, 2^e sér., t. I, 1907.*

Dans toute cette région de l'Ardenne, des différenciations résiduelles d'un magma profond, de type granitique probablement, ont été relevées en de nombreux endroits. Il est raisonnable, par conséquent, de faire appel à l'influence de ce magma pour expliquer les faits observés quant au développement exagéré du métamorphisme. Ce massif situé vraisemblablement à une distance assez grande, quoique variable, sous les couches influencées, ne leur a pas imposé, sauf peut-être localement (cornéite de Serpont), les caractères typiques du métamorphisme au contact de certains types de granite. Toutefois, en élevant la température, il a modifié l'allure des isogéothermes et provoqué des changements dans l'évolution des roches parfois sur une distance relativement courte.

A titre d'exemple, l'influence des émanations d'un magma profond semble avoir été mise en évidence par R. de Dycker ⁽¹⁾ Ce jeune et regretté savant a montré, en effet, que, dans le sud ouest du massif de Stavelot, les phyllades du Salmien (Trémadocien) se chargent de cristaux d'ottrélite, localement de grenat (coticule), sous l'influence des venues hydrothermales en rapport avec la mise en place d'un massif magmatique situé en profondeur. Ces solutions ont augmenté dans une mesure modérée la température des roches influencées, mais en pénétrant dans les roches elles ont facilité les échanges par voie de diffusion. Sous cette action nouvelle, a pris naissance un métamorphisme allant jusqu'à la recristallisation complète de la pâte de la roche, avec formation de chlorite et de séricite outre l'ottrélite, localement la spessartine et accessoirement la magnétite et aussi le quartz. La composition originelle des roches a joué un rôle essentiel dans cette évolution, car l'ottrélite manque là où le manganèse n'existait pas primitivement. Mais il faut admettre sans aucun doute, que l'action des venues hydrothermales, relativement minime en soi, s'est superposée à celle du dynamométamorphisme préexistant. Peut-être pourrait-on en trouver la preuve dans le fait que les cristaux d'ottrélite du Salmien sont disposés suivant toutes les directions par rapport au clivage et ne sont pas accompagnés d'un halo d'étirement ; ils diffèrent grandement en cela des cristaux de magnétite si caractéristiques des phyllades devilliens de l'Ardenne ⁽²⁾.

On admettra, en conséquence, que l'ottrélite, voire la spessartine, contrairement à la plupart des cristaux de magnétite, est postérieure à la schistosité qui marque l'achèvement du plissement. Or, pour ce qui concerne le massif de Stavelot, il semble bien que l'on puisse attribuer la schistosité du Cambrien, comme celle du Dévonien proche, à l'action des efforts hercyniens. La mise en place du magma dont il vient d'être question serait, par conséquent, posthercynienne. Toutefois, une légère déformation des cristaux d'ottrélite observée déjà par L. DE DORLODOT ⁽³⁾ permet de croire qu'il y eut une légère reprise des efforts et que la mise en place du magma date d'une phase ultime de la tectogenèse hercynienne. Quoi qu'il en soit, on peut penser que l'influence du magma s'est ajoutée à celle du dynamométamorphisme.

⁽¹⁾ R. DE DYCKER. — Recherches sur la nature et les causes du métamorphisme des terrains manganésifères du Cambrien supérieur dans la partie sud-occidentale du massif de Stavelot. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXII, *Mém.*, 1938-1939.

⁽²⁾ On peut faire la même observation à propos des cristaux de pyrite du Revinien, mais on ne peut pas considérer ceux-ci comme un produit de métamorphisme au même titre que l'ottrélite ou la magnétite.

⁽³⁾ L. DE DORLODOT. — Contribution à l'étude du métamorphisme du massif cambrien de Stavelot. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXVII, 1909-1910, *Mém.*, p. 145.

Dans l'exemple concret des roches otréolitifères du sud du massif de Stavelot, on remarque, comme il est dit ci-avant que la transition est relativement brusque entre les roches ainsi modifiées et celles qui ne le sont pas. Dans le cas d'une simple intervention d'efforts dynamiques, les zones d'isométabolisme devraient suivre approximativement les isopaques ; dans une région restreinte, celles-ci coïncident presque avec la stratification, en faisant abstraction de l'évolution sélective. S'il n'en est pas ainsi, c'est à cause de l'intervention d'un facteur d'origine profonde, dont les observations de R. DE DYCKER indiquent la nature probable.

§ 2. — Les terrains postpaléozoïques.

Les terrains subhorizontaux ou très légèrement ondulés de la couverture du socle paléozoïque ne présentent pas de métamorphisme régional, abstraction faite de certaines particularités locales, tels les quartzites landeniens d'Overlaer. Par contre, beaucoup d'entre eux n'ont pas échappé aux actions de lapidification.

Il faut tenir compte, dans tout cet ensemble de formations, du principe de l'évolution sélective. Les roches calcaires sont en avance sur les autres ; les roches argileuses doivent une certaine compacité à la déshydratation. Les sables par contre sont souvent restés à l'état meuble ; toutefois, la présence d'une certaine proportion de carbonate de chaux a permis une cimentation plus aisée ; c'est ainsi que dans le terrain liasique du sud du Luxembourg, dans des bancs de sable meuble, sont intercalés des bancs plus calcaires lapidifiés au point de pouvoir être utilisés comme matériaux de construction.

La même réflexion s'impose à propos des craies et des tuffeaux du Crétacé, atteignant localement une cohérence suffisante pour être exploités comme pierres à bâtir.

Dans les séries concordantes, la lapidification est, en moyenne, plus marquée dans les assises inférieures que dans les assises supérieures parce que la compaction, du fait de la charge et d'une légère augmentation de température, a pu s'y produire plus facilement. Peut-être d'autres facteurs sont-ils intervenus également comme je l'avais suggéré autrefois en comparant le degré d'évolution des roches du Crétacé à celui des terrains jurassique et triasique ⁽¹⁾. Il n'y a pas lieu d'y revenir dans un chapitre consacré à l'influence des actions tectoniques sur l'évolution des roches. On peut seulement affirmer que, pour les terrains de couverture, de telles actions n'ont eu pratiquement aucun effet ; c'est surtout à la charge statique, à la déshydratation et à l'évolution sélective qu'il convient d'attribuer les modifications observées, localement à d'autres actions accessoires.

Dans la couverture, les transformations de la nature originelle se sont marquées aussi par le concrétionnement de la matière, par exemple les « septaria » des roches argileuses, les « silex » des craies, etc... Il s'agit là de phénomènes bien connus et dont l'explication est donnée dans tous les traités de géologie générale. La tectonique n'y est pour rien.

(1) P. FOURMARIER. — Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique. Ses enseignements dans le domaine de la géologie générale. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, Mém. in- 4°, 1933-1934, p.151.