

LES APLANISSEMENTS TERTIAIRES
ET LES SURFACES D'ÉROSION ANCIENNES
DE L'ARDENNE DU SUD-OUEST (1)

par A. PISSART
Docteur en Sciences géographiques
Chef de travaux à l'Université de Liège

(23 figures dans le texte)

RÉSUMÉ

I. Introduction :

Après avoir délimité la région étudiée, l'auteur définit l'objet de la présente étude et donne une description générale de la topographie et de la géologie.

II. Les aplanissements tertiaires — Leurs enseignements.

- *Neuf surfaces et deux niveaux d'aplanissement distincts ont été reconnus dans l'Ardenne du S. W.*
- *La comparaison des caractères de ces aplanissements, avec ceux décrits par J. Alexandre en 1956, a permis d'établir un raccord avec les unités morphologiques qu'il a reconnues en Ardenne Centrale. Il est apparu de la sorte qu'un simple raccord de proche en proche, de ces surfaces au-delà d'une ligne de crête exposait à de graves erreurs.*
- *Les niveaux d'aplanissements inférieurs, en forte pente longitudinale, semblent bien se transformer vers l'aval en de véritables surfaces d'érosion. Cette constatation s'intègre aisément dans l'hypothèse climatique défendue par J. Alexandre et attribuant à un climat semi-aride, la formation de ces aplanissements.*

(1) Mémoire présenté à la séance du 7 mars 1961.

- La faible pente d'Est en Ouest des aplanissements paraît un indice d'un mouvement différentiel du sol, qui aurait soulevé l'Ouest de l'Ardenne au Quaternaire.
- Enfin, en ce qui concerne les captures que nous avons décrites dans un mémoire précédent (capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Namur ; capture de la Vierre par la Semois), l'étude des aplanissements n'apporte pas une confirmation définitive de cette théorie, mais seulement quelques indices sérieux en leur faveur.

III. Les surfaces d'érosion Éocène et Pré-Cretacée.

Après avoir fait l'historique des différentes opinions émises à propos des surfaces d'érosion étendues de l'Ardenne du S-W, nous exposons la méthode d'étude utilisée : l'examen d'une carte des sommets.

Le plateau de Rocroi est nivelé par une magnifique surface d'érosion déformée en un large dôme, qui est datée par des lambeaux de sables vraisemblablement éocènes.

A l'Est de la Meuse, le massif de la Croix Scaille domine cette surface éocène d'une centaine de mètres. La présence d'aplanissements tertiaires sur les versants de ce massif, nous empêche d'admettre, après P. Macar, qu'il existait déjà à l'Éocène. Nous pensons au contraire, que toute la région située à l'Est de la Meuse a été soulevée progressivement après l'Oligocène en faisant apparaître à proximité de Revin, un abrupt essentiellement tectonique. A l'Est, le massif de la Croix Scaille est limité par des abrupts lithologiques dus à la différence de résistance du Cambrien et du Dévonien inférieur.

IV. La Pénéplaine posthercynienne.

L'étude de la surface de contact Secondaire-Primaire a mis en évidence la régularité de la pénéglaïne posthercynienne.

Des lambeaux exhumés de cette ancienne surface d'érosion ont été localisés et leur répartition expliquée. Plusieurs cailloutis énigmatiques situés à proximité du contact des deux formations ont été étudiés. En raison de leur localisation, certains d'entre eux dateraient du Trias.

La surface de base du Secondaire a été localement déformée après le dépôt du Lias. L'ancien tracé de la Meuse entre Vrine-aux-Bois et Rimogne correspond parfaitement à l'allure de cette surface. Le cours

originel du fleuve aurait donc été dans cette région, adapté à la structure.

V. Conclusion.

Synthèse. Les grands traits de l'histoire géomorphologique de l'Ardenne du S-W.

REMERCIEMENTS

Nous remercions Monsieur le Professeur P. MACAR de nous avoir proposé le présent travail de recherche et de nous avoir encouragé à le mener à bien. Non seulement, il nous a fait bénéficier de ses précieux conseils, mais en outre il a eu la bienveillance de nous communiquer des notes personnelles inédites sur la morphologie de la région.

Nous le prions de trouver ici, l'expression de notre gratitude.

I. INTRODUCTION

1. *Limite de la région étudiée et objet du présent mémoire*

Par Ardenne du Sud-Ouest, nous entendons le versant méridional de l'Ardenne situé à l'Ouest du méridien de Neufchâteau. Ce territoire comprend le plateau de Rocroi, le bassin de la Semois ardennaise, et le bassin de la Vierre. C'est la morphologie de cette région longue de plus de 80 kilomètres d'Est en Ouest, et large en moyenne d'une vingtaine de kilomètres qui constitue l'objet du présent mémoire.

Il ne sera question ici que des surfaces d'érosion anciennes : surfaces et niveaux d'aplanissement tertiaire, surface éocène, infra-crétacique et posthercynienne. Nous avons, en effet, présenté séparément ⁽¹⁾, les résultats de l'étude du réseau hydrographique et de son évolution. En voici les principales conclusions : contrairement à l'hypothèse, autrefois défendue par J. Hol (1916), M. Rigo (1935) et A. Hufty (1958), les terrasses de la Meuse et de la Semois,

⁽¹⁾ A. PISSART, 1961 — Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. Mémoire présenté à la Soc. Géol. de Belgique, le 7-2-1961. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t, 84, pp. 1-108.

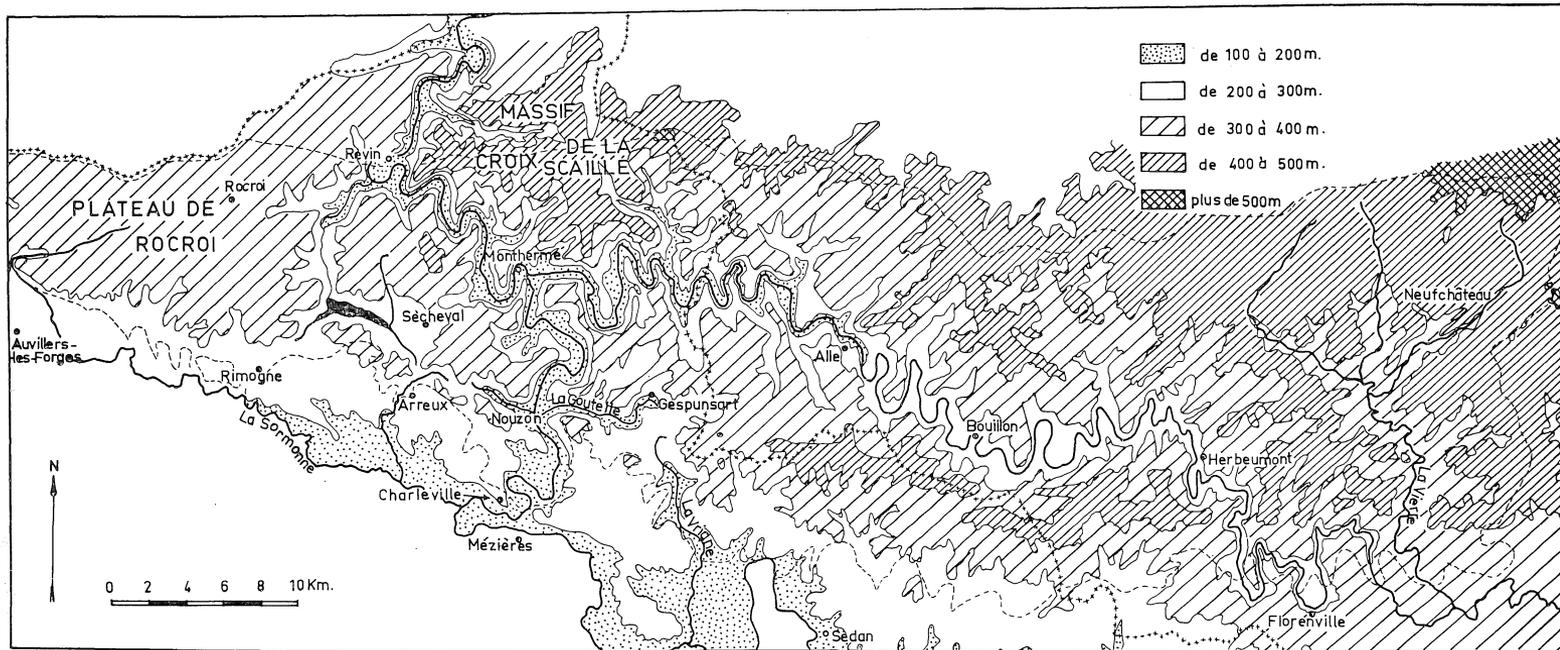


Fig. 1. — Carte topographique générale de l'Ardenne du S. W.

ne montrent aucun indice d'un soulèvement en dôme de l'Ardenne au cours du Quaternaire. Si un mouvement du sol s'est produit, il est vraisemblable qu'il s'agissait d'un basculement vers le N de tout le massif. D'autre part, il existe de nombreux indices d'un écoulement de la Meuse et de la Semois en direction de l'Ouest. Il est vraisemblable, qu'à la fin du Quaternaire ces cours d'eau se déversaient dans le bassin de la Seine et qu'ils en ont été détournés à la suite de phénomènes de captures qui se sont produits successivement à Monthermé, puis à Nouzonville.

Le présent mémoire, qui s'intéresse aux surfaces d'érosion anciennes vient compléter le tableau de l'histoire géomorphologique de la région, telle que nous avons pu l'esquisser après l'étude du réseau hydrographique. Il jette quelques lumières sur les faits qui se sont produits avant le Quaternaire, et en plus, il fournit plusieurs éléments, en faveur de la théorie de la capture de la Meuse lorraine, par la Meuse de Dinant dont nous venons de parler.

2. Description générale de la topographie (fig. 1)

Une description générale de la topographie nous permettra de distinguer différentes unités morphologiques et de poser immédiatement quelques-uns des problèmes que nous étudierons plus loin. Nous considérerons de la sorte très rapidement le plateau de Rocroi, le Massif de la Croix Scaille, la région située au S de la Semois, et seule partie située entièrement en Belgique, les bassins ardennais de la Semois et de la Vierre.

L'extrémité W de l'Ardenne, sur la rive gauche de la Meuse constitue un premier ensemble que l'on dénomme le plateau de Rocroi et qui se caractérise par la topographie très calme de ses parties hautes. Il s'agit donc bien d'un véritable plateau qui, dans sa partie occidentale, est à peine entaillé par les vallées de l'Oise, de l'Artoise et de la Sormonne. Il s'élève progressivement vers l'Est pour atteindre l'altitude de 402 m à proximité de la Meuse. En cet endroit, les affluents du fleuve sont profondément encaissés, mais il n'en existe toutefois qu'un seul d'une importance considérable : le ruisseau de Faux, qui draine vers Revin, les eaux de la dépression de Sécheval. Cette dépression située au NW de Charle-

ville, interrompt le glacis en forte pente qui à l'W de Rimogne constitue la retombée ardennaise.

Cet examen rapide du plateau de Rocroi permet déjà de poser plusieurs problèmes géomorphologiques : Que représente le glacis qui constitue à l'W de Rimogne la retombée du massif ardennais ? Quel est l'âge et quel est le mode de formation de la surface d'érosion qui nivelle le plateau ?

Au N de la Semois et à l'E de la Meuse, le massif de la Croix Scaille s'élève 100 m au-dessus du plateau de Rocroi ; son sommet culmine à 505 m à la frontière franco-belge. Ce massif qui domine toute la région, est profondément découpé par les ruisseaux affluents de la Meuse et de la Semois. Son sommet aplani, limité de toutes parts par un abrupt marqué, apparaît comme un véritable plateau s'élevant progressivement d'W en E de 450 à 505 m.

Ici une question apparaît immédiatement : Quand et comment a été dégagé ce massif qui apparaît comme un véritable « monadnock » ?

Au S du massif de la Croix Scaille et au delà de la Semois, le plateau ardennais est extrêmement découpé. En effet, en plus de la proximité du fleuve et de la Semois, nous trouvons en cet endroit la vallée morte Vrigne-aux-Bois-Gespunsart-Nouzonville, que la Meuse a abandonné après avoir été détournée par la Bar (voir P. MACAR 1945).

Plus à l'Est, à partir de Bosseval, la retombée du massif ardennais se présente comme un glacis continu et assez régulier qui est brusquement tronqué au sommet par une surface voisine de 430 m. Il y a là, bien entendu, deux surfaces d'érosion, l'une nettement inclinée, l'autre subhorizontale, dont nous étudierons longuement la disposition et l'origine.

Au N. de la Semois et à l'Est du massif de la Croix Scaille, dans la grande région qui s'étend de la frontière belge à la limite E du bassin de la Vierre, la topographie est plus complexe. Le réseau hydrographique orienté N-S, suivant la pente générale du sol a le plus souvent une allure dendritique et il entaille profondément le plateau. L'altitude des sommets s'élève progressivement vers l'E pour atteindre la cote de 549 m, sommet de la région étudiée, à l'extrémité N-E du bassin de la Vierre.

A la limite de cette région, J. Alexandre (1956) a étudié les niveaux d'aplanissements tertiaires. Étendre cette étude à tout le

versant S de l'Ardenne, dans une région où, comme nous le montrerons plus loin, la nature des roches est presque uniforme, présente un intérêt évident. Par là, nous pouvons espérer déchiffrer l'évolution de la région au cours de la fin du Tertiaire.

3. *La Géologie*

Structure (fig. 2)

L'Ardenne du S-W correspond dans l'ensemble au synclinal de Neufchâteau. Elle s'étend en outre sur les parties voisines des anticlinaux de l'Ardenne et de Givonne. Tous ces plis s'ennoient vers l'Est, en conservant une orientation générale E-W. Ce n'est qu'à l'extrémité E, au delà de Neufchâteau que l'on voit apparaître une orientation NE-SW.

La structure de la région est donc relativement simple : un grand synclinal éodévonien sépare à l'W les 2 massifs remarquables, outre les discordances Cambrien-Dévonien, nous noterons la grande faille E-W d'Herbeumont, et la structure complexe de la région de Charleville, dont la description sort du cadre de notre travail (voir P. Macar — 1933).

Les sédiments cambriens qui ont subi l'action tectonique des mouvements hercyniens et calédoniens sont extrêmement plissés. Un certain nombre de filons de roches éruptives ont été observés dans le massif de Rocroi. Vu leur peu d'épaisseur, ils n'ont cependant aucune influence géomorphologique.

Un certain métamorphisme affecte le N de notre région à l'E de Rocroi, ainsi que la bordure méridionale de l'Ardenne entre Givonne et Chiny. Toutefois, ce métamorphisme se limite à la présence de certains minéraux, sans guère modifier, semble-t-il, la résistance du substratum.

Au S. le Lias repose en discordance sur le Paléozoïque. Cette transgression secondaire s'est effectuée d'E en W, aussi les couches qui viennent au contact du Primaire sont-elles de plus en plus jeunes au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'W.

Si le Crétacé n'a pas été conservé au contact du Paléozoïque, il n'en est cependant pas éloigné. En effet, des dépôts albiens sont mentionnés à quelques Kms au S-W de Rimogne, à l'extrémité occidentale de l'Ardenne.

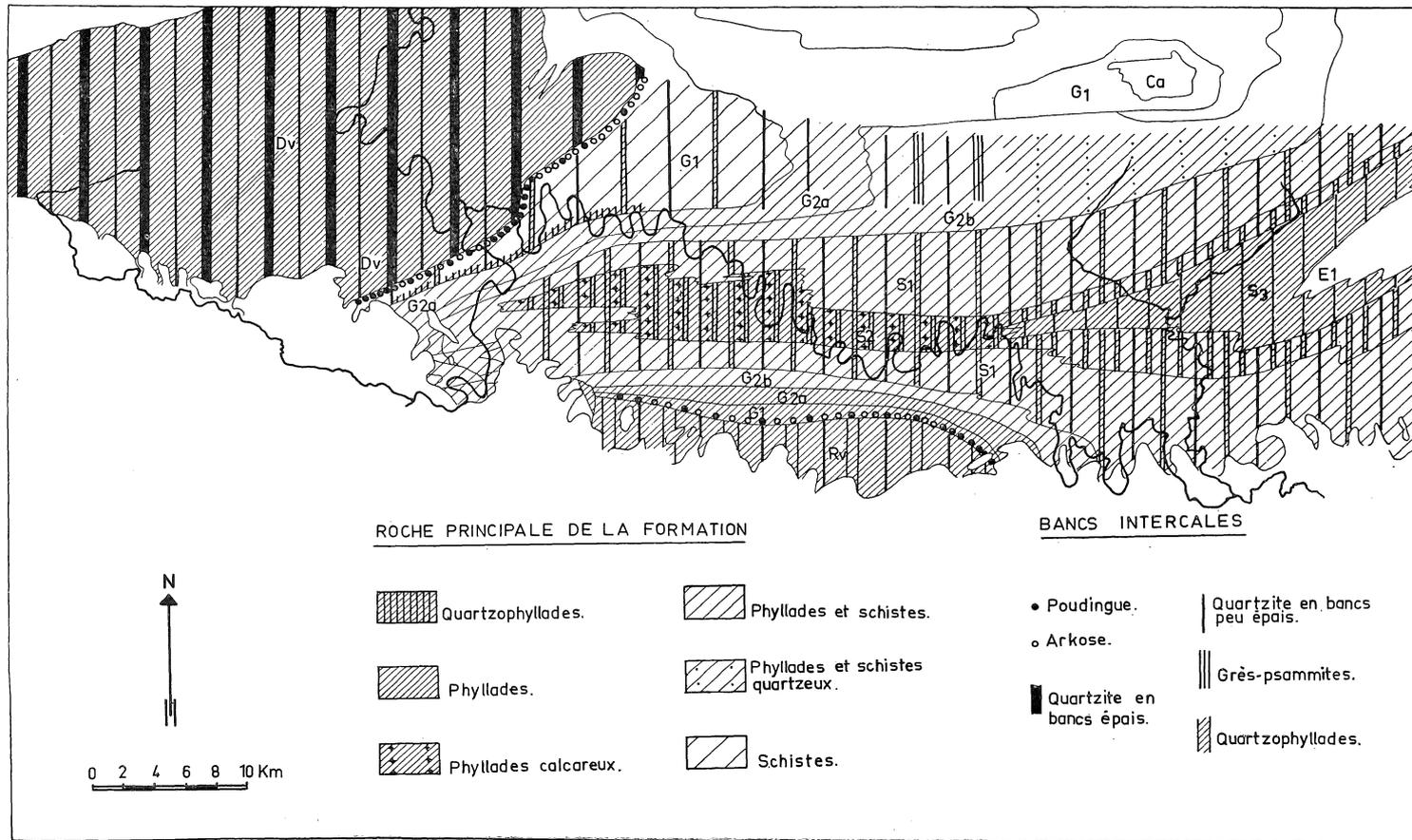


Fig. 2. — Carte géologique et lithologique de l'Ardenne du S. W. d'après E. Asselberghs (1946) et J. M. Graulich (1954)

Plusieurs lambeaux sableux tertiaires subsistent sur le plateau de Rocroi, comme nous le montrerons longuement plus loin, il s'agit vraisemblablement de sédiments éocènes.

La carte lithologique.

La carte lithologique que nous présentons ici (fig. 2) a été établie d'après les principaux renseignements donnés par Anthoine (1940) Asselberghs (1946-1954) et Graulich (1954). Cette carte ne présente qu'une vue d'ensemble de la lithologie, car dans cette région, les bancs schisteux et siliceux sont toujours présents et ils se succèdent d'une manière si irrégulière qu'une étude de détail seule, pourrait en rendre parfaitement compte.

Si l'on exclut les terrains cambriens, très généralement plus résistants que l'Eodévonien, tout le bassin de la Semois que nous avons étudié présente une grande uniformité de résistance, si bien qu'il n'apparaît aucune forme de terrain importante dont l'origine soit proprement lithologique (1). Tout au plus, peut-on supposer que les phyllades et quartzophyllades calcareux du Siegenien moyen ont dû être moins résistants à l'altération chimique du Tertiaire que les roches qui les entourent.

II. LES APLANISSEMENTS TERTIAIRES — LES ENSEIGNEMENTS DE LA RECONSTITUTION DE CES APLANISSEMENTS

A. Introduction — La méthode utilisée

Dans la thèse qu'il a présenté en 1956, J. Alexandre a étudié d'une manière extrêmement détaillée, le problème de la restitution des aplanissements tertiaires en Ardenne Centrale. Cet auteur a consacré 19 pages (thèse p. 149 à 168) à l'examen de l'état de conservation des formes topographiques héritées du Tertiaire et au choix de la méthode de raccord des différents replats. Comme notre étude a vérifié le bien fondé des considérations qu'il a émises à ce sujet, il nous paraît fort peu utile de répéter ce qu'il en a déjà dit et notamment de passer en revue les différentes méthodes de raccord qui ont été proposées avant lui. Nous nous limiterons donc à décrire

(1) A part l'extrémité orientale du Massif Cambrien de la Croix Scaille, dont l'abrupt correspond au contact Cambrien-Dévonien.

la technique d'étude que nous nous sommes imposée au cours de ce travail, en insistant bien entendu, sur les légères différences entre notre méthode et celle qui a été utilisée par J. Alexandre.

La recherche des fragments présumés des surfaces d'aplanissement tertiaire a été entreprise par l'examen de photos aériennes au stéréoscope Wild S₃. Tous les replats repérés ont été inscrits sur les cartes au 1/20.000, en dessinant les limites de chacun d'eux de la façon la plus précise possible, et en notant avec soin le détail du relief de chaque replat. Les cartes topographiques dont l'imprécision des courbes de niveau est souvent flagrante, ont donc été utilisées uniquement comme base cartographique. Nous avons cependant accordé un plus grand crédit aux plans directeurs français dont le levé est beaucoup plus récent puisqu'ils datent de 1930 (1870 pour les cartes belges).

Cette étude sur photos aériennes a été suivie d'une vérification sur le terrain qui s'est accompagnée de la mesure à l'altimètre des principaux replats. Par la même occasion une recherche systématique des sols d'altération chimique a été entreprise et les caractères de chacun d'eux ont été observés avec soin.

Au cours de l'examen des photos aériennes et aussi, au cours des recherches sur le terrain, les raccords probables entre niveaux et l'existence éventuelle d'abrupts entre les replats ont été notés ; mais ce n'est toutefois que plus tard, après avoir rassemblé toutes nos observations sur une carte au 1/100.000 mentionnant le réseau hydrographique et la géologie, que nous avons entrepris la reconstitution systématique des surfaces d'aplanissement. Cette reconstitution a été effectuée bien entendu, à partir des points où l'existence de plusieurs surfaces était évidente ; de là, nous nous sommes étendus de proche en proche, de façon à couvrir toute la région.

Cette méthode de raccord de proche en proche peut paraître subjective. Elle n'a en effet de valeur que si elle est utilisée sans aucune idée préconçue et sans exclure à priori aucune hypothèse de raccord. Si la réalisation d'une semblable condition peut paraître difficile, il faut remarquer toutefois que ce n'est nullement impossible puisque c'est cette méthode que J. Alexandre a utilisée avec succès en Ardenne Centrale.

Cette technique de raccord dépend de l'estimation au préalable de l'état de conservation de chaque fragment, afin de tenir compte

de l'érosion subie ultérieurement par chaque replat. J. Alexandre avait résolu ce problème en distinguant 9 types de lambeaux d'aplanissement bien définis par leur topographie de détail et l'importance de l'altération chimique des roches immédiatement sous-jacentes ⁽¹⁾.

Cette subdivision extrêmement précise n'a pas été employée ici. Il s'est avéré en effet impossible de déterminer, dans la grande majorité des cas, le type de replat devant lequel nous nous trouvions. Cette impossibilité résulte essentiellement du peu d'observations qui pouvaient être faites concernant le sol et le sous-sol de la plupart des replats. L'absence d'affleurement est quasi générale et on ne possède donc habituellement que le seul critère topographique pour distinguer les formes entre elles. Or il suffit d'examiner les types de replats de J. Alexandre pour se rendre compte que sur cette base, une distinction précise des lambeaux est impossible.

Ajoutons en outre, que les détails du relief sont extrêmement difficiles à apercevoir au milieu des bois et que ceux-ci sont malheureusement très étendus dans la région étudiée.

De temps à autre, quoique bien rarement, nous avons pu grâce à une tranchée de route, une construction ou une carrière, nous rendre compte de la nature du sous-sol et de son état de conservation. Il est alors apparu clairement que des bancs de quartzites intacts existaient à côté de strates désagrégées en sable, et que des phyllades non altérés subsistaient parfois à côté de phyllades devenus une véritable argile. Pour juger de l'importance de l'altération, il est donc nécessaire de disposer d'un affleurement d'une certaine importance. Cela est tout à fait exceptionnel. Vouloir qualifier le type d'altération de la majorité des aplanissements de notre région ne peut se faire qu'en interpolant largement, ce qui expose à de graves erreurs.

Ajoutons encore qu'en plus de ces difficultés pratiques, l'utilisation systématique des sols d'altération chimique lors de la reconstitution des aplanissements tertiaires présente des problèmes d'ordre théorique. En effet, si J. Alexandre écrivait (thèse p. 198)

⁽¹⁾ Rappelons que cet auteur a montré que les lambeaux d'aplanissement bien conservés correspondaient à une importante altération chimique du substratum. Celle-ci serait d'après lui, apparue au cours du développement des surfaces d'érosion et de ce fait, l'état de conservation du replat pourrait être estimée d'après l'importance du sol d'altération qui subsiste.

« il ne peut être prouvé que les aplanissements anciens se sont produits en coordination avec une altération chimique », on peut aller plus loin et noter que l'altération chimique n'est certainement pas entièrement contemporaine de l'élaboration des différentes surfaces. En effet, il est évident que l'altération qui a affecté la dernière surface d'aplanissement a touché en même temps toutes les surfaces, précédemment élaborées. S'il était acquis qu'au cours du développement des surfaces inférieures, les surfaces préalablement façonnées ne subissaient aucune érosion, on devrait admettre que l'altération chimique devrait varier d'une surface à l'autre et être beaucoup plus importante pour les surfaces plus anciennes. Si, par contre, au cours du développement des surfaces inférieures, l'érosion était active sur les surfaces antérieures, l'altération devait affecter un relief déjà découpé. Il en résulte dans cette hypothèse, que l'existence d'un sol d'altération en un endroit donné, n'implique pas la présence en cet endroit d'un lambeau d'aplanissement.

Il n'empêche, que de toute façon, la présence d'un sol d'altération chimique est une observation toujours intéressante, car elle permet de se faire une idée de l'importance de la dénudation quaternaire.

Pour les raisons invoquées ci-dessus, nous n'avons donc pas utilisé la classification des replats utilisée par J. Alexandre et nous nous sommes limités à affecter chaque replat d'un des 4 indices : 1,2,3,4, représentant l'importance probable de l'érosion de chaque replat depuis l'époque tertiaire.

L'indice 1, caractérise les très rares replats, qui présentent une surface plane étendue, très bien conservée. Les lambeaux, retouchés par l'érosion postérieure et montrant une topographie quelque peu irrégulière sont affectés du chiffre 2. Quant au chiffre 3, que l'on peut attribuer au plus grand nombre des replats, de notre région, il indique une dégradation plus accentuée des aplanissements originels : sommet légèrement arrondi, replat en pente assez accentuée, etc... Enfin, l'indice 4 représente un lambeau d'aplanissement très évolué, dont l'existence elle-même en tant qu'aplanissement paraît douteuse.

LES APLANISSEMENTS TERTIAIRES DE L'ARDENNE DU SW.

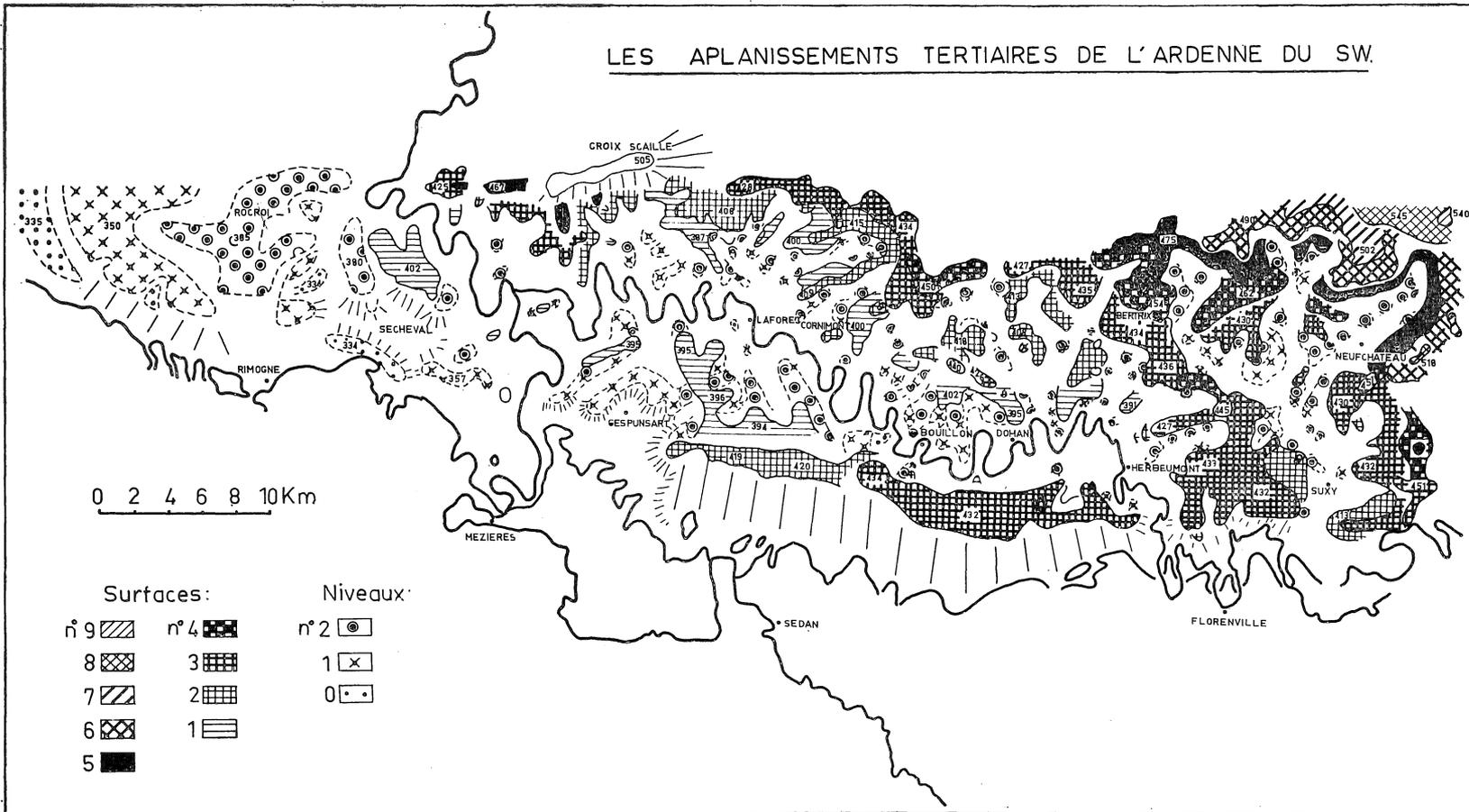


Fig. 3. — Carte générale des aplanissements tertiaires de l'Ardenne du S. W.

B. *Les enseignements de la restitution des aplanissements tertiaires.*

Le résultat de la restitution des différents aplanissements est donné par la figure 3. Nous n'entreprendrons pas une fastidieuse description de nos observations et nous nous limiterons à poser successivement les différents problèmes qui résultent de notre étude, soit, dans l'ordre :

1. La distinction en niveaux et surfaces d'aplanissement.
2. Les raccords entre les aplanissements du bassin de la Semois et ceux de l'Ardenne centrale.
3. La pente des aplanissements et les mouvements du sol.
4. Les captures de la Meuse et de la Vierre et les aplanissements.

1. *La distinction en niveaux et surfaces d'aplanissement.*

J. Alexandre (1956 — thèse p. 195) avait distingué en Ardenne centrale 9 surfaces et 2 niveaux d'aplanissements tertiaires qui diffèrent les uns des autres par leurs caractères et par leur origine. Notre étude a confirmé la valeur de cette distinction et vérifié parfaitement les caractéristiques principales de chaque groupe d'aplanissements. Nous nous limiterons donc, à rappeler brièvement les caractères qui nous sont apparus clairement dans le bassin de la Semois en insistant spécialement sur l'aspect particulier des niveaux d'aplanissement de la fin du Tertiaire.

La définition des *surfaces* d'aplanissement donnée par J. Alexandre (thèse 1956-p. 17) s'applique parfaitement au bassin ardennais de la Semois : on appelle surface d'aplanissement partiel « une » surface d'aplanissement dont l'extension aréale, plutôt que linéaire » est conditionnée par les tronçons hydrographiques de premier » ordre, et dans une mesure moindre par ceux de second ordre. » Leurs limites sont donc grossièrement parallèles aux grandes » rivières, sauf à la traversée des affluents principaux, où elles enve- » loppent également des « embalements » assez larges mais peu » profonds ». La présence d'un sol d'altération chimique sur ces aplanissements a été vérifiée en de nombreux endroits. C'est vraisemblablement grâce à ce type d'altération que les surfaces se sont développées largement sans subir pratiquement l'influence de la nature du sol. La résistance du socle apparaît cependant quelque

peu dans le massif cambrien de la Croix Scaille, mais uniquement pour les surfaces inférieures.

La description des caractères des *niveaux* d'aplanissement tertiaires est beaucoup moins simple ; en effet, les aplanissements qui ont été rangés dans cette catégorie présentent de l'amont à l'aval des aspects différents.

Dans les bassins amont des affluents de la Semois, nous trouvons des replats généralement peu étendus qui sont étroitement localisés à proximité des cours d'eau et qui se raccordent les uns aux autres en donnant l'image d'un aplanissement étroit se prolongeant au milieu des surfaces supérieures jusqu'aux têtes de vallées elles-mêmes. La largeur de ces niveaux d'aplanissement est très variable d'un endroit à l'autre. Un rétrécissement considérable de la vallée fait parfois suite à un élargissement important de l'aplanissement. Ces rétrécissements et élargissements successifs avaient déjà été remarqués par J. Alexandre (1956, thèse p. 208) qui les expliquait, très justement à notre sens, par la nature du substratum.

En suivant l'axe hydrographique de la Semois elle-même, les niveaux d'aplanissement s'élargissent progressivement vers l'aval ; leur pente longitudinale diminue peu à peu et ils ne diffèrent pratiquement pas des surfaces supérieures. C'est ainsi qu'en amont du défilé de Phade, la largeur des 2 niveaux d'aplanissement est voisine de 6 Km.

Malgré leur importance, ces unités morphologiques disparaissent complètement sitôt que la Semois arrive dans les roches résistantes du Cambrien. Sur une longueur de 3 Km, en amont de Monthermé, la Semois coule dans une gorge assez profonde et étroite pour que l'on puisse affirmer que ces aplanissements n'ont jamais été façonnés en cet endroit.

Enfin, à l'Ouest de la Meuse, ces niveaux retrouvent une extension très considérable, mais il ne s'agit plus ici d'aplanissements étroitement localisés à proximité de cours d'eau, mais bien de véritables surfaces ayant retouché la pénéplaine pré-éocène. Ces surfaces sont toutefois, ainsi que nous l'avons souligné précédemment, séparées par des abrupts beaucoup moins marqués que ceux qui limitent les surfaces d'aplanissement supérieures.

La question se pose maintenant de savoir, si ces observations sont compatibles avec les considérations climatiques émises en

1956 par J. Alexandre. Bien entendu, en ce qui concerne les surfaces d'aplanissement pour lesquelles nous avons seulement retrouvé les caractères décrits avant nous, nous admettrons tout simplement que ces formes d'érosion sont probablement apparues, sous un climat de savane. Par contre, en ce qui concerne les niveaux d'aplanissement, il faut se demander si le climat subaride auquel est attribuée l'édification des niveaux étroits et en forte pente longitudinale, a pu être également à l'origine des surfaces d'aplanissement qui existent sur le plateau de Rocroi à 385, 350 et 355 m. La réponse à cette question est fournie immédiatement par l'examen de cartes de la région des U. S. A. (Colorado) où J. Alexandre a pris les exemples de vallées à fond plat et à forte pente longitudinale qu'il nous propose. En effet, sur ces documents, il apparaît que ces unités morphologiques s'édifient en même temps que se développent des surfaces de pédimentation caractéristiques auxquelles, d'ailleurs, elles se raccordent. Nous pensons donc que c'est à ces formes d'érosion subarides qu'il faut rattacher ces aplanissements du plateau de Rocroi. La faible pente de raccord entre ces 3 surfaces correspond d'ailleurs bien aux caractères de surfaces nées sous un climat subaride, et est très différente de ce qui devrait exister sous un climat de savane.

2. *Les raccords entre les aplanissements du bassin de la Semois et ceux de l'Ardenne Centrale étudiés par J. Alexandre.*

J. Alexandre a distingué en Ardenne Centrale 9 surfaces et 2 niveaux d'aplanissement. Or, dans le bassin de la Semois, nous en avons retrouvé exactement le même nombre avec les mêmes caractères ⁽¹⁾. De ce fait, à première vue, le problème du raccord de nos surfaces avec celles décrites par cet auteur ne paraît présenter aucune difficulté car il semble évident qu'il suffit d'identifier les aplanissements les uns aux autres, d'après leurs positions respectives dans la succession des aplanissements.

Une telle manière de voir, ne correspond cependant pas aux raccords préconisés par J. Alexandre qui en plus des bassins de l'Ourthe et de la Lesse supérieurs, à étudié une partie du bassin de la Vierre. En effet, en suivant les raccords qu'il propose pour cette

⁽¹⁾ Comme nous l'avons souligné plus haut, il existe peut-être ici un troisième niveau d'aplanissement partiel mais il est peu étendu.

région notre 9^e surface, c'est-à-dire notre surface la plus ancienne correspond à sa surface n° 7. Ainsi, il existerait 2 surfaces d'aplanissement supplémentaires sur le versant S de l'Ardenne. Une semblable anomalie paraît bien difficile à expliquer, car ces régions se touchent et les climats de même que les mouvements tectoniques qu'elles ont subis ont dû être identiques. Cette constatation nous amène à revoir comment J. Alexandre a établi ses raccords de part et d'autre de la crête de Bastogne.

Il y a lieu de signaler immédiatement que cet auteur a insisté sur le fait que les raccords de surfaces s'étendant sur deux bassins différents sont très problématiques et ne peuvent être effectués directement (J. Alexandre, 1958, p. M 379). Toutefois, en l'absence d'une étude complète des aplanissements du versant S de l'Ardenne il n'a pu procéder autrement, et il a raccordé de proche en proche les aplanissements paraissant continus ou présentant une légère différence d'altitude à la ligne de séparation des eaux du bassin de la Semois et de la Lesse. Nous allons expliciter à cette occasion la pensée de J. Alexandre rappelée ci-dessus, et détailler pourquoi un tel raisonnement est théoriquement incorrect.

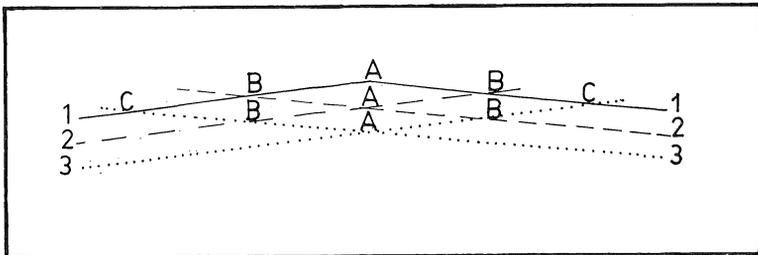


Fig. 4. — Schéma montrant la précarité des raccords des surfaces d'aplanissement de deux bassins différents (voir texte).

La construction graphique que nous présentons ici (fig. 4) le montre clairement. Nous avons représenté sur cette figure où l'échelle des hauteurs est fortement exagérée, 3 surfaces d'aplanissement (1-2-3) qui se sont développées successivement. Les raccords de J. Alexandre sous-entendent l'hypothèse que deux surfaces se rejoignant sur la ligne de crête, sont toujours du même âge et correspondent aux points A du dessin. Mais, rien ne permet d'exclure la possibilité pour deux surfaces différentes de se rencon-

trer en des points comme B et C. Cela implique seulement le développement plus rapide des surfaces sur un des versants, ce qui peut s'expliquer, par exemple, comme la conséquence d'une différence d'éloignement du niveau de base.

Par ailleurs, on peut considérer comme acquis que les surfaces d'aplanissement les plus récentes trouvées de part et d'autre de la crête de Bastogne ont été dégagées en même temps. En effet, la disparition de l'altération chimique et l'apparition d'un niveau d'aplanissement de caractère différent, immédiatement après cette dernière surface, montre qu'il s'agit d'un phénomène climatique dont l'action a été simultanée dans les bassins de la Semois et de l'Ourthe. L'existence du même nombre de surfaces de chaque côté semble bien indiquer que les 9 cycles successifs sont nés aussi de variations climatiques et que de ce fait, les surfaces occupant les mêmes positions dans les séries sont contemporaines ⁽¹⁾.

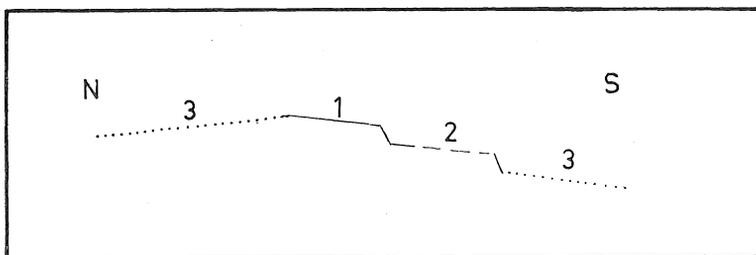


Fig. 5. — Schéma montrant le raccord des aplanissements de part et d'autre de la crête de Bastogne.

En plaçant de la sorte en parallèle nos surfaces avec celles de J. Alexandre, le raccord à l'emplacement de la crête de Bastogne s'effectue comme le montre la figure 5. Les surfaces du versant N se seraient donc étendues plus rapidement que celles du versant méridional, et la ligne de séparation se serait déplacée considérablement vers le S au cours du Tertiaire. Cette allure transgressive des aplanissements septentrionaux se justifie aisément, par ce que nous connaissons de l'extension des mers tertiaires toujours localisées dans la partie N de notre pays.

(¹) C'est-à-dire que notre surface 1 serait contemporaine de la surface 1 de J. Alexandre, la surface 2, de sa surface 2, etc.

3. *La pente des aplanissements et les mouvements du sol.*

Ainsi que le montre notre figure 3, les surfaces, et même les niveaux d'aplanissement présentent d'Est en Ouest une uniformité d'altitude étonnante.

La surface n° 3, qui couvre d'une manière très continue la plus grande partie du bassin ardennais de la Semois se maintient à une altitude très voisine de 430 m. La dernière surface d'aplanissement elle-même (n° 1) ne s'écarte guère de la cote 390 m, si ce n'est à l'Ouest de la Meuse où elle s'élève quelque peu et atteint la valeur de 402 m. Cet accroissement d'altitude des aplanissements sur le plateau de Rocroi se retrouve d'ailleurs pour les 2 niveaux inférieurs qui sont respectivement 5 et 10 m plus élevés en cet endroit qu'à l'amont du défilé de Phade.

Une semblable disposition absolument générale et indépendante de la nature du substratum ne peut être originelle car il est évident qu'au moment de leur formation, les aplanissements devaient présenter une pente longitudinale. L'absence de celle-ci ne paraît explicable qu'en admettant un soulèvement très large de l'Ardenne occidentale. Il s'agirait d'un soulèvement de faible amplitude (15-20 m?) dont l'importance ne doit pas être surestimée. A cet égard, il faut remarquer que l'altitude des lambeaux du plateau de Rocroi, dont nous venons de souligner l'élévation par rapport à ceux de la région de Bohan, ne se justifie pas uniquement par le soulèvement mais aussi par la résistance plus grande du substratum cambrien, et par l'éloignement de la Meuse qui, à cette époque, quittait le massif paléozoïque près de Rimogne.

Il est impossible de préciser la composante du soulèvement. S'agit-il du prolongement du soulèvement de la crête de Bastogne signalée par J. Alexandre (1956 — thèse p. 212), ou encore d'un simple bombement de toute la région? Rien ne permet de répondre à cette question.

Comme ce soulèvement a affecté les derniers niveaux tertiaires il leur est donc postérieur. Par ailleurs, le fait que les surfaces restent parallèles les unes aux autres atteste que ce mouvement ne s'est pas continué pendant tout le Tertiaire, mais qu'il s'est produit seulement postérieurement à cette époque.

4. *Les aplanissements et les phénomènes de capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Namur, et de la partie supérieure du ruisseau de Muno par la Vierre.*

Nous avons consacré un chapitre entier d'un mémoire précédent déjà cité à la description des phénomènes de capture mentionnés ci-dessus, aussi, nous n'en reprendrons pas ici l'exposé et nous nous contenterons de voir si l'allure des aplanissements que nous venons d'étudier, est conforme à l'hypothèse que nous avons défendue précédemment.

La vallée de la Meuse au S de Revin entaille la surface d'aplanissement n° 1 en une gorge si étroite que les niveaux d'aplanissement inférieurs paraissent ne s'y être jamais développés. S'ils y ont toutefois existé, leur largeur ne pouvait guère dépasser celle de la plaine alluviale actuelle.

Les phénomènes de capture de la Semois à Monthermé et de la Meuse à Nouzonville fournissent immédiatement l'explication de cette disposition puisque d'après cette hypothèse le cours de la Meuse entre Monthermé et Revin n'existait pas au moment de la formation de ces niveaux d'aplanissement (1).

Cet élément en faveur de la théorie des captures est toutefois contestable car une autre explication peut être aisément formulée. En effet, la résistance du substratum cambrien que la Meuse entaille en cet endroit peut justifier l'absence des niveaux d'aplanissement partiel à la traversée du Massif de Rocroi. Dans la vallée de la Semois, nous avons en effet observé un fait analogue : la disparition des niveaux d'aplanissement à la traversée du Devillien entre Tournavaux et Monthermé.

Mais, nous pouvions espérer découvrir d'autres éléments permettant de juger de la valeur de notre théorie, dans la disposition des aplanissements sur le versant méridional de l'Ardenne. En effet, si le drainage de la région s'effectuait bien vers le N à l'emplacement de la vallée actuelle de la Meuse, les aplanissements situés à l'Est et à l'Ouest de cet axe hydrographique devaient présenter une convergence de pente dans sa direction. Or, nous constatons que le lambeau bien conservé de la surface n° 1 qui est situé au S de Rocroi, et dont

(1) Comme nous l'avons écrit ailleurs, ce cours serait apparu postérieurement à l'élaboration de ces niveaux, par simple érosion régressive.

l'altitude est voisine de 402 m, ne présente aucune inclinaison vers la Meuse, mais plutôt une pente vers l'W. De même, les niveaux inférieurs ne paraissent montrer aucune inflexion à l'emplacement du passage du fleuve. Le niveau d'aplanissement situé à 350 m près de Thilay, qui se retrouve à la même altitude près de Meillier-Fontaine, et au N d'Éteignères le montre clairement.

En bref, si les aplanissements tertiaires que nous avons retrouvés dans la région n'apportent pas de preuve définitive de l'existence des captures successives de la Semois à Monthermé et de la Meuse à Nouzonville, leur disposition n'implique cependant pas que le phénomène soit impossible. Au contraire, les aplanissements fournissent plusieurs indices en faveur de cette théorie.

En ce qui concerne les captures des affluents de droite de la Semois par la Vierre, dont nous avons soupçonné l'existence ailleurs (A. Pissart, 1961), l'étude des aplanissements n'a guère été plus fructueuse. Nous espérons cependant que la restitution des aplanissements successifs découvrirait tout le mécanisme des captures.

Nous avons malheureusement été déçu, car comme argument positif, nous pouvons tout au plus retenir que la surface n° 3 couvre d'une façon régulière et sans aucune modification d'altitude le bassin de la Vierre et celui de la Semois. La pente assez régulière de ce niveau d'Est en Ouest semble établir que l'écoulement s'effectuait alors dans cette direction.

Si la surface n° 2 est à peine représentée dans le bassin de la Vierre, et seulement à l'aval, la surface n° 1 y est totalement absente. Ces niveaux d'érosion ne peuvent donc fournir d'argument pour notre problème, mais il faut cependant justifier l'absence de cette surface. De ce côté la réponse est aisée : le bassin de la Vierre est simplement au-delà de la zone d'extension de cette surface ⁽¹⁾.

Par contre, les 2 niveaux d'aplanissement inférieurs sont bien représentés jusqu'à l'amont du bassin de la Vierre et ils indiquent clairement que la capture était réalisée à cette époque.

Les captures que nous admettons se sont donc produites entre la formation de la surface n° 3 et celle du premier niveau d'aplanissement. Elles n'ont donc pas été réalisées par des aplanissements

⁽¹⁾ Dans tout bassin hydrographique, les surfaces d'aplanissement disparaissent les unes après les autres vers l'amont.

eux-mêmes mais par la reprise d'érosion d'un cours d'eau qui entaillait les surfaces d'aplanissement. Comme le montre les altitudes des niveaux d'aplanissement de part et d'autre de la ligne de séparation des eaux Semois-Vierre, cette reprise d'érosion n'a pas été plus intense d'un côté que de l'autre, mais elle s'est vraisemblablement produite plus vite dans le bassin de la Vierre, en raison de la moindre résistance des roches tendres du Secondaire.

En conclusion donc, en ce qui concerne les bassins de la Semois et de la Vierre l'étude des aplanissements n'apporte pas de preuve définitive de l'existence de captures. Il en existe cependant des indices sérieux, dans le domaine d'extension de la surface n° 3 ⁽¹⁾ et dans le véritable étranglement de la vallée de la Semois sous cette surface à son entrée en Ardenne, en amont de Herbeumont. Cette disposition semble indiquer que cette rivière ne se prolongeait guère en amont au moment de l'élaboration des surfaces 1 et 2.

C. CONCLUSION

Si l'étude des aplanissements tertiaires ne nous a pas apporté la preuve de l'existence des captures que nous avons exposées ailleurs, elle nous a cependant fourni plusieurs indications précieuses pour la reconstitution de l'histoire géomorphologique de la région. Soulignons spécialement la mise en évidence d'un léger soulèvement de l'Ardenne occidentale après le Tertiaire et le développement du versant N de l'Ardenne au détriment du versant S.

En ce qui concerne les formes tertiaires elles-mêmes, la confirmation du nombre d'aplanissements signalé par J. Alexandre dans les bassins de l'Ourthe et de la Lesse, est un indice sérieux de la valeur de la méthode que nous avons utilisée.

En outre, nous avons souligné au cours de cette étude les graves dangers d'erreur qui existent lorsque l'on veut raccorder les aplanissements de part et d'autre d'une ligne importante de séparation des eaux.

Le problème de l'âge de ces aplanissements sera abordé dans le chapitre suivant ; il conduit à formuler une origine tectonique pour l'abrupt W du massif de la Croix Scaille.

⁽¹⁾ Cette surface n° 3 se prolonge sans pratiquement aucune modification d'altitude dans les bassins de la Semois et de la Vierre.

III. LES SURFACES D'ÉROSION ÉOCÈNE ET PRÉ-CRÉTACÉE

1. *Introduction — Historique*

Au cours du présent chapitre, nous recherchons l'existence de très grandes surfaces d'érosion qui ont nivelé tout, ou de vastes parties du massif ardennais. Ces surfaces datent du Secondaire et du Tertiaire, et leur développement sera mis en rapport avec différentes transgressions marines. Elles n'ont donc rien de commun avec les aplanissements tertiaires qui ont été mis en évidence au chapitre précédent.

L'existence de surfaces d'érosion étendues autres que la pénélaine posthercynienne exhumée, semble généralement bien admise. Toutefois, les opinions divergent considérablement en ce qui concerne le nombre, l'âge, l'extension et l'allure de ces surfaces.

Ainsi pour Ch. Stevens en 1938 (p. 363) le sommet du plateau de la Baraque Michel correspondrait à une pénélaine d'âge miocène et il ajoutait (p. 368) « cela n'implique cependant pas que toutes les pénéplaines observées sur l'Ardenne soient du même âge ».

Toutefois son opinion s'est modifiée ultérieurement, et à la suite de ses recherches les plus récentes, le même auteur admet actuellement :

1. que « l'Ardenne n'était pas pénéplanée lors des transgressions crétacées, éocènes et oligocènes » (1959, 4^e principe, p. 159) ;
2. que « l'âge de la pénélaine ne peut être antérieur à l'extrême fin du Pliocène ou au début du Pléistocène » (1959, 5^e principe, p. 160) d'où il la dénomme la pénélaine plio-pléistocène.

L'opinion de Ch. Stevens s'oppose aux idées émises dès 1931 par G. Baeckeroot sur la géomorphologie du versant S de l'Ardenne. La carte 6, publiée dès 1931 et reprise dans sa thèse en 1942 (p. 224) résume ses conceptions. Pour lui, l'Ardenne présente deux surfaces d'érosion subhorizontales caractérisées par des altitudes variant entre 380-420 m et 480-520 m. L'horizontalité de ces unités morphologiques est selon cet auteur saisissante (du moins sur les profils projetés qu'il propose) et il en conclut que ces formes se sont édifiées après les plus récents mouvements alpins qui ont eu leur réper-

cussion sur le massif ardennais : elles dateraient du Pliocène supérieur (1942, p. 221). Quant aux plus hauts reliefs de l'Ardenne, G. Baeckeroot pense que certains de ceux-ci au moins, font partie d'une « vieille surface fossile déformée et exhumée » dont l'âge serait éogène. En effet, il croit que les silex des Hautes Fagnes sont des alluvions tertiaires et que certaines concrétions siliceuses qui subsistent sur ces sommets, seraient les restes d'une formation éluviale continentale engendrée sous le climat de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire (1942, p. 225).

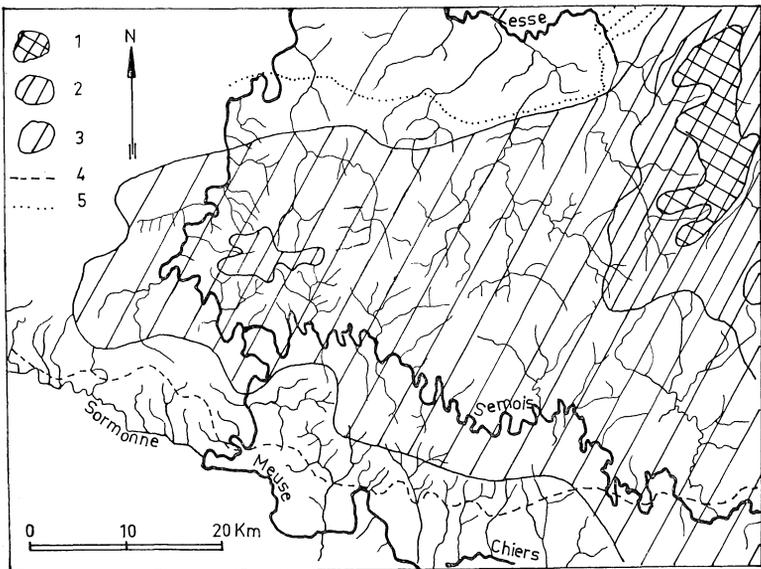


Fig. 6. — Carte des niveaux d'érosion tertiaire de l'Ardenne d'après G. Baeckeroot (thèse 1942-p. 224). — 1. Hauts reliefs — 2. Surface d'érosion de 480-520 m. — 3. Surface d'érosion de 380-420 m. — 4. Limite N du secondaire

L'étude publiée par M. A. Lefèvre dès 1938, offre des analogies importantes avec celle de G. Baeckeroot. Elle considère (1938 p. 56) les plus hauts sommets de l'Ardenne comme les témoins de bombements locaux affectant la pénéplaine pré-crétacée et dus au rejeu d'anticlinaux transversaux de la tectonique posthercynienne. Ces mouvements tectoniques se seraient produits entre la fin de l'Oligocène et le début du Miocène car c'est à cette époque que se produisaient les grands mouvements alpins. En dessous de ces

sommets, il existerait 4 surfaces d'érosion caractérisées par des altitudes voisines de 200-300-400 et 500 m (1938, p. 58). Leur allure subhorizontale indique que leur développement est postérieur à toute déformation de l'Ardenne, ce qui d'après cet auteur, permet d'avancer un âge oligocène et pliocène.

En 1949, le même auteur a publié dans l'Atlas national de Belgique (feuille 7) une carte morphologique de la Belgique dont nous parlerons longuement plus loin à propos de la pénéplaine posthercynienne exhumée. Ce document n'apporte aucune modification importante à la carte parue en 1938. La cartographie de ces formes d'érosion y est cependant étendue à toute l'Ardenne française.

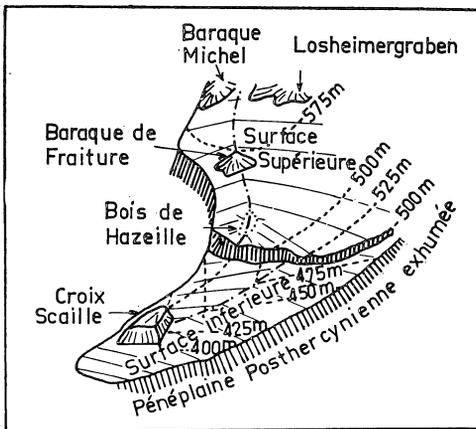


Fig. 7. — Bloc diagramme schématique de l'allure d'ensemble des sommets de la Haute Ardenne, d'après P. Macar (1954, fig. 3, p. 16).

Ces interprétations sont très différentes de celle défendue par P. Macar en 1938 et en 1954. Pour lui, il existerait seulement deux anciennes surfaces d'érosion, largement bombées et s'ennoyant vers l'W, comme le montre le bloc diagramme schématique qu'il a publié (voir fig. 7). L'âge de ces deux surfaces serait respectivement éocène pour la surface inférieure et pré-maestrichtienne pour la surface supérieure ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Nous avons pu prendre très largement connaissance des arguments de cet auteur car il a eu la bienveillance de nous communiquer au moment de la rédaction du présent chapitre, un article inédit, datant de 1940 où il développait ses vues sur le problème. Nous l'en remercions très sincèrement.

Nous discuterons plus loin, après la description des faits, ces différentes théories.

2. *Méthodes d'étude*

Pour arriver aux résultats que nous venons de mentionner G. Baeckeroot et M. Lefèvre ont utilisé avant tout la technique des profils projetés ; par contre, P. Macar s'est servi essentiellement d'une carte des sommets de la Belgique (1). La divergence des conclusions de ces auteurs peut paraître la conséquence de cette différence de technique, aussi, il est judicieux d'examiner tout d'abord quelle méthode il convient d'utiliser pour cette étude.

Rappelons tout d'abord que nous nous efforçons de reconstituer dans ce chapitre, l'existence de très grandes surfaces qui ont nivelé le massif ardennais, en rapport avec les différentes transgressions marines. Ces surfaces sont donc très anciennes et actuellement découpées par l'érosion. De ce fait, elles ne peuvent être que difficilement reconnues. Le risque est grand de les confondre localement avec les niveaux d'aplanissement tertiaires qui se sont développés aux dépens des surfaces que nous considérons ici et qui se situent donc en dessous d'elles. Il est évident, par conséquent, que les points les plus intéressants pour notre recherche sont les sommets, car ils ont été peu affectés par l'érosion.

Ce raisonnement est très généralement admis ; tous les auteurs pensent que les sommets sont les points les plus caractéristiques du relief et ils recherchent tous dans leur ordonnance régulière l'indice de l'existence d'une surface plane primitive. Pour étudier celle-ci, une carte des sommets, c'est-à-dire une carte représentant la surface enveloppe du relief actuel, paraît le document le plus simple, car il donne une vue d'ensemble de la disposition des sommets en omettant les formes d'érosion plus récentes.

Les profils projetés peuvent être localement plus parlants qu'une carte des sommets, mais ils ne permettent pas de voir toute la région étudiée. Ils présentent en outre l'inconvénient d'avantager une direction déterminée par rapport aux autres. « Ils produisent » une déformation appréciable des éléments du relief qu'ils recou-

(1) Il a dressé également plusieurs profils projetés, dont le tracé suivait l'axe ardennais, mais ces profils n'ont pas constitué la base de l'information, qui a été fournie par la carte des sommets.

» pent obliquement : ainsi une vallée encaissée peut apparaître très
 » évasée, un replat étroit démesurément élargi » (P. Macar, notes
 inédites).

Pour cette raison, nous nous servirons donc essentiellement pour
 cette étude de la carte des sommets représentée à la figure 8. Celle-
 ci accompagnait la note inédite que Monsieur le Professeur P. Macar
 a eu la bienveillance de nous communiquer.

Procédé de construction de la carte des sommets (extraits des notes
 inédites de P. Macar),

« Le procédé de construction est extrêmement simple ; après avoir
 » figuré sur la carte, avec leurs cotes d'altitude, les différents som-
 » mets de l'Ardenne, on a tracé simplement les lignes de niveau
 » de la surface d'allure la plus simple qui passe par tous ces points.
 » On a pris soin que cette surface se trouve toujours au-dessus de
 » la surface actuelle du sol. La surface obtenue est en somme, une
 » surface enveloppe du relief actuel.

« Les sommets utilisés sont ceux qui figurent sur la carte topo-
 » graphique de Belgique à l'échelle du 1/100.000 et pour la partie
 » française, ceux indiqués sur les plans directeurs français au
 » 1/20.000.

» Compte a été tenu de tous les sommets. On a rencontré fré-
 » quement au cours du tracé, un ou plusieurs sommets situés
 » nettement plus bas que ceux qui les entourent. Dans beaucoup de
 » cas, la raison d'être de ces « anomalies » apparaît immédiatement
 » sur la carte : il s'agit d'un mamelon central d'un méandre recoupé
 » ou d'un méandre encaissé fort étroit, ou bien d'une croupe sur-
 » baissée au point de confluence de deux rivières, ou encore d'une
 » crête étroite entre deux rivières rapprochées. La plupart de ces
 » mamelons ne se terminent pas par une partie aplanie et à faible
 » pente. Leur sommet est réduit d'ordinaire à une surface très
 » petite qui résulte clairement de l'intersection de leurs versants.
 » Dans ces conditions, sauf cas particuliers, la cote du sommet
 » n'a pas de signification particulière. Elle pourrait, semble-t-il,
 » être omise dans la carte, mais tous les intermédiaires existent
 » entre de tels sommets « accidentels » et les sommets « normaux » :
 » éliminer les premiers nécessiterait donc l'intervention d'un
 » facteur d'appréciation personnelle pour tracer la démarcation

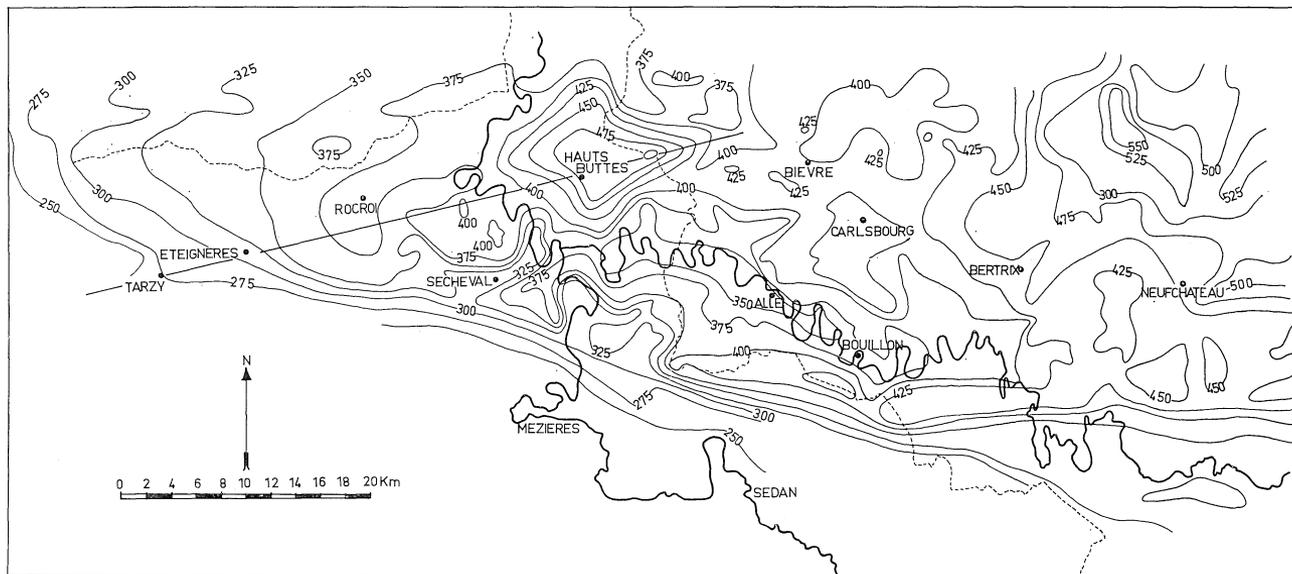


Fig 8. — Carte des sommets de l'Ardenne du S. W., dessinée au 1/100.000 par P. Macar

» entre les uns et les autres. La carte perdrait dès lors l'une de ces » principales qualités, celle d'être aussi objective que possible ».

3. *Examen de la carte des sommets*

Un rapide examen de la carte des sommets (fig. 8) permet de reconnaître la pénéplaine posthercynienne exhumée. Cette ancienne surface d'érosion est actuellement dégagée à proximité du contact Secondaire-Paléozoïque, et apparaît comme un glacis de pente régulière qui est surtout visible entre Bosséval et la frontière française. Nous étudierons au chapitre suivant les caractères de cette surface, aussi, nous nous limiterons à faire remarquer ici un caractère particulièrement bien visible : la netteté avec laquelle, cette surface posthercynienne exhumée est interrompue à la partie supérieure. Cette pénéplaine est en effet, très clairement tronquée par des formes d'érosion plus jeunes et ce, à un niveau qui est de plus en plus élevé en direction de l'Est : 350 m à Maubert-Fontaine, 400 m au N de Bosseval, 425 m au S de Bouillon, 450 m au N de Rossignol et 475 m au N de Rulles.

Au N de cette pénéplaine posthercynienne exhumée, deux unités du relief attirent immédiatement l'attention : d'une part, la topographie calme du plateau de Rocroi, et d'autre part, le massif surélevé et aplani de la Croix Scaille. Nous étudierons successivement le problème que posent ces deux régions.

a) *Le plateau de Rocroi : surface d'érosion éocène.*

De toute la partie de l'Ardenne que nous étudions ici, c'est l'extrémité W qui montre les surfaces d'érosion anciennes les mieux visibles. C'est ainsi qu'à l'W de la Meuse, la carte des sommets présente des courbes de niveau très espacées et d'allure régulière. Cette disposition subhorizontale du relief apparaît d'ailleurs parfaitement dans le paysage et sur les cartes au 1/20.000 par la présence de surfaces planes très étendues. L'existence ici d'une surface d'érosion bien réalisée est évidente. Elle apparaît encore mieux en idéalisant quelque peu la carte des sommets ⁽¹⁾ (voir fig. 9) car les

⁽¹⁾ La seule courbe de niveau qui a été sensiblement déplacée sur cette figure est celle de 350 m. Toutefois après notre modification du tracé, son point le plus occidental ne se trouve que 5 m au-dessus de la surface réelle du sol.

courbes de niveau tendent alors vers la représentation d'une forme topographique simple : celle d'un « nez » anticlinal s'envoyant vers l'W.

Si l'existence de cette surface paraît incontestable, il ne semble toutefois pas vraisemblable que son allure bombée soit originelle.

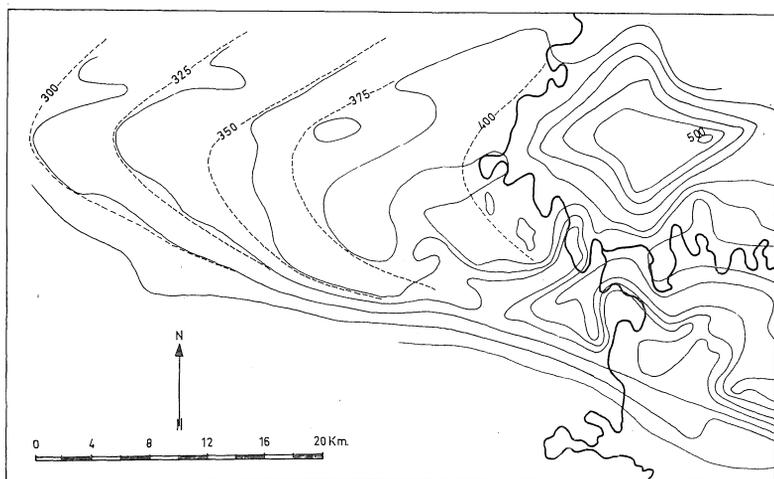


Fig. 9. — Carte des sommets, avec en pointillés, le tracé idéalisé des courbes de niveau sur le plateau de Rocroi.

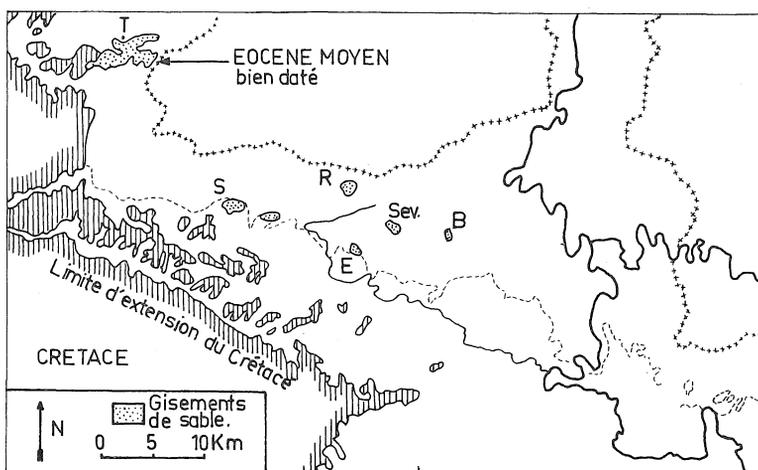


Fig. 10. — Localisation des principaux lambeaux de sable du plateau de Rocroi.

Nous pensons donc que cette surface a été déformée par un mouvement du sol postérieurement à sa formation.

En plusieurs endroits, cette surface d'érosion est jalonnée de lambeaux sableux étroitement localisés en des points hauts, où ils concordent à 5 ou 6 m près avec le relief idéalisé que nous avons décrit précédemment. Ces sédiments ne dépassent guère vers l'Est le méridien de Rocroi ; ils indiquent qu'une transgression marine s'est produite postérieurement au développement de cette surface, et de ce fait, ils présentent un intérêt considérable pour le géographe, en fournissant des renseignements précieux quant à l'âge de la surface d'érosion sur laquelle ils reposent. Nous nous attacherons de ce fait, à la description de tous les gisements de sable qui ont été reconnus et dont la localisation est donnée par notre fig. 10.

* * *

Les sédiments post-paléozoïques du plateau de Rocroi (1).

Les sablières de Signy-le-Petit et de La Neuville-aux-Joutes sont actuellement pratiquement abandonnées. Nous avons cependant pu recueillir des échantillons aux lieux dits « Pavillon » et « La Croix-Colas ». Des deux côtés, les sables sont très fins puisque les grains les plus gros (très rares) atteignent seulement la dimension de 0,6 mm. Ces éléments ne présentent pratiquement aucune trace d'usure. Les minéraux denses suivants y ont été observés : tourmaline, zircon, rutile, disthène, staurotide, andalousite, topaze.

Il existe par contre une exploitation importante, 1 Km au SW de l'église de Regniowez, sur le sommet coté 353,2 m. Le sable y est exploité sur une hauteur de 6 m. Sous une épaisseur de 50 cm à 1 m de limon, on peut observer une succession de couches sableuses parmi lesquelles existent à la partie supérieure quelques bancs ferrugineux. L'épaisseur du dépôt serait d'après M. Leriche (1925, p. 72) encore plus considérable que nous avons pu l'observer, puisqu'il mentionne sous 40 cm de limon, la succession suivante de haut en bas : 0,8 m de sable ferrugineux, 2 m de sable jaune, 4 m de sable blanc, 1 m 50 de sable rougeâtre et jaunâtre, soit au total

(1) Le détail de nos observations est consigné dans une thèse de doctorat en Sciences géographiques, présentée en 1960 et conservée à l'Université de Liège.

8 m 30 de dépôts. Le contact entre cette formation et le substratum n'a, semble-t-il, jamais été décrit.

Les caractères de ces sables (dimension des grains inférieure à 0,5 mm, émoussé pratiquement nul, et association de minéraux denses déjà citée) sont les mêmes que ceux des sables de Signy le Petit.

A Sevigny-la-Forêt, des sables sont exploités à 200 m au N de l'église entre les routes de Maubert Fontaine et de la Sarte. Le dépôt atteint une épaisseur de 5 m, et il repose à la cote 360 m (carte au 1/20.000) sur le Paléozoïque, avec interposition d'une couche argileuse blanche et d'un cailloutis peu épais dont on peut observer des éléments épars. Ceux-ci sont uniquement des cailloux paléozoïques, quartz et quartzite, généralement très bien émoussés et dont la dimension atteint au maximum 20 cm. Les quartzites sont parfois très altérés.

Quant aux sables eux-mêmes, ils se présentent différemment d'un endroit à l'autre de la sablière. La coupe la plus fréquente montre au sommet, sur une épaisseur pouvant atteindre 1 m, un sable gris foncé avec des zones plus claires et parfois entièrement noires, englobant des paquets de sable de couleurs variables et quelques débris de pierre de Stonne. En dessous apparaissent successivement des sables blancs, puis ocre, puis jaune clair dont la granulométrie est uniforme mais dont la couleur dessine de fines stratifications horizontales.

La partie supérieure du profil montre souvent une nette cryoturbation.

Si l'association des minéraux denses de Sévigny-la-Forêt est la même que celle de Regniowez et de Signy-le-Petit, nous noterons cependant que ces sédiments en diffèrent considérablement du fait qu'un pourcentage élevé de grains présente les traces d'une usure par l'eau courante. Le graphique de la figure 74, résume le résultat de nos comptages ; l'augmentation avec la taille du pourcentage des émoussés luisants semble bien montrer que cet émoussé ne provient pas d'un mélange de 2 formations différentes.

Signalons encore que des gros blocs de « pierre de Stonne » caractéristiques et dont la surface est mamelonnée, existent au sommet de cette sablière.

La carte géologique au 1/80.000 mentionne encore l'existence

d'un dépôt de sable à Bourg-Fidèle. Ce gisement est particulièrement intéressant parce qu'il est le dépôt sableux reconnu, situé le plus à l'Est. Nous ne sommes malheureusement pas arrivés à le retrouver et nous ne pouvons mentionner à son sujet que la description très incomplète de M. Leriche (1925, p. 70) : « Ce sable est très » fin et renferme des grains plus ou moins volumineux de quartz » blanc. Il est blanc et souvent bigarré de rouge. »

Ces gisements présentent tous les mêmes caractères, et il ne fait aucun doute qu'ils ont une origine marine. Leur âge est du plus grand intérêt car il permet de dater la surface sur laquelle ils reposent. Cet âge n'est malheureusement pas établi avec certitude, car aucun fossile n'y a été découvert jusqu'à ce jour.

L'affirmation même de M. Leriche (1925, p. 73) « on sait seulement qu'ils sont tertiaires puisqu'on trouve à leur base des silex de la craie » pourrait sembler douteuse puisqu'elle ne repose que sur une observation de J. Gosselet à la Neuville-aux-Joutes en 1879. Elle est cependant confirmée, comme nous le montrerons plus loin, par le fait que la surface de base de ces sédiments recoupe nettement la surface pré-crétacée (voir fig. 11). Mais M. Leriche va plus loin en écrivant : « Ils ne sont pas marins car ils ne contiennent pas de glauconie. S'ils appartiennent au Landenien, c'est au Landenien continental, qu'il faut les rapporter ». Ce raisonnement nous paraît à tout le moins curieux. Comme si tous les dépôts marins contenaient de la glauconie ! Il nous paraît au contraire évident, nous l'avons déjà dit, que ces sables sont bien d'origine marine. En effet, comment comprendre, dans le cas d'une origine continentale, la ressemblance des dépôts à 20 Km de distance, leur excellent classement, et surtout le spectre de minéraux denses que nous y avons trouvé. Il faut remarquer à cet égard que l'association disthène, staurolithe, andalousite ne peut avoir une origine locale, car elle n'existe ni sans le socle, ni dans le Secondaire.

L'âge de ces dépôts ne peut être déterminé avec précision. Toutefois, d'après les cartes d'extensions des différentes mers tertiaires publiées par M. Leriche (1922), on peut penser qu'ils appartiennent au Bruxellien.

Un dernier gisement post-paléozoïque existe dans la même région, à proximité du village d'Éteignères. Comme nous allons le

montrer, il se différencie nettement de ceux que nous venons de décrire. L'exploitation était abandonnée depuis un certain temps lors de notre passage, aussi nous rappellerons seulement la description qu'en a donné M. Leriche en 1925 (p. 75 à 77).

Le dépôt d'Éteignères qui a été exploité 225 m à l'E-SE de l'église est constitué essentiellement « d'un cailloutis dont les éléments » sont réunis par un sable graveleux, généralement coloré en roux » par de l'hydroxyde de fer. Le dépôt est parfois zébré de zones » claires dans lesquelles la limonite fait à peu près défaut. En outre, » il s'y intercale ça et là, des lits lenticulaires d'un sable roux, » grossier, graveleux par place et dont la stratification est parfois » oblique ou entrecroisée. Enfin, ce sable peut être chargé de très » minces filets de glaise.

« Ce dépôt a tous les caractères d'une formation fluviatile et est » actuellement visible sur une épaisseur de 8 m, mais il se poursuit » encore sous le fond de la carrière jusqu'à 2 m de profondeur, il » repose là sur une argile blanchâtre, renfermant quelques gros » grains de quartz.

» L'étude des gros éléments du cailloutis d'Éteignères est fertile » en enseignements. Ces éléments sont d'abord et surtout des silex » en grande partie cacholonnés, parfois entiers et volumineux, le » plus souvent brisés et plus ou moins usés le long des arêtes. Ce » sont ensuite des grès poreux et fins, en plaquettes ou en dalles, » puis des éponges faiblement usées par le frottement. Ce sont » enfin, et en proportion moindre des pelotes de sable très glaucou- » nieux, des pelotes d'argile blanche identique à celle qui sert de » soubassement au cailloutis, des cailloux arrondis de roches pri- » maires (quartzite, phyllades), des galets de quartz blancs. »

Soulignons que des éléments de la « pierre de Stonne » n'ont jamais été signalés dans ce dépôt. Par contre, nous y avons découvert plusieurs cailloux d'une roche siliceuse, vacuolaire qui est apparue en lame mince comme constituée essentiellement de calcédoine radiée, à partir le plus souvent de corpuscules si petits qu'il était impossible d'en identifier la nature. Il est hautement vraisemblable que ces débris soient des restes d'une meulièrement d'un calcaire.

Nous avons retrouvé dans ce dépôt la même association de minéraux denses que celle des dépôts éocènes du sommet du plateau: zircon, tourmaline, rutile, disthène, andalousite, topaze. La stauro-

lithe manque seule, mais il se peut que nous ne l'ayons pas reconnue car nous n'avons examiné qu'une seule lame provenant de ce gisement.

Les personnes qui ont étudié ce dépôt en ont donné des interprétations différentes. J. Gosselet en 1879 n'admet pas que la transgression crétacée se soit avancée jusqu'ici. Pour lui, « les silex ont » été arrachés au rivage landenien situé plus au S et portés par un » formidable raz-de-marée, aux points où on les trouve aujourd'hui ». J. Cornet en 1903 (p. 358-359) a fait remarquer que le faible émoussé de ces silex est incompatible avec l'idée d'un transport quelque peu important, et, pour lui, ces éléments sont l'indice d'une extension beaucoup plus grande du Crétacé. M. Leriche en 1925 (p. 77 et 78) pense en outre que la présence de grès en plaquettes et de sables glauconieux, indique une extension particulière de l'Éocène moyen d'où proviendraient ces matériaux. Toutefois, la mise en place du cailloutis, tel que nous l'observons serait beaucoup plus récente et daterait du Pliocène. Cet auteur croit en effet que ce gisement représente des restes d'alluvions du Petit-Gland, à un moment où cette région faisait partie du bassin de la Seine.

L'hypothèse formulée par M. Leriche nous paraît hautement probable. Il faut en tous cas souligner, ce que personne n'a encore fait, que la localisation de ce gisement dans la topographie s'explique parfaitement par cette hypothèse. En effet, contrairement aux dépôts dont il a été question plus haut, le cailloutis d'Éteignères n'est pas situé sur un sommet, mais bien sur la retombée méridionale de l'Ardenne, en un endroit où la pente régulière nous a permis de reconnaître un lambeau de la pénéplaine post-hercynienne exhumée ; il est donc nettement en dessous de la surface où se trouvent les sables éocènes, et il doit de ce fait, lui être postérieur.

* * *

Cette étude des sédiments recouvrant le Paléozoïque à l'W de la Meuse, nous permet donc de conclure que la surface d'érosion admirablement conservée qui existe sur la rive gauche de la Meuse, date de l'Éocène. En outre, la présence d'un grand nombre de silex d'origine locale à Éteignères attire l'attention sur la proximité d'une autre surface d'érosion bien connue : la pénéplaine infra-crétacique.

Le profil W-SW — E-NE allant de Louette Saint Pierre à Tarzy (1) en passant par la Croix Scaille, le plateau de Rocroi et Éteignères (voir fig. 11) fait apparaître cette surface éocène et

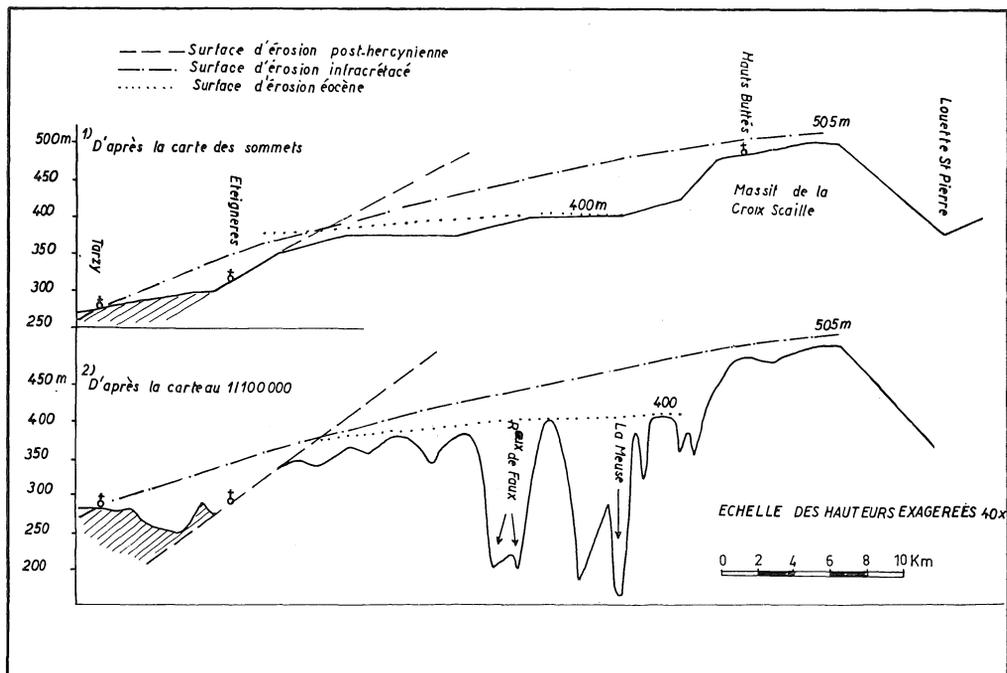


Fig. 11. — Profil Tarzy, Éteignères, Hauts Buttés, montrant le tracé possible des surfaces d'érosion du Plateau de Rocroi (voir localisation sur la fig. 8).

montre sa position par rapport aux surfaces post-hercynienne et infra-crétacique. Sur ce document, nous voyons que les trois surfaces sont de plus en plus inclinées au fur et à mesure de leur ancienneté. Cette disposition explique d'ailleurs parfaitement l'existence de silex à Éteignères. En effet, il apparaît sur cette figure que des lambeaux de craie ont été vraisemblablement conservés sous la surface éocène près d'Éteignères, alors qu'ils avaient entièrement disparu sur le socle paléozoïque.

(1) Afin de permettre au lecteur de comparer la carte des sommets au relief réel, nous avons superposé sur la même figure, la coupe faite à partir de la carte des sommets, et celle tracée d'après le 1/100.000.

b) *Le massif de la Croix Scaille.*

Si, comme nous venons de la voir, l'explication des faits paraît aisée sur la rive gauche de la Meuse, il n'en est pas de même sur la rive droite où s'élève le massif cambrien de la Croix Scaille. D'après la carte des sommets, nous trouvons là un plateau calme qui s'étend à plus de 475 m sur environ 7 Km d'Est en Ouest et sur 5 Km du N au S. En réalité, comme nous l'avons montré par l'étude des aplanissements tertiaires, ce plateau peut être décomposé en 2 unités : une surface vers 490-500 m et une autre vers 475 m. Toutefois, dans l'ensemble, le contraste entre la topographie calme du sommet et l'abrupt extrêmement marqué qui le limite, suggère l'existence d'une surface d'érosion importante que les aplanissements partiels de la fin du Tertiaire auraient retouchée. Dans ses écrits de 1938 et de 1954, P. Macar a mis cette disposition en évidence et a défendu l'idée que le sommet du massif de la Croix Scaille est un témoin de la surface infra-crétacique.

A la suite d'un raisonnement basé sur l'existence des niveaux d'aplanissement tertiaires, raisonnement que nous détaillerons un peu plus loin, une autre hypothèse nous paraît préférable. Toutefois, nous exposerons les détails de chaque hypothèse, en soulignant leurs avantages et leurs inconvénients.

Pour P. Macar, le plateau de la Croix Scaille est un témoin d'une surface d'érosion étendue, qu'il a dénommée surface supérieure en lui attribuant un âge pré-maestrichtien. Le profil donné à la figure 11 sur lequel nous avons dessiné en pointillé le raccord entre le sommet du massif de la Croix Scaille et la surface du contact Crétacé-Secondaire de Tarzy, montre combien cette datation est vraisemblable. Toutefois, une interpolation sur une distance aussi considérable (près de 40 Km) peut paraître arbitraire, d'autant plus qu'elle implique une large courbure de la surface d'érosion pré-maestrichtienne. Cette allure curviligne est cependant normale quand on se rappelle que la forme bombée que nous avons décelée pour la surface éocène a été interprétée comme le résultat d'une déformation épéirogénique de grande amplitude. Or, il est bien entendu qu'un tel mouvement a affecté également les surfaces plus anciennes. Ce raccord est cependant hypothétique et il le restera sans doute, car on ne peut raisonnablement espérer que des restes

de Crétacé aient été conservés au sommet du massif de la Croix Scaille.

Si l'on admet cette manière de voir, le massif de la Croix Scaille est un monadnock ayant résisté à l'érosion de la période éocène. Sa conservation à l'extrémité W de l'Ardenne, au contact d'une surface extrêmement bien réalisée située 100 m en contrebas pose un grave problème. La lithologie justifie l'abrupt Est de ce plateau, où il correspond au contact du Cambrien et du Dévonien moins résistant, mais elle n'apporte aucune solution à l'abrupt W. P. Macar (1954, p. 19) pensait que de ce côté l'abrupt correspondait à la limite E de la transgression éocène qui aurait raboté jusque là le massif paléozoïque.

A l'Est du massif de la Croix Scaille, la reconstitution des surfaces anciennes s'est avérée beaucoup plus difficile. La topographie y est en effet découpée par les profondes vallées de la Semois et de ses affluents. De ce fait, il n'existe plus de larges surfaces planes semblables à celles que nous avons décrites à l'W de la Meuse et qui imposent à l'esprit l'idée d'une surface d'érosion ayant nivelé parfaitement le massif. Nous nous trouvons au contraire, devant des sommets à partir desquels la reconstitution de l'allure générale du relief est difficile et de résultat incertain.

Il n'empêche que l'allure d'ensemble de la topographie, telle qu'elle est mise en évidence par la carte des sommets suggère que dans cette région une surface prolonge approximativement la surface éocène. P. Macar avait souligné cette disposition et expliquait qu'il y avait là une surface d'érosion continentale, d'où originellement moins bien aplanie, qui aurait été par la suite largement déformée en dôme.

Cette théorie extrêmement cohérente et ne laissant dans l'ombre aucun des aspects principaux de la topographie de la région, n'est toutefois pas compatible avec la description des aplanissements tertiaires que nous avons donné au chapitre précédent.

Nous avons en effet admis (voir fig. 4) qu'il existe sur le flanc méridional du massif de la Croix Scaille, plusieurs lambeaux d'aplanissements partiels se groupant aux altitudes de 425-450 et 475 m, les aplanissements développés à cette dernière altitude étant particulièrement importants. Or, ces formes d'érosion sont nettement au-dessus de la surface de base éocène qui vient buter

à 400 m contre le massif de la Croix Scaille. Il en résulte que si, au moment de leur formation, ces aplanissements étaient liés à des niveaux de base et se prolongeaient donc sur les régions voisines (1), le massif de la Croix Scaille ne pouvait pas exister à cette époque comme un « monadnock ».

Cette constatation ne paraît pas, à première vue, exclure la théorie de P. Macar, car il suffit d'admettre pour concilier les hypothèses en présence que les aplanissements situés sur le versant du massif de la Croix Scaille sont antérieurs à l'Éocène. Malheureusement, cette opinion ne résiste pas à l'examen. En effet, pour la conserver, il faut croire que 7 surfaces d'aplanissement sur 9 auraient été dégagées avant l'Éocène, et donc que la majorité du relief de l'Ardenne n'aurait guère été modifiée depuis cette époque. Or cette hypothèse va à l'encontre de ce que l'on pense généralement de l'âge des aplanissements sur le versant N de l'Ardenne. En effet, dans la région qui a été recouverte par la transgression chattienne (Oligocène supérieur), c'est-à-dire entre Bonnelles et la Baraque Michel, on admet que les aplanissements sont nés après cette dernière transgression marine. Étant donné l'allure subhorizontale des aplanissements, leur nombre identique, et leurs caractères semblables sur les deux versants, il n'est guère possible d'admettre que, de part et d'autre, il existe pour ces formes une pareille divergence d'âge.

Une seconde façon de concilier la théorie de P. Macar avec les aplanissements que nous avons étudiés, consiste à admettre un remblaiement de sédiments éocènes sur une centaine de mètres, de façon à trouver après l'Éocène les niveaux de base à partir desquels ont pu s'édifier les aplanissements. Une telle épaisseur de sédiments sur le plateau de Rocroi implique que la transgression

(1) Ce postulat qui est reçu par toutes les personnes s'efforçant de reconstituer les surfaces d'aplanissement tertiaire, n'est en réalité, comme l'a écrit P. DE BÉTHUNE en 1957 (p. M 418) qu'un présupposé théorique que tout le monde n'admet pas. Douter de son existence équivaut à mettre en cause, l'existence même des surfaces d'aplanissement et la valeur de tous les travaux effectués précédemment à ce sujet. Si de nombreuses études détaillées (P. RAUCQ, 1952 ; J. DELARUELLE, 1952 ; R. GOSENS, 1956 ; J. ALEXANDRE, 1956) et d'autres non encore publiées (VAN EETVELD, 1959 ; FOURRÉ, 1960 ; GENARD, 1960) concluent à l'existence de ces aplanissements, il faut noter par contre, qu'aucune étude de détail sur les replats d'une région n'a permis de défendre une autre explication de ces unités morphologiques.

éocène s'est avancée très loin au delà de la percée actuelle de la Meuse. Or, nous sommes là en contradiction avec les conclusions de Leriche (1925) qui a étudié en détail l'extension des différentes mers tertiaires.

Il paraît en conséquence, que l'hypothèse la plus vraisemblable dans l'état actuel de nos connaissances, est que le massif de la Croix Scaille n'existait pas lors de la transgression éocène et qu'il est apparu postérieurement à la suite d'une discontinuité importante dans le soulèvement de l'Ardenne, discontinuité matérialisée par une faille ou une flexure de direction N-S, localisée à la limite W du massif de la Croix Scaille. Cette hypothèse est étayée par la déformation brutale de la pénéplaine posthercynienne exhumée que nous avons reconnue à proximité d'Arreux (voir chapitre suivant, fig. 17). Cette déformation que l'on ne peut malheureusement pas suivre vers le N apparaît comme le résultat d'un soulèvement important de l'Ardenne orientale, à l'extrémité W du massif de la Croix Scaille. Elle serait apparue progressivement au cours du soulèvement de l'Ardenne qui aurait débuté après l'Oligocène.

Cette théorie, qui explique l'abrupt W du massif de la Croix Scaille, comme une forme essentiellement tectonique, et l'abrupt E comme essentiellement lithologique, n'explique pas pourquoi, entre Neufchâteau et ce massif, l'allure générale de la topographie semble prolonger la surface éocène. Elle n'explique pas non plus l'origine de l'abrupt estompé que P. Macar a reconnu dans la région du Neufchâteau et qui d'après lui sépare en cet endroit la surface supérieure (1) et la surface inférieure (2). C'est cependant la seule théorie qui permette de rendre compte des faits que nous avons décrits.

Les hypothèses de G. Baeckeroot et M. Lefèvre.

Si notre explication du relief de la région est différente de celle de P. Macar, il existe cependant entre lui et nous un accord quasi parfait en ce qui concerne la description des faits. Il n'en est pas du tout de même avec la thèses de G. Baeckeroot et M. Lefèvre. Comme nous l'avons déjà écrit, l'opinion de ces 2 auteurs est très semblable.

(1) Pré-maestrichtienne.

(2) Pré-éocène.

Ils admettent l'existence, en plus de la pénéplaine post-hercynienne exhumée, de 2 surfaces d'érosion subhorizontales très voisines de 400 et de 500 m (380 à 400 et 480 à 400 pour M. Lefèvre ; 380 à 420 et 480 à 520 pour G. Baeckeroot).

Comme c'est en étudiant les points les plus élevés de la topographie que ces auteurs ont distingué l'existence de ces surfaces, il est évident que celles-ci doivent apparaître sur la carte des sommets. Sur ce document, l'étendue comprise entre les courbes 375-425 m, doit être notablement plus étendue que celle comprise entre 425 et 475 m. Or voici le résultat des mesures au planimètre de la partie ardennaise du bassin de la Semois.

Entre 500 et 525 m :	22,4 Km ²	}	57,4 Km ²
475 et 500 m :	35 »		
450 et 475 m :	80,6 »	}	219,8 Km ²
425 et 450 m :	139,2 »		
400 et 425 m :	80 »	}	143,6 Km ²
375 et 400 m :	63,6 »		
350 et 375 m :	28 »		

Ces valeurs ne vérifient en rien les thèses de ces auteurs et elles confirment le résultat auquel nous sommes arrivés après une étude de détail de la région : à savoir que s'il existe localement des aplanissements à des altitudes voisines de 400 et de 500 m, ceux-ci n'occupent pas une superficie plus étendue que ceux développés aux altitudes intermédiaires.

Il faut remarquer en outre, que l'endroit où la surface éocène est bien visible, c'est-à-dire toute la terminaison W de l'Ardenne, n'a pas été étudié par G. Baeckeroot, et était en dehors de la région considérée par M. Lefèvre en 1938 : en effet, à l'W de Rocroi, l'existence d'une surface d'érosion fossilisée par des dépôts sableux éocènes est incontestable ; il est clair par ailleurs que cette surface n'a rien d'horizontal puisqu'elle s'élève régulièrement de 275 m à la Neuville-aux-Joutes, à 400 m à l'Est de Rocroi. Du fait de la forme bombée de cette surface, la région proche de Rocroi est subhorizontale et peut induire en erreur, celui qui ne considère pas en même temps toute l'extrémité W de l'Ardenne.

En conclusion, l'examen des cartes et du terrain ne nous a pas démontré l'existence des 2 surfaces signalées par ces auteurs. II

conviendrait pour pouvoir discuter en détail leurs théories, que des précisions soient fournies en ce qui concerne leurs observations proprement dites.

Conclusion

En plus de la pénéplaine posthercynienne exhumée, dont nous allons parler maintenant, il existe dans le bassin de la Semois une seconde surface d'érosion bien développée : la surface pré-éocène. Le sommet du massif de la Croix Scaille, qui, pour certains, correspond à une surface d'érosion plus ancienne (pré-crétacée) n'a selon nous aucune signification précise. En effet, comme nous pensons que ce massif a été soulevé considérablement au début du Tertiaire, le sommet peut représenter simplement un lambeau de la surface éocène, ou encore n'avoir aucune autre signification que celle d'un niveau d'aplanissement tertiaire.

IV. LA PÉNÉPLAINE POST-HERCYNIEUNE SUR LE VERSANT S DE L'ARDEUNE

1. *Introduction*

A. de Lapparent a, dès 1898 (p. 212), signalé l'importance de la pénéplaine post-hercynienne en Ardenne. L'étude des sédiments reposants sur cette surface l'a conduit à penser que cette forme d'érosion n'avait pas pour origine l'abrasion marine, mais bien une érosion subaérienne. Si ce problème est essentiellement une question géologique ou paléographique, il n'en est pas de même en ce qui concerne les lambeaux exhumés de cette pénéplaine. Il s'agit là d'une recherche purement géomorphologique qui consiste à reconnaître les lambeaux de cette ancienne surface d'érosion et d'en préciser la pente et l'allure. Si le but de ce travail est donc bien géographique, les moyens mis en œuvre sont, en partie du moins, géologiques, puisque cette pénéplaine se reconnaît essentiellement au fait qu'elle prolonge la surface de contact Secondaire-Primaire.

Une étude semblable a déjà été abordée par M. A. Lefèvre dans le cadre de l'établissement d'une carte morphologique de Belgique et des régions voisines (carte n° 7 de l'Atlas de Belgique, publiée par

le Comité Nationale de Géographie). Dans cette étude, par ailleurs assez imprécise, puisque publiée à l'échelle du 1/500.000, l'auteur signale quelques lambeaux de la pénéplaine post-hercynienne exhumée, mais uniquement à l'Est de la Vierre. D'après elle, il n'en subsisterait aucune trace plus à l'W ce qui, à première vue, ne manque pas d'être surprenant. Sur ce point particulier d'ailleurs, cet auteur se trouve en contradiction avec P. Macar (1954, p. 12) qui écrit que cette pénéplaine est visible uniquement au bord S de l'Ardenne sur 1 à 2 Km, depuis la frontière grand ducale, jusqu'à quelques Kms à l'Est de Charleville.

Cette étude méritait d'être reprise d'une manière plus détaillée ; c'est l'objet de ce chapitre qui, nous le verrons plus loin, éclaire d'un jour particulier le problème de la capture de la Meuse dont il a été question ailleurs.

En ce qui concerne la partie géologique de ce travail, c'est-à-dire la recherche de la surface de base du Secondaire, les cartes géologiques devaient théoriquement nous apporter une solution. Toutefois, il est apparu très vite que les cartes belges au 1/40.000 et plus encore les cartes françaises au 1/80.000 sont trop imprécises pour fixer avec précision l'altitude de la base du Mésozoïque. Il était donc nécessaire de rechercher sur le terrain le contact des deux formations et d'en mesurer l'altitude au besoin à l'altimètre. Tel est le travail que nous nous sommes imposés entre Habay-la-Vieille et Etalle (village situé à 25 Km à l'Ouest de Mézières).

Pour la partie située en Belgique, nous avons comparé nos observations avec la carte hypsométrique du socle paléozoïque de la Belgique, publiée par R. Legrand en 1951 (p. 328).

Les cartes 12, 14, 15, 18 et 20 rassemblent le résultat de notre étude. Nous y avons indiqué la limite des dépôts secondaires, la pente de la surface de base de cette formation, la pente de la retombée ardennaise en joignant par des courbes imaginaires les sommets de cette retombée, les lambeaux de la pénéplaine post-hercynienne exhumée que nous avons reconnus, et les lambeaux signalés par M. Lefèvre sur la carte morphologique dont il a été question plus haut.

Nous analyserons ces cartes de l'Est vers l'Ouest en considérant successivement :

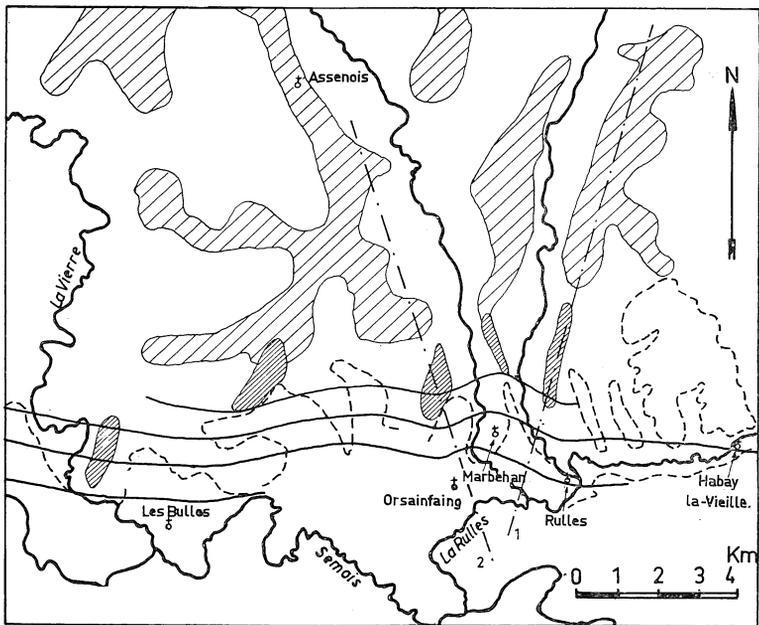
1. Le région entre Habay-la-Vieille et la Vierre (fig. 12) ;
2. la région entre la Vierre et la frontière (fig. 14) ;

4. La région entre Bosseval et Rimogne (fig. 18) ;
5. La région située à l'Ouest de Rimogne (fig. 20).

2. *Étude de la surface de base du Secondaire et des lambeaux de la pénéplaine post-hercynienne exhumée*

a) *Entre Habay-la-Vieille et la Vierre (fig. 12).*

Entre Habay-la-Vieille et la Vierre, vous nous trouvons dans une région où l'étude de la base du Secondaire est particulièrement difficile, en raison de la rareté des affleurements. Le contact des deux formations n'a été observé directement qu'en un seul endroit,



- Limite du Secondaire.
- Courbe de niveau reconstituant la pénéplaine.
- ▨ Lambeau reconnu de la pénéplaine exhumée.
- ▧ Lambeau de la pénéplaine posthercynienne exhumée
- 1 Profil de la figure 13
- selon M.A.Lefèvre.

Fig. 12. — La pénéplaine posthercynienne exhumée entre Habay-la-Vieille et la Vierre.

à 800 m au S-W de Marbehan. Toutefois, l'observation de roches primaires et secondaires en place en de nombreux endroits, nous a permis de préciser que la surface de contact du Paléozoïque et du Mésozoïque dessine ici une ondulation synclinale très lâche compliquée de plis secondaires dans la région de Marbehan (voir fig. 12). Nous avons retrouvé somme toute la disposition décrite par R. Le-grand en 1950.

Quelques lambeaux de la pénéplaine post-hercynienne exhumée ont été reconnus dans cette région : il s'agit généralement de crêtes relativement étroites qui ont subsisté entre les vallées descendant de l'Ardenne. Citons au N de Rulles une longue crête s'étendant sur 3 Km, entre 450 et 380 m, deux lambeaux de près de 1 Km 500 au N de Marbehan, une surface plus importante au N de Termes, et au N. W. des Bulles une surface qui, de la Vierre, se continue jusqu'au Château des Croisettes.

C'est dans cette région que M. A. Lefèvre a signalé l'existence de témoins importants de cette ancienne surface d'érosion. Comme le montre notre carte (fig. 12) où nous avons reporté les limites qu'elle a indiquées, il n'y a pas de coïncidence entre les lambeaux qu'elle a reconnus et les nôtres. Pour elle, cette ancienne surface d'érosion se prolonge très loin au N, jusqu'au delà de Neufchâteau, et même jusqu'à la source de la Lesse.

Nous ne saurions suivre cette manière de voir. En effet, nous pensons que la pénéplaine post-hercynienne exhumée se reconnaît uniquement en ce qu'elle continue parfaitement au N, la surface de base du Secondaire. Or, si nous regardons les profils projetés ⁽¹⁾ que nous avons établis dans cette région (voir fig. 13), il apparaît très nettement que la surface prolongeant la base du Secondaire, s'interrompt brusquement quelques Kms au N de cette formation. Elle est tronquée en cet endroit par une ou des surfaces d'érosion dont l'altitude est vers 450 m dans la région de Rossignol, vers 430 m au bois du Dos du Loup (au S de Bouillon), vers 390 m à Bosseval et vers 340 m à l'W de Rimogne. Certains auteurs ont déjà reconnu cette disposition puisque A. Guilcher écrivait en 1949 (p. 104) : « Le caractère de pénéplaine, et même de plaine d'érosion de la bordure

(1) Méthode qui consiste à projeter parallèlement à une direction déterminée et, en général, perpendiculairement à la ligne de plus grande pente de la surface, les plus hauts sommets rencontrés de part et d'autre du profil, dans une zone préalablement limitée.

» ardennaise n'est pas douteux, bien que la surface posthercynienne
 » ne se voie, au moins au S et au S-E, que sur une faible superficie
 » et qu'elle soit rapidement tronquée par une surface horizontale de
 » 380-400 m aussi incontestable qu'en Sarre. »

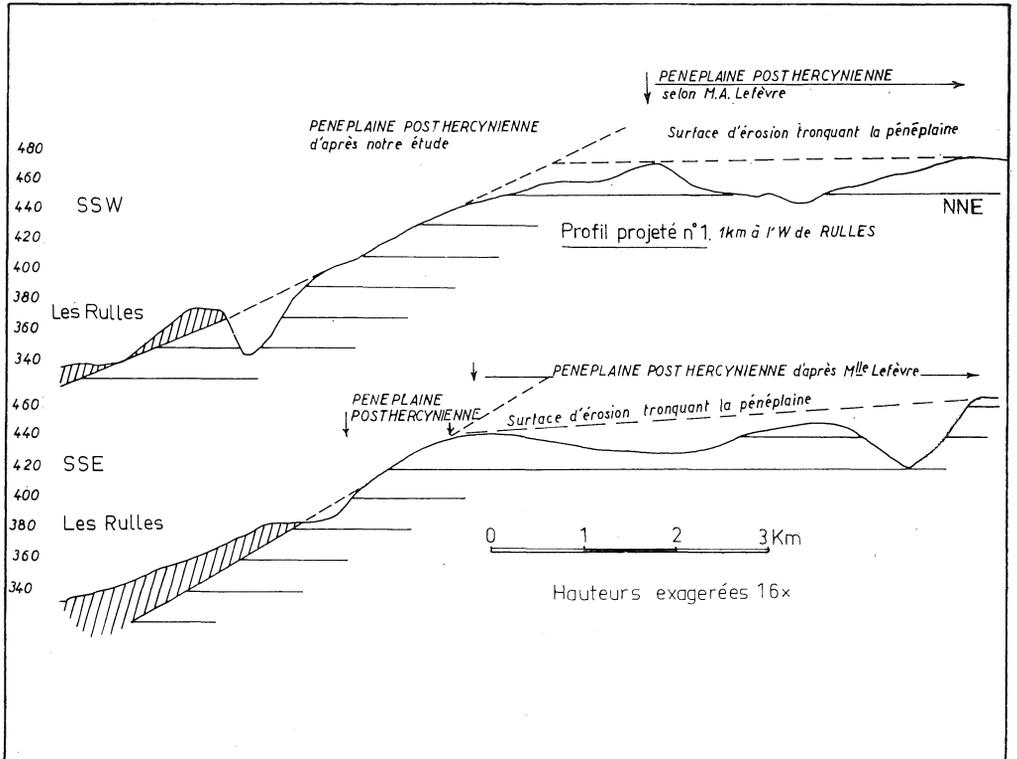


Fig. 13. — Profils projetés montrant la pénéplaine posthercynienne exhumée entre Habay-la-Vieille, et la Vierre.

Nous ne pensons donc pas que l'on puisse suivre le tracé de M. A. Lefèvre, qui, pour conserver son interprétation doit admettre dans la région que nous considérons ici, une flexure brusque de la surface de base du Secondaire vers 450 m. Or, rien n'indique l'existence d'une semblable déformation.

(b) *Entre la Vierre et la frontière française* (fig. 14).

La Semois recoupe 5 fois de suite le contact secondaire-primaire dans la région que nous considérons ici. Les observations géolo-

giques y ont, de ce fait, été beaucoup plus complètes que dans la région précédente et, elles ont clairement montré l'allure régulière de la surface de base du Secondaire entre la Vierre et Ste Cécile.

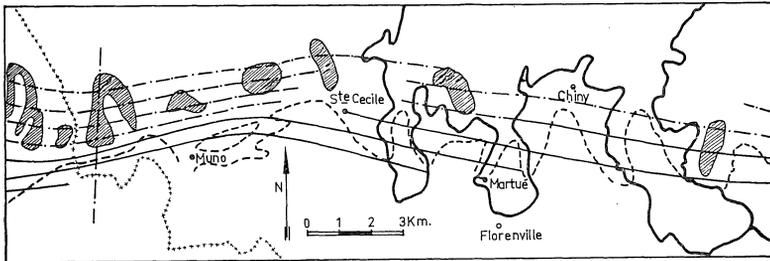


Fig. 14. — La pénéplaine posthercynienne exhumée entre la Vierre et la frontière française (voir légende fig. 12).

Ici, la retombée ardennaise est entaillée par la Semois elle même et cette érosion n'a pas laissé subsister de nombreux témoins de la pénéplaine post-hercynienne exhumée. Signalons seulement, l'existence d'un lambeau de 1 Km² situé à 1 Km au N W de Martué.

Mais à l'W de Sainte Cécile, tout change ; la pente de la surface de base du Secondaire augmente brusquement et change de direction, dessinant une ondulation synclinale très bien marquée au cœur de la quelle la Semois s'écoule vers le N, en direction de Herbeumont. La localisation de cette rivière en cet emplacement exceptionnel est-elle un effet de hasard ? Nous pensons qu'il sera difficile d'en décider.

A l'Ouest de la Semois, les lambeaux conservés de la pénéplaine post-hercynienne exhumée sont importants. La régularité de la retombée ardennaise dans le bois des Amerois, près de la frontière française est remarquable. C'est la région où, à notre connaissance, cette vieille surface d'érosion est en Belgique la mieux marquée. Nous nous trouvons d'ailleurs là sur le « nez » d'un anticlinal important auquel fait suite la région s'étendant entre la frontière et Bosséval.

c) *Entre la frontière belge et Bosséval* (fig. 15)

Entre la frontière belge et Bosséval, la surface de base du Secondaire est très régulièrement inclinée vers le S-SW. Elle correspond à peu près à un plan car la pente en est constante d'un bout à l'autre : il existe bien une légère allure synclinale mais celle-ci est

faible et peut être négligée (flèche horizontale 500 m à Illy pour 15 Km de corde, ce qui correspond seulement, vu la faible pente des couches, à une flèche verticale de moins de 25 m). La pénéplaine post-hercynienne exhumée est très apparente dans cette région. Son dégagement a été favorisé par la proximité de la Meuse et elle s'étend d'une manière quasi continue jusqu'à Bosséval. Elle est cependant découpée par les ruisseaux qui devalent la retombée ardennaise, en dégagant parfois sur leurs versants des replats structuraux comme le montre la photo 16.

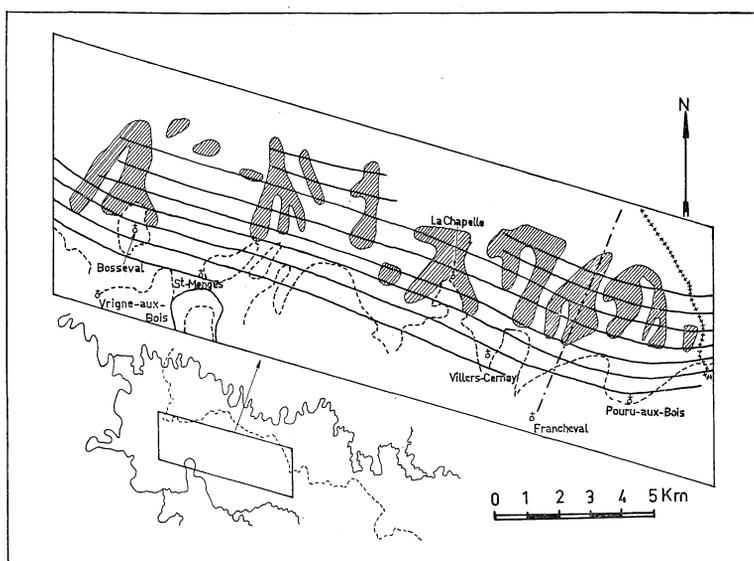


Fig. 15. — La pénéplaine posthercynienne exhumée entre la frontière et Bosséval (voir légende fig. 12).

Toutefois, comme ceux-ci ont toujours un bassin réduit (la Semois coule une peu au N) cette érosion n'a jamais été fort importante. Entre St Menges et Vrigne-Aux-Bois, le méandre recoupé du Bois de la Falizette (A. Pissart, 1960) a effacé, localement toute trace de la pénéplaine. A l'W de ce méandre, s'étend au N de Bosséval, un splendide lambeau de cette ancienne surface d'érosion que P. Macar a mis en évidence par une coupe publiée en 1954 (p. 11). La photo 17 montre parfaitement l'existence de cette surface.

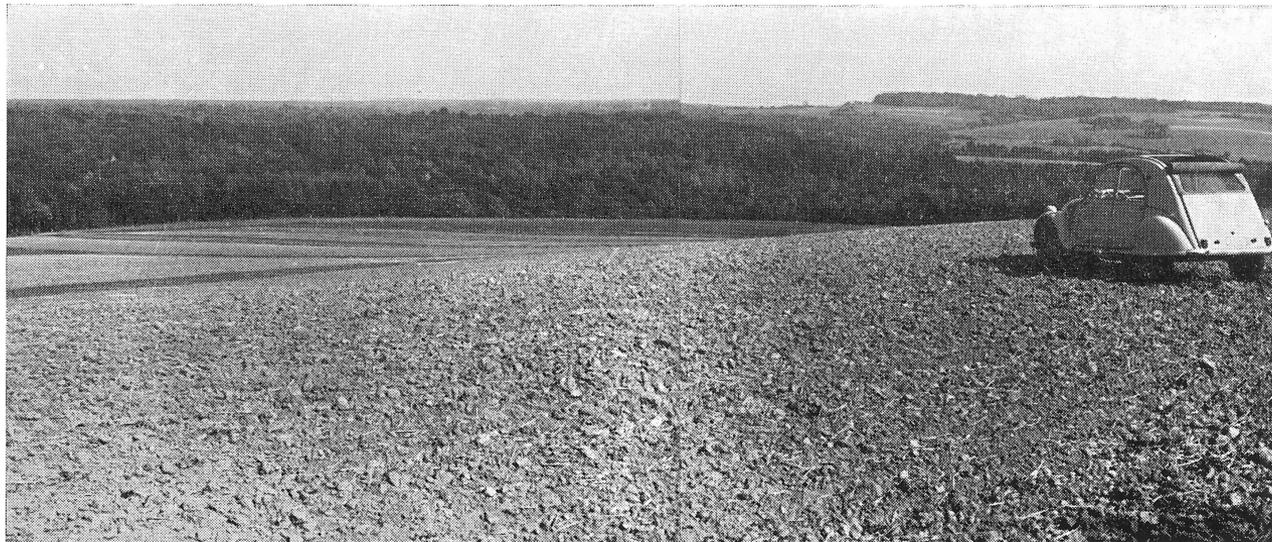


Fig. 16. — Photo montrant sur un versant de la vallée du ruisseau de Givonne, un replat correspondant à la surface de base du Secondaire (vue prise 1800 m au N.-N. W. de Givonne).



Fig. 17. — Photo prise en direction de l'E. depuis un point situé à 1 Km à l'Est de Gernelle. La ligne d'horizon correspond à la pénéplaine posthercynienne exhumée au N. de Bosséval.

Dans cette région existent plusieurs dépôts caillouteux situés près du contact Secondaire-Primaire, et dont l'origine est restée douteuse jusqu'à nos jours. Ces dépôts, étroitement associés à la pénéplaine post-hercynienne exhumée, ne peuvent être négligés dans notre étude. Nous considérerons le problème qu'ils posent à la fin de ce chapitre, et nous présenterons alors nos observations concernant les cailloutis de la Chapelle, de Villers-Cernay, et de Saint Menges qui se trouvent dans la région décrite ci-dessus, ainsi que celles qui concernent les dépôts de Cons-la-Grandville et de la Havetière qui sont situés plus à l'W, de part et d'autre de la Meuse.

d) *Entre Bosséval et Rimogne* (fig. 18).

Entre Bosséval et Rimogne, la carte que nous présentons ne montre aucun lambeau de la pénéplaine post-hercynienne exhumée. Cette surface n'existe plus ; elle a été entaillée par les cours successifs de la Meuse que nous avons décrits plus haut et cette érosion fluviale importante n'a laissé subsister que de rares replats sur les versants des vallées. A l'Ouest d'Aiglemont, par exemple, ces replats structuraux prennent sur les photos aériennes, l'apparence de terrasses de la Meuse.

Malgré que les lambeaux de cette ancienne surface d'érosion soient pratiquement absents ici, nous nous sommes intéressés particulièrement à l'allure de la surface de base du Secondaire, dans cette région où, avant la capture de Nouzonville, la Meuse entaillait le socle primaire sur une longueur de près de 25 Km. Cette étude a montré que la surface de base du Secondaire dessine, entre Bosséval et Rimogne, une grande ondulation synclinale qui peut être décomposée en deux synclinaux séparés par un bombement localisé à l'emplacement du village d'Etion (3 Km au N-W de Charleville).

L'axe du synclinal le plus oriental passe par Cons-la-Grandville. Si l'allure exacte de ce pli n'a pas été reconnue avant nous, il n'empêche que l'existence d'une perturbation dans la surface de base du secondaire a été aperçue très tôt. En effet, dans son travail non publié P. Macar ⁽¹⁾, souligne le changement de pente marqué

(1) Il s'agit du manuscrit dont nous avons parlé dans nos remerciements préliminaires, et que Monsieur le Professeur Macar a eu la bienveillance de nous communiquer.

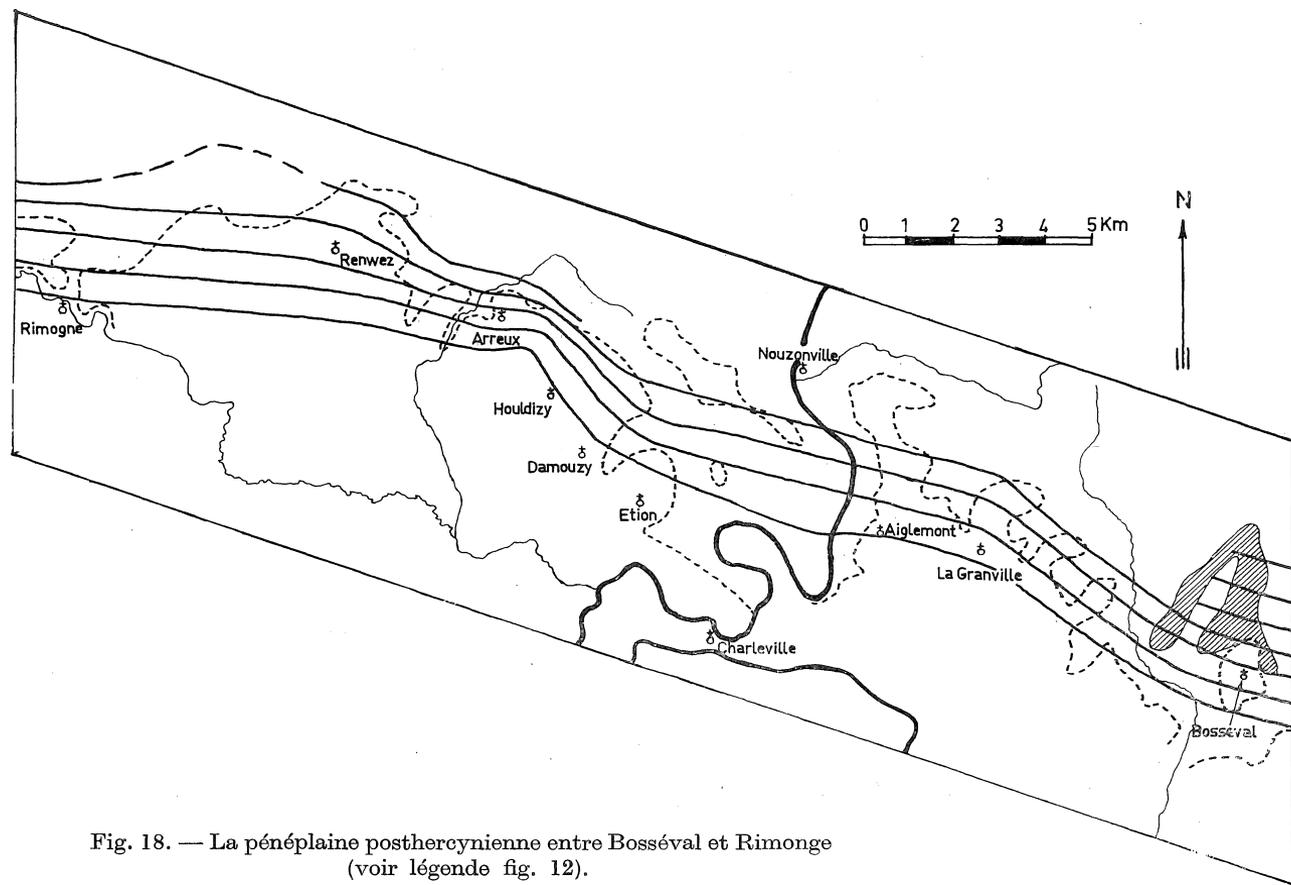


Fig. 18. — La pénéplaine posthercynienne entre Bosséval et Rimogne
(voir légende fig. 12).

qui affecte cette surface (fig. 19A). Cet auteur opposait à l'opinion de Gosselet pour qui il s'agissait d'un haut fond de la mer liasique, l'hypothèse que le changement d'allure pourrait être dû à des failles. Pour nous, il y a là une simple flexure du socle paléozoïque au cœur duquel se localise le cailloutis à éléments tectonisés de Cons-la-Grandville (Pissart, 1959). Si nous manquons d'observations indiscutables à l'endroit du pli proprement dit, il n'en reste pas moins vrai que, de part et d'autre, la pente des couches a pu être bien déterminée et que les prolongements des courbes de niveau de la surface reconnue à l'Est comme à l'Ouest, viennent se rencontrer sans difficulté au N de La Grandville.

Le synclinal le plus occidental, au cœur duquel se trouve le village de Renwez a été reconnu avant nous par des géologues s'intéressant aux roches secondaires. G. Dubar en 1922 (p. 112) en a donné une carte qui a été reprise et légèrement modifiée par A. Bonte en 1941 (p. 80). Les opinions de ces deux auteurs divergent considérablement quant à l'âge de cette déformation synclinale : le premier croit en effet à une déformation postérieure au dépôt du Secondaire, tandis que le second pense que cet accident existait déjà lors de la transgression liasique, et il parle du « Golfe de Renwez ».

Nous n'envisagerons pas ici le problème de l'âge de cette déformation et nous nous contenterons de rechercher l'allure de la surface de base du Secondaire.

La coupe W-SW — E-NE qui passe par l'église d'Arreux et que nous présentons à la figure 19 B démontre l'existence en cet endroit d'un accident géologique marqué. La pente de la base du Secondaire présente en effet une inclinaison régulière, jusqu'au pied du Bois d'Arreux, où elle s'accroît brusquement. Cette coupe peut s'expliquer, soit par la présence d'une faille, soit par une flexure brutale de la base du Secondaire. Remarquons en passant que cette flexure serait 3 fois plus marquée que celle de La Granville, pour laquelle la question se posait également de savoir si nous ne nous trouvions pas devant une cassure (figure 19A).

Ici encore, les faits peuvent s'expliquer par un simple pli de la surface de base du Secondaire. En effet, G. Dubar (1923, p. 90) indique que le village de Houldizy est construit sur le Hettangien dont l'épaisseur ne dépasse pas 14 m, et qui repose directement sur le Paléozoïque. Les mêmes couches secondaires ont par ailleurs

été observées par le même auteur au S-E de Damouzy (p. 94), au fond de la vallée qui sépare ce village d'Étion. Ces observations excluent la possibilité de tracer une faille NW-SE qui depuis Arreux viendrait rejoindre, une autre faille de rejet comparable et de sens identique entre Bel Air et Etion. Ce dernier accident géologique a été signalé par G. Mathieu en 1944 (p. 17) ; il affecterait aussi

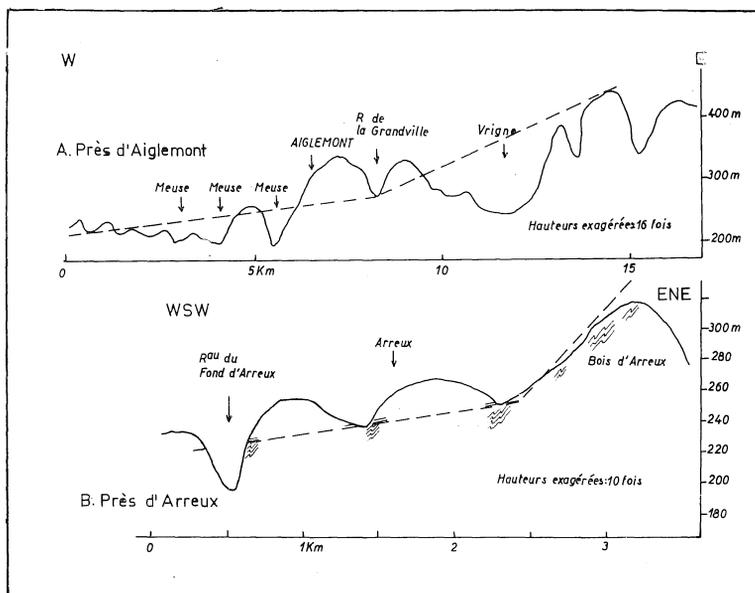


Fig. 19. — Profils montrant l'irrégularité de la surface de base du Secondaire
A. Près d'Aiglemont, B. près d'Arreux.

bien le socle paléozoïque que la couverture secondaire, mais, nous n'en avons retrouvé aucune trace ⁽¹⁾. Le problème posé ici par la tectonique post-hercynienne semble complexe. Il ne pourra être résolu que par une étude complète des formations secondaires, étude qui sort du cadre de notre travail.

⁽¹⁾ G. DUBAR (1923, p. 41) attire l'attention sur le fait que dans cette région, en bordure des vallées et des moindres vallons, des anomalies s'observent dans l'allure des couches. La faille décelée par G. Mathieu n'est peut-être que le résultat de semblables affaissements du Secondaire. L'erreur est ici d'autant plus probable que, cet auteur n'a fait des observations que dans quelques fouilles dont la profondeur n'excédait pas 3 m. Certaines failles sont cependant bien établies dans la région, ainsi celle qui est dirigée suivant le cours de la Meuse entre Romery et Mézières et que J. Gosselet avait déjà signalé en 1888 (p. 807).

A l'Ouest d'Arreux, la surface de base du Secondaire présente une allure beaucoup plus calme. Le synclinal s'approfondit à Renwez, puis, les courbes de niveau prennent une direction générale E-W, jusqu'à Chilly, situé à 6 Km à l'Ouest de Rimogne.

e) *A l'Ouest de Rimogne (fig. 20).*

La surface de base du Secondaire ne présente entre Rimogne et Beaulieu aucune complication ; elle apparaît comme un plan incliné vers le S-SW. La pente extrêmement régulière de la retombée

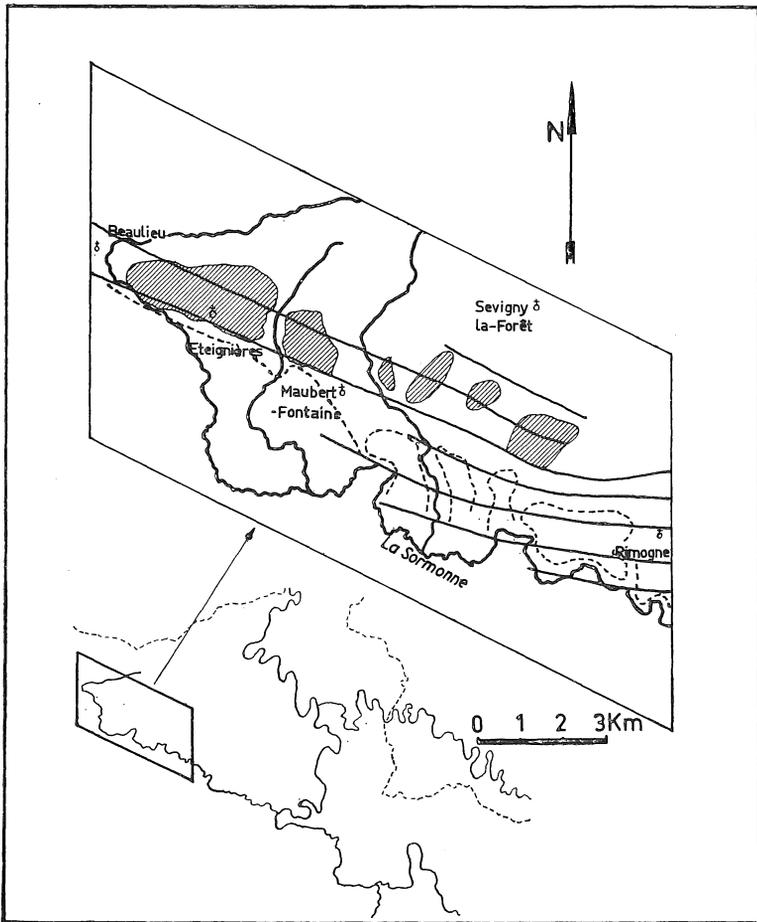


Fig. 20. — La pénéplaine posthercynienne exhumée entre Rimogne et Beaulieu (voir légende fig. 12).

ardennaise dans cette région, correspond en gros à cette vieille surface d'érosion, et elle n'a été que très modérément entaillée par les ruisseaux descendant de l'Ardenne. En conséquence, notre carte mentionne ici la réapparition d'une série de lambeaux de la pénéplaine post-hercynienne exhumée.

3. *Les formations détritiques de la Havetière, Cons-la-Grandville, Neufmanil, Saint Menges, La Chapelle et Villers Cernay* (voir fig. 21)

Avant de tirer les conclusions de l'étude de la pénéplaine post-hercynienne exhumée que nous venons de présenter, il y a lieu d'étudier différents cailloutis qui sont situés à proximité immédiate de cette surface et qui sont susceptibles de jeter quelques lumières sur son évolution.

Jannel a attiré l'attention en 1881 (p. 227) sur l'existence de cailloutis sur le versant S de l'Ardenne et, il pense que ces dépôts se rattachent si intimement au poudingue de base du Secondaire, que l'on est fondé de leur attribuer le même âge, et le même mode de formation. Il groupe de la sorte, en une même énumération, le cailloutis de Villers-Cernay, celui de Saint Menges, les cailloux épars qui jalonnent la pénéplaine post-hercynienne exhumée près de Bosseval, le dépôt de La Grandville, un cailloutis près de Villers-Cernay, un autre dans le bois de la Havetière au N d'Étion, le conglô-

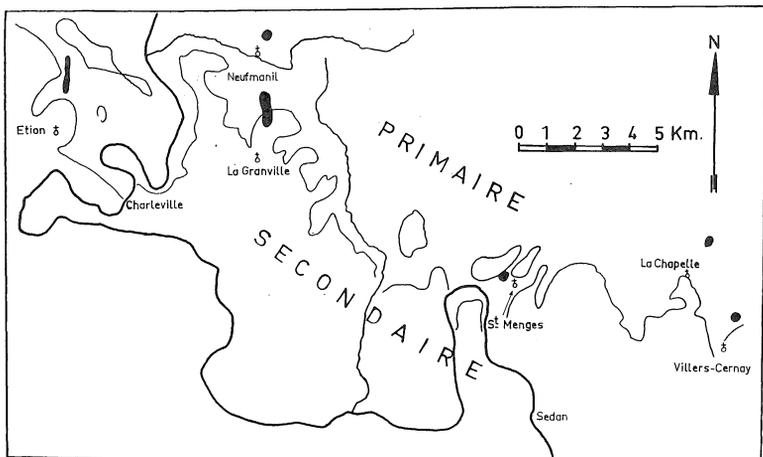


Fig. 21. — Répartition des cailloutis énigmatiques de la bordure de l'Ardenne, près de Charleville et Sedan.

mérat du Bois de Neufmanil, celui du plateau à l'Ouest de Thilay, les cailloux roulés des hauteurs de Ham et ceux du plateau de Foisches.

Cette longue énumération a le mérite de citer tous les dépôts conglomératiques de quelque importance qui existent à proximité de la base du Secondaire. Elle comprend cependant des cailloutis divers comme le dépôt du plateau de Foisches près de Givet (voir terrasse de la Meuse n° 64) qui est un dépôt Onx, comme les dépôts mosans de Ham (voir terrasse de la Meuse n° 63), et le cailloutis fluvial du méandre recoupé de Thilay (voir terrasse de la Semois n° 7). Nous ne reparlerons plus de ces dépôts dont nous avons établi précédemment l'origine et qui n'ont rien à voir avec les autres dépôts dont nous allons aborder l'étude.

En 1884 (p. 251) et en 1888 (p. 804), Gosselet avait déjà établi cette distinction puisqu'il admet seulement la parenté de quatre dépôts : ceux de La Havetière, de La Grandville, du bois de Neufmanil et de La Chapelle. Pour lui, comme pour Jannel, il s'agissait de témoins d'un ancien rivage liasique.

Dans un travail non publié, P. Macar admettait peu avant cette guerre, une origine semblable, tout au moins pour le dépôt de Cons-la-Grandville.

Cette opinion n'était cependant pas reçue par tout le monde puisque en 1937, R. Contreras (p. 155) pensait que ces cailloux étaient des témoins de dépôts de ruissellement conservés dans de faibles dépressions subséquentes d'une pénéplaine qui correspondrait au niveau 300 m et qui daterait de l'extrême fin du Tertiaire.

Rapportons encore l'opinion de G. Dubar qui considérait en 1923, les dépôts de la Havetière, de la Grandville et de la Chapelle comme des restes d'alluvions anciennes de la Meuse ou de ses tributaires. C'est d'ailleurs à cet avis que se sont rangés, en 1946, les membres de la Société d'Histoire Naturelle des Ardennes, lors d'une visite à la gravière de Cons-la-Grandville.

En résumé, l'âge attribué à ces différents gisements varie du Secondaire au Quaternaire, ce qui indique assez combien ils sont encore mal connus. Nos observations sur ces cailloutis nous permettent, comme nous le montrons ci-dessous, de lever quelque peu le voile qui plane sur leur origine.

a) *Le cailloutis de Cons-la-Grandville.*

Ce dépôt est le mieux connu car il s'y présente actuellement une belle coupe d'une dizaine de mètres de hauteur et d'une cinquantaine de longueur. Nous avons publié en 1959, les résultats de l'étude sédimentologique du matériel de cette gravière, aussi nous contenterons-nous de rappeler ici les conclusions principales : Nous y avons distingué deux formations superposées : au sommet un gravier à kieselolithes vraisemblablement mosan (voir Pissart 1961, terrasse de la Meuse n° 10) et en dessous un cailloutis plus ancien pour lequel nous avons écrit ceci (Pissart 1959, p. B 265) : « Le » cailloutis inférieur, indiscutablement fluvial, a été déposé par » une rivière venant du Nord, mais dont la longueur était inférieure » à 250 Km. Il a subi, depuis son dépôt une déformation tectonique » importante qui a brisé et impressionné un grand nombre de ses » éléments. Son âge est difficile à préciser. Ses éléments, uniquement » paléozoïques, indiquent selon toute vraisemblance un sédiment » pré-crétacé. Comme il ne semble pas se continuer dans le Lias » proche situé immédiatement au S, il serait pré-liasique ».

Si l'étude sédimentologique de ce dépôt nous a amené à formuler des conclusions importantes, des observations complémentaires, concernant le mode de gisement du cailloutis, nous permettront d'apporter des précisions non moins intéressantes.

La carte (figure 22) rassemble nos observations, effectuées à grand peine dans cette région entièrement boisée. Notons tout d'abord que, étant donné la flexure synclinale de la base du Secondaire en cet endroit, il est vraisemblable que les formations secondaires reposent sur le cailloutis tectonisé et cela sans aucune perturbation particulière de la surface de base du Secondaire ; autrement dit, nous admettons que ces sédiments ont été nivelés par la pénélaine post-hercynienne.

La surface de base de ces sédiments est loin d'être horizontale. Nos observations nous permettent au contraire d'affirmer qu'une courbe de niveau passant par la base du dépôt caillouteux à 258 m, dessine une ondulation extrêmement marquée. S'agit-il uniquement de la forme de la vallée dans laquelle se sont déposés les cailloux, ou, en partie du moins d'une déformation synclinale de la surface sur laquelle se serait étalé ce matériel ? Si rien ne nous permet de trancher avec certitude, remarquons cependant que ces deux actions

ont probablement joué un rôle. En effet, cette ondulation correspond bien à une vallée sensiblement N-S, ce qui est, nous l'avons montré en 1959, la direction d'écoulement du courant d'eau qui a mis en place ce matériel. Par ailleurs, l'action d'un mouvement

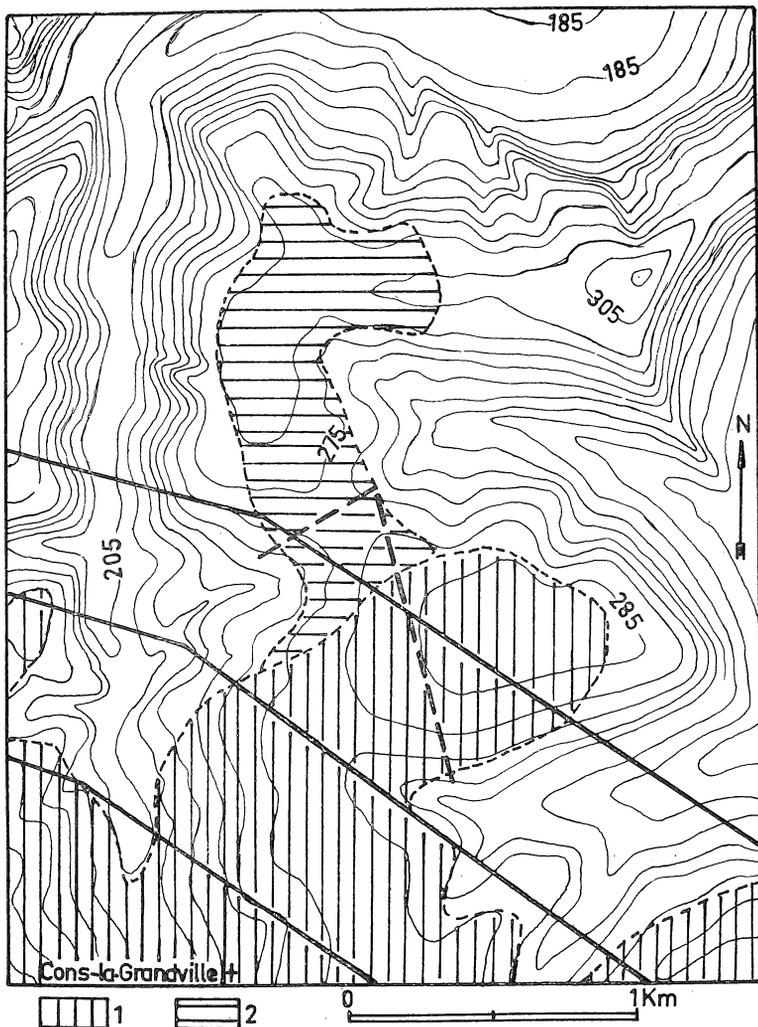


Fig. 22. — Le cailloutis de Cons-la-Grandville et la pénélaine posthercynienne. — Légende : 1. secondaire ; 2 cailloutis de Cons-la-Grandville ; en traits pleins, courbes de niveau de la base du Secondaire (pénéplaine posthercynienne) ; en pointillés, courbe de niveau de la base du cailloutis de Cons-la-Grandville-Équidistance 10 m.

tectonique se retrouve dans la fracturation des éléments. Ce mouvement a selon toute vraisemblance été un mouvement synclinal, si l'on en juge par la déformation de la surface de base du Secondaire, que nous avons retrouvée en cet endroit.

b) *Le cailloutis du Bois de la Havetière.*

Les conditions d'observations du cailloutis du bois de la Havetière sont franchement mauvaises. Ici, il n'existe aucune coupe où le dépôt peut être observé en place. De ce fait, nous avons dû nous contenter de noter les emplacements où les cailloux englobés dans une argile rougeâtre et jaune jalonnent la surface du sol, et notre étude sédimentologique s'est résumée à l'examen de ces éléments épars.

Le cailloutis n'a été observé que le long de la route de Meillier-Fontaine à Étion, au N et au S de Maison Chaîneau. L'allure de la surface de base de ce matériel est difficile à déceler, cependant, on peut considérer comme certain qu'elle plonge vers le S. Par ailleurs, le contact Paléozoïque-cailloutis, se relève nettement à l'Est. Nous avons observé, en effet, ce matériel 200 m au S de Maison Chaîneau, dans d'anciennes tranchées de 1940, à plus de 10 m sous un affleurement de schistes primaires situés une centaine de mètres à l'Est. Ces dépôts semblent donc raviner le Paléozoïque. Par ailleurs, il ne fait aucun doute ici que le cailloutis plonge sous le Secondaire et que la surface de ce cailloutis prolonge très bien la surface de base du Secondaire.

Toutes ces observations correspondent point par point, à ce que nous avons écrit plus haut pour le cailloutis de la Grandville. La ressemblance avec ce gisement est d'ailleurs affirmée par l'étude sédimentologique :

1. Le cailloutis est composé uniquement de roches paléozoïques parmi lesquelles se trouvent en grand nombre des quartzites bleus à cubes de pyrite. Ceux-ci indiquent une origine septentrionale du matériel, depuis le massif cambrien de Rocroi.
2. Nous avons trouvé un caillou fêlé de quartzite revinien, absolument semblable à ceux, tectonisés, que nous avons décrits à Cons-la-Grandville.
3. L'éroulé du matériel est comparable : Pour des quartz de

2 à 3 cm, nous avons obtenu après 31 mesures (1), une médiane de 214 contre 165 à La Grandville. Dans le même matériel entre les limites dimensionnelles de 4 à 6 cm, la médiane était de 148 contre 175 à La Grandville. Les valeurs d'émoûssé, relativement faibles que nous avons trouvées ne sont pas identiques, probablement, en raison du petit nombre de mesures, mais elles indiquent d'un côté comme de l'autre une usure fluviale.

4. Signalons encore que G. Dubar (1923, p. 40) a écrit que parfois les éléments de ce cailloutis sont cimentés par des dépôts de limonite ; selon lui également, les cailloux les plus gros atteindraient une dimension céphalique.

Ces observations complètent la ressemblance avec le dépôt de La Grandville, et il paraît en conséquence hors de doute, que nous nous trouvons en présence d'une formation de même âge et de même origine.

c) *Les conglomérats du Gros Bois de Neufmanil.*

1 Km 400 au N-E de l'église de Neufmanil, existent des blocs épars de conglomérats qui ont été signalés par Jannel en 1881. Gosselet en 1888 (p. 804) attribue à ces sédiments un âge liasique, mais pas plus que Jannel, il ne donne de description de ces dépôts. La Société d'Histoire Naturelle des Ardennes a consacré une excursion le 17 août 1952, à l'étude de ces sédiments. Le compte rendu détaillé qui en est donné dans le tome 42 (p. 38 à 40) du Bulletin de la Société nous a permis de retrouver quelques blocs épars de ce conglomérat. Ces blocs sont isolés les uns des autres et ne sont vraisemblablement plus en place. De ce fait aucune observation concernant le mode de gisement de ce matériel n'a été effectuée.

Ces blocs de poudingue ont une surface extérieure très uniforme, assez lisse sur laquelle les cailloux constitutifs n'apparaissent guère en relief. Le ciment est extérieurement très résistant et ne se laisse que difficilement fracturer sous le marteau. Toutefois, lorsque la couche extérieure est brisée, le ciment est beaucoup moins dur et fournit au choc, une abondante poussière blanche. Il semble donc

(1) Mesure d'émoûssé du premier ordre selon A. CALLEUX : $E = \frac{2r' \times 1000}{L}$

r' représentait la valeur du rayon de courbure le plus petit du caillou lorsqu'il est posé à plat, et L la plus grande longueur de cet élément.

que ces blocs ont subi une silicification extérieure qui est l'indice d'une longue exposition aux agents météoriques sous des climats chauds à saison sèche.

Les composants du conglomérat paraissent uniquement paléozoïques et comprennent à côté d'un grand nombre de cailloux de quartzite revinien à cubes de pyrite, des quartz et des quartzophyllades.

Les éléments constitutifs de ce poudingue paraissent très mal classés. A côté de cailloux dont la longueur peut atteindre 14 cm, existent de nombreux cailloux plus petits et même des fractions sableuses.

Quant à l'émoissé du matériel, il est en général faible et il paraît identique à celui des cailloutis de la Grandville et de la Havetière.

Que représentent exactement ces dépôts? Contrairement à R. Detrey (p. 31) qui y voit un dépôt tertiaire et probablement landenien, nous pensons plutôt que nous nous trouvons devant des restes du cailloutis de Cons-la-Grandville qui devait se prolonger par ici. Ces sédiments ne se trouvent en effet qu'à 2 Km au N de l'extrémité de ce dernier gisement et dans une direction qui correspond bien au tracé de la vallée N-S que nous avons retrouvée à la Grandville. La nature du poudingue, sa granulométrie, l'émoissé de ses éléments constitutifs sont des arguments en faveur de l'identité des deux dépôts. La cimentation par une croûte siliceuse, à la suite de l'exposition de ce matériel aux climats chauds du Tertiaire, serait à l'origine de la conservation de ces blocs de poudingue.

Tous les cailloux qui jalonnent le Bois de Neufmanil ne proviennent pas du poudingue que nous venons de décrire. Nous y avons trouvés en effet, un certain nombre de cailloux très émoissés, au point d'être parfois des véritables dragées. Certains d'entre eux étaient réunis par un ciment ferrugineux, qui n'a rien de commun avec la croûte siliceuse dont nous avons parlé plus haut. Une série de 20 mesures d'émoissé portant sur des quartz de 2 à 3,5 cm a donné une valeur médiane de 510 (165 à la Grandville, 215 à la Havetière). Cette valeur peut être considérée comme caractéristique d'un façonnement marin. Elle montre, en tous cas, que ces cailloux ne proviennent pas du dépôt fluviatile de la Grandville

dans lequel nous n'avons pas trouvé un seul quartz dont l'émoussé dépassait 400.

Que représente ce second cailloutis? Il paraît assez peu probable qu'il puisse s'agir d'éléments du cailloutis de base du Secondaire puisque d'après la pente observée plus au S, celui-ci devait passer à plus de 50 m au-dessus du sommet du Bois de Neufmanil. Je crois que l'hypothèse d'une très ancienne terrasse de la Meuse peut également être écartée, parce que nous trouvons ces cailloux 25 m au-dessus du dépôt le plus ancien que nous avons découvert : la sablière du col de Meillier-Fontaine située à 7 Km à l'Ouest et à l'altitude de 300 m. Ces dépôts ne comprennent d'ailleurs pas des cailloux bien roulés comme ceux dont il est question ici.

Si l'on admet toutes ces considérations, il ne resterait plus guère que l'hypothèse d'un dépôt tertiaire, analogue à celui qui existe près de Sevigny la Forêt qui puisse être retenue. Nous nous garderons cependant de conclure.

d) *Le cailloutis de Saint Menges.*

Après avoir été signalé par Jannel en 1881, ce dépôt n'a plus été mentionné par aucun auteur. Il est pourtant certain que ce gisement pose un problème, car il y a là un cailloutis particulièrement épais, dont l'importance est absolument inhabituelle à la base du Secondaire.

Le chemin qui de la Ferme de Bellevue, située à 100 m au N-W de Menges, se dirige vers ce village, découvre à la cote 220 m, le poudingue de la base du Hettangien. Celui-ci apparaît comme essentiellement calcaire et il comprend des cailloux de paléozoïque qui deviennent plus nombreux à la base.

Deux cent cinquante mètres à l'Est et à la cote 210 m, apparaît dans la tranchée du chemin, un poudingue dont les éléments beaucoup plus serrés, sont généralement mal roulés et comprennent des débris de schistes. Le ciment paraît localement ferrugineux et localement calcaire.

25 mètres au S-E, près du ruisseau du Bas Caillou, les éléments des cailloutis sont plus petits. Ils passent d'ailleurs à la partie inférieure à du sable très inégalement aggloméré par un ciment ferrugineux.

Un dernier affleurement de ce poudingue à éléments peu arrondis

est visible à 300 m au S du moulin, soit à 450 m à W-NW de l'église de Saint-Menges. Il se trouve en cet endroit à la cote 185 m.

Ce dépôt, qui se trouve immédiatement sous le Secondaire, ne paraît pas correspondre au poudingue de base hettangien que G. Dubar a étudié dans cette région et pour lequel il faisait remarquer sa faible épaisseur (quelques décimètres) et sa nature extrêmement calcaire (1923, p. 40). Il pourrait exister ici un dépôt comparable à ceux que nous avons décrits plus haut, mais, malheureusement, les affleurements sont trop mauvais pour pouvoir en décider avec certitude.

e. *Gravière de La Chapelle.*

Tous les auteurs qui se sont intéressés aux dépôts caillouteux que nous étudions ici, ont été d'accord pour admettre l'identité d'âge et d'origine du gisement de La Chapelle avec ceux de la Havetière et de Cons-la-Grandville. Toutefois, cette opinion s'appuyait uniquement sur la similitude de localisation de ces sédiments qui reposent sur le Paléozoïque, non loin de la limite N du Secondaire. Il nous a paru utile d'entreprendre une étude sédimentologique du matériel pour asseoir quelque peu ces conclusions.

Sur la feuille géologique de Mézières, le conglomérat de la Chapelle est indiqué, 1700 m au N-E de La Chapelle, de part et d'autre de la route Sedan-Bouillon, par une tache rose portant le sigle Pn : cailloutis mal daté et d'origine incertaine.

Ce gisement apparaît dans une petite gravière située au S de la route à l'altitude de 382 m. Nous y avons observé la coupe que nous décrivons ci-dessous de bas en haut.

- a) 25 cm de sable relativement fin englobant quelques petits cailloux roulés. Les grains de sable sont entièrement non usés. Le premier émousé apparaît seulement pour des cailloux supérieur à 0,5 cm.
- b) Strate plus argileuse, épaisse de 2 cm et surmontée d'une couche de limonite très dure englobant le matériel décrit en a.
- c) Couche épaisse de 80 cm de gravier grossier et hétérométrique. Les plus gros cailloux ont une longueur de 15 cm. Les grains de sable ne montrent aucune trace d'usure, de même que les cailloux plus petits que 1 cm. Le matériel est très altéré : les

quartz et les quartzites ont été seuls respectés, alors que les débris de phyllades ne sont plus qu'argile et les débris de grès sont très friables. Les éléments du cailloutis sont uniquement paléozoïques, mais on n'observe pas ici de quartzite bleu à cubes de pyrite. Au contact de la couche supérieure d, le matériel est consolidé irrégulièrement par un ciment limonitique en un poudingue très résistant dont les débris sont abandonnés par l'exploitation.

- d) Lit argileux épais de 3 à 6 cm.
- e) Cailloutis semblable à c. mais observé seulement sur 15 cm.
- f) Mélange d'éléments du cailloutis inférieur et de débris de roche fraîche, le tout empâté dans un limon. Des blocs de poudingue à ciment de limonite provenant de la couche c, voisinent avec des blocs de phyllade non altérés, parfois recouverts d'un enduit noir. Les débris de phyllade altéré repris du cailloutis inférieur sont laminés et broyés. Ce matériel ravine le gravier sous-jacent. Il s'agit sans contestation possible d'un dépôt de solifluxion typique très hétérométrique et sans stratification pour lequel la Société d'Histoire Naturelle des Ardennes a noté lors d'une excursion en janvier 1951, la ressemblance avec une moraine.

Ce dépôt est incontestablement un dépôt fluviatile très local. La faible usure de son matériel, sa composition uniquement paléozoïque et sa localisation non loin de la limite du Secondaire en font un sédiment très semblable à celui de Cons-la-Grandville.

Nous y avons cependant noté quelques différences : d'un côté l'absence de cailloux tectonisés et de quartzites reviniens à cubes de pyrite, d'autre part, la présence au sein du cailloutis d'éléments fortement altérés.

Ces différences n'excluent cependant pas la possibilité d'une origine identique à celle de Cons-la-Grandville. En effet, cette altération des cailloux peut avoir été provoquée sur place au cours du Tertiaire, alors que ces sédiments, à l'altitude de 382 m, étaient vraisemblablement déjà proches de la surface du sol. Par ailleurs, l'absence de cailloux tectonisés se justifie aisément, étant donné la régularité, dans cette région, de la pénéplaine post-hercynienne exhumée, qui indique une stabilité du socle primaire. Quant à l'absence de quartzite revinien, elle est somme toute normale, puisqu'elle indique seulement que l'écoulement se faisait du N vers le

S. Cette roche n'affleure en effet qu'au S, où on trouve à moins de 1 Km, la limite du massif cambrien de Givonne.

Ce cailloutis est situé à une altitude voisine mais inférieure de près de 10 m, au passage de la surface de base du Secondaire que nous avons pu reconstituer assez bien dans cette région.

Au total, nous pensons que selon toute vraisemblance ce dépôt est l'équivalent exact de ceux de la Grandville et de la Havetière, et qu'il s'agit donc d'un sédiment très ancien, probablement triasique.

f) *La gravière de Villers-Cernay.*

La gravière de Villers-Cernay, actuellement abandonnée est située à 750 m à l'E-NE de l'église de ce village. L'existence d'un cailloutis en cet endroit a été signalée par Jannel en 1881 ; sans doute faut-il attribuer à l'étendue réduite de ce gisement, le fait que, après lui, aucun auteur ne s'y soit intéressé. Mentionnons cependant que les comptes rendus des excursions de la Société d'Histoire Naturelle des Ardennes ont donné en 1925 (T. 20, p. 190) et en 1950 (T. 40, p. 43) une description de cette gravière. Les membres de cette Société sont restés assez indécis quant à l'origine de ce dépôt, mais ils ont noté qu'il semblait d'âge récent et qu'il représentait sans doute une haute terrasse de la Meuse.

Voici les observations qui ont pu être levées en 1959 dans cette gravière abandonnée.

En surface (1), se trouve un dépôt de solifluxion épais de 60 cm et englobant de rares cailloux roulés. Dans ce niveau existe un gros bloc d'un poudingue à ciment calcaire dont les éléments assez petits, de l'ordre de 2 à 3 cm sont bien roulés. Il s'agit sans aucun doute d'un bloc du poudingue de base secondaire.

A la base de ce limon, des cailloux généralement bien roulés et semblables à ceux du poudingue que nous venons de décrire sont particulièrement nombreux.

Le niveau 3, épais de 25 cm, est composé de sables grossiers et d'un cailloutis de couleur brun foncé et même rougeâtre localement, du fait de la présence d'un ciment ferrugineux.

En dessous, lui succèdent deux à trois fines strates de 1 à 2 cm d'épaisseur, de grès à éléments fins de couleur brun foncé.

Enfin, la dernière couche visible, montre sur 75 cm un gravier héréatométrique, dont la majorité des éléments sont peu émoussés mais où existent çà et là des éléments beaucoup plus fortement usés. Ce matériel est uniquement paléozoïque et les débris de schistes qui s'y trouvent sont souvent très

altérés. Le matériel est cimenté localement sur 1 à 2 cm par un ciment ferrugineux.

Ce dépôt est à une altitude proche de la surface de base du Secondaire, et dans l'impossibilité où nous sommes de préciser s'il se trouve au-dessus ou en dessous du contact, nous ne pouvons tirer argument de sa situation pour lui attribuer un âge. Il est bien certain que le bloc de poudingue amené à la partie supérieure de la gravière par solifluxion est un sédiment secondaire, mais il diffère considérablement du cailloutis inférieur. La présence de cailloux bien roulés et de grains de sable de 1 mm montrant des traces d'usure, au milieu du matériel très faiblement émoussé de la couche inférieure pose un problème. L'existence de débris de schistes altérés dans le même sédiment en pose un autre. L'altération est-elle antérieure ou postérieure au dépôt?

Signalons pour terminer que dans une ancienne exploitation depuis longtemps abandonnée et située 300 m au S, nous avons découvert, parmi des blocs de poudingue faiblement consolidés, des cailloux tectonisés indiscutables. Cette dernière observation prouve en tous cas que ce dépôt est très ancien et non quaternaire comme il est écrit dans le B.S.H.N.A.

Les observations que nous avons rassemblées sont insuffisantes pour nous permettre de préciser l'origine de ce matériel. Aussi, malgré qu'il nous semble bien que ce soit là l'hypothèse la plus probable, nous n'oserions pas l'identifier aux autres cailloutis que nous avons décrits plus haut.

Conclusions

L'étude, que nous avons présentée dans ce chapitre a mis en évidence l'allure régulière de la surface de contact Secondaire-Primaire. En raison de sa régularité sur une distance considérable, il semble bien que nous ne trouvons pas là une simple surface d'abrasion marine, mais bien des témoins d'une pénéplaine qui, au moment de la transgression liasique, nivelait le massif ardennais. Cette surface d'érosion a subi des déformations postérieurement à son édification et celles-ci ont donné naissance aux ondulations de la région de Rossignol, au synclinal de Sainte Cécile, et surtout aux irrégularités mentionnées entre Bosseval et Renwez. Ces ondulations ne peuvent pas être originelles car, dans le cas d'une

surface d'érosion aussi bien développée, on ne peut admettre la conservation d'une forte pente de l'ordre de 5° comme celle que nous retrouvons à l'Est d'Arreux.

Quel est l'âge de ces déformations ? Nous avons rapporté plus tôt que l'avis de A. Bonte et celui de G. Dubar différaient sur ce point, du moins en ce qui concerne la région de Renwez. Pour nous, cette dernière déformation est, comme nous venons de le montrer, postérieure à l'édification de la pénéplaine préliasique, et, elle est même, nous semble-t-il, postérieure à la transgression liasique. En effet, le poudingue de base du Hettangien n'a pas une épaisseur supérieure à quelques décimètres, dans la région même où ces mouvements ont eu la plus grande importance.

D'autre part, on peut se demander s'il faut associer ces déformations et les dépôts caillouteux assez énigmatiques qui jalonnent cette vieille surface d'érosion et que nous avons décrits longuement. Nous ne le pensons pas, étant donné que ces dépôts sont vraisemblablement antérieurs à la transgression liasique, alors que la déformation de la pénéplaine lui est postérieure. D'autre part, ces cailloutis, par leur granulométrie, ne paraissent pas des dépôts de pénéplaine. Ils ne peuvent pas être concomitants de la transgression liasique, mais comme ils passent vraisemblablement sous les formations mises en place par cette mer, ils seraient plus anciens. Par ailleurs, comme leurs gisements ne semblent pas affecter la pénéplaine préliasique (ou post-hercynienne) d'accidents quelconques qui correspondraient par exemple à d'anciennes vallées, ces gisements semblent tronqués par la pénéplaine elle-même, et nous l'interprétons de ce fait comme des sédiments plus anciens qui seraient apparus avant la fin du développement de la pénéplaine, au Trias vraisemblablement.

Abordons maintenant le problème du dégagement de cette pénéplaine, ou si l'on veut celui de la répartition des lambeaux actuellement exhumés de cette surface.

A ce point de vue, nous pouvons diviser la région que nous avons étudiée en quatre sous-régions :

1. Dans le bassin de la Semois, la pénéplaine post-hercynienne exhumée est quasi inexistante. Elle a été relativement peu dégagée en raison de la faible érosion verticale de la Semois jurassique au Quaternaire. En outre, elle a été profondément

disséquée par l'érosion du fait de la moindre résistance des roches du Siegenien inférieur et du Gedinnien sur lesquelles elle est développée dans cette région.

2. Entre Muno et Bosséval, la pénéplaine post-hercynienne exhumée prend toute sa signification. Elle apparaît d'une manière quasi continue, sur une longueur de 3 à 4 Km, qui correspond à une dénivellation de 100 à 160 m. La proximité de la Meuse et de la Chiers est en grande partie la cause du dégagement de cette surface sur une semblable étendue ; la résistance du Cambrien, qui en constitue le socle, est à l'origine de sa conservation remarquable.
3. Entre Bosseval et Rimogne, il n'est pas question de rechercher cette ancienne pénéplaine. L'érosion de la Meuse qui a entaillé ici le socle paléozoïque, en a effacé les traces.
4. A l'Ouest de Rimogne, quelques restes de cette surface peuvent être repérés, mais, ils sont réduits, en raison d'une part de l'éloignement de la Meuse qui constitue le niveau de base local, et d'autre part parce que le massif ardennais s'abaisse rapidement dans cette direction. La résistance des roches cambriennes du massif de Rocroi a cependant permis la conservation de quelques lambeaux incontestables entre Rimogne et la Sormonne.

Il est remarquable de constater que les aplanissements tertiaires ont en général respecté la retombée méridionale de l'Ardenne. Ils n'ont pas découpé la pénéplaine post-hercynienne exhumée en une série de replats superposés, comme à première vue, on aurait pu s'y attendre. L'explication de cette observation nous échappe actuellement, mais il est possible qu'elle doive être recherchée dans le fait que la pénéplaine post-hercynienne constituait au moment de l'élaboration des aplanissements tertiaires, une ligne de contact entre deux formations de résistance très différente.

Attardons-nous maintenant quelque peu à l'étude de l'ancien tracé de la Meuse (avant la capture de Nouzonville), dans ses rapports avec l'allure de la surface de base du Secondaire. Il est étonnant de constater le parallélisme qui existe entre les ondulations de cette surface et le tracé en plan du fleuve. La figure 23 montre

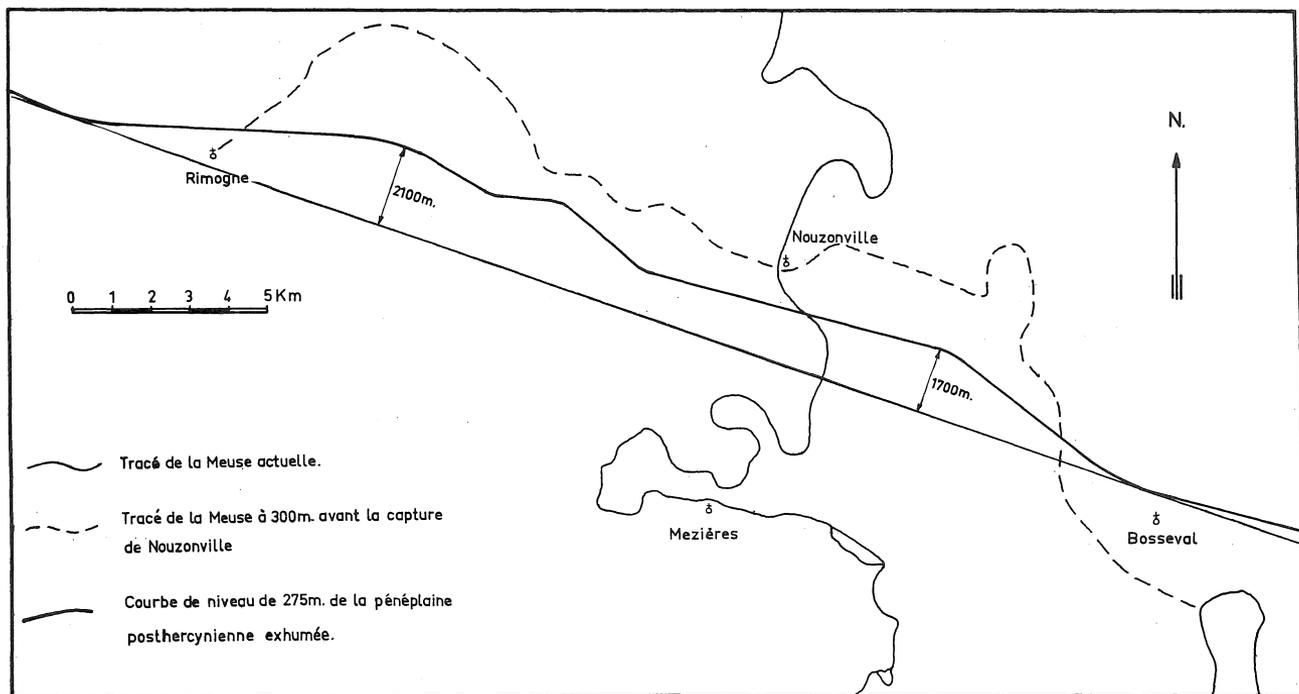


Fig. 23. — Schéma montrant, entre Bosseval et Rimogne, la concordance existant entre le tracé de la Meuse originelle et les ondulations de la pénéplaine posthercynienne.

parfaitement que les inflexions synclinales de la pénéplaine post-hercynienne s'accompagnent d'une localisation plus septentrionale du tracé du cours d'eau qui décrit de la sorte deux inflexions vers le N correspondant aux « synclinaux » de Cons-la-Grandville et de Renwez. Remarquons, nous ne l'avons pas dit auparavant, que ces ondulations sont loin d'être négligeables puisque à Renwez la flèche horizontale du synclinal est de 2100 m ce qui correspond à 75 m de flèche verticale, tandis qu'à Gespunsart cette flèche est horizontalement de 1700 m et verticalement de 65 m.

La coïncidence entre le tracé du fleuve et l'allure de la surface est extrêmement nette et il ne fait aucun doute à nos yeux, que nous nous trouvons ici devant un bel exemple de l'influence de la structure sur le tracé d'un cours d'eau. Le fleuve s'est localisé dans la dépression périphérique du massif ardennais, et il en a épousé les ondulations.

Par la suite, ce cours d'eau s'est surimposé dans le massif paléozoïque sur une trentaine de kilomètres et a été fixé dans sa position originelle. Cette localisation était loin d'être favorable et le fleuve l'a abandonnée en deux étapes : à la suite premièrement de la capture de Nouzonville et deuxièmement après la capture de la Meuse par la Bar.

La localisation de ces anciens cours nous indique par ailleurs que le fleuve s'est surimposé dans le Paléozoïque à une altitude voisine de 350 m, ce qui nous permet d'affirmer l'existence du fleuve déjà à cette altitude.

Constatons enfin pour terminer que la capture de la Meuse à Nouzonville s'est produite dans une région somme toute favorable, car elle correspond à une zone synclinale de la surface de base du Secondaire. Une remarque semblable peut être formulée pour la Semois qui profite du synclinal de Sainte Cécile pour pénétrer dans le massif ardennais.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Pour terminer, nous rassemblerons en une brève synthèse les principaux résultats de cette étude et nous les présenterons par ordre chronologique. En y ajoutant les conclusions auxquelles nous sommes arrivés dans notre précédent mémoire déjà cité, nous

brosserons à grands traits l'histoire géomorphologique du versant méridional de l'Ardenne.

Après le plissement hercynien, l'Ardenne a subi une très longue période d'érosion qui a abouti à l'élaboration d'une pénéplaine bien réalisée. Dans la région que nous avons étudiée, cette pénéplaine post-hercynienne a été fossilisée par des sédiments liasiques. Actuellement, elle est localement exhumée. Elle apparaît sous forme de lambeaux discontinus dont l'étendue dépend de l'importance de l'érosion quaternaire et dont l'état de conservation s'explique par la nature du Paléozoïque. Ces témoins sont étroitement localisés à la bordure méridionale de l'Ardenne et leur allure permet de juger de l'importance des mouvements tectoniques postérieurs.

La dernière transgression marine qui a atteint l'Ardenne du S-W date de l'Éocène supérieur. La mer bruxellienne s'est en effet, avancée d'W en E, sur le plateau de Rocroi, sans toutefois selon Leriche (1922), dépasser beaucoup le méridien de Revin. Elle a recouvert en cet endroit une surface d'érosion extrêmement bien réalisée, au point que l'on peut supposer après P. Macar (1954) que l'action marine n'est pas étrangère à cette pénéplanation.

Après le retrait de cette mer, si les conclusions de notre étude des aplanissements sont exactes, il est vraisemblable que la région est restée à une altitude voisine du niveau de la mer jusqu'à la fin de l'Oligocène. C'est seulement à cette époque, après la transgression chattienne dont on trouve les traces sur le plateau des Hautes Fagnes que toute l'Ardenne s'est soulevée en s'exposant progressivement à l'érosion. Le soulèvement n'a pas affecté uniformément tout le massif. La partie située à l'Est du cours actuel de la Meuse, s'est élevée beaucoup plus fortement que la région située à l'W, car à cette époque est apparue une flexure ou une faille qui est à l'origine de l'abrupt occidental du massif de la Croix Scaille.

C'est au début de ce soulèvement qu'est né le cours de la Semois ardennaise, dont la localisation devait être déterminée par le contact entre le Paléozoïque et des formations discordantes plus récentes ; à partir de là, un simple phénomène de surimposition a dû l'amener dans sa position actuelle. Au moment où le Paléozoïque était, de la sorte, progressivement mis à jour, s'édifiaient des surfaces d'aplanissements subhorizontales emboîtées les unes dans les autres et façonnées sous un climat chaud et humide. Le Cambrien qui résistait relativement bien à cette érosion est resté en relief

au-dessus des roches dévoniennes qui l'entourent, en donnant naissance au véritable « monadnock » que constitue le massif de la Croix Scaille.

Ensuite, selon J. Alexandre (1956), vers la fin du Tertiaire, une modification du climat vers l'aridité a été à l'origine de l'apparition de niveaux d'aplanissement différant des surfaces dont il vient d'être question, surtout par leur localisation à proximité immédiate des cours d'eau. C'est vraisemblablement au moment de la reprise d'érosion consécutive à ce changement climatique, que le bassin de la Vierre a pris son extension actuelle en capturant plusieurs affluents de la Semois. Simultanément au façonnement de ces niveaux d'aplanissement de véritables surfaces sont apparues sur le plateau de Rocroi. En cet endroit en effet, pour obtenir de telles surfaces, il suffisait, après que les restes de la couverture aient été déblayés, que la surface de base éocène soit légèrement retouchée.

Tout à la fin du Tertiaire, la Semois a été capturée à Monthermé par la Meuse de Dinant. Ce phénomène a sans doute été facilité par la transgression de la mer diestienne qui, en s'avancant très loin vers le S (près de Gembloux), a favorisé l'érosion régressive des cours l'eau qui s'y jetaient. Cette capture a provoqué une violente reprise d'érosion dans la vallée de la Semois, qui coulait jusqu'alors sur une large plaine alluviale, dans une vallée peu encaissée et à faible pente longitudinale. La reprise d'érosion s'est manifestée très loin vers l'amont, et elle a vraisemblablement provoqué à la limite S de l'Ardenne la capture de la Vierre, qui jusque là appartenait au bassin de la Chiers situé au S.

La capture de la Meuse à Nouzonville s'est produite au début du Quaternaire, en déterminant une violente reprise d'érosion dans le bassin parisien. La datation que nous proposons ici est basée sur des travaux de P. Macar et W. Van Leekwijck (1949 et autres) montrant que la traînée mosane qui contient des éléments indiscutablement lorrains, est contemporaine de glaciations très anciennes. Il est par ailleurs probable qu'à l'origine, ce n'est pas la Meuse qui a été capturée à Nouzonville, mais qu'il s'agissait d'un affluent qui suivait la dépression périphérique de l'Ardenne. La Meuse proprement dite aurait été détournée par cet affluent peu après.

Il est vraisemblable que l'Ardenne occidentale s'est légèrement soulevée après ces captures en donnant aux aplanissements l'allure subhorizontale que nous avons retrouvée. Ce mouvement

du sol a dû affecter les toutes premières terrasses de la Semois, dont la pente longitudinale devait être originellement plus accentuée.

Par la suite, l'évolution de la Semois s'est accomplie, sans intervention d'aucun phénomène extérieur, comme le montrent les terrasses qui se rapprochent l'une de l'autre vers l'amont. Au cours de cette évolution, les méandres se sont élargis en relation étroite avec la schistosité, et 14 d'entre eux se sont successivement recoupés.

Contrairement à ce qui avait été écrit avant nous, l'évolution de la Meuse à la traversée du massif cambrien de Rocroi paraît s'être accomplie d'une manière normale au cours du Quaternaire. Les terrasses de la Meuse ne montrent en effet aucune contrepente, et si toutefois elles divergent vers l'amont, cette divergence peut être interprétée comme une simple conséquence de la capture de Nouzonville. Il est cependant possible que l'Ardenne se soit soulevée au cours du Quaternaire, mais si ce mouvement s'est produit, il a entraîné avec lui l'extrémité N du bassin parisien.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDRE J., 1956 — L'Ardenne Centrale et sa bordure septentrionale. Étude de Géomorphologie. — Thèse de doctorat en Sciences Géographiques conservée à la bibliothèque de l'Université de Liège, 1956.
- ALEXANDRE J., 1958 — La restitution des surfaces d'aplanissement tertiaire de l'Ardenne Centrale, et ses enseignements. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 81, pp. M 333-423.
- ANTHOINE R., 1940 — Contribution à l'étude du massif cambrien de Rocroi. *Mémoires de l'Académie royale de Belgique*, classe des Sciences, 2^e série, t. XII, fasc. 4, pp. 1 à 202.
- ASSELBERGHS E., 1946 — L'Éodévien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. Géol. Louvain*, t. 14, 598 p.
- BAECKEROOT G., 1942 — Oesling et Gutland. Thèse. Armand Colin, Paris, 310 p.
- BAULIG H., 1926 — Le relief de la Haute Belgique. *Ann. de Géogr.*, n° 195, t. 35, pp. 206 à 235.
- BONTE A., 1941 — Contribution à l'étude du Jurassique de la bordure N du bassin de Paris. *Bull. Carte Géol.*, n° 205, t. 42, pp. 1 à 440.
- CONTRERAS R., 1937 — La morphologie de la bordure méridionale des Ardennes près de Mézières-Charleville. *Bull. de la soc. belge d'études Géogr.*, t. 7, pp. 145-158.
- CORNET J., 1903 — Études sur l'évolution des rivières belges. *Annales de la Soc. Géol. de Belg.*, t. 31, 1903, pp. M 261, M 500.
- DE BETHUNE P., 1957 — Rapport du premier rapporteur désigné par la Société Géologique pour examiner le mémoire de M. Jean Alexandre. *Mém. de la Soc. Géol. Belg.*, t. 81, fasc. 2, p. M. 418.
- DE LAPPARENT A., 1879 — Le terrain crétacé inférieur dans les Ardennes. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 7, 1878, 1879, pp. 613 à 619.
- DE LAPPARENT A., 1898 — La question des pénéplaines envisagées à la lumière des faits géologiques. *Congrès International de Géogr.* Berlin, t. II, pp. 213-220.
- DELARUELLE J., 1952 — Contribution à l'étude géomorphologique de la Fagne et de l'Ardenne à l'Ouest de la Meuse. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. 75, pp. B 201-220.
- DETREY R., 1953 — Excursion mycologique et géologique du 17 août 1952. — Neufmanil-Naux. *B. S. H. N. A.*, t. 42, pp. 38 à 43.
- DUBAR G., 1923 — Contribution à l'étude du Lias de la feuille de Mézières. *Bull. des Services de la Carte géologique de France et des topographies souterraines*, n. 152, t. XXVII, pp. 1 à 42.
- DUBAR G., 1923 — Note sur l'Hettangien et le Sinémurien à l'W. de Mézières. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 48, 1923, pp. 79 à 112.
- GOSSELET J., 1879 — Notes sur les sables tertiaires du plateau de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. du N.*, t. 7, pp. 106 à 109.
- GOSSELET J., 1883 — Notes sur quelques affleurements de poudingues dévonien et liasique et sur l'existence de dépôts siluriens dans l'Ardenne. *Annales de la Société Géologique du N.*, t. XI, 1883-1884, pp. 245 à 253.
- GOSSELET J., 1888 — L'Ardenne.
- GOSSELET J., 1890 — Deuxième note sur le caillou de Stonne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 18, p. 170.
- GRAULICH J. M., 1954 — Le Cambrien-Tremadocien, dans Prodrome d'une

- description géologique de la Belgique, pp. 21 à 38, publié par *Soc. Géol. de Belg.* Vaillant-Carmanne, Liège.
- GUILCHER A., 1949 — La surface post-hercynienne dans l'Europe occidentale. *Ann. de Géogr.*, t. 58, n° 310, pp. 97 à 112.
- HOL J. B. L., 1916 — Beiträge zur Hydrographie der Ardennen. *Jahresbericht des Frankfurter Vereins für Geographie* 1916, pp. 1-160.
- HUFY A., 1957 — Problèmes de Géomorphologie en Lorraine belge. *Mémoire de Licence en Sciences Géographiques*. Année 1956-1957. Inédit. Conservé au Séminaire de Géographie de l'Université de Liège.
- JANNEL M., 1881 — De la connexité de quelques dépôts diluviens avec le poudingue liasque dans les Ardennes. *Annales de la Société Géologique du Nord*, t. VIII, 1880-1881, pp. 227 à 231.
- LEFEVRE M. A., 1938 — Sommets et Crêtes de l'Ardenne. *Bull. Soc. belge Ét. Géographiques*, t. 8, pp. 53 à 58.
- LEFEVRE M. A., 1938 — Les surfaces d'aplanissement de l'Ardenne et de son avant-pays. *Rapport de la commission pour la cartographie des surfaces d'aplanissement tertiaires*, préparé pour le Congrès International de Géographie d'Amsterdam. Imprimerie Nouvelle-Orléans, pp. 83 à 90.
- LEFEVRE M. A. Carte morphologique de la Belgique. Planche 7 de l'Atlas de Belgique publié par le *Comité National de Géographie*. Dessiné et imprimé à I. G. M.
- LEGRAND R., 1951 — Carte géologique et hypsométrique du socle paléozoïque de la Belgique — complétée par les allures générales du Crétacé. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 59, fasc. 3.
- LERICHE M., 1922 — Les terrains tertiaires de la Belgique. *Congrès Géologique International*. Livret-guide pour la 13^e session. Excursion A₄, pp. 1 à 46.
- LERICHE M., 1925 — Le terrain wealdien et les terrains tertiaires de l'Ardenne française. — L'Ardenne pendant l'ère tertiaire. *Bull. Soc. Belge Géologie*, t. 35, pp. 68-81.
- MACAR P., 1938 — Contribution à l'étude géomorphologique de l'Ardenne (Note préliminaire). *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. 61, pp. B 224-237.
- MACAR P., Notes non publiées sur la morphologie du S de l'Ardenne. Documents qui nous ont été aimablement communiqués par l'auteur.
- MACAR P., 1954 — L'évolution géomorphologique de l'Ardenne. *Bull. Soc. Roy. belge de Géographie*, 78^e année, fasc. III-IV, pp. 9 à 33.
- MATHIEU G., 1944 — Sur l'existence d'une faille N-S, entre Charleville et Étion affectant le contact massif Ardennais-Lias. *Compte rendu sommaire S. G. F.*, n° 2, p. 16.
- PISSART A., 1959 — Première résultats de l'étude de la gravière de Cons-la-Grandville. — Un nouveau gîte de kiseloolithes. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 82, pp. 257-266.
- PISSART A., 1960 — Le méandre recoupé du bois de la Falizette et capture de la Meuse par la Bar. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 84, pp. 115 à 125.
- PISSART A., 1961 — Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. 84, pp. 1-108.
- RAULIN, 1951 — Étude morphologique de l'Ardenne et de sa bordure entre Mézières et Rocroi. — Mémoire inédit soutenu à Lille en novembre 1951 pour l'obtention du diplôme d'études supérieures de géographie, 162 pages.
- RIGO M., 1935 — Étude des terrasses fluviales sur le versant S de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. 59, pp. M 1 à M 30.
- STEVENS Ch., 1938 — Le relief de la Belgique. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, t. XII, pp. 37 à 429.
- STEVENS Ch., 1959 — Principes de Géomorphologie Ardennaise. *Bull. Soc. belge Géologie*, t. 68, fasc. 1, pp. 158 à 172.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
RÉSUMÉ	M 71
REMERCIEMENTS	M 73
I. INTRODUCTION	M 73
1. Limite de la région étudiée et objet du présent mémoire	M 73
2. Description générale de la topographie	M 75
3. La géologie	M 77
II. LES APLANISSEMENTS TERTIAIRES — LES ENSEIGNEMENTS DE LA RECONSTITUTION DE CES APLANISSEMENTS	M 79
1. Introduction. — La méthode utilisée	M 79
2. Les enseignements de la restitution des aplanissements tertiaires	M 84
a. La distinction en niveaux et surfaces d'aplanissement	M 84
b. Les raccords entre les aplanissements du bassin de la Semois et ceux de l'Ardenne Centrale étudiés par J. Alexandre	M 86
c. La pente des aplanissements et les mouvements du sol	M 89
d. Les aplanissements et les phénomènes de capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Namur, et de la partie supérieure du ruisseau de Muno par la Vierre	M 90
3. Conclusion	M 92
III. LES SURFACES D'ÉROSION ÉOCÈNE ET PRÉ-CRÉTACÉE	M 93
1. Introduction — Historique	M 93
2. Méthodes d'étude	M 96
3. Examen de la carte des sommets	M 99
a. Le plateau de Rocroi : surface d'érosion éocène	M 99
b. Le massif de la Croix Scaille	M 107
4. Les hypothèses de G. Baeckeroot et M. Lefèvre	M 110
5. Conclusion	M 112
IV. LA PÉNÉPLAINE POST-HERCYNIEUNE SUR LE VERSANT S DE L'AR- DENNE	M 112
1. Introduction	M 112
2. Étude de la surface de base du Secondaire et des lambeaux de la pénéplaine post-hercynienne exhumée	M 114
a. Entre Habay-la-Vieille et la Vierre	M 114
b. Entre la Vierre et la frontière française	M 116
c. Entre la frontière belge et Bosséval	M 117
d. Entre Bosséval et Rimogne	M 119
e. A l'Ouest de Rimogne	M 123
3. Les formations détritiques de la Havetière, Cons-la-Grandville, Neufmanil, Saint Menges, La Chapelle et Villers Cernay	M 124
V. CONCLUSIONS GÉNÉRALES	M 140
BIBLIOGRAPHIE	M 143

RAPPORTS SUR LE MÉMOIRE DE M. A. PISSART :

LES APLANISSEMENTS TERTIAIRES
ET LES SURFACES D'ÉROSION ANCIENNES
DANS L'ARDENNE DU SUD-OUEST

Rapport de M. J. Alexandre, premier rapporteur

La région dans laquelle M. PISSART a réussi à reconstituer de larges fragments de surfaces d'aplanissement (pris au sens le plus large), opposait à cette entreprise de sérieuses difficultés dont certaines sont inconnues dans les autres parties de la Haute Belgique. En effet, outre la dissection des surfaces d'aplanissement partiel et la défiguration postérieure des lambeaux, ces surfaces interfèrent ici largement avec des « pénéplaines » ou surfaces de base plus anciennes. L'auteur a su utiliser jusqu'au moindre placage de sédiments pour identifier ces dernières. La distinction entre les deux types de surface d'aplanissement s'est surtout révélée malaisée lorsque, comme il semble que ce soit le cas à l'ouest de la Meuse, la surface de base est assez récente et par conséquent, peu déformée, et que, en outre, les aplanissements tertiaires ont été taillés dans une couverture meuble peu épaisse, objet de dénudations ultérieures.

Un autre obstacle dans l'interprétation des replats de l'Ardenne du Sud-Ouest provient du trop faible soulèvement de la région au cours des différentes périodes géologiques, depuis la fin du Secondaire jusqu'à notre époque. De ce fait, les surfaces d'aplanissement sont séparées, en altitude, par un intervalle beaucoup plus petit que dans le centre et l'est de l'Ardenne, d'autant plus que, selon M. PISSART, le grand pouvoir érosif de la Meuse qui aurait pu corriger les effets de la tectonique, n'existait pas à l'époque, dans la région considérée.

Comme le montre l'auteur, le massif de la Croix-Scaille constitue la pierre angulaire de la reconstitution des surfaces d'aplanissement dans l'Ardenne de l'Ouest. Son isolement en rend l'interprétation morphologique très difficile. La solution que M. PISSART présente, à savoir secteur soulevé différemment pendant la seconde moitié du Tertiaire et limité vers l'Ouest par une faille, est plausible et son argumentation nous convainc presque. La discussion aurait encore gagné en objectivité si l'auteur avait exposé les démarches de son esprit avant de statuer, d'une façon définitive, sur la signification de chacun des détails du contexte topographique. Sans connaître à fond la question, nous pensons, par exemple, à l'altitude probable atteinte par la surface pré-éocène au pied du massif. Si l'on prolonge vers l'est l'allure de la surface-enveloppe des sommets du plateau de Rocroi pour éliminer les modifications postérieures dues à la proximité de la Meuse, l'altitude supputée est de 425 m environ au lieu de 400. D'autre part, les placages de sable

qui reposent approximativement sur cette surface, pourraient, malgré leur position actuelle et leurs caractéristiques sédimentologiques (minéraux lourds, classement et forme des éléments, encore que les grains de 0,5 mm soient rarement usés), être disposés dans une légère dépression, voire constituer les alluvions de vallées très évasées qui auraient entamé la surface pré-éocène. Au Katanga, le plateau de Bianco où une couverture sableuse (Kalahari) recouvre également un substratum généralement schisto-gréseux, présente avec des formes topographiques mieux conservées, des remaniements de ce genre, les nouveaux dépôts ayant, dans certains cas, tous les caractères du sable dont ils dérivent.

La surface pré-éocène aurait donc pu être plus élevée qu'elle ne l'est à présent et l'épaisseur de sédiments éocènes nécessaire pour atteindre les replats de 475 m qui cernent le massif de la Croix-Scaille, beaucoup moindre que celle calculée par M. PISSART. Il resterait ainsi une dernière chance, assez faible en vérité, à l'hypothèse d'un âge précrétacé pour le sommet plat de ce massif.

Malgré les différences de niveau de base et d'intensité de l'érosion qui apparaissent d'un bassin hydrographique à l'autre, il est remarquable que le dénombrement des aplanissements tertiaires du bassin de la Semois arrive au même résultat que celui entrepris dans le bassin de l'Ourthe. Si M. PISSART et moi-même nous sommes gardés d'une collaboration qui, dans ce genre de recherches, eût empêché tout progrès, il n'en est pas moins vrai que nous appartenons à une même école et que nous avons utilisé les mêmes concepts de départ.

Un résultat qui, à nos yeux, a plus de prix, est la démonstration de l'extension aux bassins de la Semois et de la haute Meuse des niveaux d'aplanissement de la fin du Tertiaire, caractérisée par l'absence d'altération chimique contemporaine, niveaux dont l'existence avait été découverte par F. Gullentops (1954) et dont la multiplicité et le mode de répartition avaient été généralisés dans la suite (1958). Le troisième et dernier niveau, hypothétique dans le bassin de l'Ourthe, est même largement développé dans cette partie de l'Ardenne.

Le mémoire de M. PISSART sur les surfaces d'aplanissement de l'Ardenne du Sud-Ouest est un excellent travail de géomorphologie régionale dont la valeur résistera longtemps à l'évolution des théories. Ses considérations sur les surfaces d'érosion très anciennes, notamment, constituent une mise au point attendue et présentent des hypothèses originales. Nous émettons le vœu que ce mémoire soit intégralement publié par la Société Géologique de Belgique.

Rapport de M. F. Gullentops, deuxième rapporteur

Puisque nous sommes totalement d'accord avec le rapport de Monsieur ALEXANDRE, premier rapporteur, nous pouvons focaliser nos remarques sur quelques points précis.

M. PISSART s'attache d'abord à l'étude des aplanissements et surfaces d'érosion tertiaires. Très judicieusement l'auteur distingue quatre types de replats qu'il raccorde en douze niveaux. Le chapitre est tellement condensé que beaucoup de renseignements utiles sur les faits sont supprimés. Ainsi l'auteur nous dit que la classe 3, à dégradation accentuée, est la plus nombreuse ; nous aurions aimé savoir quel rôle exact cette classe joue dans la construction des niveaux. Il ne suffit en effet pas de dire que le succès de M. ALEXANDRE prouve que la méthode suivie est la bonne. On ne peut non plus résoudre cette question avec un axiome placé en note infrapaginale, stipulant que dans tout bassin hydrographique les surfaces d'aplanissements disparaissent les unes après les autres vers l'amont. A cet égard on peut s'étonner de ne même pas retrouver en bibliographie le C. R. de l'excursion de nos Sociétés Géologiques organisée par MM. MACAR et ALEXANDRE et où sont consignées de nombreuses discussions au sujet des replats.

L'auteur n'explique pas pourquoi la Croix Scaille, que nous croyions assez plat, ne reçoit pas d'identification. Évidemment il serait assez curieux que ce vieux plateau soit en même temps la surface N° 6. Pourtant l'auteur n'hésite pas à considérer que la similitude *altimétrique* de la terminaison occidentale du massif de Rocroi est un argument suffisant pour le paralléliser avec les trois niveaux fin-tertiaires. Et l'altération profonde qui est la cause des prairies des Rièzes n'est donc pas un empêchement pour attribuer ces niveaux à un climat semi-aride. D'ailleurs cette reconstruction oblige l'auteur à admettre un soulèvement plus important à l'ouest, ce qui nous semble en contradiction avec l'allure générale du relief et avec la déformation de la surface éocène.

Ensuite M. PISSART s'attache à retrouver les anciennes pénéplaines, sans pour cela employer la carte des replats. Il conclut à une transgression éocène, mais écarte à ce sujet l'interprétation des sables par M. LERICHE. Ici encore le Massif de la Croix Scaille présente de grosses difficultés. Nous apprécions vraiment son raisonnement très conséquent lorsque l'auteur montre péremptoirement que, si les conclusions relatives aux replats sont exactes, la Croix Scaille devrait appartenir à cette même surface éocène et alors il ne reste qu'un soulèvement par faille pour expliquer son isolement. Nous avons l'impression que l'auteur n'est lui-même qu'à moitié convaincu, mais cette explication est l'aboutissement logique de son interprétation des replats.

Un troisième chapitre est consacré à l'étude de la pénéplaine posthercynienne. Une analyse exemplaire permet à l'auteur une reconstruction qui peut être considérée comme définitive et qui change considérablement l'étendue des restes de cette facette. Ceci ouvre d'ailleurs des perspectives fort intéressantes sur l'influence des déformations de cette surface sur le tracé du réseau hydrographique.

Ce travail de M. Pissart possède les mêmes qualités d'analyse et de raisonnement que ses travaux antérieurs et il contient de très beaux résultats. Nous proposons donc l'impression intégrale de ce mémoire. Nous avons toutefois suffisamment montré que tous les chercheurs ne se rallieront pas à certaines de ses conclusions. Afin de permettre un jugement objectif sur la reconstruc-

tion des niveaux, nous proposons que l'auteur ajoute une carte analytique des replats avec désignation par type et caractérisation altimétrique. Le travail prendrait ainsi encore plus d'importance.

Rapport de M. P. Macar, troisième rapporteur

Les deux premiers rapporteurs ont déjà fait ressortir les principales particularités du mémoire de Monsieur PISSART. Je suis entièrement d'accord avec eux pour reconnaître l'intérêt et l'importance de ce travail, et me bornerai en conséquence à aborder ci-dessous certains points particuliers.

Le second rapporteur relève à juste titre que les chapitre consacré aux niveaux d'aplanissement est extrêmement condensé. Tout en m'associant à cette remarque, et en désirant comme lui qu'une carte analytique des replats, indiquant notamment leur degré d'usure et leur altitude, puisse permettre de juger mieux des raccords proposés, je crains bien cependant qu'une telle carte, pour rester lisible, ne doive être reproduite à une échelle qui en rendrait malheureusement le coût prohibitif.

Elle permettrait toutefois d'y voir clair dans certains problèmes plus ou moins locaux : pourquoi, par exemple, la surface n° 4 n'est-elle pas représentée sur les flancs du massif de la Croix Scaille? Pourquoi les surfaces d'aplanissement (1 et 2) figurées au S-E de ce massif, y semblent-elles environ 10 m plus bas qu'en face, sur la rive S. de la Semois? Les niveaux d'aplanissement qui plus en amont, s'insinuent en étroits replats dans les vallées secondaires y accusent-ils, comme noté par Monsieur ALEXANDRE en Ardenne Centrale, des pentes longitudinales importantes?

Un point délicat abordé dans le mémoire est l'âge des replats bordant le massif de la Croix Scaille. Monsieur PISSART fait ressortir les difficultés qu'ils posent au point de vue raccords et âge des surfaces dont ils doivent faire partie, et il propose, pour les résoudre, l'hypothèse assez hardie d'une flexure ou faille N-S ayant relevé toute l'Ardenne à l'E de la Meuse, et dont la trace se marque en tous cas, au S, dans l'allure de la pénélaine post-hercynienne. L'hypothèse n'explique pas tout, et Monsieur PISSART le reconnaît loyalement. Je crois pour ma part que d'autres possibilités devraient être étudiées.

La transgression oligocène, qui, à l'E de l'Ardenne, paraît bien s'être avancée sur un relief déjà différencié, pourrait bien n'être qu'un épisode passager, ayant peu affecté un ensemble de niveaux d'érosion dont l'âge serait alors plus ancien.

Ou encore les allures régulières décelées sur la carte des sommets et considérées comme la trace d'anciennes pénélaines pourraient, là où elles reposent non sur des crêtes subcontinues, mais sur des sommets isolés, refléter des surfaces qui se trouvaient en réalité à plusieurs dizaines de mètres au-dessus. Dans le cas de la Croix-Scaille, la surface d'érosion originelle serait alors au-dessus des replats bordant le massif, ou, mieux, au niveau des plus

élevés d'entre eux. Il n'est pas exclus, non plus, que ces allures régulières n'aient localement une autre signification, ne soient dues par exemple à un escalier de quelques niveaux d'étendue comparable et équidistants, donnant sur la carte des sommets une allure régulière.

Ces hypothèses, et d'autres encore peut-être, mériteraient d'être testées. On ne peut reprocher à Monsieur PISSART de ne l'avoir fait, car elles exigent des recherches sortant largement du cadre de la région qu'il étudiait. On doit par contre le féliciter d'avoir perçu et exposé nettement le problème né de ses observations, et d'en avoir présenté, dans les limites de celles-ci, une explication possible. A mes yeux, une objection importante à la flexure qu'il postule, objection qu'il signale d'ailleurs, est que la pénéplaine de l'W de la Meuse — pénéplaine dont il confirme l'âge de manière convaincante — semble bien se prolonger, au S. de la Semois par une surface subcontinue et régulière dont on ne voit plus très bien alors la signification.

Je voudrais aussi préciser que le soulèvement plus important de l'Ouest de l'Ardenne supposé par l'auteur est motivé surtout par l'allure fort horizontale des surfaces et niveaux d'aplanissement de la Semois ardennaise. De même, la surface nivelant le sommet du massif de la Croix-Scaille est nettement inclinée vers l'Ouest, ce qui la différencie des niveaux de replats subhorizontaux qui bordent ses flancs, et la font paraître nettement plus ancienne.

En conclusion, le mémoire de Monsieur PISSART apporte une contribution importante à la Géomorphologie de l'Ardenne, et je me joins très volontiers aux autres rapporteurs pour proposer sa publication intégrale dans les travaux de la Société Géologique de Belgique.