

Annales de la
Société
Géologique de
Belgique

Tome 85 - 1961-62

Compte rendu de la Session Extraordinaire
du 15 au 18 septembre 1961

Liège, 7 pl. du Vingt-Août, Belgique

1962

A L'ATTENTION DES AUTEURS

Les manuscrits doivent être remis au secrétaire au cours de la séance où ils sont présentés ou au plus tard dans les quinze jours qui suivent, faute de quoi l'ordre de leur publication pourra ne plus correspondre à celui de leur présentation. Après un délai de trois mois, les manuscrits ne seront plus acceptés.

Les manuscrits seront dactylographiés avec double interligne et une marge suffisante. En vue de mettre en évidence certains mots ou des parties de texte, les auteurs peuvent utiliser les indications typographiques suivantes : pour l'impression en *italique*, souligner une fois dans le manuscrit ; en PETITES CAPITALES, souligner deux fois dans le manuscrit ; en caractères gras, souligner d'un trait ondulé ; en caractères espacés, souligner d'un trait interrompu ; en MAJUSCULES, souligner trois fois.

Les noms scientifiques des genres ou des espèces zoologiques et botaniques doivent être imprimés en italique.

Les figures à inclure dans le texte ne pourront être retenues que si elles sont tracées avec soin, à l'encre de Chine et en bonne dimension. Il est conseillé de fournir des figures originales suffisamment grandes pour que leurs dimensions linéaires puissent être réduites d'un tiers ou de la moitié, et cela compte tenu de la justification de la revue (11 × 18 cm). Il convient de veiller à ce que les lettres, chiffres et signes conventionnels incorporés aux figures conservent, après la réduction prévue, une hauteur d'au moins 2 mm. On évitera d'inclure dans les figures les légendes et les titres qui peuvent s'imprimer indépendamment.

Les maquettes des planches devront rassembler les figures ou photographies dans un cadre de 11 × 18 cm.

Les références bibliographiques seront réunies de préférence à la fin de l'article. Elles seront classées par ordre alphabétique des noms d'auteurs. Dans le texte, le renvoi à la bibliographie se fera par inscription du nom de l'auteur suivi de l'année de la publication de l'ouvrage cité. Si l'on se réfère à plusieurs travaux du même auteur, publiés la même année, l'indication chronologique sera accompagnée par les lettres *a*, *b*, *c*, placées après l'indication de l'année.

Les corrections ordinaires des épreuves sont à la charge de l'éditeur, mais les frais résultant de changements de texte ou de modifications dans la présentation en cours d'impression seront supportés par les auteurs.

Chaque article sera précédé d'un court résumé, pouvant être directement utilisé par les revues bibliographiques spécialisées.

Seuls les articles originaux sont acceptés. La Société, en décidant de leur impression, laisse aux auteurs toute la responsabilité de leurs opinions. Le Conseil se réserve cependant le droit de discuter de l'opportunité de certaines publications et de les soumettre éventuellement à l'examen d'un comité de lecture.

COMPTE RENDU DE LA SESSION EXTRAORDINAIRE

DE LA

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE BELGIQUE

ET DE LA

SOCIÉTÉ BELGE DE GÉOLOGIE, DE PALÉONTOLOGIE
ET D'HYDROLOGIE

DU 15 AU 18 SEPTEMBRE 1961

par A. BEUGNIES

INTRODUCTION

La Société Géologique de Belgique assumait cette année l'organisation de la Session extraordinaire annuelle et avait choisi pour sujet :

« L'étude des massifs cambriens de l'Ardenne méridionale ».
Les excursions étaient dirigées par A. Beugnies.

Ont pris part à la session : MM. Ch. Ancion, A. Barthe, P. Bartholomé, A. Beugnies, P. Bourguignon, J. Cruyssaert, P. de Bétune, J. Delhal, E. de Roubaix, M. et M^{me} J. de Roubaix, M. et M^{me} P. Dumon, MM. P. Evrard, V. Facon, P. Fourmarier, F. Geukens, M. et M^{me} R. Govaerts, M. J. M. Graulich, M^{elle} A. Hanse, M. et M^{me} J. Laruelle, MM. L. J. Laurent, J. Lepersonne, P. Macar, M. et M^{me} R. Marlière, MM. J. B. Michiels, C. Parmentier, P. Pasteels, E. Picciotto, H. Piérard, H. Pirlet, M. et M^{me} P. Raucq, MM. G. Toubeau, J. Van de Steen, M. et M^{me} G. Waterlot, M. A. Wery.

S'étaient excusés : MM. A. Grosjean, M. Lecompte, P. G. Liégeois, N. Lykiardopoulo, P. Michot, C. Monty, G. Ubahs.

Je remercie mes collaborateurs de la Faculté Polytechnique de Mons, MM. O. Baleine et F. Laurent, de leur active participation à la préparation des documents remis aux participants et comprenant : une notice explicative, le programme des excursions et une

pochette de cartes et coupes relatives aux divers points du programme.

M. G. Toubeau, trésorier et secrétaire-adjoint au cours de cette session, a lui aussi collaboré à la préparation du livret-guide et, grâce aux notes qu'il a prises au cours des excursions, a grandement facilité la rédaction du présent compte rendu. Je l'en remercie bien cordialement.

J'exprime enfin ma gratitude aux collègues qui ont bien voulu rédiger ou revoir le texte de leurs interventions.

SÉANCE DU VENDREDI 15 SEPTEMBRE 1961

La réunion des participants a lieu dans la soirée du vendredi 15 septembre à l'hôtel St-Roch, de Couvin.

A la fin du repas, la séance est ouverte par M. de Béthune, Vice-Président de la Société Géologique de Belgique, qui invite l'assemblée à procéder à l'élection du Bureau de la Session.

Toutefois, au préalable, il souhaite la bienvenue à M. le Professeur G. Waterlot dont les travaux autorisés sur le Cambrien de Rocroi sont bien connus et à M^{me} Waterlot qui sont venus de Lille pour prendre part à la session. Tous seront sensibles à cette marque d'intérêt ; aussi, croit-il être l'interprète du sentiment général en proposant M. Waterlot pour la Présidence de la session.

M. Waterlot est élu par acclamations.

M. de Béthune rappelle la tradition en vertu de laquelle la Société invitante s'efface dans le Bureau devant la Société invitée. Il propose pour la Vice-Présidence, M. Lepersonne, Vice-Président de la Société belge de Géologie qui est élu par acclamations.

M. Beugnies et M. Toubeau sont ensuite élus respectivement Secrétaire et Trésorier de la Session.

Après l'élection du Bureau, M. Waterlot prend la parole pour remercier les participants de vouloir bien lui faire l'honneur de présider leur réunion, au cours des trois prochaines journées, dans les terrains cambriens des Massifs de Rocroi et de Givonne qui seront visités sous la conduite de M. le Professeur A. Beugnies. Il rappelle les idées opposées qui ont été émises sur la tectonique du Massif de Rocroi, certains le considérant comme étant formé de terrains plissés mais concordants et d'autres comme étant

constitué de deux parties différentes, l'une étant charriée sur l'autre. Il espère que les coupes qui nous seront présentées par M. Beugnies viendront lever l'incertitude qui peut subsister dans l'esprit de quelques participants, malgré toutes les publications qui ont pu être présentées à ce jour.

Le Président de session exprime le souhait d'une course sur le terrain particulièrement instructive.

Invité par M. Waterlot à faire un exposé préliminaire, M. Beugnies prend ensuite la parole en ces termes.

J'ai été particulièrement sensible à l'honneur que vous avez bien voulu me témoigner en me confiant le soin de diriger cette année les journées d'excursion de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique. Je vous en exprime ma profonde gratitude. Il m'échoit ainsi la mission d'être votre guide dans un pays que je connais un peu mais que j'aime beaucoup : l'Ardenne cambrienne. Cette région de forêts et de hauts plateaux est souvent appelée la « dure Ardenne ». Pour ma part, je ne partage pas cet avis. La haute Ardenne ressemble davantage à ses arbres et à ses habitants ; certes l'écorce est dure mais l'aubier est tendre. C'est là tout au moins l'impression que je vous souhaite d'emporter parmi vos souvenirs au terme de ces journées.

Le socle cambrien affleure en Ardenne méridionale dans trois massifs d'inégales étendues : les massifs de Rocroi, de Serpont et de Givonne.

Les massifs de Rocroi et de Serpont sont alignés dans l'axe de la zone anticlinale de l'Ardenne séparant le bassin de Dinant au Nord, du bassin de l'Eifel au Sud. Le massif plus méridional de Givonne constitue le noyau de l'anticlinal hercynien de même nom épaulant la bordure Sud du bassin de l'Eifel.

Dans le sens transversal, les massifs de Rocroi et de Givonne appartiennent à la zone de culmination de Rocroi séparée de la surélévation de Serpont par l'aire d'ennoyage de Paliseul.

Les journées d'excursion sont exclusivement réservées à l'étude des massifs de Rocroi et de Givonne.

Avant de préciser les grands traits de la géologie du massif de Rocroi, il est utile de rappeler brièvement l'historique de nos connaissances à ce sujet, ce qui nous permettra de mieux circonscrire les problèmes géologiques actuels posés par le vieux socle cambrien.

C'est en 1847 qu'André Dumont publie une première synthèse stratigraphique et tectonique du Massif de Rocroi où il avait reconnu l'existence des formations cambriennes dénommées à cette époque « Terrains ardennais ».

Il avait établi une première échelle stratigraphique comportant un étage inférieur groupant les roches claires (Devollien actuel) et un étage supérieur caractérisé par des phyllades et quartzites noirs (Revinien actuel). Bien mieux, il interprétait la structure du massif comme un synclinal à noyau revinien suivi au Sud d'un anticlinal laissant affleurer dans son axe le Devollien de Monthermé et recouvert, sur sa retombée méridionale, par les phyllades noirs de Bogny qu'il rattachait correctement à l'étage revinien.

En 1888, J. Gosselet publie son mémoire fondamental sur l'Ardenne et y consacre un chapitre important au massif cambrien de Rocroi. Gosselet n'admet cependant pas l'interprétation stratigraphique et structurale de Dumont. Compte tenu des pendages uniformes au Sud, Gosselet défend l'idée d'une simple superposition des étages, soit de haut en bas et du Sud au Nord :

l'étage de Bogny,

l'étage de Deville,

l'étage de Revin,

l'étage de Fumay.

En ce qui concerne la Tectonique, Gosselet rassemble de nombreux faits dont l'observation était rendue possible grâce aux multiples exploitations ardoisières de Fumay et de Deville. Il reconnaît plusieurs failles comme la faille des Brigittines et plusieurs petits plis comme l'anticlinal de Fumay.

Malgré ses imperfections, le mémoire de Gosselet demeure, aujourd'hui encore, une importante source de documentation relative à la stratigraphie et à la structure du Massif de Rocroi.

Pendant près d'un demi-siècle, aucune contribution importante ayant trait à la stratigraphie du massif de Rocroi, n'est à signaler. Il faut attendre les années 1937-1940 pour voir la publication de deux mémoires importants consacrés exclusivement au Massif cambrien de Rocroi. Le premier en date est celui de M. Waterlot, le second celui de M. Anthoine.

Les conclusions de ces auteurs quant à la stratigraphie et à la tectonique du massif de Rocroi sont tout à fait discordantes.

M. Anthoine interprète la structure du Massif de Rocroi comme

résultant d'un charriage du Revinien sur un socle devillien par l'intermédiaire d'une importante faille listrique, l'autochtone et le massif charrié étant eux-mêmes très écaillés.

Les échelles stratigraphiques du Revinien ne peuvent donc se raccorder aux successions reconnues dans le massif devillien autochtone. Dans ce dernier, le Devillien de Deville est nettement dissocié du Devillien de Fumay (Fumacien) et l'auteur, en conséquence, maintient la distinction de Gosselet entre un étage de Fumay et un étage de Deville.

M. Waterlot, au contraire, après avoir établi une échelle stratigraphique du Devillien et du Revinien inférieur basée essentiellement sur les veines ardoisières, conclut à l'existence d'un passage graduel et parfaitement concordant entre le Devillien et le Revinien. En outre, il démontre clairement l'équivalence entre le Devillien de Deville et le Devillien de Fumay à l'aide d'arguments stratigraphiques solides, confirmant ainsi l'ancienne hypothèse de Dumont. A l'aide de cette stratigraphie stable, il montre que la structure du massif est celle d'un synclinorium à noyau revinien flanqué au Nord et au Sud d'anticlinaux axés sur le Devillien, comme l'avait déjà interprété Dumont en 1847. Mais, en outre, il précise l'existence de failles radiales et de failles longitudinales importantes cisillant la partie méridionale du massif de Rocroi.

Lorsque nous avons commencé nos levés géologiques en 1955, le cadre stratigraphique et tectonique du massif de Rocroi était toujours tributaire des conceptions inconciliables de MM. Anthoine et Waterlot. Mais lorsqu'on a pris contact avec le terrain, on est vite convaincu de la justesse des vues de M. Waterlot. La conception des grands charriages développée par M. R. Anthoine doit être définitivement abandonnée.

Tous nos levés n'ont pu que confirmer la stratigraphie et la structure générale du massif de Rocroi établies en 1940 par M. Waterlot. Il m'est particulièrement agréable de rendre publiquement hommage au Maître lillois et de lui exprimer toute mon admiration pour son œuvre scientifique relative au Cambrien de l'Ardenne.

Le Massif de Rocroi, que nous étudierons au cours des deux premières journées, est un massif polycyclique qui a subi les diastrophismes calédonien et hercynien et qui fut le siège de phénomènes magmatiques et métamorphiques.

Stratigraphie

L'échelle stratigraphique du Cambrien de Rocroi ayant été remise à chaque participant et comme nous aurons maintes fois l'occasion sur le terrain d'analyser en détails les diverses assises, nous ne retiendrons au cours de cet exposé que les faits essentiels (1).

La sédimentation cambrienne à Rocroi comme à Givonne est essentiellement détritique et a conduit à deux types lithologiques fondamentaux : quartzite et phyllade.

Parmi les phyllades, certains niveaux ardoisiers sont particulièrement remarquables par leur continuité et leur extension : ce sont les veines ardoisières choisies comme limites d'assises et qui serviront d'horizons repères. On en connaît deux dans le Devillien : la veine Ste Anne séparant le Dv1 du Dv2 et la veine Renaissance à la limite Devillien-Revinien. Dans le Revinien, deux horizons ardoisiers sont également connus : la veine des Peureux à la limite Rv1-Rv2 et la veine de la Folie au sommet de Rv2.

Il existe encore des niveaux ardoisiers dans l'assise Rv5 qui couronne le Cambrien de Rocroi mais cette assise affleurant uniquement dans la zone orientale d'ennoyage du massif n'est pas observable dans la coupe de la Meuse.

Quoi qu'il en soit, les séries stratigraphiques de Rocroi sont tout à fait comparables aux séries cambriennes de Stavelot telles qu'elles sont connues à la suite des travaux de M. Geukens.

Un autre trait fondamental inscrit dans la stratigraphie cambrienne de Rocroi est le déplacement, au Revinien moyen, des aires de subsidence du Sud vers le Nord. Il souligne dès cette époque le creusement d'une avant-fosse immédiatement au Nord d'une cordillère précoce, premier effet de l'orogénèse calédonienne se manifestant par une poussée tangentielle dirigée du Sud vers le Nord. Une fois encore, des mouvements transgressifs comparables ont été décelés par M. Ancion dans le Revinien de Stavelot.

Tectonique.

C'est pendant le Silurien, certainement avant le Ludlow supérieur et peut-être au Caradocien que des efforts tectoniques plissent le

(1) Le lecteur trouvera en annexe au compte-rendu de la séance l'échelle stratigraphique du Cambrien du Massif de Rocroi.

Massif de Rocroi lors d'une *phase précoce éocalédonienne*. Elle y détermine trois plis majeurs qui sont, du Nord au Sud :

- l'anticlinorium de Fumay,
- le synclinorium de Revin,
- l'anticlinorium de Bogny.

Ces plis principaux sont eux-mêmes affectés de plis secondaires longitudinaux et transversaux. Les plis longitudinaux ont été fortement comprimés ultérieurement lors de l'orogénèse hercynienne. Les plis transversaux déterminent les zones d'ennoyage et de surélévation calédoniennes. Nous aurons l'occasion d'observer les effets de l'ennoyage des Hauts-Buttés, le plus oriental d'entre eux.

L'orogénèse hercynienne précédée par les intrusions magmatiques se développe en plusieurs phases successives.

Au cours d'une *première phase de profondeur*, on assiste à la formation des grands plis longitudinaux qui sont, du Nord au Sud :

- l'anticlinorium de Fépin,
- le synclinorium de Willerzie,
- l'anticlinal de Louette Saint-Pierre.

A cette phase se rattachent les phénomènes de schistosité et de boudinage. Il s'agit d'une schistosité de flux affectant les phyllades cambriens et les phyllades gedinniens de la bordure méridionale. Les plis calédoniens, comprimés par la poussée hercynienne, sont uniformément déversés vers le nord.

Au cours de la *phase paroxysmale*, le synclinorium de Willerzie se brise longitudinalement le long de deux grandes failles de chevauchement : la faille de la Grande-Commune au Nord et la faille de la Carbonnière au Sud. Vers l'Ouest, les deux failles se rejoignent pour n'en plus former qu'une seule coupant obliquement l'anticlinal calédonien de Bogny. Vers l'Est, la faille de la Grande-Commune se raccorde à la faille de Vencimont dont le tracé reconnu par E. Asselberghs affecte la zone anticlinale de l'Ardenne sur une longueur de 56 Km. Au total, l'accident Grande-Commune-Vencimont se suit sur 92 Km et témoigne d'un chevauchement du Sud vers le Nord de 2 Km environ.

La faille de la Carbonnière, simple digitation de la faille de la Grande-Commune, se suit sur 13 Km jusqu'au méridien de Thilay où elle disparaît dans une zone très disloquée jalonnant la bordure gedinnienne du Massif depuis Thilay jusqu'à Louette St-Pierre.

Une *phase tardive* affecte le massif de grandes ondulations transversales dirigées N 30° à 40° W déterminant la zone de surélévation de Rocroi et le grand ennoyage de Paliseul qui s'amorce à l'Est du méridien de Fumay.

Les plis transversaux orientent les grandes failles transversales qui terminent la phase tardive cassante. Les failles jouent dans le même sens que les plis transversaux entraînant, pour toute la partie orientale du Massif de Rocroi, une succession de compartiments affaissés vers l'axe de l'ennoyage de Paliseul.

Les failles transversales ont des allures sinueuses mais leur orientation générale est N 30° à 40° W. On a pu dénombrer 22 failles principales affectant tout ou partie du Massif cambrien et la couverture gedinnienne. Certaines d'entre elles peuvent être suivies d'un bord à l'autre du massif sur des distances atteignant 27 Km. Elles ont joué verticalement et tangentiellement provoquant des décrochements pouvant atteindre quelques centaines de mètres. En outre, au cours de cette même phase, les failles longitudinales ont rejoué et de nouvelles failles de chevauchement comme la faille du rocher de l'Uf écaillent les compartiments limités par les failles radiales.

La schistosité de fracture qui caractérise la dernière phase de la tectonique hercynienne semble indiquer la présence d'une couverture réduite et se situe par conséquent à une époque où l'orogène hercynien était déjà profondément érodé.

Les phénomènes magmatiques

De nombreux sills de roches éruptives sont connus dans le Cambrien et la couverture gedinnienne du Massif de Rocroi. On y reconnaît trois types principaux : les diabases, les microgranites et les silixites. Les roches magmatiques consolidées sous des conditions épizonales ont subi des actions hydrothermales intenses (albitisation, saussuritisation, chloritisation, sericitisation et carbonatation). Elles dérivent d'un seul magma de composition dioritique à tendance ferrique. La différenciation magmatique réalisée à moyenne profondeur (5000 à 8000 m) est contemporaine du métamorphisme régional postdévonien. L'activité magmatique est liée aux phénomènes précurseurs de l'orogénèse hercynienne.

Le métamorphisme régional.

La partie méridionale du Massif de Rocroi et sa couverture

gedinnienne appartiennent au domaine épizonal profond de la zone métamorphique de l'Ardenne.

La chlorite est présente dans tous les phyllades et quartzo-phyllades de l'épizone.

L'ilménite et le chloritoïde se développent dans les phyllades reviniens et le conglomérat de Fépin. La magnétite est caractéristique des phyllades ardoisiers devilliens.

La zonéographie qu'on peut établir à partir des roches éruptives est plus fine. On distingue parmi les diabases : une épizone profonde à amphibole actinolitique pratiquement confondue avec la zone à magnétite, une épizone moyenne à épidote et calcite et une épizone supérieure à calcite.

Après cet exposé, aucune question n'ayant été posée au conférencier, le Président lève la séance.

ANNEXE : ÉCHELLE STRATIGRAPHIQUE DU CAMBRIEN DU MASSIF DE ROCROI

Rv5 : Assise des *Vieux-Moulins de Thilay* (épaisseur : au moins 100 m),

Phyllades noirs ardoisiers, fréquemment pyriteux ; ils ont donné lieu à quelques exploitations d'ardoises.

Rv4 : Assise de la *Petite-Commune* (épaisseur : 500 m).

Gros bancs de 5 à 10 m de quartzite noir, très pyriteux, grossier, micacé, alternant avec des schistes psammitiques grossiers, pyriteux, et des schistes fins graphiteux. La surface des bancs de quartzite est parfois mamelonnée ou sillonnée de « mud cracks ». Dans les zones métamorphiques, les schistes contiennent fréquemment des cristaux millimétriques de chloritoïde.

Rv3 : Assise d'*Anchamps* (épaisseur : 200 à 600 m).

Rv3c : Série alternante de phyllades noirs micacés et de bancs de quartzite noir peu épais (quelques centimètres à 2 m), pyriteux. Vers le haut, les bancs de quartzite sont de plus en plus épais et les phyllades de plus en plus micacés.

Passage graduel à l'assise *Rv4*. Conventionnellement, la limite *Rv3-Rv4* est fixée à la base du premier banc de quartzite dont

l'épaisseur atteint 5 m. L'assise *Rv3c* occupe les deux tiers supérieurs de l'assise *Rv3*.

Rv3b : Quelques bancs de quartzite noir, fin, pyriteux, dont le plus épais atteint 4 m. Forme l'horizon de la Crapaude-Pierre qui semble avoir une continuité remarquable.

Rv3a : Assise surtout composée de phyllades noirs, peu micacés, et de quelques petits bancs de quartzite noir.

Rv2 : Assise de la Roche à 7 heures (épaisseur : 170 à 460 m).

Rv2b : Veine ardoisière de la Folie.

Veine ardoisière noire, de 10 à 30 m d'épaisseur, composée d'une alternance de bancs de quartzite gris, de quelques décimètres au plus et de couches phylladeuses ardoisières pouvant atteindre plusieurs mètres de puissance.

Rv2a : Dans son ensemble, la sous-assise *Rv2a* est beaucoup plus quartzitique que phylladeuse. Elle se caractérise par les traits suivants : les quartzites sont gris, en bancs de 1 à 4 m, et renferment localement des passées conglomératiques surtout développées vers la base de l'assise ; les phyllades subordonnés sont noirs, fins et ardoisiers.

Rv1 : Assise de transition (épaisseur : 40 à 120 m).

Rv1b : Veine ardoisière des Peureux.

Veine ardoisière noire, peu épaisse (3 à 5 m), se débitant en dalles.

Rv1a : Dans son ensemble, beaucoup plus phylladeuse que quartzitique. La teinte des roches passe graduellement du vert à la base, au gris sombre au sommet.

Dv2 : Assise des 4 Fils Aymon (épaisseur : 95 à 270 m).

Dv2b : Veine ardoisière de la Renaissance.

Veine ardoisière de 15 à 25 m de teinte claire, violette ou rouge, sur le bord nord du Massif et verte (contenant fréquemment de petits octaèdres de magnétite) sur le bord sud. La couche de phyllade ardoisier est divisée, dans sa masse, par un seul limet de quartzite.

Dv2a : Gros bancs de quartzite plus ou moins grossier, de teinte claire (blanc, rose ou verdâtre), séparés par des couches de phyllades

verts ou rouges surtout développées dans la région de Deville-Monthermé. On y distingue trois faciès :

- un faciès quartzitique et phylladeux, dans la région de Deville-Monthermé ;
- un faciès quartzitique dans la région de Fumay, Haybes, Oignies, Rimogne et Éteignières ;
- un faciès arkosique grossier dans les régions de Bruly, Gué d'Hossus et Petite-Chapelle.

Les phyllades de la base de l'assise renferment des empreintes d'*Oldhamia radiata* au bord nord du Massif.

Dv1 : Assise de la Longue-Haie (épaisseur : au moins 130 m).

Dv1b : Veine ardoisière Sainte-Anne (épaisseur : 4 à 9 m).

Alternance de petits limets de quartzite de quelques centimètres et de couches de phyllade ardoisier, violet, rouge ou vert de 0,10 à 1,50 m d'épaisseur. Au bord sud du Massif, dans la zone métamorphique, les phyllades sont truffés de petits octaèdres de magnétite.

Dv1a : Assise quatzophylladeuse composée, du sommet à la base, des couches suivantes :

2. Alternance de phyllades verts ou rouges et de petits bancs de quartzite vert à grain fin de 10 à 20 cm d'épaisseur.
1. Gros bancs de quartzite blanchâtre de 5 à 6 m d'épaisseur, alternant avec des couches de phyllade vert ou rouge de 1 à 2 m de puissance.

PREMIÈRE JOURNÉE

Samedi 16 septembre 1961

ÉTUDE DU BORD NORD ET DE LA ZONE AXIALE DU MASSIF DE ROCROI

Point 1. (1)

L'excursion débute au village de Bruly où M. Beugnies rassemble les participants pour leur rappeler tout d'abord dans ses grandes lignes la stratigraphie du Cambrien de Rocroi. Il précise ensuite que les affleurements de Bruly appartiennent au flanc Nord de l'anticlinal d'Haybes, pli principal de l'anticlinorium de Fumay et à 1 km environ de sa terminaison occidentale. Ces particularités sont mises en évidence par la carte de la figure 1 en suivant le tracé de la limite Devillien-Revinien. L'assise Dv 2 a accuse ici un faciès arkosique connu sous le nom d'arkose de Bruly, ayant donné lieu à d'anciennes exploitations de kaolin. Ces formations arkosiques sont flanquées au Nord par la veine Renaissance (Dv 2 b) de teinte violette ou rouge exploitée jadis à l'ardoisière de Bruly.

On se rend d'abord à la carrière de kaolin où les bancs de quartzite grossier très altéré sont encore visibles dans le fond de l'excavation. Les mêmes quartzites grossiers et arkosiques mais moins altérés ont été exploités à l'Est de Bruly au lieu dit « Moulin-Caneau » où M. Fourmarier les a observés et décrits dès 1910. On se dirige ensuite vers l'ancienne ardoisière de Bruly. La veine Renaissance y fut exploitée en carrière et en galerie souterraine. Il s'agit d'une veine épaisse de phyllade violet sombre, plus rarement rougeâtre, affecté d'une schistosité de flux inclinant de 52° au Sud. La stratification, accusant elle aussi un pendage Sud, n'est pas parallèle à la schistosité et n'est que rarement et difficilement observable dans cette masse phylladeuse.

(1) La localisation des points d'observation est précisée dans le hors-texte 1.

M. Fourmarier demande sous quelle forme se trouvent les oxydes de fer contenus dans l'ardoise.

M. Beugnies répond que dans la bande devillienne de Fumay, les oxydes de fer présents dans les ardoises s'y trouvent dispersés à l'état de pigment indiscernable au microscope. Dans les zones plus méridionales du massif, les oxydes de fer cristallisent d'abord sous forme de paillettes d'oligiste groupées en petits amas au sein desquels se développe la magnétite dans les faciès plus métamorphiques du bord Sud.

M. de Béthune fait remarquer que la teinte violette prise par l'ardoise est déjà l'indice d'une action métamorphique atténuée.

M. Beugnies admet volontiers une telle interprétation mais fait toutefois remarquer qu'à ce stade l'action métamorphique n'est pas discernable au microscope. Elle se traduit uniquement dans le

chimisme des phyllades où le rapport des oxydes $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$ est inversé

lorsqu'on passe d'un faciès rouge ou vert à un faciès violet. En général, les faciès verts et rouges sont caractérisés par une prépondérance de FeO sur Fe_2O_3 à l'inverse de ce qui se passe dans les phyllades violets, témoignant en conséquence de la néoformation de Fe_2O_3 aux dépens de FeO.

M. Geukens montre un échantillon où l'on distingue la stratification par la présence de limets plus argileux alternant avec des faciès plus grossiers.

Effectivement, la schistosité est oblique sur la stratification qui incline d'un angle de 35 à 40° plus faible par conséquent que la schistosité.

Poursuivant ensuite l'excursion, on gagne la vallée de la Meuse par Gué d'Hossus et Fumay pour se rendre à Fépin à la carrière d'arkose située au sommet de la colline, rive gauche de la Meuse. On se trouve là à la limite Sud du Bassin de Dinant adossé au massif cambrien de Rocroi.

Point 2. (1)

La carrière est ouverte dans l'arkose d'Haybes reposant directement sur le Cambrien qui affleure immédiatement au Sud. L'assise de l'arkose d'Haybes la plus inférieure du Gedinnien est constituée ici de bancs d'arkose grossière à prismes roulés de tourmaline et de couches lenticulaires de schistes noirs qui ont livré plusieurs fossiles (*Pterygotus*, *Lingula minima*, des débris de plantes, etc...). L'arkose d'Haybes, jalonnant le bord Sud du bassin de Dinant forme les entablements du Mont devant Haybes à quelque 250 m au dessus du niveau de la Meuse. Les couches inclinant de 25° vers le Nord dans le bas de la carrière ont tendance à se relever vers le haut du front d'exploitation où le pendage atteint 35°.

Quelques failles à faible rejet affectent ces formations dont l'épaisseur peut atteindre une trentaine de mètres.

Répondant à une question posée par plusieurs membres au sujet de la composition minéralogique de l'arkose d'Haybes, M. Beugnies précise qu'à côté des petits galets quartzitiques et phylladeux l'arkose est essentiellement formée de quartz et de feldspath très séricitisé. Les minéraux accessoires sont la tourmaline, le rutile et la muscovite. En outre, l'analyse chimique y décèle souvent la présence d'or à très faible teneur.

Le feldspath de l'arkose est généralement très séricitisé et kaolinisé mais sur de rares plages moins altérées on peut encore parfois reconnaître du microcline.

En face de l'entrée de la carrière et de l'autre côté du chemin, on découvre le panorama de la rive droite de la Meuse dominé par la Roche à Fépin.

Entre les carrières des Hairies au Nord et la roche à Fépin au Sud, les couches de base du Gedinnien sont d'abord faiblement inclinées vers le Nord puis sont redressées et renversées. Malheureusement, l'éclairage matinal laisse les roches dans l'ombre et ne permet pas de distinguer les dressants de Fépin.

Les plateaux des Hairies reposent en discordance du Nord vers le Sud sur l'assise de transition (Rv1) puis sur l'assise Rv2 a tandis que les dressants viennent au contact de la veine de la Folie (Rv2b) et de la base de l'assise d'Anchamps. L'ardoisière de Fépin ouverte

(1) Pour les points 2 à 19 le lecteur voudra bien se reporter aux documents hors-texte relatifs à la coupe de la Meuse.

dans la veine de la Folie se distingue au tiers inférieur de la colline. Les couches cambriennes dont on peut estimer le pendage (p. 20° S) appartiennent au flanc Sud de l'anticlinal d'Haybes.

Du point où l'on se trouve, on peut apprécier les effets des ennoyages orientaux tant hercynien que calédonien. Les plateaux des Hairies dans le prolongement exact de l'affleurement d'arkose de la carrière précédente se trouvent à peu près au niveau de la Meuse, soit environ 200 mètres plus bas que le point où l'on se trouve.

Cette dénivellation souligne l'effet de l'ennoyage hercynien de Paliseul.

D'autre part, l'arkose de la rive gauche repose en discordance sur les couches devilliennes appartenant au cœur de l'anticlinal d'Haybes alors que sur la rive droite l'assise la plus ancienne sous l'arkose des Hairies est l'assise de transition Rv1. Cette disposition implique nécessairement un ennoyage oriental de l'anticlinal d'Haybes antérieur à la transgression gedinnienne et d'âge calédonien : c'est l'ennoyage des Hauts-Buttés.

On descend ensuite vers Fépin au pont du chemin de fer d'où l'on peut observer aisément la discordance dans les rochers de la rive droite. Dans la tranchée du chemin de fer, le sommet de l'assise Rv1 affleure largement. Ce sont des phyllades noirs faiblement inclinés au Sud et appartenant au flanc méridional de l'anticlinal d'Haybes.

Point 3.

Par la route nationale Givet-Charleville, on se rend ensuite au pont de la Meuse à Haybes, d'où l'on peut localiser et suivre dans les monts de la rive gauche, les diverses assises cambriennes appartenant à l'anticlinal d'Haybes.

Les quartzites Dv2a constituent une barre épaisse de 90 mètres dont les nombreux affleurements formant les éperons de la colline permettent de souligner la fermeture périclinale de l'anticlinal. La barre quartzitique Dv2a du flanc Sud est contournée au niveau de la Meuse par la route nationale qui la recoupe ensuite très obliquement. Elle franchit la Meuse sous le pont d'Haybes et réapparaît sur la rive droite formant le mamelon du hameau de la Cense.

La même assise Dv2a, mais appartenant au flanc Nord, se suit depuis les carrières des Rochettes à l'Ouest jusqu'à l'ardoisière de la Providence où elle rejoint la barre du flanc Sud dessinant dans la colline la fermeture périclinale.

L'assise Dv2a du flanc Sud est directement surmontée par la veine Renaissance anciennement exploitée à l'ardoisière St Roch d'Haybes sur la rive droite et à l'ardoisière de la Providence sur la rive gauche. Les travaux souterrains de la Providence ont permis de suivre la veine vers l'Est où elle dessine une fermeture périclinale conformément à l'allure des quartzites sous-jacents.

En face de la gare d'Haybes, l'anticlinal se ferme sur la veine Ste Anne (Dv1b) exploitée sur les deux flancs du pli au premier et au deuxième trou Foudey distants l'un de l'autre d'une centaine de mètres.

Aux carrières des Rochettes, l'anticlinal est brisé par une faille transversale limitant vers l'Ouest l'exploitation des quartzites.

Après les commentaires, on se dirige vers les affleurements de la paroi de la route nationale en face de la gare d'Haybes où se localise le gîte bien connu à *Oldhamia radiata*.

Les roches à *Oldhamia radiata* se situent entre le premier trou Foudey et les gros bancs de quartzite de l'assise Dv2a, soit donc au toit de la veine Ste Anne dans une série alternante de couches phylladeuses rouges et vertes et de bancs de quartzite devenant de plus en plus épais vers le haut. Après quelques recherches, on récolte plusieurs plaques de phyllade vert couvertes de délicates empreintes d'*Oldhamia radiata*.

Le car emmène ensuite les participants à quelques centaines de mètres de là en face du rocher des Foudres.

Point 5.

Le rocher des Foudres est constitué par les dressants de la veine Ste Anne dont les allures sont soulignées par les teintes alternativement claires et sombres des passées phylladeuses et quartzo-phylladeuses composant la veine ardoisière. Ces plis secondaires sont recoupés par une schistosité uniformément inclinée au Sud d'une cinquantaine de degrés.

La veine Ste Anne appartient encore au flanc Nord de l'anticlinal

d'Haybes mais dans le compartiment relevé à l'Ouest de la faille des Rochettes, qu'on voit admirablement dans les collines de la rive gauche à l'extrémité occidentale des carrières des Rochettes. Le front d'exploitation de la carrière suit l'allure des bancs de quartzite Dv2a du flanc Nord de l'anticlinal et plongeant vers la Meuse sous un angle de 50° environ. Vers l'extrémité de la carrière, on voit les bancs brusquement retroussés vers le haut, prendre une allure subverticale dans une direction transversale. Ces allures aberrantes sont imposées par la faille des Rochettes contre laquelle viennent buter les couches cambriennes.

A propos de la faille des Rochettes, M. M. de Béthune et Geukens demandent s'il s'agit d'un mouvement vertical ou d'un mouvement vertical et tangentiel.

M. Beugnies répond qu'en règle tout à fait générale, les failles verticales ont joué verticalement et tangentiellement. Le jeu vertical accentue souvent l'ennoyage, comme c'est le cas pour la faille des Rochettes.

M. de Béthune demande ensuite si la faille est antérieure au chevauchement de la Grande-Commune et si elle affecte l'arkose d'Haybes.

M. Beugnies précise que les failles transversales sont, dans tous les cas, postérieures aux chevauchements le long des grandes failles longitudinales affectées par leur décrochement. Seule, la faille de Naux semble avoir joué au cours des deux phases hercyniennes une première fois avant le chevauchement de la Carbonnière, une seconde fois après.

L'âge hercynien est confirmé par les décrochements observés dans les couches de base du Gedinnien. Pour la faille des Rochettes par exemple, le décrochement apparent de l'arkose d'Haybes est de 600 m, le panneau à l'Ouest de la faille étant rejeté au Nord.

Au Sud du rocher des Foudres, on pénètre dans le cœur de l'anticlinal d'Haybes plus ouvert dans le horst délimité par les failles des Rochettes et des Brigittines.

La série quartzophylladeuse qu'on y observe correspond à la partie supérieure de l'assise Dv1. Le cœur de l'anticlinal axé sur des bancs de quartzite blanc à grain fin montre les couches les plus

anciennes du Devillien du Massif de Rocroi. Au Sud, la même série se répète en ordre inverse et avec des pendages plus faibles conformément à l'allure anticlinale pour atteindre la veine Ste Anne anciennement exploitée au 2^e trou Evrard.

Point 6.

Après avoir traversé la ville de Fumay, on se rend à la carrière du pont de Fumay ouverte dans les quartzites Dv2a de la rive droite du fleuve. Un petit sentier permet de gagner le niveau d'exploitation d'où l'on découvre le panorama de la rive gauche.

A gauche, donc au Sud, on distingue la colline du Faubourg entièrement constituée de quartzites Dv2a appartenant toujours au flanc méridional de l'anticlinal d'Haybes et accusant un pendage de 25 à 30° pied Sud. Sur cette grosse barre quartzitique repose la veine Renaissance encore exploitée à l'heure actuelle à l'ardoisière de ce nom située immédiatement derrière la colline. En face du point de vue débouche la vallée du ruisseau d'Alyse, étroite et sinueuse, découpant les collines qu'on distingue à l'arrière-plan. A l'avant-plan, la vallée sépare la colline du Faubourg à gauche de la colline de Chestion à droite. La barre quartzitique Dv2a repose sur la veine Ste Anne exploitée à l'ardoisière St Gilbert à gauche dont on localise l'emplacement grâce au terril d'ardoise situé au tiers inférieur du flanc de la vallée. La veine Ste Anne dirigée Ouest-Est comme la vallée elle-même atteint la vallée de la Meuse à l'ardoisière Ste Anne dont l'ancien puits d'extraction est situé à proximité du poste de douanes. Sous la veine Ste Anne se développe l'assise Dv1 dont les bancs de quartzite et de phyllade affleurent dans la paroi de la tranchée du chemin de fer bien visible entre le passage à niveau de la route de Givet et le tunnel sous la route d'Oignies.

La colline de Chestion montre elle aussi une barre de quartzite Dv2a reposant normalement sur la veine Ste Anne anciennement exploitée au premier trou Evrard. La veine Ste Anne du premier trou Evrard traverse la Meuse près du passage à niveau de la route de Givet pour passer sur la rive droite à l'ardoisière Belle-Rose située au Nord de la carrière du pont de Fumay. Semblablement, les quartzites Dv2a surmontant la veine du premier trou Evrard correspondent sur la rive droite au quartzite du Pont de Fumay. Il y

a nécessairement une faille séparant les collines du Faubourg et de Chestion, c'est la faille de Rogimont subparallèle aux couches sur la rive gauche de la Meuse, s'infléchissant vers le Sud et prenant une allure transversale dans la ville même de Fumay.

La veine Ste Anne du 1^{er} trou Evrard est elle-même séparée de la même veine au 2^e trou Evrard par la faille des Brigittines accusant la même allure que la faille de Rogimont et limitant vers l'Est l'extension des quartzites du Pont de Fumay. Sur la rive gauche de la Meuse, la faille des Brigittines a une allure sublongitudinale qui pourrait faire croire à priori à un accident limitant une écaille mais on peut la suivre sur la rive droite où elle amorce une virgation vers le Sud depuis l'ardoisière Belle-Rose jusqu'au rocher des Brigittines pour prendre dans la traversée de la ville du Fumay une direction N 40° O. Le tracé de la faille a pu être précisé grâce aux nombreux travaux d'exploitation et de recherche dans le sous-sol de Fumay. Partout, l'inclinaison du plan de faille indique qu'il s'agit d'un accident subvertical.

M. Fourmarier demande s'il n'est pas possible de distinguer deux phases tectoniques successives à l'origine du style particulier des failles transversales : une première phase cassante au cours de laquelle les failles transversales dirigées N 40° O se forment, et une seconde phase plus tardive où les mêmes failles sont remaniées sous l'effet d'un effort tangentiel.

M. Beugnies répond que dans le Massif de Rocroi, on ne peut observer que deux phases orogéniques hereyniennes : une première phase de plissement se terminant par les grands chevauchements et une seconde phase beaucoup plus tardive dominée par les failles radiales et les chevauchements tardifs. Pour cette deuxième phase, il n'est pas possible de préciser davantage.

M. Fourmarier fait alors remarquer qu'il est nécessaire dans ce cas d'admettre l'existence d'un effort tangentiel de direction non classique.

A la question de M. Dumon : « Y-a-t-il une relation entre le chevauchement du rocher de l'Uf et le gauchissement des failles ? »

M. Beugnies répond qu'à son avis c'est le chevauchement du rocher de l'Uf immédiatement au Sud de Fumay qui a provoqué la

modification d'allure des failles de Rogimont, des Brigittines et des Rochettes.

A la suite de cette explication, M. Fourmarier attire l'attention sur le fait qu'il doit nécessairement exister dans ce cas une différence dans l'allure des plis affectant les divers panneaux limités par les failles radiales. La différence doit, par exemple, se marquer dans le serrage des plis variable d'un panneau à l'autre. De tels faits peuvent être observés notamment dans le Jura.

M. Beugnies répond qu'il en est généralement ainsi mais les différences se marquent uniquement dans les plis secondaires. Il attire l'attention sur le fait que toute interprétation doit nécessairement tenir compte de l'incompétence tectonique des phyllades susceptible d'introduire des dysharmonies locales.

M. de Béthune émet l'hypothèse que les failles transversales pourraient être antérieures aux plissements. M. Beugnies répond que dans le Massif de Rocroi toutes les failles radiales sont nettement postérieures, non seulement aux plissements, mais encore aux grands chevauchements le long des failles longitudinales de la Carbonnière et de la Grande-Commune. Seule la faille de Naux semble avoir joué une première fois après le plissement, mais avant le chevauchement de la Carbonnière.

M. de Béthune remarque que, contrairement à la faille des Rochettes, la faille des Brigittines en relevant la lèvre orientale joue dans le sens opposé à l'ennoyage.

Tout en confirmant ce fait, M. Beugnies souligne cependant que la faille des Brigittines est, à ce point de vue, unique en son genre, tout au moins sur le bord oriental du Massif de Rocroi.

Après cet échange de vues, les participants se rendent à la carrière du Pont de Fumay ouverte dans les quartzites Dv2a reposant normalement sur la veine Ste Anne anciennement exploitée au Nord de la carrière, à l'ardoisière Belle-Rose.

Le front d'exploitation expose la quasi-totalité de l'assise Dv2a, soit 90 mètres de quartzite rosé dont certains bancs sont micro-conglomératiques. Vers le haut et vers le bas de l'assise, les bancs gréseux alternent avec des couches de phyllade rouge annonçant la proximité des veines ardoisières. Toutefois, la veine Renaissance (Dv2b) n'affleure pas, les quartzites venant buter sur la faille des

Brigittines jalonnée d'une brèche quartzitique dont on aperçoit un piton rocheux, le rocher des Brigittines, à l'extrémité orientale de la carrière.

Plusieurs participants ayant manifesté le désir de voir la brèche de près, le groupe se dirige vers le rocher des Brigittines. La brèche épaisse de plusieurs mètres est constituée de quartzite Dv2a dont les bancs disloqués et fissurés sont sillonnés de multiples veinules quartzieuses. Au contact de la brèche, les quartzites sont brutalement ployés en anticlinal dont l'axe s'allonge comme la faille dans une direction subtransversale. Le flanc Est du pli, parallèle au mur de brèche, est subvertical. M. Beugnies souligne les particularités de cette structure et la compare à celle observée au contact de la faille des Rochettes. Dans les deux cas, les couches au contact des failles radiales sont plissées transversalement mais, aux carrières des Rochettes, les bancs de quartzite retroussés vers le haut dessinent une allure synclinale à l'inverse du rocher des Brigittines où les bancs de quartzite sont retroussés vers le bas.

Une discussion s'engage entre MM. Ancion, Geukens et Marlière au sujet de la relation probable entre le pli transversal observé et la faille des Brigittines.

MM. Ancion et Marlière sont d'avis qu'il s'agit de deux phénomènes concomittants tandis que M. Geukens, s'appuyant sur des faits observés dans le massif de Stavelot, émet l'hypothèse d'un âge calédonien pour le pli qui aurait imposé la direction de la faille hercynienne.

M. Fourmarier note que dans la zone de brèche, certains bancs phylladeux sont dépourvus de schistosité.

Il est 13 h 30 lorsqu'on reprend le car pour se rendre au Moulin Labotte à Haybes où, dans un nid de fraîcheur et de verdure, les participants auront tout le loisir d'apprécier les bienfaits de la cuisine et des vins français. On quitte le Moulin Labotte à 16 h. 30 pour gagner ensuite Fumay.

Point 7.

La coupe du flanc Sud de l'anticlinal d'Haybes débute dans la ville même de Fumay bâtie sur deux petits plis synclinal au Nord et anticlinal au Sud affectant la retombée méridionale de l'anticlinal

d'Haybes. La veine Renaissance, au flanc Sud dusynclinal, s'allonge parallèlement à la rue principale où elle affleure largement sur les deux côtés de la route. C'est une veine épaisse de phyllade violet dont la stratification soulignée par quelques minces bandes de phyllade vert, est oblique sur la schistosité. On se dirige ensuite vers le Sud en empruntant le Chemin de l'Uf au bout duquel on aperçoit les quartzites Dv2a formant le noyau du petit anticlinal. La veine Renaissance a été exploitée au flanc Sud de l'anticlinal à l'ardoisière Ste Marie dont on peut encore remarquer plusieurs piliers. Au toit de la veine Renaissance, débute l'assise de transition Rv1 presque essentiellement composée de phyllade de teinte violette à la base pour devenir noire au sommet en passant par le gris. L'assise, qui totalise une trentaine de mètres d'épaisseur forme le soubassement du rocher de l'Uf vers lequel on se dirige ensuite en dévalant le talus de la rive droite de la Meuse. On peut ainsi observer de près la partie supérieure de l'assise Rv1 constituée de phyllade gris et couronnée par la veine noire ardoisière des Peureux (Rv1b) dans laquelle est creusée l'ancienne galerie d'exploitation encore visible. Au toit de la veine des Peureux débute l'assise Rv2a constituée de bancs de quartzite gris microconglomératique de 0,5 m à 2 m d'épaisseur alternant avec des couches décimétriques de phyllade noir ardoisier. La série Rv2a est bientôt interrompue par la faille du Rocher de l'Uf. Au dessus de la faille, la même assise Rv2a réapparaît mais il s'agit cette fois de la partie supérieure immédiatement sous la veine de la Folie (Rv2b), gros terne noir d'une trentaine de mètres de puissance, anciennement exploité au sommet du Rocher de l'Uf et plissé en synclinal. Immédiatement au dessus de la faille, les couches sont ployées en anticlinal deversé vers le Nord. Ces allures plissées du massif chevauchant contrastent avec les plateaux régulièrement inclinées au Sud sous un angle de 30° et s'enfonçant sous la faille du Rocher de l'Uf.

Dans le noyau de l'anticlinal brisé par la faille, on observe plusieurs dysharmonies, conséquence des compétences tectoniques différentes des phyllades et des quartzites constituant l'assise Rv2a.

Le chevauchement du Rocher de l'Uf n'existe que dans le compartiment limité par la faille des Brigittines au Nord Est et la faille du Pied Selle au Sud Ouest et c'est ainsi que les travaux souterrains de l'ardoisière St Joseph n'ont pas rencontré de failles longitudinales. Il est notamment responsable de la sensible réduc-

tion de l'épaisseur visible de l'assise Rv2a, soit une cinquantaine de mètres au rocher de l'Uf, alors que normalement dans la région de Fumay l'assise Rv2a totalise 300 mètres environ. M. Beugnies en conclut que le chevauchement du Rocher de l'Uf est postérieur aux failles transversales et responsable du gauchissement de ces dernières immédiatement au Nord de Fumay.

M. Fourmarier et M. Waterlot considèrent le chevauchement du Rocher de l'Uf comme étant de peu d'importance. Mais M. Beugnies fait remarquer à ce propos que ce chevauchement a cependant supprimé les trois-quarts au moins de l'assise Rv2.

M. de Béthune remarque que les participants n'ont pas eu jusqu'à présent la possibilité d'observer l'épaisseur totale de l'assise Rv2 et ne peuvent en conséquence estimer la réduction de puissance. L'hypothèse d'une réduction locale d'épaisseur de l'assise Rv2 liée aux conditions de sédimentation permettrait de minimiser sensiblement l'ampleur du chevauchement.

M. Beugnies répond que semblable hypothèse n'est pas conciliable avec les faits car de part et d'autre de la Meuse, dans les environs immédiats de Fumay et à moins de 500 m du point où l'on se trouve, l'assise Rv2 a, au moins, 250 à 300 m d'épaisseur. Par exemple, à l'Ouest du Rocher de l'Uf, toujours sur le flanc Sud de l'anticlinal d'Haybes, l'alignement de la veine des Peureux exploitée au Trou Bidet est séparé de la veine de la Folie Rv2b exploitée à l'ardoisière de ce nom et affleurant en face du gazomètre, rive droite de la Meuse, par 300 mètres de quartzite et phyllade Rv2a dont la bande d'affleurement est large de 500 mètres.

M. Fourmarier attire encore l'attention sur le style de la faille de l'Uf ramenant des couches plus récentes sur des formations plus anciennes, style difficilement explicable par un chevauchement.

M. Beugnies répond que ce style n'est pas particulier à la faille de l'Uf et caractérise encore les grands chevauchements le long des failles de la Carbonnière et de la Grande-Commune. D'autre part, la translation Sud-Nord s'explique facilement en admettant l'existence en profondeur d'un anticlinal coupé par la faille.

M. Macar intervient alors pour illustrer cette conception par un croquis.

M. Geukens demande si la veine ardoisière plissée en synclinal et affleurant au sommet du Rocher de l'Uf est bien la veine de la Folie. Ne s'agirait-il pas plutôt de la veine des Peureux ?

M. Beugnies répond qu'aucune confusion n'est possible. La veine des Peureux est un petit terne de 4 à 5 m au toit d'une série phylladeuse (Rv1a) tandis que la veine de la Folie est un gros terne de 30 m au toit d'une série quartzitique Rv2a et surmonté de l'assise Rv3 caractérisée par ses phyllades micacés qu'on peut facilement observer un peu plus au Sud à hauteur du barrage mobile.

M. Geukens fait encore remarquer qu'à l'Est du décrochement des Brigittines, la faille du rocher de l'Uf pourrait exister et passer inaperçue si elle affectait les couches au niveau de la veine de la Folie.

M. Beugnies admet qu'une telle coïncidence est possible mais peu probable. En outre, il n'a jamais observé de brèches permettant de croire à l'existence d'un tel accident.

On quitte le rocher de l'Uf pour reprendre le car et se diriger vers Revin.

Point 10.

Le point d'observation suivant est situé sur le flanc Sud de l'anticlinal de Revin dans une position sensiblement plus centrale du Massif de Rocroi. L'anticlinal traverse la ville de Revin, axé sur la partie supérieure de l'assise Rv2a ou sur la veine de la Folie (Rv2b). La coupe de la rive droite de la Meuse débute à la veine de la Folie affleurant dans la tranchée du chemin de fer à proximité du passage à niveau de la route conduisant aux Dames de Meuse. A 400 m du passage à niveau, soit à 200 m stratigraphiquement au dessus de la veine de la Folie, dans les phyllades micacés de l'assise Rv3, s'intercale un sill de diabase calcitique épais de 5 m. La roche est essentiellement composée d'albite, de calcite, de chlorite et de quartz, accessoirement de sulfures parmi lesquels domine la pyrite. Elle est traversée de veinules où les cristallisations nettement hydrothermales (quartz, calcite, chlorite) sont plus largement développées. Aux épontes, les phyllades sont métamorphisés sur quelques cm et transformés en séricitoschistes. La structure de la roche est ophi-

tique. La texture revêt un double aspect : le cœur du sill est massif tandis que près des épontes, sur une épaisseur de 0,5 m à 1 m, la roche est affectée d'une schistosité dont les joints sont parallèles au clivage schisteux des phyllades encaissants.

M. Van de Steen s'informe de la proportion relative d'albite et de calcite.

M. Beugnies répond que ces deux minéraux sont également abondants. L'abondance de la calcite est telle que la roche réagit avec effervescence en présence de l'acide chlorhydrique.

M. Bartholomé voudrait connaître l'extension latérale du sill.

M. Beugnies répond que le sill épais de 5 m au pied du Malgré Tout s'amenuise très rapidement vers l'Est où il disparaît en biseau au sommet du mont. Par contre, vers le Sud Ouest, son extension a été reconnue sur 2 à 3 km.

M. Fourmarier considère comme très important le fait que la schistosité est nettement postérieure à la consolidation de l'intrusion.

Une discussion s'engage ensuite entre MM. Fourmarier, Van de Steen et Beugnies sur la terminologie employée. M. Fourmarier remarque très justement que la roche leucocrate a un aspect anormal pour une diabase. M. Beugnies explique que l'aspect leucocrate résulte des conditions épizonales de cristallisation ayant permis à la chaux de s'exprimer dans la calcite. Dans la partie plus méridionale du même sill, là où la chaux est engagée dans l'épidote, la roche prend une teinte vert sombre plus conforme à l'aspect qu'évoque habituellement le terme diabase. Il a conservé pour ces roches le nom de diabase pour préciser à la fois l'origine magmatique, le caractère intrusif, la structure ophitique et le chimisme de ces roches. Les géologues du siècle dernier donnaient à ces diabases calcitiques le nom d'eurite, dénomination qui à l'heure actuelle désigne des roches totalement différentes. Des roches de même nature enclavées dans le Cambrien d'Écosse ont été dénommées par J. Witeman, épidiorites ; le préfixe « épi » rappelant les associations minérales caractéristiques de l'épizone. M. Beugnies emploie parfois pour désigner ces roches le terme d'albitite calcitique qui précise la composition minérale.

Suite à une question de M. de Béthune sur la nature et l'époque

du métamorphisme responsable des associations épizonales, M. Beugnies fait un exposé des faits et opinions à ce sujet : « Les diabases sont nettement d'origine magmatique et leur caractère intrusif est souligné par le métamorphisme thermique aux épontes. D'autre part, les associations minérales qui caractérisent ces roches (albite, calcite, chlorite, épidote) révèlent un métamorphisme épizonal. Comme la zonéographie établie à partir des roches magmatiques se superpose à la zonéographie des phyllades (à chlorite, ilménite, chloritoïde et magnétite), on peut admettre que le même métamorphisme épizonal a modifié les phyllades et les roches éruptives. Pour fixer l'âge du métamorphisme par rapport à la mise en place du magma, on peut adopter l'une des hypothèses suivantes.

Dans une première hypothèse, on admet que le métamorphisme s'est développé après la consolidation des roches magmatiques provoquant dans ces dernières des réactions de saussuritisation. Les pétrographes anglais comme Harker retiennent cette hypothèse pour expliquer la distribution zonaire des faciès des diabases en sills intrusifs dans les formations cambro-siluriennes plissées d'Écosse.

Dans une seconde hypothèse, on imagine la consolidation des sills contemporaine du métamorphisme, dont les conditions physicochimiques ont permis la seule cristallisation de minéraux de l'épizone. Cette seconde hypothèse a été retenue par les pétrographes scandinaves comme Vogt pour expliquer les faciès des diabases intrusives dans le Massif Calédonien de Sultitelma en Norvège.

Pour sa part, M. Beugnies adopte cette seconde hypothèse, en ce qui concerne les intrusions dans le Massif de Rocroi. A l'appui de sa thèse, il rappelle les faits suivants : l'albite des diabases n'a pas l'aspect d'une albite de recristallisation provenant d'un phénomène secondaire de saussuritisation. Elle garde le caractère d'une albite primaire cristallisée en petits prismes soulignant la structure ophiitique. D'autre part, la cristallisation de calcite nécessite la présence de CO_2 , dont l'origine est difficilement concevable en dehors des solutions hydrothermales découlant de la différenciation du magma lui-même. Il n'y a en effet aucune concentration de carbonates dans les roches sédimentaires du Massif de Rocroi. Enfin, les diabases sont sillonnées de veinules à remplissage de minéraux de caractère nettement hydrothermal.

Cet exposé donne lieu à une discussion à laquelle prennent part MM. de Béthune, Fourmarier, Van de Steen et Beugnies.

Au terme de cette discussion, M. Picciotto demande s'il est possible de préciser l'âge de la mise en place des sills diabasiques.

M. Beugnies répond que, selon lui, la mise en place contemporaine du métamorphisme régional de l'Ardenne s'est effectuée à la fin des temps dévono-dinantiens et avant les plissements hercyniens de l'Ardenne. Il considère les intrusions magmatiques dans le Massif de Rocroi comme des phénomènes précurseurs de l'orogénèse hercynienne.

M. Fourmarier ne partage pas le point de vue de M. Beugnies quant à l'âge de la mise en place des sills. Il considère le feuilletage des roches magmatiques à proximité des épontes identique à la schistosité des phyllades encaissants comme une manifestation de l'orogénèse calédonienne.

M. Beugnies y voit au contraire un effet de l'orogénèse hercynienne.

Après cette discussion au sujet du dernier point de la journée, on s'achemine vers l'Hôtel des Roches à Fumay où des chambres sont réservées aux participants.

DEUXIÈME JOURNÉE

Dimanche 17 septembre

ÉTUDE DE LA ZONE AXIALE ET DE LA BORDURE SUD DU MASSIF DE ROCROI

On quitte l'Hôtel des Roches vers 9 heures et le car emmène les participants au hameau de Saint Nicolas-lez-Revin. Étant donné l'heure tardive et le programme chargé de la journée, M. Beugnies demande l'accord du Président pour supprimer du programme le *point 8* comportant la visite de la carrière de la route Revin-Rocroi. Cette carrière aurait permis d'observer l'assise Rv2, avec ses bancs de quartzite gris clair microconglomératique, sur le flanc Nord d'un anticlinal caractérisé par une succession de dressants séparés les uns des autres par de fausses plateures.

M. Fourmarier remarque qu'au point de vue tectonique, il est important de noter que les flancs Nord d'anticlinaux sont renversés avec plis secondaires en dressants et fausses plateures.

Point 9

On se dirige ensuite vers la centrale de St Nicolas sur la rive gauche de la Meuse. La coupe de la Meuse allant de la centrale à l'entrée du Ravin de Faux parallèle à la coupe de la veille intéresse toujours le flanc Sud de l'anticlinal de Revin. La veine de la Folie affleure dans l'axe du pli à proximité de la centrale, de sorte que la coupe au Sud de la centrale dégage uniquement les phyllades et quartzophyllades micacés de l'assise Rv3. A une centaine de mètres en série normale au dessus de la veine de la Folie, s'intercale un sill de diabase de 4 m d'épaisseur interstratifié dans les phyllades. C'est le sill de Saint Nicolas, prolongement occidental du sill observé la veille au pied du Mont Malgré Tout.

Par un sentier escarpé et glissant, les participants atteignent la

roche éruptive. La diabase massive sur 3 m d'épaisseur devient schisteuse au contact de l'éponte. Les phyllades au toit sont séricitisés et chloritisés sur quelques cm. La roche magmatique vert sombre est essentiellement composée d'albite, de chlorite et d'épidote, accessoirement de quartz, calcite, sphène et pyrite. Toutefois, dans la diabase schisteuse, la calcite est plus abondante et confère à la roche un aspect plus leucocrate rappelant celui de la diabase du Mont Malgré Tout.

M. de Béthune demande si l'épidote est primaire ou autométamorphique.

M. Beugnies répond que tous les minéraux de la diabase résultent à la fois d'une cristallisation primaire et d'un autométamorphisme déclenché par les solutions hydrothermales résiduelles.

M. Van de Steen demande sous quelle forme se présente l'épidote (épidote, zoisite ou clinosoizite) et quels sont les sulfures présents.

M. Beugnies répond que le silicate calcique est généralement l'épidote, mais en fait on peut distinguer plusieurs variétés d'épidote depuis les types pléochroïques dans les tons vert jaunâtre jusqu'aux types beaucoup plus clairs, non pléochroïques à teinte de polarisation anormale proches d'une zoisite.

Quant aux sulfures, ce sont les espèces courantes pour les diabases classiques soit la pyrite, la pyrrhotine et la chalcopyrite.

M. Geukens s'informe de l'âge de la mise en place de cette intrusion.

M. Beugnies répète qu'il considère toutes les intrusions magmatiques du Massif de Rocroi comme étant post-dévonodiniennes et quelque peu antérieures à la phase de plissement de l'orogénèse hercynienne.

M. Dumon demande des précisions au sujet de l'épaisseur sur laquelle se manifeste le métamorphisme des sédiments encaissants.

M. Beugnies précise qu'au contact du sill, les schistes sont transformés en cornéennes sériciteuses et chloriteuses sur une épaisseur n'excédant jamais 15 à 20 cm.

Poursuivant ensuite la coupe vers le Sud, on atteint l'entrée du ravin de Faux où l'on a exploité la quartzite de la Crapaude-Pierre

(Rv3b) sur la rive gauche du ruisseau. A quelques mètres de là, on accède à la route de Saint-Nicolas à Revin creusée dans la roche à Faux, essentiellement formée d'une succession de phyllade noir micacé et de petites passées quartzitiques : c'est la série alternante Rv3c. Dans la partie inférieure, s'intercale un nouveau sill de diabase calcitique épais de 1 m environ. Sa teinte claire est due à l'absence d'épidote, la roche étant composée de quartz, d'albite, de chlorite et de calcite. Le faciès calcitique des diabases se généralise au Nord du ravin de Faux, alors qu'au Sud le faciès épidotique prédomine. Le ravin de Faux est situé à proximité d'une limite de zone.

M. de Béthune demande si la position géographique a une influence sur la composition minéralogique des diabases.

M. Beugnies répond qu'on peut distinguer parmi les diabases 3 faciès qui se succèdent du Sud au Nord : un faciès à hornblende, un faciès à épidote, un faciès à calcite. La limite des deux dernières zones passe à la roche à Faux. La distribution des faciès indique une intensité croissante du métamorphisme du Nord au Sud.

Les participants reprennent ensuite le car qui, par la route des hauteurs, Revin-les Mazures, les conduit au Nord de Deville, sur la rive droite de la Meuse en face des Communes.

Point 13.

Au point de vue de Lambrèque, M. Beugnies rassemble tout le monde pour commenter le panorama de la rive droite où l'on peut assez facilement reconnaître les formations reviniennes.

Au Nord, on distingue le synclinal de la Grande-Commune, le plus profond du Massif de Rocroi, dont l'axe suit à peu près la vallée du ruisseau de la Commune. Sur les deux flancs du synclinal affleure l'assise Rv4 dont les gros bancs de quartzite en plateaux au Nord et en dressants plissés au Sud forment les saillies des collines (Dents du Loup). L'assise des phyllades Rv5 n'est pas visible ici. Elle n'apparaît que dans les zones d'ennoyage plus orientales. Au Sud de la Grande-Commune, et en face du point de vue, émerge l'anticlinal d'Éteignières axé sur l'assise Rv3 et dont les deux flancs sont soulignés par les premiers gros bancs de quartzite de l'assise Rv4

dont on peut suivre l'allure dans la montagne. La retombée Sud de l'anticlinal d'Éteignières laisse affleurer les quartzites Rv4 anciennement exploités dans les grandes carrières qui s'étagent sur le versant Nord du ravin de la Pilette. Sur les quartzites Rv4 reposent anormalement les phyllades Rv3a appartenant au flanc Nord du Synclinal du ravin de Mairupt. Le contact anormal jalonne le passage de la faille de la Grande-Commune qui se prolonge dans le massif de Rocroi tant à l'Est qu'à l'Ouest sur 36 Km. Son passage y est souligné de brèches parfois très épaisses. Vers l'Ouest, elle disparaît sous le recouvrement jurassique aux environs de Maubert Fontaine. Vers l'Est, elle affecte le gedinnien de la vallée de la Hulle et après une virgation vers le Nord se raccorde à la faille de Vencimont reconnue par E. Asselberghs dans l'Eodévonien de la zone anticlinale de l'Ardenne sur une longueur de 56 km. Au total, la faille de la Grande-Commune Vencimont est connue sur un parcours de 90 km, ce qui en fait un accident important de l'orogène hercynien de l'Ardenne. Le chevauchement Sud Nord le long de la faille de la Grande-Commune, variable selon les endroits, peut être estimé à 2 km dans la vallée de la Meuse. La faille de la Grande-Commune sépare l'autochtone au Nord d'un massif chevauchant au Sud appelé Massif de Deville.

M. Fourmarier se fait préciser le mode de plissement du flanc Sud du Synclinal de la Grande-Commune.

M. Beugnies répond que la structure, classique pour tous les flancs Sud de synclinaux, est caractérisée par une succession de dressants et fausses plateaux bien apparente lorsqu'on observe les couches sur la rive droite de la Meuse.

Les participants regagnent ensuite le car qui les transporte 600 mètres au Sud sur la route Deville Laifour à la bifurcation vers le chemin de halage.

Point 14.

Tout en marchant vers l'entrée du ravin de Mairupt, on peut observer les phyllades micacés de l'assise Rv3 affleurant largement dans la paroi de la route. Les formations accusant un pendage de 30° vers le Sud appartiennent au flanc Nord du synclinal du Ravin

de Mairupt, le plus septentrional des plis du Massif de Deville. La monotonie des phyllades Rv3 est interrompue à une centaine de mètres du ravin par quelques bancs de quartzite noir pyriteux dont le plus épais, atteignant 4 m, constitue l'horizon de la Crapeude Pierre (Rv 3 b).

Le ravin de Mairupt, creusé parallèlement aux couches, laisse affleurer à 200 mètres de l'entrée un sill épais de 10 m de microgranite mieux connu dans la littérature géologique sous le nom de porphyroïde de Mairupt.

La roche massive au cœur de l'intrusion est schisteuse près des épontes sur une épaisseur de 0,50 m. Les phénocristaux de quartz, de microcline et d'albite sont dispersés dans une pâte microlithique très albitique de cristallisation plus tardive.

La muscovite et la biotite sont fréquentes, mais généralement la biotite est abondante dans le voisinage des enclaves métamorphisées.

Précisément l'un des traits caractéristiques de la porphyroïde de Mairupt est la présence de nombreuses enclaves de phyllade et de diabase. M. Beugnies rappelle que J. de Lapparent qui avait dès 1909 fait une étude minutieuse des porphyroïdes ardennaises, attribuait aux enclaves une origine très profonde. A l'heure actuelle cependant, l'étude du métamorphisme des enclaves à l'aide de diagrammes physicochimiques permet de reconnaître aisément les transformations de phyllade et de diabase.

En ce qui concerne les conditions physicochimiques de mise en place des microgranites, leur étude pétrographique permet d'apporter les précisions suivantes.

Il existe dans le massif de Rocroi deux types de porphyroïdes, les unes à tendance potassique caractérisées par la présence du microcline à côté de l'albite (c'est le type de la porphyroïde de Mairupt), les autres à tendance sodique, sans microcline. La cristallisation s'est opérée en deux temps. Dans un premier stade, on assiste à la cristallisation des phénocristaux de quartz, de microcline et d'albite I. Le deuxième stade est caractérisé par la cristallisation microlithique de la pâte albitique (albite II). Cette cristallisation en deux temps est responsable de la texture porphyrique des microgranites et de la corrosion des phénocristaux par la pâte albitique. La corrosion se traduit notamment par l'albitisation du microcline, phénomène décrit avec une minutie remarquable par J. de Lappa-

rent. Elle est encore responsable du faciès des cristaux de quartz rongés et profondément corrodés en bordure, et des cristaux de microcline dont les arêtes et les angles résorbés leur confèrent des contours arrondis. On peut encore préciser la température du magma au moment de sa mise en place. La présence du quartz hexagonal avec sa teinte bleutée fixe pour le début de la cristallisation une température de 600° C. environ.

A la suite de cet exposé, M. de Béthune remarque que l'interprétation, généralement admise, des cristaux de quartz à contours échancrés comme étant dus à des phénomènes de corrosion, doit être mise en doute. Iddings a montré que cet aspect du quartz peut être acquis en dehors de tout phénomène de corrosion.

M. Beugnies répond que, dans le cas des porphyroïdes ardennaises, le seul aspect du quartz ne serait pas probant à cet égard. Mais à côté de cette structure particulière, il faut encore considérer l'albitisation et la résorption des feldspaths. Tous ces phénomènes caractérisent le stade pegmatitique de la différenciation du magma dont le chimisme des solutions résiduelles souligné, à ce stade par la richesse particulière en soude, se reflète dans la composition albitique de la pâte.

M. Bartholomé demande des précisions au sujet de la composition chimique globale de la roche et de la pâte albitique.

M. Beugnies répond que la composition chimique de la porphyroïde de Mairupt est tout à fait classique pour un granite à tendance potassique. Quant à la pâte, elle est nettement plus sodique. Il s'excuse de ne pouvoir, de mémoire, citer des chiffres de pourcentages mais il se tient à la disposition des participants pour leur communiquer ultérieurement toute précision à cet égard (1).

M. Delhal demande à M. Beugnies la raison pour laquelle il n'appelle pas cette roche une rhyolite.

(1) A titre documentaire, nous donnons ci-dessous les analyses chimiques de la porphyroïde de Mairupt et de la pâte albitique.

Porphyroïde de Mairupt : SiO₂ : 73,9 % ; Al₂O₃ : 13,9 % ; Fe₂O₃ : 1,8 % ;

MgO : 0,4 % ; CaO : 1,1 % ; K₂O : 4,4 % ; Na₂O : 4,1 % ; H₂O : 0,9 %.

Total : 100,5 %

Pâte albitique : SiO₂ : 81,1 % ; Al₂O₃ : 10,8 % ; Fe₂O₃ : 1,2 % ; MgO :

0,1 % ; CaO : 0,5 % ; K₂O : 0,5 % ; Na₂O : 5,9 % ; H₂O : 0,4 %.

Analyses extraites du mémoire de J. de Lapparent consacré aux porphyroïdes.

M. Beugnies refuse le nom de rhyolite à cette roche pour la simple raison que les caractères intrusifs du sill sont indiscutables. Il cite notamment l'existence de cornéennes au toit et au mur du sill, l'auréole de métamorphisme d'apport qui se manifeste par la cristallisation de sulfures dans les phyllades encaissants jusqu'à des distances de plusieurs dizaines de mètres des contacts, la présence de rares apophyses discordantes recoupant le toit sur quelques mètres et composée d'albite. Enfin, si le caractère concordant de l'intrusion à l'échelle de l'affleurement est indubitable, il ne peut plus être maintenu lorsqu'on suit le sill latéralement. On constate alors que l'intrusion ne se localise pas à un niveau constant de l'échelle stratigraphique mais peut occuper toutes les positions dans une série de 30 à 50 m d'épaisseur.

M. Fourmarier demande si, dans la porphyroïde de Mairupt, on observe une structure schisteuse à proximité des épontes comme c'est le cas pour la diabase de St Nicolas.

M. Beugnies répond que les structures sont à ce point de vue absolument comparables.

M. Ancion s'informe de la longueur maximum suivant laquelle on peut observer le sill.

M. Beugnies précise que sur la rive gauche de la Meuse l'extension du sill du ravin de Mairupt ne se suit que sur quelques centaines de mètres à cause du relèvement occidental des couches. Par contre, sur la rive droite, l'extension du sill est remarquable et se chiffre par 3 à 4 km. On peut notamment le suivre d'une façon continue à l'Est du Moulin de la Pilette, sur 1500 m.

M. Dumon demande si les contacts avec les phyllades encaissants sont comparables à ceux observés au sill de diabase de St Nicolas.

M. Beugnies répond que les cornéennes sériciteuses sont, comme à St Nicolas, peu épaisses (quelques cm). Cependant, l'apport magmatique et hydrothermal dans les phyllades est nettement plus marqué. Il se traduit par la cristallisation d'albite, de quartz, de calcite et de pyrite. Au contact même du sill, l'apport feldspathique a transformé le phyllade en une roche schisteuse truffée de cristaux d'albite et dénommée par Gosselet « schiste euritique ».

M. Ancion demande encore des précisions au sujet de la compo-

sition des apophyses de microgranite qui recourent parfois les roches du toit.

M. Beugnies répond que les apophyses sont toujours constituées de microgranite sodique dont la composition est identique à la pâte albitique des porphyroïdes.

M. Bartholomé : les phyllades au contact des sills de porphyroïde renferment-ils du microcline ?

M. Beugnies répond qu'il n'en a jamais observé. L'apport feldspathique dans les phyllades d'épentes conduit toujours à la cristallisation d'albite microlitique (albite II).

Après cette discussion, les participants se rendent, les uns en empruntant le car, les autres à pied par un sentier dévalant le ravin à l'affleurement de la porphyroïde au flanc Sud du synclinal de Mairupt, le long du chemin de halage à quelques centaines de mètres au Sud du premier gîte.

La porphyroïde affleure sur une largeur de 3 à 4 mètres et sa structure est remarquable par les dimensions pugilaires des phénocristaux de microcline dont les arêtes et sommets oblitérés par l'action corrosive de la pâte albitique ont contribué à donner aux cristaux un contour arrondi. Cet aspect a trompé certains géologues de la fin du siècle dernier qui y voyaient les « galets » d'un conglomérat. La teinte bleue du quartz est bien visible. La teinte foncée de la pâte albitique résulte de l'assimilation par le magma granitique d'enclaves de diabase dont le sill encore visible au mur du microgranite a été coupé et disloqué par l'intrusion granitique. La diabase près du contact avec le granite est très laminée et prend l'aspect d'un chloritoschiste à biotite et amphibole. Les macrocristaux de quartz et d'albite qu'elle contient y expriment l'apport granitique.

L'étude de tels contacts permet de préciser que la diabase s'est consolidée avant l'intrusion granitique. A priori, le croisement de deux sills différents pourrait paraître fort improbable sinon impossible, alors qu'en réalité de tels contacts ne sont pas rares dans le massif de Rocroi. On en connaît notamment aux Dames de Meuse et à Laifour.

Cela tient à deux causes :

1° Les sills, généralement concordants à l'échelle des affleurements, apparaissent discordants lorsqu'on les suit latéralement sur une certaine distance.

En réalité, une même intrusion peut occuper des niveaux variables dans une série stratigraphique de 30 à 50 m d'épaisseur, ce qui implique un caractère discordant.

2° Un sill de microgranite n'est jamais isolé mais toujours associé à un sill de diabase.

M. Ancion demande à M. Beugnies de préciser ce qu'il entend par « sills associés ».

M. Beugnies répond qu'il désigne par « sills associés » des sills qui étant issus d'un même centre émissif, ont des zones d'extension comparables et ne sont séparés les uns des autres que par une série sédimentaire dont l'épaisseur, variable selon les endroits, n'excède jamais une trentaine de mètres. Pour les intrusions dans le massif de Rocroi, on peut énoncer comme une règle générale qu'un sill de microgranite est toujours doublé d'un sill associé de diabase.

M. de Béthune fait remarquer qu'ici à l'affleurement il semble y avoir passage graduel du microgranite à la diabase.

M. Beugnies répond que cette impression provient du fait que l'apport granitique dans la roche basique, souligné par la cristallisation des phénocristaux de quartz et d'albite, s'atténue progressivement lorsqu'on s'éloigne du contact. Mais l'étude pétrographique ne laisse cependant aucun doute sur la postériorité de l'intrusion granitique par rapport à la consolidation de la diabase. D'autre part, le même sill de microgranite au flanc Nord du synclinal renferme des enclaves de diabase. Des faits analogues se reproduisent chez les autres sills connus. Cependant, il est certain que l'intrusion granitique a suivi immédiatement la consolidation de la diabase associée. Certaines observations microscopiques sont probantes à cet égard. On doit considérer l'intrusion de la diabase et du microgranite associé comme deux phases successives de la différenciation d'un seul magma dioritique.

M. Delhal voudrait connaître sous quelle épaisseur s'est réalisée la mise en place de la porphyroïde.

M. Beugnies répond que, selon lui, la mise en place de toutes les intrusions magmatiques du massif de Rocroi est contemporaine du métamorphisme régional de l'Ardenne et prélude à l'orogénèse hercynienne. En conséquence, il admet — malgré ce que suggère l'aspect de la roche et en vertu d'arguments développés ailleurs ⁽¹⁾ — que les sills se sont consolidés à un moment où le massif de Rocroi, enfoui sous les couches dévono-dinantiennes non plissées, avait une couverture dont l'épaisseur peut être estimée à 6000 ou 7000 mètres, épaisseur d'ailleurs variable et croissante du bord Nord au bord Sud du massif cambrien.

Les participants reprennent ensuite le car qui, après la traversée de Deville et de Monthermé, les conduit par les lacets de la route d'Hargnies au site de la Roche à 7 heures.

Point 15.

Avant d'aller au point de vue, on se rend à l'ancienne ardoisière du Terne située à une cinquantaine de mètres au Nord du rocher.

L'ancienne ardoisière du Terne est ouverte dans la veine noire épaisse de la Folie (Rv2b) appartenant au flanc Sud du Synclinal du Ravin de Mairupt déversé au Nord avec un pendage de 45 à 50°.

L'ardoise est truffée de petits cristaux aciculaires d'ilménite. L'observation microscopique a permis de constater que les porphyroblastes d'ilménite sont orientés d'une façon quelconque dans la roche. Les aiguilles disposées normalement à la schistosité sont entourées d'un halo de décollement, ce qui implique l'antériorité du métamorphisme vis-à-vis du clivage schisteux.

M. de Béthune demande la raison de l'absence de chloritoïde dans les phyllades du Terne.

M. Beugnies répond que la cristallisation du chloritoïde est tributaire d'un chimisme particulier de la roche dominé par la richesse en Al_2O_3 , une teneur suffisante en oxyde de fer et une déficience marquée en CaO. Pour les roches sédimentaires du Massif de Rocroi pratiquement dépourvues de chaux, le genèse du chloritoïde exige un rapport $\frac{al}{fm} > \frac{4}{3}$. L'ardoise de la Folie ne réalisant pas

(1) Voir séance de discussion.

cette condition ne montre pas de porphyroblastes d'ottrélite. Celle-ci se développe de préférence dans les phyllades et quartzophyllades de l'assise Rv4.

On se rend ensuite à la Roche à 7 heures, épaulement de quartzite gris microconglomératique du sommet de l'assise Rv2a constituée de bancs de quartzite de 1 à 2 m et de couches phylladeuses ardoisières de quelques dm. C'est là le faciès caractéristique de l'assise tant sur le bord Nord que sur le bord Sud du Massif de Rocroi. Les formations font normalement suite à l'ardoise du Terne (Rv2b) en dressants renversés ($i = 47^{\circ}$ S).

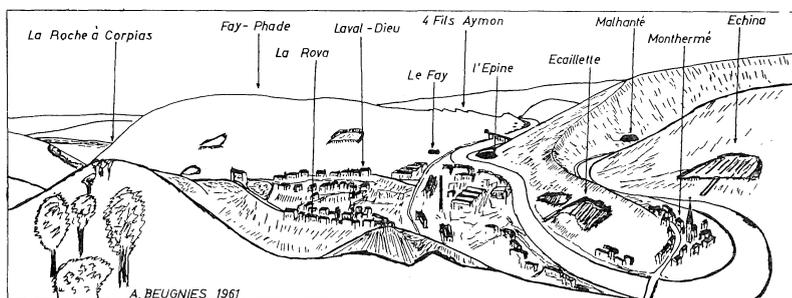


Fig. 1

Le panorama (fig. 1) que l'on découvre du haut de la Roche à 7 heures est l'un des plus beaux de l'Ardenne cambrienne non seulement du seul point de vue touristique mais surtout au point de vue géologique. Il met notamment en évidence le chevauchement hercynien de la Carbonnière et la structure du bord méridional du massif de Rocroi.

A l'avant plan, au pied de la Roche à 7 heures, se développe l'assise Rv2 limitée à la base par la veine des Peureux (Rv1b) dont l'alignement appartenant toujours au flanc Sud du synclinal du ravin de Mairupt traverse le village de Monthermé et le hameau de la Rova.

Immédiatement au Sud, la barre de quartzite Dv2, flanquée au Nord de la veine Renaissance (Dv2b) et au Sud de la veine Ste Anne (Dv1b), traverse le hameau de Laval-Dieu, et se suit vers l'Ouest grâce aux exploitations de l'Écaillette et de l'Échina. Aux quartzites Dv2 succèdent au Sud les quartzophyllades Dv1 ployés en anticlinal : l'anticlinal de Deville. Une deuxième barre de quartzite Dv2 s'allonge ensuite au Sud constituant le versant Nord du Fay

Phade, et l'ossature de la colline longeant la Meuse à l'Ouest de Malhante. On pourrait croire à priori que cette deuxième barre constitue la retombée Sud de l'anticlinal de Deville mais, en réalité, les couches sont en dressants renversés et du Sud au Nord la succession Veine Renaissance (Dv2b), quartzite Dv2 et Veine Ste Anne (Dv1b) répète la succession de l'Écaillette. La veine Renaissance de ce second alignement passe par les ardoisières, Malhante, de l'Épine et du Fay.

Il y a nécessairement une faille qui sépare les deux barres de quartzite Dv2. C'est la faille de la Carbonnière qui, de l'Ouest vers l'Est, passe un peu au Nord des ardoisières et suit le pied de la colline du Fay Phade le long de la vallée de la Semois. Elle limite au Nord une nouvelle écaille, chevauchant le massif de Deville : c'est le Massif du Fay-Phade. Dans la vallée de la Meuse, ce dernier massif a une structure simple dominée par un seul anticlinal dont l'axe passe par le sommet du Fay Phade : c'est l'anticlinal du Fay Phade. La retombée Sud de l'anticlinal du Fay Phade est constituée à l'arrière-plan du défilé de la Meuse par la 3^e barre de quartzite Dv2 correspondant aux Rochers des 4 Fils Aymon.

Le chevauchement Sud-Nord du massif du Fay Phade sur le Massif de Deville peut être estimé dans la vallée de la Meuse à quelque 500 mètres.

C'est en 1937 que l'existence de la faille de la Carbonnière fut démontrée pour la première fois par M. G. Waterlot à une époque où la stratigraphie à peine débrouillée rendait l'interprétation des structures bien plus difficile que de nos jours. Malgré ces difficultés, M. G. Waterlot a, dès cette époque, précisé le tracé de la faille depuis la Carbonnière à l'Ouest de Deville jusqu'au Roc de la Tour à l'Est de Monthermé.

A l'heure actuelle, on connaît le tracé de la faille de la Carbonnière sur un parcours de 14 Km. A l'Est, elle affecte le Gedinnien des environs de Naux et vers l'Ouest, elle se raccorde à la faille de la Grande-Commune aux Mazures. Comme la faille de la Grande Commune dont elle n'est qu'une digitation méridionale, la faille de la Carbonnière est hercynienne.

M. Fourmarier fait remarquer que les couches situées immédiatement au Sud de la faille de la Carbonnière sont plus jeunes que les couches situées au Nord, agencement s'accordant mal avec la conception d'un chevauchement Sud-Nord.

M. Waterlot répond à M. Fourmarier en donnant les explications contenues dans son mémoire.

M. Beugnies intervient ensuite et, à l'aide du document intitulé « Coupe synthétique de la Meuse de Fépín à Bogny » remis à chaque participant, il montre que la conception du chevauchement Sud-Nord est aisée lorsqu'on admet l'existence d'une structure synclinale sous la faille de la Carbonnière. Or, le synclinal du Bois d'Harcy figuré de part et d'autre du chevauchement existe réellement. Si on ne peut l'observer dans la vallée de la Meuse où il est enfoui sous l'écaille du Fay-Phade, son existence est indubitable dans les régions plus occidentales où la faille, oblique sur la direction des plis, dégage des structures plus septentrionales.

M. Macar serait désireux de connaître l'avis de M. Beugnies sur la part respective des orogénèses calédonienne et hercynienne dans la structure actuelle du Massif de Rocroi, et en particulier dans la région de Monthermé.

M. Beugnies précise que toutes les failles tant radiales que directionnelles sont hercyniennes puisqu'elles affectent la couverture gedinnienne. D'autre part, tous les plis observés dans le Massif de Rocroi, comme les anticlinaux d'Haybes et du Fay-Phade, ont été formés au cours de l'orogénèse calédonienne, mais avec des allures beaucoup plus douces. L'orogénèse hercynienne est responsable du serrage et du déversement des plis calédoniens.

M. Macar ne partage pas l'avis de M. Beugnies quant à la faible intensité, ici surtout, du plissement calédonien. Au contraire, il pense que l'allure actuelle des plis du massif du Rocroi résulte presque exclusivement des efforts calédoniens.

Il en voit la preuve 1^o dans l'absence de plis — sauf quelques ondulations en chaise peu prononcées — dans tout le flanc Nord du synclinal de Neufchâteau-Eifel au Sud de Monthermé et 2^o dans le fait que, plus à l'Est, dans le prolongement du Massif de Rocroi, le dévonien de la zone anticlinoriale de l'Ardenne ne montre que des ondulations larges et peu prononcées. Ces allures tranquilles, observées dans les deux régions les plus voisines du bord Sud du Massif, témoignent à son avis de la faible intensité du plissement hercynien à l'endroit de ce dernier, ou, à tout le moins, de sa partie méridionale.

A cela, M. Beugnies fait toutefois remarquer que la poussée

hercynienne s'est manifestée non seulement par le plissement mais encore par des chevauchements. Or précisément, le bassin de l'Eifel modérément plissé est cependant très écaillé. Depuis Monthermé jusqu'au bord Nord du Massif de Givonne, soit sur une distance de 20 Km, on compte au moins 4 failles directionnelles importantes qui sont, du Nord au Sud, les failles de la Grande-Commune, de la Carbonnière, d'Herbeumont, et des Amerois. Elles ont donné lieu à des translations du Sud vers le Nord totalisant dans l'ensemble une vingtaine de Km. De tels chevauchements témoignent d'une poussée hercynienne intense, même si le plissement est modéré.

Après cet échange de vues, les participants reprennent le car et descendent vers Monthermé par la route d'Hargnies.

Point 16.

Un arrêt est prévu en face de la bifurcation vers Laval-Dieu afin d'observer la faille de la Rova. Il s'agit d'un accident transversal longeant le pied des escarpements de la Roche à 7 heures et coupant très obliquement la route d'Hargnies depuis le point où l'on se trouve jusqu'au virage en épingle à cheveux. Le panneau oriental comportant la Roche à 7 heures est rejeté au Nord de 350 m par rapport au panneau occidental. Le décrochement est bien mis en évidence par le décalage des veines ardoisières de part et d'autre de l'accident. A l'Ouest, la veine Renaissance passe au Sud du Couvent où elle a été exploitée à l'ardoisière Mayour. A l'Est, la veine ardoisière longe le sentier qui monte vers le Terne en face de la bifurcation de Laval-Dieu. On peut s'en assurer en suivant le sentier sur une cinquantaine de mètres ; l'ardoise verte truffée de cristaux de magnétite y affleure largement. Au bas du sentier, on se trouve déjà de l'autre côté de la faille, la paroi de la route laissant affleurer les quartzites Rv2a.

La faille de la Rova est en ce point faiblement inclinée vers l'Est d'une trentaine de degrés, ce qui lui a valu d'être confondue par M. Anthoine avec une faille listrique faisant chevaucher le Revinien sur le Devillien. En fait, il s'agit simplement d'une faille radiale gauchie.

Point 17.

Le car transporte ensuite les participants de l'autre côté de la

Meuse au point de vue de la Roche aux 7 Villages, le long de la route de Monthermé à Charleville.

De l'étroite plateforme portant la table d'orientation juchée sur un éperon de quartzite Dv2, on embrasse d'un seul coup d'œil les escarpements de la rive droite. A juste titre, le panorama de la Roche aux 7 Villages constitue la synthèse stratigraphique du Cambrien du Massif de Rocroi. (Voir fig. 2).

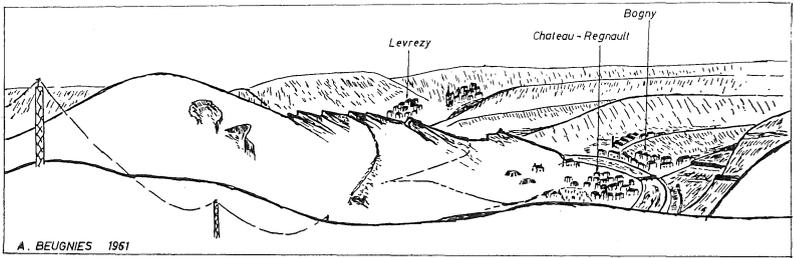


Fig. 2

En face et à l'Est du point de vue, les pics de quartzite constituant le Rocher des 4 Fils Aymon marquent le passage de l'assise Dv2 appartenant au flanc Sud de l'anticlinal du Fay-Phade. Au Nord des 4 Fils Aymon, la veine Ste Anne Dv1b et l'assise Dv1 viennent buter sur une faille transversale répétant les quartzites Dv2 anciennement exploités dans deux carrières dont on aperçoit encore les excavations dans la colline. Au Sud, les quartzites Dv2 sont recouverts en concordance par la Veine Renaissance Dv2b anciennement exploitée à l'ardoisière Ste Reine aujourd'hui occupée par le terre-plain allant de l'éperon de quartzite le plus méridional jusqu'à la colline portant le Monument du Souvenir. Au grand Terne de la Renaissance succèdent les phyllades gris à gris vert de l'assise de transition Rv1 formant la butte sur laquelle est érigé le monument, la veine des Peureux affleurant en contrebas de la butte sur son versant méridional. Sur la veine des Peureux reposent les premiers bancs de quartzite de l'assise Rv2a dont l'épaisseur réduite à 140 m permet à la veine de la Folie (Rv2b) d'affleurer sur la rive gauche de la Meuse dans la tranchée d'un ancien chemin de fer industriel desservant la fonderie de Bogny.

Les rochers de l'Ermitage formant les escarpements de la rive

gauche sont constitués par l'assise Rv3 passant vers le sommet aux gros bancs de quartzite de l'assise Rv4. Le premier banc de plus de 5 m dont la base a été choisie conventionnellement comme limite Rv3-Rv4 forme une barre bien visible dans le paysage.

Ainsi, les rochers des 4 Fils Aymon et de l'Ermitage offrent, en une seule coupe, la succession de toutes les assises cambriennes de la vallée de la Meuse. Mais ils permettent encore de dégager un trait fondamental de la stratigraphie cambrienne dominée par le déplacement, au Revinien moyen, des aires de subsidence du Sud vers le Nord.

En effet, aux 4 Fils Aymon, l'assise Dv2 totalise 250 mètres et elle y est beaucoup plus phylladeuse que quartzitique puisque les seuls bancs de quartzite correspondent aux 4 pics figurant, suivant la légende, les 4 Fils Aymon.

Vers le Nord, à l'Écaillette et à Deville, l'assise devient moins phylladeuse. A Fumay, l'assise réduite à 90 mètres est presque essentiellement quartzitique et à Bruly elle est franchement arkosique.

Ainsi, du Nord au Sud, l'assise Dv2 témoigne de condition de sédimentation de plus en plus profonde, ce qui permet de conclure qu'au Devillien, le bassin de subsidence occupait une position nettement méridionale. Au contraire, au Revinien moyen (Rv2 et Rv3), le bassin de subsidence s'établit dans la région de Revin où les assises Rv2 et Rv3 atteignent respectivement 350 et 640 mètres, tandis qu'au bord Sud du Massif de Rocroi, les mêmes assises sont réduites à 150 mètres. Le mouvement transgressif de la mer au Revinien moyen s'accompagne du creusement d'une avant-fosse (bassin de Revin) et du bombement de l'arrière-pays. Il faut y voir la première manifestation de l'orogénèse calédonienne annonçant l'ébauche d'une cordillère précoce qui deviendra plus tard l'anticlinorium de Bogny axé sur le Fay-Phade épaulant au Sud le synclinorium de Revin.

Après cet exposé, M. Fourmarier se déclare entièrement d'accord avec les vues de M. Beugnies quant à la stratigraphie et au déplacement des aires de subsidence au Revinien considéré comme des effets précoces de la tectonique calédonienne.

M. Geukens fait toutefois remarquer que la réduction d'épaisseur de l'assise Rv3 au Rocher de l'Ermitage pourrait s'expliquer par la faille de la Pile.

M. Beugnies répond qu'il n'a pas mentionné l'existence de la faille dans le présent exposé pour ne pas embarrasser la synthèse stratigraphique de détails inutiles. Il reconnaît cependant que le décrochement de la Pile mettant en contact la base du Rv3 au Nord avec le sommet de la même assise au Sud en réduit l'épaisseur visible à une cinquantaine de mètres. Mais au Sud de la faille de la Pile, la veine de la Folie affleurant dans le bois de Roma permet d'estimer à 150 m l'épaisseur totale de l'assise Rv3.

A ce moment, il est 13 h 45, et c'est avec un plaisir non dissimulé que les participants regagnent Monthermé avec la perspective de trouver une table garnie à l'Hôtel de la Gare. Le déjeuner se prolongera jusqu'à 16 heures. A l'issue du déjeuner, MM. Macar et Bourguignon nous quittent pour rentrer à Liège.

Point 20.

Le premier point prévu au programme de l'après-midi est la Roche à Corpias, sur la rive droite de la Semois près de Tournavaux où le car conduit les participants.

La roche à Corpias forme un escarpement de Poudingue gedinnien largement développé sur la rive droite de la Semois, entaillé par la route de Monthermé à Thilay et reposant en discordance sur les quartzites Dv2 appartenant au flanc Sud de l'anticlinal du Fay-Phade (p. 30°E-SE). Le poudingue épais de 40 m est essentiellement composé de gros galets de quartzites enrobés d'un ciment quartzitique. Le contact ravinant avec le cambrien sous-jacent est bien visible au pied de la paroi orientale de la route. La discordance de l'Ardenne en ce point sépare le Massif de Rocroi au Nord du Bassin de l'Eifel au Sud.

Le cordon de poudingue s'enfonce vers la Semois où d'anciens travaux l'ont recoupé dans le lit même de la rivière. Par contre, sur la rive gauche, seuls les quartzites Dv2 affleurent, la discordance étant reportée 400 m plus au Sud dans le vallon de la Retorse. Une nouvelle faille transversale longe la rivière, c'est la faille de la Semois qui s'enfonce au Nord dans les Monts de la Longue-Haie. Du haut du promontoire dominant la vallée, on peut préciser le passage de la faille grâce au rebroussement des bancs de quartzite. Malheureusement, le couvert forestier rend actuellement cette observation difficile.

Le décrochement affectant les couches gedinniennes est par conséquent hercynien.

M. Geukens estime que le chiffre de 400 mètres lui paraît exagéré. Étant donné l'allure du banc de poudingue s'envoyant au Sud-Ouest vers l'axe de la vallée, le raccord avec l'alignement de la Retorse lui semble pouvoir se réaliser sans faille.

M. Beugnies répond que l'alignement de poudingue de la rive droite se prolongeant jusque dans le lit de la Semois, le raccord sans faille avec l'alignement de la rive gauche oblige à dessiner une inflexion des couches gedinniennes sur une distance méridienne d'au moins 250 m. Même en tenant compte de l'effet d'envoyage, il n'est pas possible de résorber le décalage des couches gedinniennes au dessous d'une valeur de 250 à 300 mètres.

A l'appui de cette considération, M. Dumon montre que sur la carte géologique au 1/80.000, les deux alignements de conglomérat sont décalés de part et d'autre de la Semois.

M. Fourmarier admet pour sa part l'existence de la faille.

Avant de quitter cet endroit, M. Fourmarier se découvre et prononce la brève allocution suivante :

Mes chers Confrères,

Devant la Roche-aux-Corpias, au moment de quitter le sol de la France, qu'il soit permis à votre aîné de rendre un pieux hommage à la mémoire du grand géologue que fut le professeur Jules Gosselet.

Rappelons-nous que son ouvrage monumental sur la géologie de l'Ardenne renferme un croquis de l'affleurement que nous venons d'examiner, où l'on voit clairement la discordance du Gedinnien sur le Cambrien de Rocroi.

Jules Gosselet a été pour les géologues belges un grand maître : il s'est efforcé de compléter l'œuvre magistrale d'André Dumont.

Au temps de ma jeunesse, j'ai eu le privilège d'accompagner Gosselet sur le terrain ; je me souviens de son enseignement clair et précis, de son enthousiasme pour la science qu'il professait. Il eut aussi le grand mérite de créer l'école de Géologie de Lille, si étroitement unie aux écoles de Belgique. Il a donné l'exemple et ses successeurs l'ont brillamment suivi ; qu'il me suffise de rappeler les noms de Charles Barrois, de Pierre Pruvost qui ont occupé sa chaire

et de leur continuateur d'aujourd'hui Gérard Waterlot que nous avons le plaisir de voir parmi nous et qui a bien voulu accepter de présider cette session extraordinaire.

L'œuvre de Jules Gosselet restera longtemps encore un guide précieux pour ceux qui s'intéressent aux problèmes de la géologie de l'Ardenne. Ce n'est pas sans émotion que j'évoque ici même le souvenir d'un grand savant de France qui fut aussi l'ami du Maître qui m'a formé.

M. Waterlot remercie M. Fourmarier des paroles élogieuses qu'il vient d'exprimer à l'adresse de la Faculté des Sciences de Lille où le souvenir de Gosselet est resté vivace. Aujourd'hui encore, la personnalité de Gosselet demeure un exemple que ses continuateurs s'efforcent d'imiter, et son œuvre monumentale constitue un précieux héritage dont les générations actuelles continuent de bénéficier.

Après cette évocation émouvante du souvenir de Gosselet, les participants quittent la Roche à Corpias pour se rendre à Naux où le car les dépose sur la rive gauche de la Semois.

Point 21 (voir carte fig. 3 et coupe fig. 4).

On atteint à pied la rive droite en franchissant la rivière sur

LEGENDE

GEDINNEN		
Schistes de Lewrezy avec Banc Interstratifié de calcaire crinoïdique	GB	
Grès ou Conglomérat de Base	GA	
CAMBRIEN		
Assise de la Petite Commune	RV4	
Assise d'Anchamps	RV3	
Assise de la Roche à 7 Heures	RV2	
Assise des 4 Fils Aymon DV2	Ardoise Renaissance	DV2b
		DV2a
Assise de transition RV1	Ardoise des Peureux	RV1b
		RV1a
Brèche Tectonique		
Silicite et injection Quartzifère		

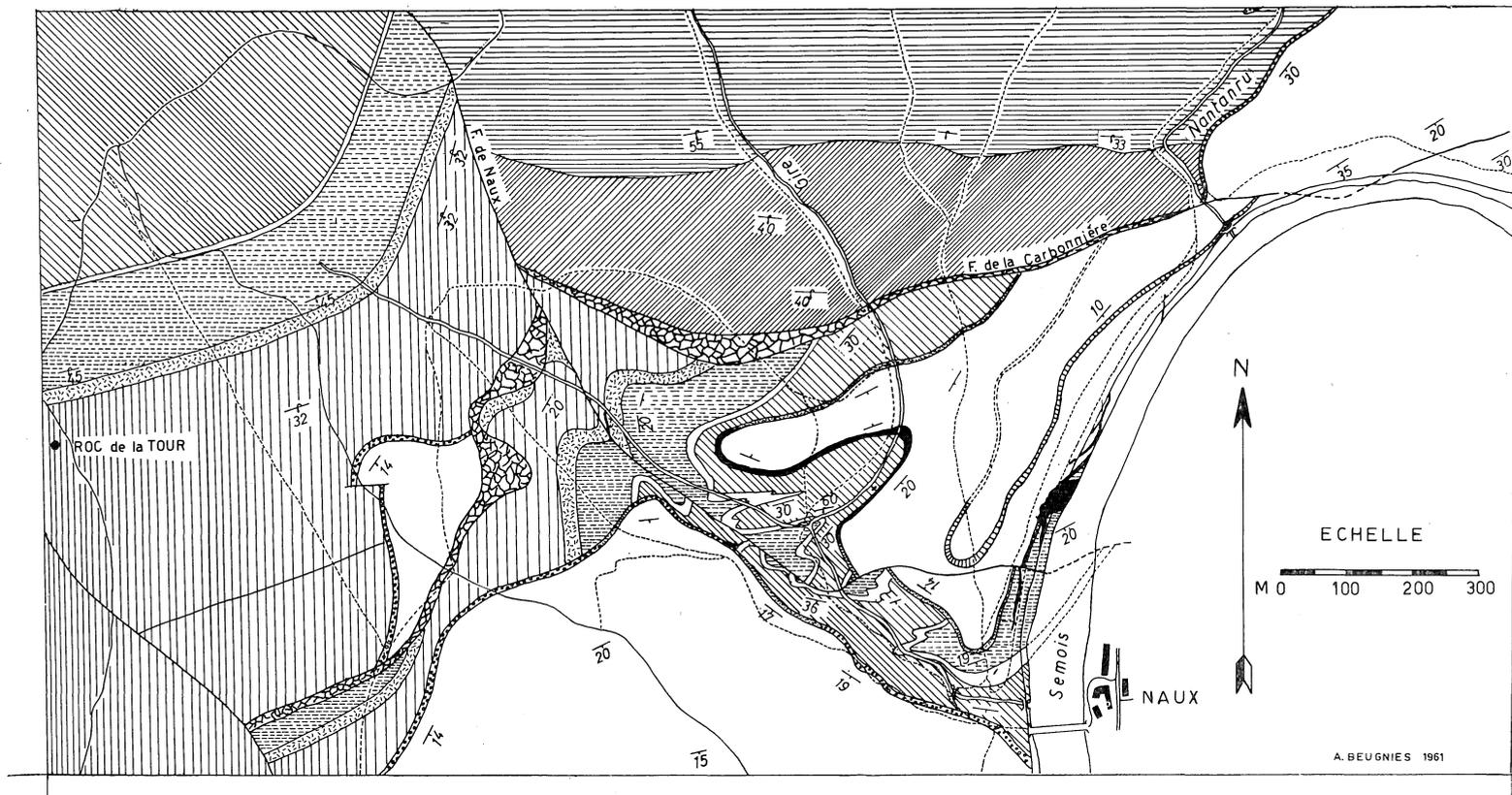


Fig. 3

une passerelle desservant l'ancienne gare vicinale. En face de Naux, débouche l'étroite vallée de la Gire qui a taillé son cours dans les phyllades Rv1 et les quartzites Rv2 faiblement inclinés au Sud et appartenant au flanc méridional de l'anticlinal du Fay-Phade. Près de l'embouchure de la Gire, les phyllades Rv1 affleurent, surmontés par la veine des Peureux (Rv1b) anciennement exploitée dans deux ardoisières toutes proches. En empruntant le sentier qui gravit la rive gauche de la Gire, on marche constamment sur les phyllades gris de l'assise Rv1. A une trentaine de mètres au-dessus du niveau de la rivière, on atteint la bifurcation du sentier supérieur longeant la rive droite de la Semois. En ce point, affleure un banc de grès grossier, feldspathique et fossilifère constituant la base du Gedinnien en allure subhorizontale. On y observe déjà une schistosité fruste grossièrement orientée Nord-Sud. Dans le sentier qui continue à gravir la colline affleurent les schistes noirs satinés de Levrezy.

Devant l'affleurement de grès, M. Dumon demande où se trouve, sur le sentier, l'affleurement de phyllade revinien le plus proche de la discordance.

M. Beugnies précise le passage du banc de grès sur le sentier et montre à quelques mètres de là et en contrebas les derniers affleurements visibles de Revinien.

On s'engage ensuite sur le sentier de niveau (2^{me} sentier de la fig. 4), longeant la Semois à une quarantaine de mètres au-dessus de son lit. A quelque 300 m. de la bifurcation, affleure dans la colline un banc de calcaire gréseux crinoïdique formant une corniche rigoureusement horizontale à une trentaine de mètres au dessus du sentier. Le calcaire est affecté, dans sa masse, d'une schistosité inclinée de 30° vers le Sud.

Le banc de calcaire de 5 à 6 m appartient au Gedinnien inférieur et se localise à une soixantaine de mètres au-dessus des grès de base.

M. Beugnies attire l'attention des participants sur la signification de cet affleurement qui permet de distinguer la stratification horizontale et la schistosité transversale. Cette distinction prendra toute son importance lorsqu'on abordera la coupe suivante au niveau de l'ancienne plateforme du rail vers laquelle on se dirige en revenant vers l'embouchure de la Gire.

La coupe de l'ancien rail (niveau du 1^{er} sentier de la fig. 4) débute

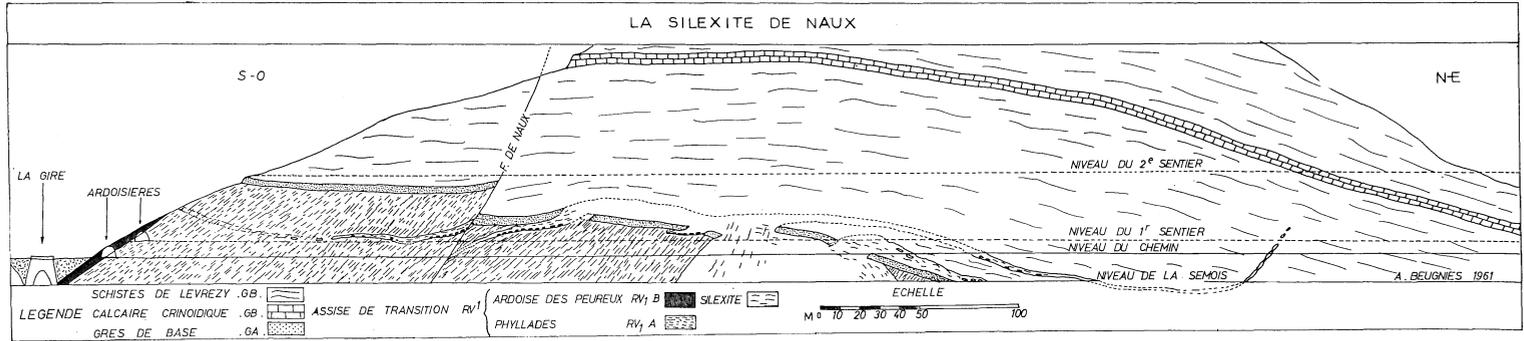


Fig. 4

au pont de la Gire où l'on a exploité l'ardoise des Peureux (dN 30° E p. 19° S-E), à quelque 25 m sous la discordance gedinnienne. Sous l'ardoise des Peureux et en concordance, se développent les phyllades Rv1 que l'on recoupe en allant du Sud vers le Nord. A une centaine de mètres au Nord du ruisseau, un dyke de silexite est enclavé dans les phyllades reviniens. Très effilé au Sud, le dyke s'épaissit vers le Nord. La roche magmatique essentiellement quartzreuse est minéralisée en pyrite, chalcoppyrite, pyrrhotine et blende. Les sulfures sont surtout concentrés dans les parties marginales de l'intrusion. La structure de la roche est remarquable. La silexite, de teinte gris-bleu sur cassure fraîche, est microgrenue et massive au cœur de l'intrusion. Vers les épontes, elle se charge de phyllade injecté de quartz et prend une structure feuilletée bien développée sur les 50 cm inférieurs, au plancher de l'injection. Généralement, on observe, isolés dans la silexite schisteuse, des blocs plus ou moins arrondis de la même roche quartzreuse très riche en pyrrhotine qu'il est parfois difficile de distinguer d'un quartzite. M. Beugnies pense qu'il s'agit de « nodules » de silexite consolidés dans les premiers temps de l'intrusion. Tous ces « nodules » dont certains atteignent 50 cm de côté reposent au mur du dyke. Semblables « nodules » sont encore alignés au-delà de la terminaison des dykes, isolés dans les phyllades eux-mêmes injectés de quartz. Les épontes de l'intrusion sont elles aussi injectées de quartz sur une distance de 0,2 à 2 m du contact éruptif.

On suit le dyke vers le Nord sur 60 m jusqu'à un endroit, large d'une dizaine de mètres, dépourvu d'affleurement. Avant de disparaître, le dyke épais de 4 m incline davantage vers le haut de la colline. La zone ébouleuse, sans affleurement, correspond au passage de la faille de Naux, accident transversal dirigé Est-Ouest, au-delà duquel on aperçoit à 8 m au-dessus du sentier, le banc de grès soulignant la discordance et localisé au Sud de la faille à un niveau plus élevé d'une trentaine de m. Au pied de la paroi, un dyke semblable au premier monte vers le Nord sous une inclinaison de 10° pour rejoindre un peu plus loin le banc de grès.

M. Evrard demande la raison de l'appellation « silexite » pour une roche qui ressemble à un filon de quartz.

M. Beugnies répond que le mode de gisement n'est pas celui d'un filon hydrothermal mais d'une roche magmatique ayant déclen-

ché une injection siliceuse dans les phyllades encaissants. D'autre part, le quartz bleuté qui donne son aspect particulier à la roche sur cassure fraîche a les caractères d'un quartz magmatique différent du quartz laiteux des gisements filoniens. La cristallisation du quartz de la silexite est nettement plus précoce que celle des sulfures hypothermaux comme la chalcopirite et la pyrrhotine, particulièrement abondants dans les parties marginales des intrusions. Enfin, la silexite de Naux n'est pas la seule connue dans le massif de Rocroi. On pourrait encore citer la silexite de Willerzie où la présence du quartz hexagonal permet de mieux préciser les conditions magmatiques de mise en place.

M. Evrard demande encore quelques précisions au sujet du chimisme de la silexite de Naux.

M. Beugnies fait remarquer qu'il est difficile d'obtenir des échantillons de silexite pure, dépourvue d'enclaves phylladeuses, dont la présence fausse la nature véritable du magma siliceux. Toutefois, les échantillons les plus purs remis à l'analyse chimique ont révélé la présence de silice dans des teneurs comprises entre 83 et 90 % ; viennent ensuite l'alumine (5 à 6 %), les oxydes de fer (4 à 5 %) et les alcalis (2 à 3 %).

M. Evrard voudrait connaître la définition exacte du terme silexite employé pour désigner la roche de Naux. Il demande encore si des silexites sont connues en d'autres régions et quelles sont leurs conditions de gisement.

M. Beugnies précise que Johannsen utilise le terme « silexite » pour désigner des roches entièrement composées de quartz d'origine magmatique sans minéraux du stade pneumatolytique comme la muscovite, la tourmaline, etc. De telles roches ont été observées et décrites notamment aux États-Unis où elles constituaient des dykes et filons. Généralement, ces silexites sont en relation avec des pegmatites.

Le terme « silexite » est encore employé par les pétrographes russes comme Fersman pour désigner les roches quartzitiques en filons ou dykes résultant de la cristallisation de la silice exsudée du bain magmatique avant la séparation des fluides pegmatitiques.

M. Geukens qui a recueilli deux échantillons de phyllade l'un au toit, l'autre au mur du premier dyke, au Sud de la faille de Naux,

montre à M. Beugnies que leur aspect est tout à fait différent : l'échantillon du mur est un phyllade revinien ardoisier tandis que l'échantillon du toit a l'aspect d'un phyllade gréseux au feuilletage onduleux comme on en retrouve également dans les couches de base du Gedinnien du bord Sud du Massif de Stavelot, où elles correspondent aux niveaux arkosiques métamorphiques. Le fait que l'alignement de « nodules » sépare ces deux niveaux est un argument non négligeable, qui prouve qu'il s'agit de la base conglomératique du Gedinnien comme l'a d'ailleurs considéré M. Asselberghs.

M. Beugnies déclare que la différence n'a rien de surprenant. Le phyllade ardoisier du mur, non atteint par l'injection, a conservé son aspect habituel. Le phyllade du toit est en fait truffé d'une multitude de cristaux amygdalaires de quartz représentant l'injection siliceuse provenant du dyke. Au voisinage de ces nids de quartz parfois chargés de pyrrhotine et de chalcopryrite, la matière phylliteuse a été pincée, étirée et brisée : d'où l'allure irrégulière de la schistosité. Tous ces aspects sont facilement observables au microscope. D'autre part, à l'endroit du premier dyke, l'âge revinien des roches encaissantes n'est pas douteux puisque le banc de grès à la base de Gedinnien se trouve à un niveau plus élevé de 30 mètres comme tous les participants ont pu s'en rendre compte au précédent affleurement.

M. Geukens trouve bizarre que les phyllades du toit soient injectés alors que ceux du mur sont intacts.

M. Beugnies répond que les phyllades encaissants tant au mur qu'au toit sont généralement injectés mais sur une épaisseur variable. Il se peut que l'échantillon du mur corresponde à une zone non atteinte par l'apport magmatique.

M. Geukens n'est pas convaincu par cette explication.

M. de Béthune reste sceptique devant l'interprétation proposée par M. Beugnies. La coupe que nous avons sous les yeux lui semble devoir être interprétée, ainsi que l'a fait Asselberghs qui y reconnaît le conglomérat de base du Gedinnien, à galets céphalaires et blocs arrondis de quartzite reviniens reposant en stratification horizontale sur les phyllades reviniens et surmonté par les phyllades de Levrezy. M. de Béthune attire l'attention sur la différence pétrographique des phyllades fins sous-jacents et des phyllades grossiers

susjacents, affectés tous deux essentiellement par le même clivage schisteux que celui que l'on a observé dans les affleurements précédents. Les blocs arrondis ressemblent plus aux galets d'un poudingue qu'au gisement d'une roche éruptive ; M. de Béthune émet l'hypothèse que le banc de grès observé près du moulin de Naux ne serait pas à la base du Gedinnien mais à un niveau supérieur d'une trentaine de mètres, la silixite à blocs représentant le conglomérat de base.

M. Beugnies répond que l'hypothèse d'un conglomérat avait été formulée par E. Asselberghs qui voyait dans la silixite un épanchement de quartzophyre contemporain du dépôt du poudingue de base gedinnien. Il n'a pas admis cette interprétation pour les raisons suivantes :

1° Le banc de grès représente bien le niveau de base en allure subhorizontale reposant en discordance sur des phyllades reviniens inclinant au Sud Est de 20°. Si l'affleurement de grès du moulin de Naux ne permet pas de toucher du doigt la discordance à cause d'un hiatus de 2 m, par contre, lorsqu'on suit le banc de grès, on le voit toujours en allure subhorizontale reposer, en amont de l'embouchure de la Gire, sur l'assise Rv2 dont les bancs de quartzite et de phyllade sont plissés en dressants avec des pendages de 50 à 60°.

2° Le Revinien sous la discordance est facilement identifiable. Il s'agit de la succession Rv1-Rv2. C'est directement sous la veine des Peureux (Rv1b), exploitée dans deux ardoisières superposées vues par tous les participants, qu'on observe le dyke enclavé dans les phyllades Rv1.

3° A l'endroit du premier dyke, là où l'intrusion est horizontale, les phyllades tant au mur qu'au toit, sont également inclinés au Sud sous un angle de 20°.

M. Evrard demande si la silixite ne serait pas plutôt un banc de quartzite.

M. Beugnies répond que le caractère discordant, du premier dyke surtout, est indiscutable.

D'autre part, l'hypothèse d'un banc de quartzite s'accorde mal avec la minéralisation hydrothermale en chalcopyrite et pyrrotine et avec l'auréole du métamorphisme d'apport dans les phyllades encaissants truffés de quartz et de sulfures.

M. Fourmarier demande s'il n'est pas possible de voir en un autre endroit à la fois la discordance et l'intrusion de silexite.

M. Beugnies montre sur la carte géologique des environs de Naux (fig. 3), remise à chaque participant, les différents points où la discordance est bien visible. Au Sud de la faille de Naux, la discordance est visible en de nombreux endroits mais dans cette région, les manifestations magmatiques sont absentes. Ces dernières, localisées dans une bande allongée d'Est en Ouest, réapparaissent près du confluent de la Gire et de son affluent de droite, mais là, l'intrusion de silexite se confine au niveau des grès de base gedinniens qui prennent un aspect métamorphique. Ces grès métamorphisés étaient déjà connus de Gosselet qui les nommait « arkose métamorphique de Naux ».

Après cette discussion animée, on poursuit la coupe vers le Nord le long du chemin forestier suivant la rive droite de la Semois à une quinzaine de mètres au-dessus de son lit. Progressivement, le banc de grès soulignant la base du Gedinnien incline vers le Nord et atteint bientôt le pipe de silexite où se raccorde le dernier sill. Malheureusement, à partir de ce point, et malgré la continuité de la coupe, il devient difficile de distinguer le grès gedinnien injecté de quartz, de la silexite. On devine l'allure subverticale du pipe près de son contact méridional, allure encore visible en contrebas du chemin sur la berge de la rivière. Le banc de grès plonge faiblement au Nord. On pourrait facilement le suivre en contrebas du chemin jusqu'au niveau de la Semois. M. Beugnies donne alors un aperçu de la coupe qu'on pourrait observer au niveau de la rivière. Dans les schistes de Levrezy surmontant immédiatement le grès, affleure un sill de silexite semblable aux dykes déjà vus précédemment avec de nombreux « nodules » de silexite jalonnant le plancher de l'intrusion. L'affleurement dont il est question fait penser à un conglomérat à galets de quartzite mais dans ce cas, sa position forcerait à placer le banc de grès dans le Cambrien.

Mais, pour préciser davantage le caractère intrusif des silexites de Naux dans les schistes gedinniens, M. Beugnies préfère conduire les participants à un affleurement plus accessible le long du chemin forestier, 200 m au Nord du point où les grès gedinniens s'enfoncent sous la Semois. Le nouvel affleurement est bientôt atteint.

On y voit une roche siliceuse, extrémité d'un dyke épais de 30

à 40 cm incliné de 30° vers le Sud, s'effilant vers le haut où il est relayé par des amygdales de même nature. Il s'agit d'un dyke de silicite très riche en pyrrhotine et chalcopyrite enclavé dans les schistes verts de Levezey affectés d'une schistosité transversale parallèle aux épontes de l'intrusion. M. Beugnies attire l'attention sur le fait que stratification et schistosité sont nettement différentes. On se trouve bien en ce point dans les schistes de Levezey inclinant faiblement au Nord, entre les grès de base que l'on a vus un peu plus au Sud s'enfoncer vers la Semois et le banc de calcaire que l'on aperçoit dans la colline formant une corniche subhorizontale à une trentaine de mètres au-dessus du chemin. Au contraire, la schistosité transversale déjà notée dans les calcaires, incline au Sud de 30 à 40°. Une observation trop rapide, ne tenant pas compte des allures environnantes, pourrait faire penser à un banc de quartzite interstratifié dans les schistes de Levezey.

M. Geukens n'admet pas l'interprétation de M. Beugnies et affirme au contraire qu'il s'agit bien d'un banc de quartzite interstratifié dans les phyllades de Levezey dont la schistosité serait parallèle à la stratification.

M. Beugnies répond qu'une telle interprétation fait bon marché de l'allure du banc de calcaire et du banc de grès inclinant manifestement au Nord. D'autre part, la minéralisation en pyrrhotine, chalcopyrite, blende et pyrite est l'indice d'une action hydrothermale indiscutable confinée à la silicite.

M. Geukens voulant limiter ses observations au voisinage immédiat de la silicite se livre à une inspection minutieuse de l'affleurement et montre aux participants un limet quartzitique parallèle à la schistosité. Selon son interprétation, il d'agit s'un petit banc gréseux dont la stratification est parallèle à la schistosité.

M. Beugnies affirme au contraire qu'il s'agit d'une intrusion de silicite en filonnet parallèle à la schistosité inclinée au Sud, la stratification étant subhorizontale et même faiblement inclinée au Nord.

M. Fourmarier appelé à donner son avis sur la question se déclare incapable de formuler une interprétation concluante, sans un examen approfondi qui demanderait trop de temps pour être abordé en cours d'excursion.

M. Beugnies fait remarquer que si la stratification est parallèle à la schistosité, les schistes de Levrezy encaissant la silixite doivent nécessairement venir buter vers le haut de la colline contre le banc de calcaire subhorizontal. Il y aurait dans cette hypothèse deux discordances, l'une au niveau des grès de base au contact du Cambrien, l'autre au sein de Gedinnien inférieur au niveau du calcaire. Une telle conclusion est pour le moins ahurissante.

M. Geukens maintient qu'une différence de plissement est possible entre les couches inférieures du Gedinnien, plus plissées, reposant sur le Revinien, tandis que les couches supérieures le sont moins.

M. Beugnies avoue qu'il n'a jamais observé semblable structure dans le Gedinnien en bordure du massif de Rocroi. D'autre part, une telle hypothèse n'est pas soutenable ici puisque, selon cette conception, en poursuivant la coupe vers le Nord, la schistosité restant parallèle à elle-même, on devrait pénétrer dans des couches de plus en plus anciennes pour finalement atteindre le contact avec le Cambrien. Or, en réalité, le chemin coupe, à quelque 200 m plus au Nord, le banc de calcaire crinoïdique s'enfonçant vers la Semois au Nord, comme les grès de base. Le banc de calcaire, comme les phyllades de Levrezy, sont affectés par la même schistosité dirigée Est-Ouest et inclinant au Sud de 40°.

M. Dumon propose qu'on se rende jusqu'à cet affleurement de calcaire.

M. Waterlot approuvant cette suggestion susceptible d'éclairer le débat, demande au conducteur de l'excursion de poursuivre la coupe vers le Nord.

La discussion ayant pris fin sur cette proposition, les participants se dirigent vers le Nord à la suite de M. Beugnies jusqu'à l'affleurement de calcaire.

Sur toute sa longueur, la coupe est continue et la paroi du chemin laisse affleurer les schistes de Levrezy toujours affectés de la même schistosité transversale inclinant au Sud sous un angle de 30 à 40°. Les premiers bancs de calcaire se situent à 180 m au Nord du dyke de silixite. Il s'agit d'un calcaire grésio-argileux lui-même très schistifié comme les phyllades encaissants. M. Beugnies précise qu'à partir de ce point on peut suivre dans la colline et vers le Sud le

banc de calcaire qui est absolument continu jusqu'à l'endroit où les participants l'ont observé en début d'après-midi formant une corniche à quelque 60 mètres au-dessus du sentier.

M. de Béthune demande s'il est possible de voir la stratification sur l'affleurement même.

M. Beugnies déclare que la stratification est soulignée sur l'affleurement par deux alignements d'alvéoles de décalcification correspondant à deux lits de nodules calcaires.

L'alignement des nodules visible sur 1 mètre est effectivement horizontal et recoupé par la schistosité inclinant au Sud.

M. Fourmarier, après avoir vérifié lui-même ce fait, reconnaît le bien-fondé de l'interprétation de M. Beugnies : le Gedinnien subhorizontal incline faiblement au Nord tandis que la schistosité incline au Sud de 30 à 40°.

Toute discussion étant close, les participants prennent le chemin du retour et regagnent le car, laissant derrière eux la vallée de la Semois dans sa quiétude légendaire un moment troublée par les passions géologiques. Il est 18 heures lorsque le car quitte Naux. On atteint la frontière aux Hubiets où un arrêt est mis à profit par les participants pour étancher leur soif, conséquence logique de l'ardeur du soleil et... du feu des discussions parfois explosives dont le pipe de Naux a été le témoin débonnaire. Par Louette St-Pierre, Bièvre et Menuchenet, on gagne Bouillon où le dîner nous attend à l'Hôtel du Panorama.

Après le dîner, vers 22 heures, une séance de discussion est prévue. Les « mordus » de la géologie s'installent sur la terrasse de l'hôtel dominant la ville de Bouillon pour débattre, sous le ciel étoilé, les problèmes posés par le Massif de Roeroi.

DISCUSSION DU SOIR

M. Waterlot, président de session, ouvre la discussion. Il propose que l'on examine séparément et successivement les faits relatifs à la stratigraphie, à la tectonique et aux phénomènes magmatiques.

Stratigraphie

M. Fourmarier tient à souligner la clarté des exposés de M. Beu-

gnies sur la stratigraphie cambrienne. Il attire l'attention des participants sur la signification des variations d'épaisseur des assises cambriennes, conséquence du déplacement des aires de subsidence dans le sens des poussées orogéniques. C'est là une règle classique de la tectogenèse.

M. Waterlot exprime sa satisfaction d'entendre M. Beugnies conclure à l'absence du Salmien dans le massif de Rocroi. C'est la découverte par Malaise du *Dictyonema flabelliforme* dans les phyllades du moulin de la Pilette près de Mairupt qui l'avait conduit à faire passer une faille, le Cran de Retour de l'Enveloppe, au sein des phyllades Rv3. Toutefois, malgré plusieurs journées consacrées à la recherche du gîte décrit par Malaise, il n'a jamais pu confirmer l'existence de *Dictyonema flabelliforme* dans la vallée de la Meuse. Mais à cette époque, n'osant pas mettre en doute la découverte de Malaise, il a admis l'existence du Salmien près du ravin de Mairupt. Il semble vraisemblable à l'heure actuelle, après l'étude stratigraphique détaillée de M. Beugnies, que le Salmien ne soit pas représenté dans le massif de Rocroi. Il faut donc en conclure à une erreur de Malaise. Il ne croit pas à une erreur de détermination mais il est possible que Malaise ait confondu des échantillons d'origine différente. Il rappelle qu'un cas semblable s'est présenté en 1938 lorsque M. Tanazack a publié une note sur la découverte de *Dictyonema flabelliforme* dans les phyllades de Maubert-Fontaine. Or, il s'est avéré ultérieurement que les échantillons fossilifères avaient été recueillis dans le massif de Stavelot et mêlés par inadvertance à des récoltes provenant du massif de Rocroi. Il se pourrait que l'erreur de Malaise provienne d'une cause fortuite comparable. Il demande si d'autres membres présents n'ont pas une opinion à formuler à ce propos.

M. Beugnies estime impossible la présence du Salmien dans le Massif de Rocroi parce que l'assise Rv5 la plus élevée du Cambrien ne totalise qu'une centaine de mètres d'épaisseur. Elle ne monte jamais jusqu'au banc de quartzite à slumping-structure formant la base du Salmien. Par comparaison avec les séries cambriennes de Stavelot et de Givonne, l'assise Rv5 à Rocroi ne livre que le tiers ou le quart inférieur de sa totalité. En conséquence, le Salmien s'il a existé a été érodé avant la transgression gedinnienne.

Quant à la découverte du *Dictyonema* par Malaise au moulin de la

Pilette, il est persuadé d'une erreur puisque les phyllades affleurant à cet endroit sont à rapporter à l'assise Rv3 du flanc Nord du synclinal du ravin de Mairupt.

M. de Béthune fait remarquer que là où l'on pourrait trouver le *Dictyonema* dans le massif de Rocroi, on se trouve dans les zones plus méridionales déjà atteintes par le métamorphisme et que dès lors les recherches sont très aléatoires.

M. Geukens partage aussi l'avis qu'il est impossible de trouver *Dictyonema flabelliforme* à l'endroit où l'a signalé Malaise dans le Massif de Rocroi.

M. Wéry, quant à lui, doute que Malaise ait pu confondre les provenances de ses récoltes et souhaite que des recherches permettent de retrouver les échantillons classés par l'auteur même de la découverte.

M. Waterlot pense qu'une telle confusion est fort possible sans pour autant mettre en doute la probité scientifique de Malaise et il cite encore l'exemple de M. Tanazack.

Une discussion s'engage à ce sujet à laquelle participent MM. Wéry, Graulich, de Béthune, Waterlot et Fourmarier. Étant donné l'heure tardive, le Président invite les participants à mettre fin à cette discussion qui s'écarte du sujet et à entamer le débat consacré à la tectonique.

Tectonique

Prenant la parole, M. Fourmarier s'exprime en ces termes.

Les problèmes de tectonique posés par le massif de Rocroi sont de deux natures différentes. Le premier problème consiste à mettre en évidence la structure du Massif. M. Beugnies nous a montré que cette structure est dominée par une tectonique cassante caractérisée par des plis déversés vers le Nord, des chevauchements et des failles transversales. Il faut suivre M. Beugnies et reconnaître que M. Anthoine s'est trompé lorsqu'il interprétait la structure du massif de Rocroi comme résultant de la superposition de nappes de charriage. Mais le problème majeur à présent, reste celui de la détermination de l'âge de la tectonique.

Invité à faire part de ses opinions à ce sujet, M. Beugnies expose longuement son point de vue dans les termes ci-après.

Dans un massif polycyclique comme celui de Rocroi, il est toujours difficile d'établir la part qui revient à chaque tectogénèse. Il est évident que le massif de Rocroi a subi deux tectogénèses différentes. D'une part, la discordance gedinnienne prouve que le massif de Rocroi a été plissé et pénéplané avant la transgression dévonienne. L'orogénèse responsable de ce diastrophisme est certainement post-revinienne et antérieure au Ludlow supérieur, âge attribué à la faune de l'arkose d'Haybes. Il s'agit donc d'un mouvement calédonien.

D'autre part, la tectonique hercynienne a eu des répercussions certaines sur la structure du massif de Rocroi puisque les chevauchements de la Grande-Commune et de la Carbonnière, comme les failles radiales, affectent le massif cambrien et sa couverture gedinnienne.

Voyons à présent les faits qui permettent de préciser les effets calédoniens et hercyniens.

La tectogénèse calédonienne.

Les arguments susceptibles de préciser les effets de la tectonique calédonienne sont d'ordre stratigraphique et structural.

Les faits stratigraphiques. Pour le Massif de Rocroi, on ne peut pas espérer reconstituer la suite harmonieuse des enchaînements qui conduisent de la sédimentation à la déformation. Les séries antédévoniennes sont en réalité des tronçons et nous ignorons tout du Cambrien inférieur d'une part et des épisodes salmien et silurien d'autre part. Réduite au Cambrien, la stratigraphie antédévonienne permet cependant de dégager un trait majeur de la tectogénèse calédonienne : le déplacement des aires de subsidence vers le Nord, dès le début du Revinien.

La sédimentation maximum dans le bassin de Revin au Revinien moyen et supérieur témoigne du creusement d'une avant-fosse au Nord et du bombement de l'arrière-pays au Sud que nous considérons comme l'amorce d'une première cordillère. Tels sont les traits structuraux de l'orogène calédonien inscrits dans la stratigraphie dès le Revinien supérieur. Ils se maintiendront jusqu'à la fin de la tectogénèse calédonienne traduisant les effets d'un effort tangentiel dirigé du Sud vers le Nord.

Les faits structuraux. Pour mettre en évidence les plis calédoniens du massif de Rocroi, on peut recourir à deux méthodes : l'étude détaillée du caractère transgressif du Gedinnien en bordure et l'analyse comparée des plis du massif et des plis hercyniens de la couverture. Ces études permettent de conclure que tous les plis longitudinaux du massif de Rocroi sont calédoniens (comme l'Anticlinal d'Haybes, le synclinal de Mairupt et l'anticlinal du Fay-Phade). Elles conduisent encore à reconnaître un âge calédonien à toute une série d'ondulations transversales déterminant les zones de culmination et d'ennoyage, comme l'ennoyage oriental des Hauts-Buttés provoquant la fermeture périclinale de l'anticlinal d'Haybes à Fépin. Parmi les plis calédoniens, on en distingue trois principaux qui sont du Nord au Sud : l'anticlinorium de Fumay, le synclinorium de Revin et l'anticlinorium de Bogny. Ces grandes lignes structurales calédoniennes sont particulièrement bien dégagées lorsqu'on dresse une coupe méridienne du massif, comme l'a fait M. Waterlot, en ramenant à l'horizontale la base du Dévonien.

Tous les plis longitudinaux intéressant le Cambrien sont caractérisés par leur déversement très prononcé vers le Nord. Mais les allures étaient cependant beaucoup plus douces à l'époque calédonienne. La preuve nous en est donnée par l'extension des assises cambriennes en bordure du massif et celle des sills de roches magmatiques à l'intérieur. A la bordure orientale du massif de Rocroi, les couches gedinniennes recouvrent souvent une même assise cambrienne sur de grandes distances comptées normalement à la direction des plis calédoniens. Les seules exceptions à cette règle se localisent toujours aux interférences des plis principaux calédoniens et hercyniens. Cette disposition conduit à la conclusion que le plissement calédonien était très atténué tout au moins en bordure du massif. Mais l'extension des sills à l'intérieur du massif conduit elle aussi à la même conclusion. Au risque d'anticiper sur le point suivant de la discussion, nous devons préciser quelque peu les modalités et l'époque de mise en place du magma. Diverses considérations nous ont amené à fixer un âge postdévonien, antérieur aux plissements hercyniens pour la consolidation des sills de diabase, de microgranite et de silexite. A cette époque, la structure du massif résultait de la seule tectogenèse calédonienne. Lorsque le magma issu des réservoirs profonds perce la couverture sédimentaire et monte dans les pipes, il est soumis à plusieurs forces, les unes

ascensionnelles comme la poussée magmatique, les autres, opposées à la poussée comme la gravité et la résistance offerte par les roches encaissantes. Lorsque, à partir du pipe, le magma s'étale latéralement, d'abord en dyke puis en sill, son extension est déterminée par les mêmes sollicitations mais, dès ce moment, la pesanteur ajoute son effet dans le sens de la pente et s'oppose à l'extension dans le sens opposé. Ainsi s'explique la dissymétrie des nappes intrusives, la zone d'émission n'occupant jamais une position centrale. L'extension maximum de l'intrusion sera toujours dirigée vers les zones axiales des synclinaux. La cartographie des zones d'extension des sills permet ainsi de dégager l'allure des plis calédoniens. Elle conduit à montrer que seuls les plis principaux comme l'anticlinorium de Bogny ont guidé les intrusions. Les plis secondaires n'ont donné aucun effet sensible sur l'extension des sills qu'on retrouve sur les deux flancs des anticlinaux. On peut en conclure que les plis longitudinaux secondaires étaient très adoucis à l'époque calédonienne.

La tectogenèse hercynienne.

La tectogenèse hercynienne est responsable du resserrement et du déversement des plis calédoniens lors d'une première phase tectonique immédiatement suivie par les chevauchements le long des grandes failles longitudinales de la Grande-Commune et de la Carbonnière. Une deuxième phase, beaucoup plus tardive, va donner naissance aux fractures transversales jouant dans le même sens que les plis transversaux entraînant pour toute la zone orientale du massif de Rocroi une succession de compartiments affaissés vers l'axe d'ennoyage de Paliseul. Les mouvements verticaux sont eux-mêmes accompagnés de déplacements horizontaux sous l'effet d'efforts tangentiels toujours dirigés du Sud vers le Nord. Les blocs faillés sont décrochés, les failles directionnelles rejouent et certains compartiments sont eux mêmes écaillés (faille du rocher de l'Uf).

Après cet exposé, M. Dumon demande comment on peut localiser la position des centres émissifs des sills.

M. Beugnies répond qu'il a localisé les centres émissifs en prenant en considération les modalités de gisement des intrusions en sills au voisinage de leur point d'alimentation comme c'est le cas pour les sills de silexite à proximité des pipes de Naux et de Willerzie et en

appliquant les mêmes critères pour circonscrire les zones d'émission des intrusions de diabase et de microgranite. Les critères principaux sont l'épaississement du sill et la présence d'enclaves au sein de la roche éruptive. Dans ce but, des cartes reproduisant les isopaques de chaque sill ont été dressées. Elles ont permis de reconnaître que les isopaques sont des lignes fermées entourant dans chaque cas une zone à maximum d'épaisseur où, pour les sills de microgranite tout au moins, on observe toujours la présence d'enclaves parfois très nombreuses alors qu'elles sont totalement absentes en dehors de telles zones. L'aire ainsi définie, matérialise le centre émissif. Par exemple, le sill de microgranite visité par les participants au ravin de Mairupt est dans la zone d'émission où il accuse un maximum d'épaisseur de 10 m et où la roche contient de nombreuses enclaves de diabase et de phyllade.

M. Geukens demande s'il n'existe pas une différence dans l'orientation des plis affectant le Revinien et le Devillien. Cette idée lui est suggérée par l'examen de la carte géologique de la vallée de la Meuse où l'on note une virgation des plis affectant le Devillien et qui ne semble pas se reproduire dans le Revinien.

M. Beugnies répond que la virgation constatée dans les couches devilliennes près de Fépin, se répercute dans le Revinien mais à l'Est de la région cartographiée. Cette allure est bien connue et on peut même préciser qu'il s'agit d'une déformation hercynienne qu'on retrouve dans la couverture gedinnienne aux environs de Willerzie.

M. Fourmarier pense, contrairement à M. Beugnies, que les plis affectant le massif cambrien et caractérisés par leur déversement vers le Nord résultent de la seule tectogenèse calédonienne. Les anticlinaux avec leur flanc Sud régulier et leur flanc Nord en dressants et fausses plateures accusent un style tectonique qui diffère notablement de celui des plis hercyniens beaucoup plus calmes de la couverture dévonienne. Il fait encore remarquer que l'hypothèse de l'existence d'un massif granitique profond permettrait d'expliquer notamment les multiples aspects de la schistosité et du métamorphisme. Elle permettrait peut-être aussi d'aborder le problème de l'origine des feldspaths et de la tourmaline si abondamment distribués dans l'arkose gedinnienne.

Les Roches magmatiques

Invité à exposer ses conceptions relatives aux phénomènes magmatiques dont le massif de Rocroi a été le siège, M. Beugnies s'exprime en ces termes.

Il existe dans le massif de Rocroi trois types de roches magmatiques généralement consolidées en sills : des diabases, des microgranites et des silexites. Elles posent les deux grands problèmes suivants. Ces roches sont-elles apparentées à un seul ou à plusieurs cycles magmatiques? Peut-on préciser l'époque et les conditions de la mise en place?

A la première question, on peut affirmer que toutes les roches magmatiques représentent les diverses fractions cristallisantes d'un seul magma générateur. Les preuves qu'on peut fournir en faveur de cette conception sont multiples et liées au chimisme, à la minéralogie et à la répartition tant dans l'espace que dans le temps des divers types pétrographiques. Les points représentatifs des roches magmatiques dans les diagrammes paramétriques Si-Al, Si-Fm, Si-C et Si-Alc, s'ordonnent autour de courbes moyennes ou courbes magmatiques de Niggli. Ce fait en lui-même traduit déjà l'unité du magma générateur que d'autres observations viennent confirmer. Il faut d'abord noter le passage dans un même sill d'un type pétrographique à un autre. C'est particulièrement bien visible pour les porphyroïdes potassiques et sodiques parfois intimement associées dans un même gîte. C'est encore le cas pour la diabase du Bois d'Harcy où l'on observe un passage de la diabase à la silexite en allant du sill vers les épontes schisteuses. Les associations de sills soulignent elles aussi leur origine commune. Nous avons déjà insisté à ce propos sur les associations de sills diabasiques et granitiques définies par la proximité des intrusions, la similitude de leurs zones d'extension et la coïncidence de leurs centres émissifs. Géographiquement, l'activité magmatique est pratiquement concentrée dans le synclinorium de Revin et la répartition des types pétrographiques est zonaire. A l'Ouest, les diabases prédominent largement et c'est en allant vers l'Est que l'acidité devient plus accusée avec successivement les porphyroïdes et les silexites, ces dernières étant confinées à l'extrême bordure orientale au voisinage de la discordance tant à Naux qu'à Willerzie.

Des minéraux comme le quartz hexagonal bleuté se retrouvent

dans les porphyroïdes et la silexite de Willerzie avec les mêmes caractères.

La succession dans le temps des types pétrographiques est conforme à l'idée de la différenciation par cristallisations fractionnées de plus en plus acides, d'un seul magma générateur. En effet, l'ordre chronologique des consolidations est le suivant : diabase, microgranite potassique, microgranite sodique, silexite. Enfin, il y a la persistance de caractères chimiques communs dans toutes les roches ignées du massif de Rocroi. En effet, par comparaison avec d'autres complexes éruptifs, on enregistre chez les roches ardennaises, des valeurs plus élevées du paramètre fm traduisant la tendance ferrifère du magma. Cette tendance se reflète encore dans les cristallisations hydrothermales accompagnant chaque type d'intrusion ; la minéralisation commune est toujours caractérisée par l'association pyrrhotine, chalcopyrite, pyrite.

Nous avons calculé, à partir des cartes isopaques de chaque sill, le volume et la masse de chaque intrusion et reconstitué par sommation la composition chimique du magma générateur qui correspond à un mélange dioritique ayant donné en poids : 67,5 % de diabases, 20,1 % de microgranites potassiques, 7,4 % de microgranites sodiques et 5,0 % de silexites.

En ce qui concerne les conditions de mise en place des divers sills, on peut préciser les faits suivants. Les centres émissifs des diverses intrusions se distribuent dans deux régions bien distinctes : l'une à l'Ouest près de Sévigny-la-Forêt, l'autre à l'Est aux environs des Hauts-Buttés. Ces deux régions s'étalent vraisemblablement au-dessus des points hauts du réservoir magmatique profond. On peut en voir la confirmation dans la coïncidence de ces centres magmatiques avec les zones d'anomalies magnétiques maximum telles qu'elles apparaissent sur la carte géomagnétique détaillée exécutée récemment par M. Goddard. L'anomalie maximum s'explique aisément par la présence en profondeur d'une masse dioritique à minéraux magnétiques comme la pyrrhotine.

L'étude pétrographique permet encore de préciser les conditions de température et de pression qui ont régné au cours de l'activité magmatique. Au moment de son intrusion, la température du magma atteignait des valeurs proches de 600°C comme en témoigne la présence du quartz β dans les porphyroïdes et la silexite de Willerzie. La température finale de consolidation résultant de l'équilibre

thermique réalisé avec les roches encaissantes oscillait autour de 250°C, valeur qui conditionne les associations minérales d'épizone.

En conséquence, il existait entre l'intrusion et ses parois un gradient thermique élevé favorisant une cristallisation rapide provoquant le développement des textures ophitique, microlithique et partiellement vitreuse.

Il est certain en outre qu'une brusque réduction de pression est intervenue au cours de la montée magmatique. En effet, les courbes magmatiques ne sont pas continues d'un bout à l'autre de la différenciation ; il y a un hiatus entre diabases et microgranites soulignant une discontinuité dans le processus de cristallisation. On pourrait penser a priori à deux venues successives séparées par un intervalle de temps suffisamment long mais cette interprétation est infirmée par de multiples faits cités plus haut. La cause de la discontinuité doit être recherchée dans des effets de pression s'exerçant sur le réservoir magmatique. Nous avons retenu deux causes possibles. Soit un effort tangentiel comprimant et brisant les réservoirs profonds et provoquant un effet de « filtre-presse » sur le magma en voie de solidification, soit l'incidence sur le chimisme du magma d'une réduction brusque de la pression provoquée par la rupture des chambres magmatiques. On peut en effet montrer qu'une brusque réduction de pression survenant au cours du refroidissement d'un magma modifie la nature des phases cristallisantes dans le sens d'une basicité accrue et entraîne la consolidation, à pression réduite, des diabases à partir d'un mélange dioritique. Le liquide résiduel, notablement enrichi en alcalis et en silice acquiert une composition granitique et cristallise ultérieurement en donnant les porphyroïdes puis les silexites. Mais, de toute manière, il est nécessaire d'envisager une fissuration brutale de la couverture des réservoirs profonds. A notre avis, il s'agit là d'une manifestation précoce de la tectonique hercynienne.

Il reste enfin à déterminer l'âge de l'activité magmatique. Personnellement, et comme nous l'avons maintes fois rappelé au cours des journées précédentes, nous attribuons aux intrusions un âge post-dévono-dinantien quelque peu antérieur à la première phase paroxysmale de la tectonique hercynienne. D'une façon plus précise la consolidation des roches magmatiques est contemporaine du métamorphisme régional hercynien de l'Ardenne. Cette conception nous conduit à fixer pour la couverture du massif au moment de la

montée magmatique, une épaisseur de sédiments de 6000 à 8000 m. Il existe pour et contre cette conception des faits et arguments divers.

A l'appui de cette interprétation, nous citons les faits suivants.

1. Les intrusions de silexite appartenant au même cycle magmatique que les porphyroïdes et les diabases sont post-gedinniennes tant à Willerzie qu'à Naux.

2. La mise en place des sills est contemporaine du métamorphisme régional qui, dans le massif de Rocroi, a déterminé la néoformation de la chlorite, du chloritoïde, de l'ilménite et de la magnétite dans les sédiments cambriens et dévoniens. En effet, la chlorite est présente dans les phyllades de Levezey et le chloritoïde se développe dans la pâte phylladeuse du conglomérat de base dévonien. D'ailleurs, la partie méridionale du massif de Rocroi avec sa couverture gedinnienne, appartient à la grande zone métamorphique couvrant toute l'aire anticlinale de l'Ardenne.

3. L'activité magmatique hercynienne n'est pas exclusivement cantonnée au massif de Rocroi. Il existe des intrusions analogues dans le massif de Stavelot, en bordure des massifs de Serpont et de Givonne et dans le Dévonien inférieur de la zone anticlinale de l'Ardenne aux environs de Libramont et de Remagne. Toutes ces roches éruptives accusent un chimisme comparable et leurs paramètres magmatiques s'ordonnent autour de courbes communes traduisant la même tendance ferrifère. Elles témoignent d'une minéralisation hydrothermale comparable caractérisée par l'association pyrrhotine-chalcopyrite-pyrite.

4. Récemment, des recherches par sondages entreprises au Sud du bassin houiller du Nord de la France, dans le prolongement du synclinorium de Dinant ont permis la découverte de roches intrusives et de coulées volcaniques (rhyolites, andésites, basaltes et tufs) dans le Paléozoïque. Les sondages de la région de Doullens ont recoupé notamment un édifice éruptif complexe de plus de 150 m d'épaisseur et des intrusions diabasiques comparables à celles de Rocroi, résultant d'une activité magmatique post-namurienne et antétriasique.

Contre cette interprétation, on peut faire remarquer que les associations minérales des roches magmatiques comme leurs

textures s'accordent avec une profondeur de mise en place très réduite.

Mais, malgré cette apparente contradiction, nous avons maintenu notre interprétation. En réalité, une couverture de 6000 à 8000 m conduit à une température du milieu de 200 à 250°C, valeurs qui sont en parfait accord avec les températures des réactions épizonales et permettent en outre un refroidissement rapide si l'on tient compte de la température de 600°C marquant le début de la cristallisation.

Après cet exposé, M. de Béthune fait part des considérations suivantes.

Si l'on exclut la « silexite » de Willerzie que les participants n'ont pas eu la possibilité d'étudier et la « silexite » de Naux qui a soulevé tant de discussions, il faut constater que tous les sills sont enclavés dans le Cambrien uniquement. Dès lors, il paraît logique de considérer les intrusions de diabases et de porphyroïdes comme des manifestations magmatiques liées à l'évolution du géosynclinal calédonien. Ces roches auraient ultérieurement, au cours du cycle hercynien, subi le métamorphisme épizonal de la région. Y a-t-il des observations qui seraient contradictoires avec cette manière de voir ?

M. Beugnies répond qu'une telle interprétation conduirait à admettre deux activités magmatiques nettement séparées dans le temps. La première liée aux phases précoces de la tectogenèse calédonienne aurait donné les diabases et les microgranites, l'autre, liée à l'orogénèse hercynienne, serait responsable des intrusions de silexite. Or, toutes les études tant de laboratoire que de terrain concourent à considérer toutes les roches magmatiques comme les produits de différenciation d'un seul magma. L'existence de la discordance n'implique pas forcément deux âges différents pour les intrusions dans le socle et dans la couverture. D'autre part, si l'on ne veut pas prendre en considération les silexites, il faut néanmoins tenir compte de l'existence de la diorite de Remagne, des ouralites et filons pegmatitiques de Libramont et de la kersantite de Muno manifestation postdévonienne et accusant un chimisme comparable à celui des diabases du massif de Rocroi.

M. de Béthune fait toutefois remarquer que les roches magmatiques indiscutables enclavées dans le Devonien de l'Ardenne sont exceptionnelles. D'autre part, on ne peut pas nier a priori l'existence

d'une activité magmatique calédonienne dont on retrouve des témoins dans diverses régions de la Belgique.

M. Geukens souligne que dans le Massif de Stavelot les intrusions sont localisées dans le Cambro-silurien.

M. Fourmarier pour sa part a peine à concevoir que les roches magmatiques du massif de Rocroi résultent d'une activité hercynienne. Il voit dans le feuilletage qui affecte les sills près des épontes, identique à celui des roches encaissantes, un effet du diastrophisme calédonien. La schistosité observée dans les roches cambriennes est une schistosité de flux alors que la schistosité des roches dévoniennes est une schistosité de fracture. Cette différence marquée dans le degré de déformation intime de séries de roches cependant très proches l'une de l'autre ne peut s'expliquer que par deux diastrophismes nettement séparés dans le temps et différents : une schistosité de flux calédonienne pour les roches du socle et une schistosité de fracture hercynienne pour les roches dévoniennes de la couverture.

M. Beugnies répond que si, en général, on constate une évolution moins prononcée des roches dévoniennes comparativement aux roches du socle cambrien, l'utilisation du clivage schisteux comme critère de distinction peut parfois conduire à commettre de regrettables confusions. Il est notamment impossible d'utiliser le clivage schisteux pour distinguer un phyllade de l'assise de Levrezy d'un phyllade vert de l'assise Rv1. Les discussions de Naux en constituent un exemple parmi beaucoup d'autres. D'autre part, il est certain que la schistosité qui affecte les phyllades cambriens est postérieure au métamorphisme régional à chloritoïde, ilménite et magnétite. L'existence de halos de décollement autour des porphyroblastes en constitue une preuve évidente. Or ce métamorphisme, qui atteint le conglomérat de base et les phyllades de Levrezy, est post-devonien. En conséquence, la schistosité est hercynienne.

M. Picciotto attire l'attention de l'assemblée sur l'existence de méthodes permettant d'apporter des éléments nouveaux et sans doute moins affectifs, à la solution de cet important problème. Il s'agit plus précisément des méthodes de détermination de l'âge absolu des roches, basée sur les mesures de radioactivité. Il est

personnellement tout disposé à traiter ce problème dans son laboratoire de l'Université libre de Bruxelles.

M. Beugnies se réjouit d'une telle initiative et promet de fournir à M. Picciotto tous les matériaux susceptibles de l'aider dans la résolution de ce problème.

Sur cette perspective, la discussion prend fin vers 23 heures.

Lundi 18 septembre 1961

ÉTUDE DU MASSIF DE GIVONNE

La journée du lundi est consacrée à l'étude du Massif de Givonne. Parti de Bouillon à 8 heures, le car se dirige vers Sedan. Entre les deux postes de douane, une halte imprévue est mise à profit par le conducteur de l'excursion pour donner un bref aperçu de la stratigraphie et de la structure du massif de Givonne. Une carte géologique au 1/50.000 permet aux participants de suivre plus aisément les commentaires.

Le massif de Givonne affleure dans l'axe d'un pli majeur de l'Ardenne, l'anticlinal de Givonne, immédiatement au Sud du synclinal de l'Eifel. De forme grossièrement elliptique, il s'allonge d'Ouest en Est sur 25 km depuis Gernelle en France jusqu'à Muno, en Belgique. Au Nord, à l'Est et à l'Ouest, il est limité par les couches gedinniennes reposant en discordance sur le Cambrien et débutant par un conglomérat. Au Sud, les couches cambriennes disparaissent sous le manteau jurassique constituant la bordure Nord du bassin de Paris.

La stratigraphie et la structure du Cambrien de Givonne sont comparables à celles du Cambrien de Rocroi. Elles n'en diffèrent que par des modalités de détails que nous allons préciser.

Stratigraphie

Seul l'étage revinien affleure dans le Massif de Givonne où l'on peut reconnaître en tout ou en partie les assises Rv2 — Rv3 — Rv4 et Rv5.

L'assise Rv2 avec ses bancs de quartzite microconglomératique de 1 à 4 m, alternant avec des couches phylladeuses ardoisières subordonnées, est tout à fait comparable à l'assise Rv2 de Rocroi que nous avons observée au rocher de l'Uf et à la Roche à 7 heures.

Toutefois, à Givonne, l'assise Rv2 étant la plus profonde du massif, n'affleure que dans la zone axiale de l'anticlinal et n'est

connue de ce fait que sur ses 100 mètres supérieurs. Comme à Rocroi, elle est couronnée par une veine noire ardoisère de plus de 20 m d'épaisseur : c'est la veine d'Olly équivalente de la veine de la Folie à Rocroi.

L'assise Rv3 est, comme à Rocroi, composée de phyllades noirs micacés. La partie supérieure plus gréseuse constitue la série réglée classique faite d'une alternance de couches phylladeuses et de petits bancs de quartzite noir dont l'épaisseur croissante vers le haut assure un passage graduel à l'assise Rv4. En général, l'assise Rv3 est moins micacée à Givonne et plus épaisse atteignant 850 m.

L'assise Rv4 est tout à fait typique avec ses gros bancs de quartzite noir pyriteux de 5 à 10 m d'épaisseur séparés par des couches phylladeuses psammitiques grossières, plus rarement par des schistes fins graphiteux ou des phyllades à chloritoïde. Elle est toutefois moins épaisse qu'à Rocroi (250 m).

L'assise Rv5 est essentiellement phylladeuse. Elle affleure largement dans la partie méridionale du massif où elle se compose de phyllades gaufrés, en une série épaisse de 400 m. La monotonie des phyllades Rv5 est interrompue à quelque 300 m de la base de la série par quelques bancs de quartzite de 0,5 m à 1 m à stratifications entrecroisées qui pourraient représenter la base du Salmien. Toutefois, les recherches de *Dictyonema flabelliforme* dans la série supérieure de l'assise Rv5 sont toujours restées infructueuses.

Tectonique

Dans ses grandes lignes, la structure du massif cambrien de Givonne est simple. Il s'agit d'un anticlinal, l'anticlinal de Bosséval, allongé d'Ouest en Est et dont l'axe passe par Bosséval et La Chapelle. L'anticlinal de Bosséval est affecté de plissements longitudinaux et de petites ondulations transversales. Il est disloqué par un réseau de failles transversales et, sur sa bordure septentrionale, il est brisé par une faille directionnelle importante, la faille des Amerois.

L'allure transgressive du Gedinnien inférieur sur le Cambrien du massif prouve que l'anticlinal de Bosséval a été modelé et pénéplané avant les temps dévoniens. Il s'agit donc d'une structure calédonienne.

La tectogenèse hercynienne est responsable du resserrement du pli dans l'axe d'un anticlinal de premier ordre, l'anticlinal de Givonne, déversé vers le Nord.

L'anticlinal de Givonne passe lui-même au chevauchement le long de la faille des Amerois témoignant d'une translation du Sud vers le Nord atteignant par endroits 2 Km.

Au cours de la translation, des copeaux ont été arrachés au socle cambrien et à sa couverture gedinnienne, apparaissant comme des lambeaux de poussée coincés sous la faille des Amerois. Le plus important d'entre eux atteint 1 Km de long sur la bordure orientale du massif de Givonne. Ce lambeau de poussée, limité à la base par la faille de la roche à l'Appel, a une structure anticlinale à noyau revinien ceinturé de toute part par une couverture gedinnienne. Il repose sur un autochtone essentiellement formé de schistes et macignos fossilifères appartenant à la partie supérieure de l'assise de Mondrepuits.

Les failles radiales sont, comme à Rocroi, nettement postérieures au chevauchement. D'autre part, il s'agit bien d'accidents hercyniens puisqu'ils n'affectent pas les couches jurassiques de bordure.

Nous étudierons trois coupes dans le massif de Givonne, la première près de sa terminaison occidentale au méridien de Bosséval, la deuxième dans la zone centrale et la troisième à l'extrémité orientale près de Muno.

Après cet exposé, l'excursion se poursuit, le car emmenant les participants à St Albert par la route Givonne, Illy, St Menges. Les points 22, 23 et 24 correspondent à la première coupe Sud-Nord dans la partie occidentale du massif de Givonne. (fig. 5).

Point 22

Ancienne carrière de St Albert.

St Albert est un hameau de St Menges sur la rive droite de la Meuse le long de la route Sedan-Charleville. L'ancienne carrière faisant face à la Meuse est ouverte dans des phyllades et quartzophyllades noirs micacés alternant avec de petits limets de quartzite. Les couches parallèles à la Meuse, inclinent de 30° au Sud et appartiennent à la partie inférieure de l'assise Rv3. Elles s'appuient au Nord sur la veine ardoisière noire (Rv2b) que le ruisseau de la Fali-zette recoupe en amont de son embouchure. Les formations sont

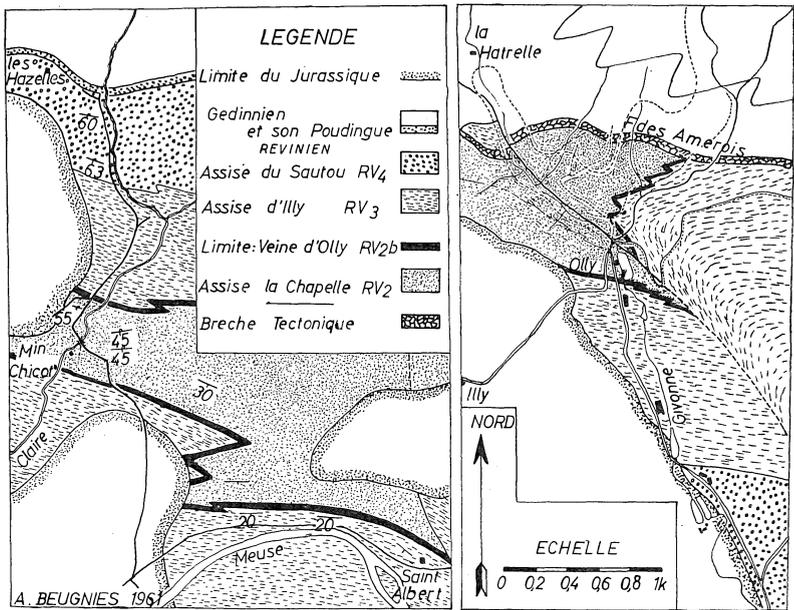
en position normale, au flanc Sud de l'anticlinal de Bosséval. Dans certains bancs, le gaufmage des phyllades devient visible.

Point 24.

Coupe du ruisseau du Terne de la Borne.

Empruntant la route de Bosséval jusqu'au moulin Chicot, puis un chemin forestier, le car emmène les participants jusqu'à la bifurcation du chemin conduisant au Château du Sautou.

On étudiera la coupe en suivant la rive droite du ruisseau du Terne dont les rochers montrent les couches en dressants renversés du flanc Nord de l'anticlinal de Bosséval. On recoupe successivement le sommet de l'assise Rv3, puis l'assise Rv4 avec ses gros bancs de quartzite et ses phyllades très micacés.



En un point où les quartzites et phyllades de l'assise Rv3 sont plissés en dressants et fausses plateures, M. Fourmarier souligne que les plis secondaires tendent à se serrer.

Dans l'ancienne carrière ouverte dans le premier gros banc de

quartzite de l'assise Rv4, M. Geukens remarque que les quartzites sont plus clairs ici que dans l'assise correspondante de Stavelot.

Avant de quitter la carrière, M. Beugnies précise le passage du conglomérat gedinnien dans les collines barrant le fond de la vallée au Nord.

Suivant le même itinéraire qu'à l'aller, le car revient vers Illy et dépose les participants à proximité de l'ancienne gare d'Olly à l'endroit où la route de Givonne dessine un virage en épingle à cheveux (fig. 6)

Point 26

C'est dans la montée vers Illy que débouche, dans la tranchée de la route, une galerie de recherches pour ardoise. La veine ardoisière noire anciennement exploitée est l'ardoise d'Olly (Rv2b), grand terne de plus de 15 m d'épaisseur, reposant normalement sur les quartzites Rv2a appartenant toujours au flanc Sud de l'anticlinal de Bosséval. La même veine affleure encore sur l'autre versant de la Hatrelle près de sa confluence avec la Givonne. Ce nouvel alignement est décalé de 200 m par rapport au premier par une faille transversale parallèle au cours du ruisseau.

Après avoir observé la veine ardoisière, on redescend vers la Hatrelle pour aller toucher les quartzites Rv2a affleurant dans la paroi de la tranchée de l'ancien chemin de fer. Sur quelques mètres, des bancs de quartzite pyriteux alternent avec des couches plus minces de phyllade noir ardoisier.

M. Geukens note que les couches sont plissées en un anticlinal transversal dont l'axe à peu près parallèle au ruisseau, s'ennoie vers le Sud.

M. Beugnies confirme cette allure et ajoute que les plis transversaux apparaissent toujours à proximité des failles transversales. Une structure identique se répète sur l'autre versant de la Hatrelle. On peut énoncer comme une règle générale tant à Givonne qu'à Rocroi l'existence de petits plis transversaux à proximité immédiate des failles radiales et orientés comme ces dernières. Cette association nous a conduit à voir une relation de cause à effet entre le pli transversal et la faille. A notre avis, ces deux structures associées sont liées

à la deuxième phase de la tectonique hercynienne caractérisée par la fracturation transversale.

M. Ancion abonde dans le sens de M. Beugnies et rappelle qu'il a observé et décrit des phénomènes analogues dans le Westphalien du bassin de Liège, notamment en relation avec les failles Monty et Mouhy.

Point 27

Poursuivant la coupe, on s'arrête quelque 400 m au Sud de la gare d'Olly le long de la route de Givonne où les affleurements montrent des phyllades micacés noirs de l'assise Rv3 appartenant toujours au flanc méridional de l'anticlinal de Bosséval. En cet endroit, le gaufrage des schistes est encore très sporadique et peu apparent.

Un nouvel affleurement à 300 m environ du précédent montre cette fois un gaufrage plus généralisé et nettement visible dans les phyllades de l'assise Rv3.

M. Beugnies fait remarquer qu'en bordure sud-orientale du massif nous aurons l'occasion de voir un gaufrage encore mieux développé dans les phyllades Rv5. Ces diverses modalités du gaufrage démontrent clairement que celui-ci n'est pas un caractère propre à une assise. Il s'agit bien d'un phénomène de déformation intime des roches, accusant une intensité croissante du Nord vers le Sud.

M. Fourmarier confirme que le gaufrage des phyllades est effectivement peu accentué et que l'on se trouve devant un terme de transition.

La coupe étant terminée, on se rend ensuite à Muno à l'extrémité orientale du massif de Givonne. Le car amène directement les participants à l'entrée de la carrière ouverte immédiatement au Nord du viaduc du chemin de fer franchissant le ruisseau du Gué du Roi (Point 29). (point A, fig. 7).

M. Beugnies explique que la carrière est ouverte dans les grès verts reposant normalement sur le conglomérat à éléments quartzitiques qui affleure largement dans les rochers situés derrière l'excavation. Les couches gedinniennes dirigées N 30° W parallèlement à la vallée, inclinent de 30° vers le N. E. et reposent en discordance sur les

phyllades Rv5 appartenant à l'extrémité orientale du massif de Givonne. Aux grès succèdent vers le haut une alternance de grès et de schistes affleurant sur le flanc occidental de la vallée. Sur le flanc oriental, la même succession se répète, impliquant l'existence d'une faille longeant la vallée : c'est la faille des Amerois. Les deux alignements de conglomérat sont en outre brisés par trois failles transversales dirigées N 60° W jouant dans le sens d'un relèvement des lèvres septentrionales.

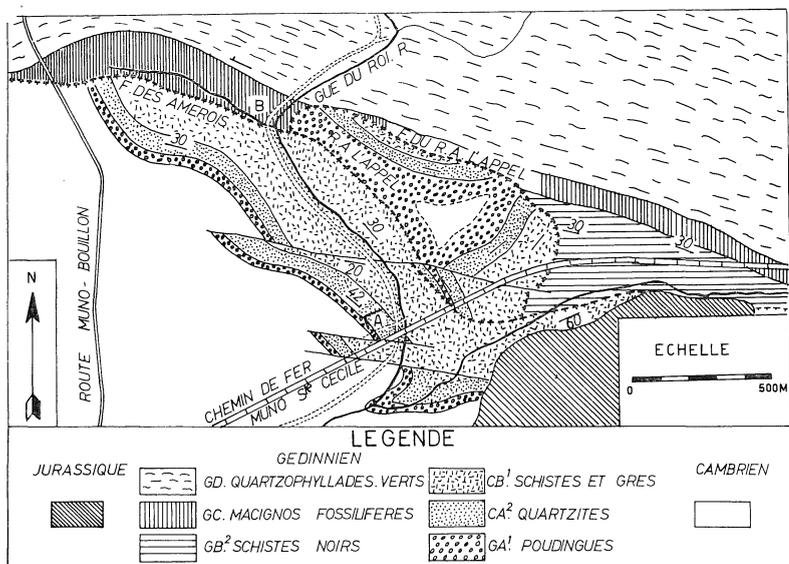


Fig. 7

MM. Fourmarier et Graulich font remarquer qu'ils ont observé le conglomérat à l'extrémité méridionale de la carrière sur le sentier longeant la voie du chemin de fer. Effectivement, on peut aisément observer le conglomérat en place.

M. Fourmarier ajoute encore que lors de l'excursion de 1910, on pouvait distinguer des galets de même nature que la pâte dans les roches que M. Beugnies nomme les grès. Sur cassure fraîche, la nature conglomératique est difficilement décelable mais les surfaces altérées ne laissent aucun doute à cet égard. Il faut donc ranger les « grès » de cette carrière dans la série conglomératique de base. Confirmant cette observation, M. Dumon montre un échantillon de « grès » contenant des galets de même nature que la pâte.

M. Geukens remarque qu'il n'y a pas lieu de placer une faille entre le sentier et l'éperon de conglomérat puisque ce dernier affleure encore sur le sentier.

M. Beugnies répond que le tracé de la faille sur la carte n'est pas rigoureusement exact. En fait, la faille passe une dizaine de mètres plus au Sud. Mais son existence ne peut être mise en doute puisque le conglomérat de la carrière vient buter au Sud contre des schistes fossilifères affleurant dans la tranchée du chemin de fer. La faille avait d'ailleurs été observée par M. Fourmarier dès 1910.

Après cette discussion, on se rend à pied à la Roche à l'Appel en suivant le chemin de la rive droite.

En cours de route, M. Beugnies précise le passage d'une deuxième faille transversale au contact de laquelle les couches schistogréseuses sont retroussées à contre-pente accusant une inclinaison de 20° pied Sud-Ouest.

Au Rocher à l'Appel, le ruisseau du Gué du Roi reçoit un affluent de droite qui a creusé son cours dans des macignos très fossilifères surmontés au Nord des quartzites et phyllades verts de l'assise de St Hubert.

Les participants se rendent à la confluence des deux ruisseaux et récoltent de nombreux échantillons de macigno très fossilifère. (point B fig. 7)

M. Beugnies explique ensuite qu'il a suivi ce niveau fossilifère d'une façon continue de l'Ouest vers l'Est où, dans la tranchée du chemin de fer de Muno à Ste-Cécile il se raccorde aux couches fossilifères de l'assise d'Oignies connues dès 1910 grâce aux travaux de M. Fourmarier. D'un bout à l'autre de la bande d'affleurement du macigno, celui-ci est normalement recouvert au Nord par les phyllades et quartzophyllades verts de l'assise de St-Hubert. Au contraire, au Sud, l'assise des macignos vient buter contre des formations très diverses : les phyllades Rv5 ou les couches de base du Gedinnien depuis la route de Bouillon jusqu'à la confluence des ruisseaux ; les couches gréseuses de la base du Gedinnien et des schistes noirs également gedinniens entre la confluence et la tranchée du chemin de fer. Il y a donc nécessairement une ou plusieurs failles qui séparent le macigno appartenant à l'assise d'Oignies des

formations méridionales. Entre la confluence et la route de Bouillon, c'est la faille des Amerois. Entre la confluence et le chemin de fer passe une autre faille qui limite de toute part un lambeau presque essentiellement constitué de Gedinnien inférieur gréseux et conglomératique : c'est la faille de la roche à l'Appel. Le macigno, comme les schistes noirs sous-jacents, appartiennent à l'autochtone dont les couches dirigées N 60 à 70° Ouest accusent un pendage de 30 à 40° pied Nord. Le lambeau de poussée, pincé entre la faille de la roche à l'Appel et la faille des Amerois, a une structure anticlinale à noyau revinien ceinturé de toute part par le gedinnien inférieur (partie inférieure de l'assise de Mondrepuits).

M. J. M. Graulich fait remarquer que sur la carte géologique jointe au livret-guide distribué à tous les participants, M. Beugnies considère que le banc fossilifère de Muno se situe au même niveau stratigraphique que le banc fossilifère affleurant dans le ruisseau du Gué du Roi à hauteur du Rocher à l'Appel ; il en conclut qu'entre le poudingue de base et le banc fossilifère du Gué du Roi, il y a une faille, la faille des Amerois.

Pour M. J. M. Graulich, ces considérations sont contraires aux données fournies par la paléontologie ; en effet :

1° Le gîte de Muno, situé dans la tranchée de chemin de fer à 2800 m à l'Ouest de Ste-Cécile, contient d'après les travaux de E. Asselberghs une faune intermédiaire entre la faune typique de Mondrepuits et celle du Gedinnien supérieur.

2° Le gîte du Ruisseau du Gué du Roi. Dans ce niveau, j'ai prélevé le 13 avril 1960 une série d'échantillons dans lesquels M. A. J. Boucot a, le 12 août 1960, déterminé la présence de nombreux *Delthyris dumontianus* (De Koninck).

Or, ce *Delthyris dumontianus* est connu dans le Sauerland et le Siegerland dans les couches de Köbbinghausen, qui dans l'anticlinorium d'Elbe et de Renscheid, sont situées sous le Gedinnien inférieur (couches d'Hüinghausen).

Il faut également signaler que, d'après M. Boucot, le *Delthyris magnus*, forme similaire à *Delthyris dumontianus*, se trouve en Podolie dans l'étage Skala, étage de transition entre le Gedinnien et le Ludlow. Le genre *Delthyris* est surtout distribué dans le Silurien du Landoverly au Ludlow.

On constate donc que paléontologiquement il n'est pas possible

d'admettre que le gîte de Muno se trouve au même niveau stratigraphique que le gîte du Gué du Roi ; alors que le premier se situe au sommet du Gedinnien inférieur, le second se situe dans des roches qui seraient même pré-gedinniennes.

Dans le ruisseau du Gué du Roi, on a donc les niveaux les plus anciens de la série post-calédonienne ; il n'y a donc aucune raison de faire passer la faille des Amerois entre ce niveau fossilifère et le poudingue de base.

M. Beugnies déclare que ses levés dans la région de Muno sont relativement récents et qu'il n'a pas la compétence pour étudier et identifier la faune des divers échantillons de macigno récoltés entre la confluence et la tranchée du chemin de fer. Toutefois, il affirme avoir suivi d'une façon continue un horizon de macigno fossilifère depuis le gîte de la tranchée du chemin de fer appartenant à l'assise d'Oignies jusqu'au gîte de la confluence. Partout, l'assise des macignos est surmontée au Nord par les phyllades et quartzophyllades verts de l'assise de St-Hubert. Les levés de terrains et les arguments géométriques militent en faveur d'un seul et même horizon qui appartiendrait à l'assise d'Oignies.

On revient ensuite vers le car qui nous emmène à l'Hôtel de France à Muno où se tient le déjeuner de clôture.

SÉANCE DE CLOTURE DU 18 SEPTEMBRE 1961

A MUNO

A la fin du repas, le Président de Session, M. G. Waterlot, prend la parole pour essayer de tirer la conclusion générale de la réunion.

En ce qui concerne la série stratigraphique, il constate que tout le monde est aujourd'hui d'accord pour admettre la succession normale : Devillien-Revinien, telle qu'elle a été proposée en 1840 par A. Dumont. Il rappelle le doute émis à ce sujet en 1888 et 1898 par J. Gosselet qui constatait une succession apparente d'assises qu'il appelait respectivement assises de Fumay, de Revin, de Deville et de Bogny, cette succession pouvant être inversée si l'on admettait le renversement toujours possible des couches. Il rappelle aussi son propre mémoire de 1937 dans lequel, en l'absence de fossiles, et utilisant des arguments purement géométriques, il montrait l'équivalence des assises de Fumay et de Deville, d'une part, et des assises de Revin et de Bogny, d'autre part, ainsi que la succession normale du Revinien (assises de Revin et de Bogny) au Devillien (assises de Deville et de Fumay) par l'intermédiaire d'une zone de transition sur laquelle il a insisté par la suite.

Il fait allusion au mémoire de M. R. Anthoine, déposé en 1936 et paru en 1940, qui remettait en doute la succession stratigraphique en invoquant un charriage du Revinien sur le Devillien ainsi qu'à la controverse qui s'est établie ultérieurement entre M. R. Anthoine et lui-même.

Le mémoire de M. A. Beugnies vient aujourd'hui contredire à nouveau la thèse de M. R. Anthoine et confirmer de façon générale, ainsi que les participants ont pu s'en rendre compte, les conclusions stratigraphiques de A. Dumont et G. Waterlot. Des modifications y sont apportées notamment en ce qui concerne l'âge de certaines failles, que M. Beugnies montre être hercyniennes plutôt que calédoniennes et l'absence totale de Trémadocien. M. Waterlot avait pris note de la découverte par C. Malaise en 1874 d'empreintes de *Dictyonema* entre Deville et Laifour, jamais confirmée depuis cette

époque malgré de très nombreuses recherches, et c'est ainsi qu'il avait été amené à admettre la présence d'une grande faille dite « Cran de retour de l'Enveloppe » pour expliquer la dissymétrie du synclinorium de Revin. M. Beugnies considère ces fossiles comme apocryphes et, de ce fait, n'admet pas la présence de cette grande faille puisqu'il montre que le synclinorium de Revin accuse une symétrie normale. Un détail très poussé des différentes assises est actuellement présenté par M. Beugnies.

M. G. Waterlot tient à rendre hommage à l'effort considérable que représente ce travail et à la gentillesse avec laquelle M. Beugnies a guidé l'excursion après l'avoir préparée dans les moindres détails aussi bien techniques que gastronomiques, ce qui a eu pour effet d'établir une bonne humeur constante et d'aboutir au résultat recherché, c'est-à-dire le travail dans une atmosphère détendue et gaie, tout à fait constructive.

Le président de session déclare ensuite close la réunion extraordinaire de la Société belge de Géologie et rend la présidence à M. le Professeur de Béthune.

C'est ensuite au tour de M. de Béthune, en sa qualité de Vice-Président de la Société invitante, de prononcer les paroles suivantes.

Je voudrais, au moment où cette session extraordinaire de 1961 s'achève, reprendre un instant la parole pour dire à M. Waterlot combien nous avons tous apprécié la manière dont il a présidé nos travaux.

Comme vous l'avez rappelé, mon cher collègue, la stratigraphie de M. Beugnies est celle d'André Dumont mais il serait injuste d'oublier que si André Dumont a planté les premiers jalons, c'est vous-même qui les avez solidement enfoncés et qui avez ainsi permis à M. Beugnies de donner à cette stratigraphie la précision et la fermeté qu'elle a acquise actuellement. Votre présence parmi nous était du plus grand prix et je tiens à dire en notre nom à nous tous combien nous avons apprécié la peine que vous avez prise pour vous joindre à nous (Applaudissements).

Je crois être l'interprète de nous tous également en me tournant vers notre aîné, le Secrétaire général honoraire de la Société géologique, M. le Professeur Fourmarier, dont l'âge n'a pas abattu la vigueur et qui a, pour nous tous, été un exemple de méthode et d'enthousiasme. De méthode d'abord, vous qui avec une constante

attention, avez confronté les observations de notre conducteur avec une expérience inégalée et les avez ainsi soumise à une critique magistrale. Quant à l'enthousiasme... vous n'avez cessé d'en semer la semence dans nos cœurs et ceci, en dépit du fabuliste : passe encore de bâtir, mais planter à cet âge !

Je vous assure, Cher Monsieur Fourmarier, que fécondée par votre exemple, cette semence germera dans tous nos cœurs et je souhaite que le plus jeune d'entre nous veuille en témoigner — lorsqu'il aura atteint à son tour l'âge de 85 ans — en retournant à la Roche à Corpias, à la session extraordinaire d'alors, pour y rappeler votre souvenir à côté de celui des grands anciens, Dumont et Gosselet (Applaudissements).

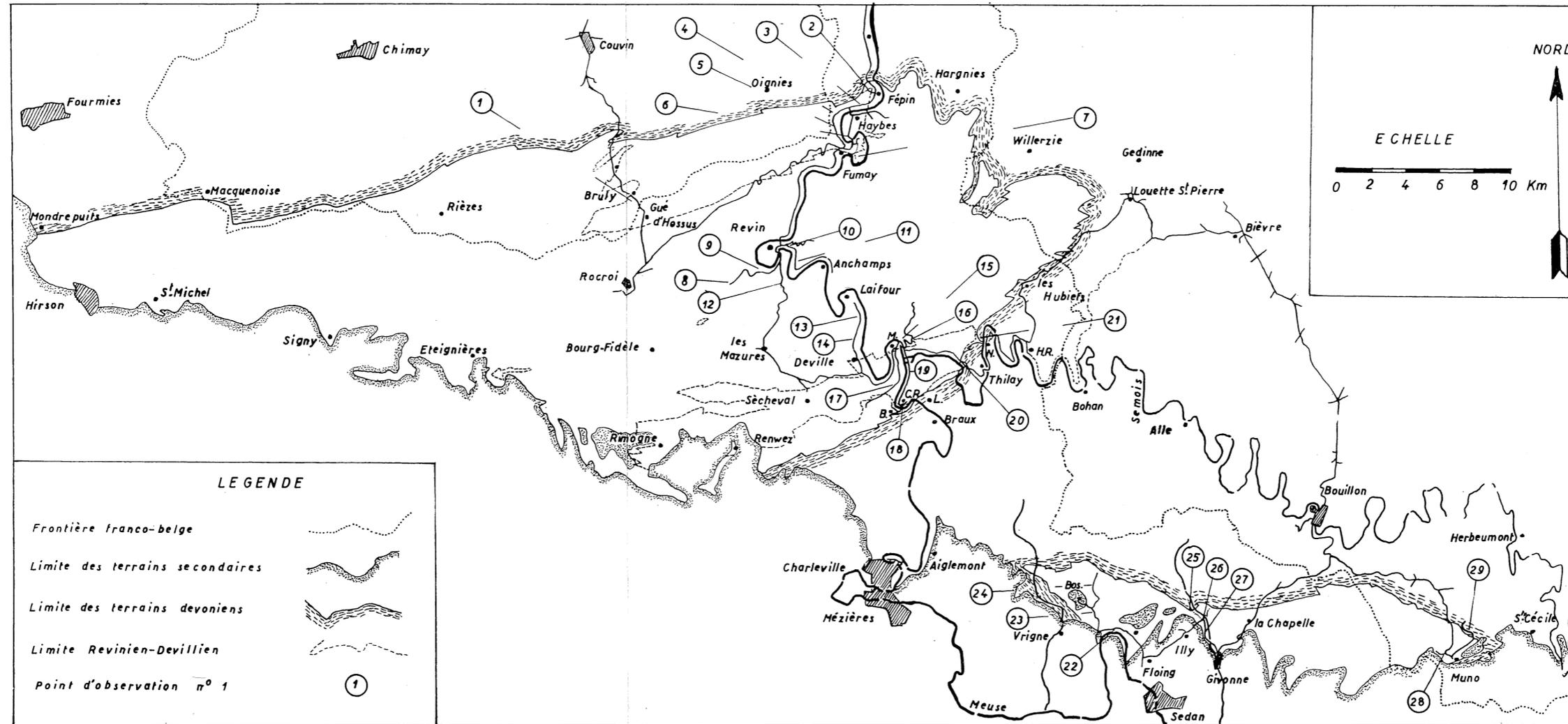
Un mot encore. Je n'ai rien à ajouter aux remerciements que M. Waterlot a adressés à M. Beugnies et qui exprimaient parfaitement, je pense, nos sentiments à tous ; je voudrais seulement en adresser quelques-uns à son bras droit, M. Toubeau, qui a accompli parfaitement sa tâche (Applaudissements). Je crois au surplus que les fleurs que nous adressons à MM. Beugnies et Toubeau ne peuvent manquer de toucher celui qui les a engagés dans la carrière géologique : j'ai nommé M. Marlière auquel nous voulons dire ici que le succès de cette session est le couronnement de son enseignement à la Faculté polytechnique de Mons (Applaudissements).

Pour terminer, M. Beugnies prend la parole dans les termes suivants.

Comme M. Waterlot vient de passer les pouvoirs de président à M. de Béthune, Beugnies I tient lui aussi à remettre ses pouvoirs à Beugnies II. A coup sûr, cette subtilité exige quelques explications. A l'image des deux plagioclases qui coexistent dans la porphyroïde de Mairupt, l'albite I et l'albite II, il y a dans tout homme deux personnalités. Beugnies I est celui que vous avez connu au cours de ces journées ardennaises et dont M. Waterlot vous a décrit le faciès en termes trop flatteurs. Mais Beugnies II qui réalise le faciès habituel de ma personnalité est, contrairement au premier, moins aimable et moins bienveillant. Il lui est arrivé parfois, au cours de ses pérégrinations solitaires en Ardenne, d'emprunter des chemins connus de certains de ses collègues. Et, comme il arrive souvent en pareil cas, les mêmes faits ne donnaient pas lieu à la même interprétation.

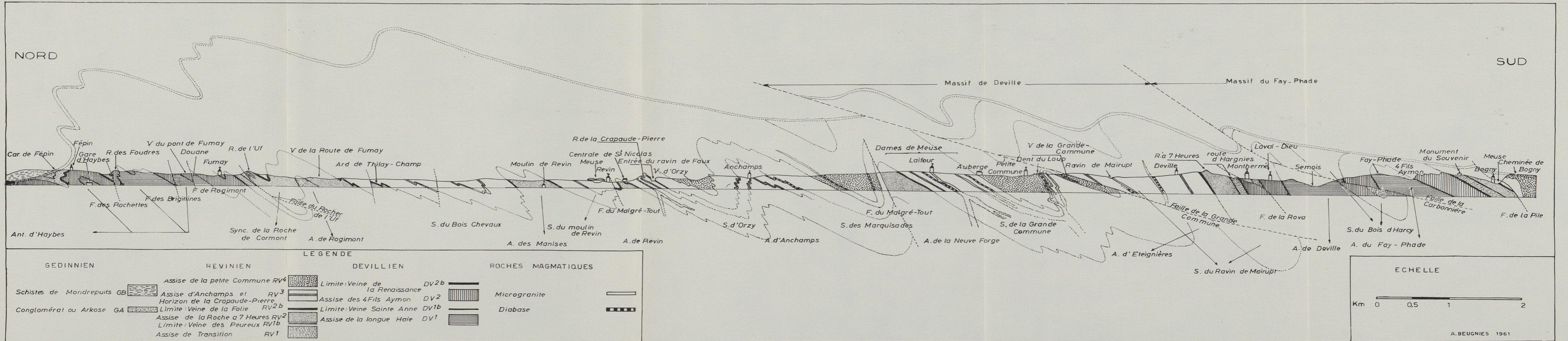
En de telles circonstances, Beugnies II a l'habitude de formuler à l'adresse de ses prédécesseurs, des opinions et surtout des épithètes que la bienséance conseille de taire. Après cette confiance, votre curiosité aiguisée serait sans doute satisfaite si je vous donnais les noms de ces prédécesseurs. Ce sont précisément ceux qui, par leurs questions embarrassantes, m'ont si souvent mis sur la sellette. Je citerai entre autres M. Geukens, M. Graulich et même M. Fourmarié !

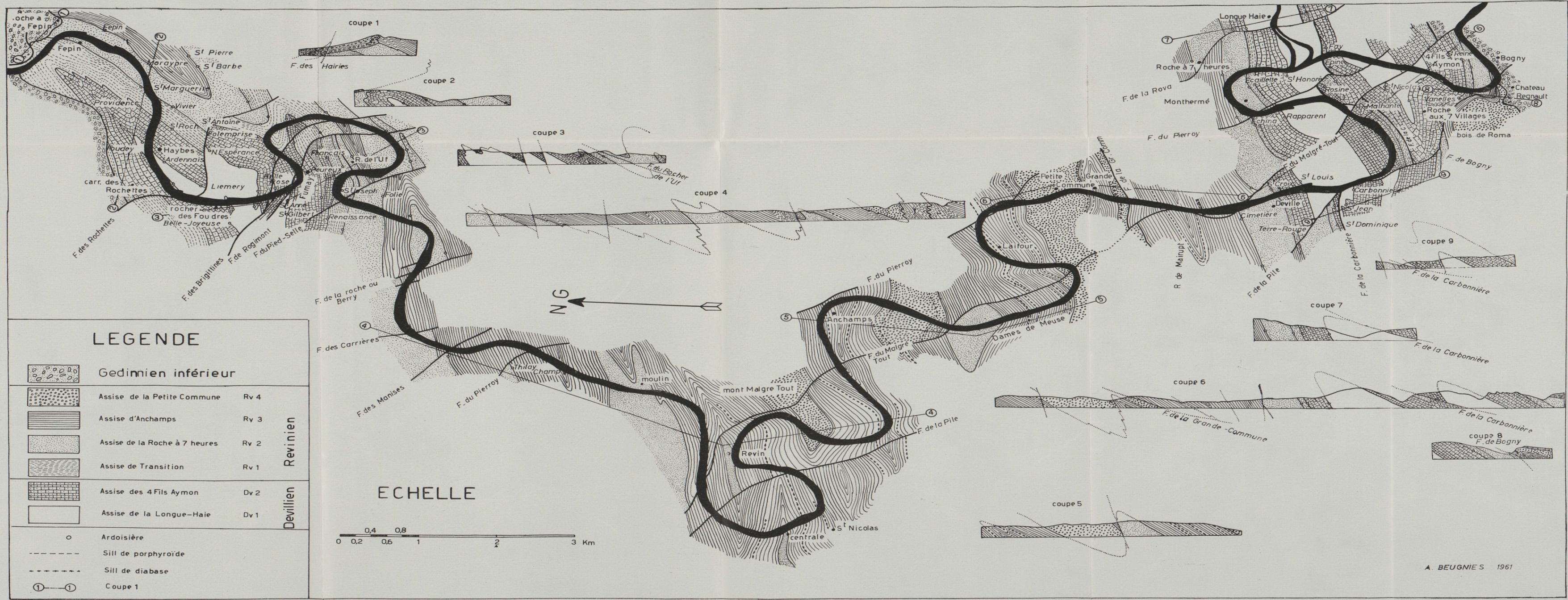
Mais aujourd'hui, je reconnais que ces trouble-fête d'hier m'ont rendu un double service. Tout d'abord, ils m'ont appris à regarder les massifs de Rocroi et de Givonne avec d'autres yeux et ainsi attiré mon attention sur des faits nouveaux. Mais surtout, ils m'ont appris à mettre de l'eau dans mon vin, à atténuer des conclusions trop exclusives et à mieux peser les arguments de mes contradicteurs. C'est une aide inestimable puisqu'en définitive c'est mon étude sur les massifs de l'Ardenne qui en bénéficiera. Aussi, soyez tous persuadés que demain, je reprendrai mon manuscrit en tenant compte de vos critiques et de vos conseils. Je reverrai mes conclusions et mes interprétations avec un souci accru d'objectivité. Vous comprendrez mieux à présent le sentiment de gratitude que je veux vous exprimer en vous disant en toute simplicité : merci !



LEGENDE

- Frontière franco-belge
- Limite des terrains secondaires
- Limite des terrains devoniens
- Limite Revinien-Devillien
- Point d'observation n° 1

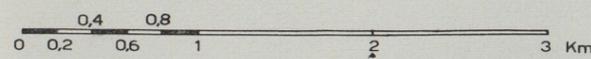




LEGENDE

	Gedinnien inférieur		
	Assise de la Petite Commune	Rv 4	Revinien
	Assise d'Anchamps	Rv 3	
	Assise de la Roche à 7 heures	Rv 2	
	Assise de Transition	Rv 1	
	Assise des 4 Fils Aymon	Dv 2	Devillien
	Assise de la Longue-Haie	Dv 1	
	Ardoisière		
	Sill de porphyroïde		
	Sill de diabase		
	Coupe 1		

ECHELLE



PUBLICATIONS DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE BELGIQUE

Les périodiques internationaux de référence et de bibliographie ont toute liberté de reproduire et de diffuser les résumés publiés en tête des articles à la seule condition d'en respecter le texte.

Annales in-8° (Bull. et Mém.)

Tomes 1 à 84Prix par volume	600 F
(Tomes épuisés ou incomplets : 6, 7, 18 à 34, 36, 37, 46, 73, 75, 80).		
Publications spéciales relatives au Congo Belge (1910-1936).		
	Prix par année :	150 F
Table des matières d'un volume		50 F
Table générale des tomes 31 à 40		250 F

Mémoires in-4°

Tome III, 1911-12		100 F
Tome IV, 1922-23.		150 F
Tome V, 1924-25 :		
Volume I, fasc. 1		150 F
Volume I, fasc. 2		150 F
Volume II, complet		150 F
Volume III, complet		150 F
Tome VI, 1925-26.		200 F
Tome VII, 1933		175 F

Publications spéciales

CORNET, J., Bibliographie géologique du Bassin du Congo.		60 F
Ass. Serv. Géol. afr. Bibliographie géologique de l'Afrique Centrale		160 F
Revue de Géologie et des Sciences connexes Vol. I (1921) à XX (1940)	Prix sur demande	

Prodrome d'une description géologique de la Belgique

Un volume in-4° relié, de 825 pages, 160 figures et 10 planches hors-texte, avec, en annexes, une carte géologique de Belgique en couleurs à l'échelle du 500.000^e ainsi que les échelles stratigraphiques des gisements houillers de Belgique et des régions voisines.

Ouvrage publié en 1954 par la Société Géologique de Belgique, en hommage à P. FOURMARIER et sous sa direction, avec la collaboration, pour les divers chapitres spécialisés, de MM. Ch. Ancion, P. Antun, Et. Asselberghs, J. Bellière, P. Bourguignon, L. Calembert, P. de Béthune, A. Delmer, M. Denaeyer, L. Dubrul, P. Dumon, P. Fourmarier, J.-M. Graulich, M. Gulinck, A. Hacquaert, M. Legraye, P. Macar, R. Marlière, P. L. Maubeuge, P. Michot, G. Mortelmans, R. Tavernier.

Prix de l'ouvrage : 950 francs belges (plus frais d'emballage et d'expédition : 25 F pour la Belgique et 38 F pour l'étranger).

Les commandes de toutes ces publications se font au secrétariat de la Société Géologique de Belgique, Université de Liège, 7, place du Vingt-Août, Liège, Belgique.

IMPRIMERIE GEORGE MICHELS, S. A., 6 RUE DE LA PAIX, LIÈGE

PRINTED IN BELGIUM