

Le socle des transgressions marines,

par CH. STEVENS.

I. — INTRODUCTION.

Souvent, quand il s'agit de transgressions marines, on imagine des plaines basses, faiblement inclinées vers un rivage et prêtes à plonger sous les eaux. Il est probable qu'en Belgique, les choses se sont passées de cette façon lors des transgressions miocènes et pliocènes qui n'ont pas atteint l'Ardenne. Cependant, il faut tenir compte de l'abrasion qui a été sérieuse dans nos terrains tertiaires.

De même, si les relations mutuelles de relief se maintiennent, il est possible qu'une transgression future recouvrirait la Basse-Belgique, pénétrerait profondément dans la dépression de l'Escaut et atteindrait même le bassin de la Haine. Elle renouvellerait ainsi, tout au moins en partie, la transgression du Pliocène inférieur, car ce n'est pas par hasard que le vestige le plus méridional du Diestien se trouve au sommet du mont Saint-Aubert, à quelques kilomètres au Nord de Tournai. D'ailleurs, des vestiges du Diestien ont été signalés jadis par ALPH. BRIART au sommet du mont Panisel. Bien entendu, les surélévations récentes ne seraient pas affectées : collines de Renaix, mont Saint-Aubert, Mélandois, etc.

Rappelons ce que représente la *dépression de l'Escaut*. Très ouverte vers le Nord, cette importante zone de subsidence a joué un rôle fondamental au cours des transgressions marines. Vers le Sud, elle s'intercale entre l'Artois-Boulonnais et l'Ardenne et elle aboutit au seuil de Saint-Quentin. Elle s'inscrit au sommet du socle paléozoïque et elle loge le Crétacé de la Belgique occidentale. Elle est le siège des fortes épaisseurs yprésiennes. Enfin, le plus souvent, la sédimentation marine s'y est poursuivie sans interruption depuis la base de l'Yprésien jusqu'à la base du Lédien, ce qui répond au facies panisélien; ce n'a pas été sans incidents sédimentaires locaux; ils ont encore été récemment mis en évidence par MM. GULINCK et HACQUAERT. La tendance actuelle de ranger presque tout le Panisélien dans l'Yprésien ne fait que renforcer l'importance de la subsidence yprésienne. La dépression de l'Escaut affecte la surface du sol.

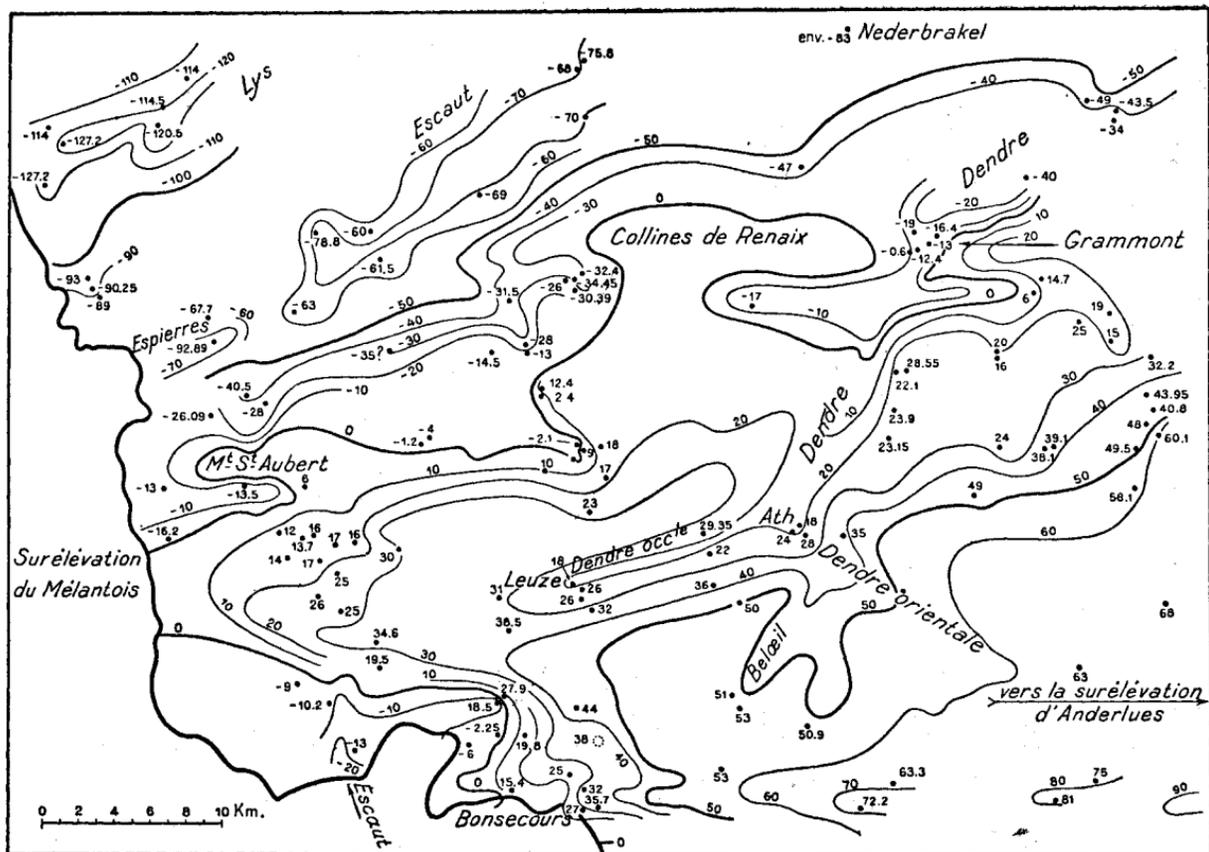


FIG. 1. — Ennoyage du socle paléozoïque vers la dépression de l'Escaut.

Cependant, il est rare que la base des transgressions soit aussi simple, car la mer envahit presque toujours un pays raviné et c'est surtout vrai en bordure des chaînes récentes ou anciennes. Examinons comment les choses se passent aujourd'hui, comment elles se sont passées au cours des âges géologiques.

1° Aujourd'hui.

a) La côte à rias de la Bretagne se prolonge sous la mer. Certains prolongements sont devenus légendaires : la baie des Trépassés, la légende du Roi d'Ys, etc. La vallée de Châteaulin se prolonge sous la mer avec ses méandres.

b) Sur la rive nord de la Manche, les découpures de la côte anglaise sont visiblement des vallées descendues dans la mer.

c) Aux États-Unis, le surcreusement glaciaire de l'Hudson se prolonge vers l'océan.

d) Une disposition semblable existe le long de côtes moins rocheuses. Tel est, au large de l'Aquitaine, le célèbre « Gouf du Cap-breton » qui prolonge l'ancienne vallée de l'Adour jusqu'à 50 km du rivage.

e) Depuis quelques années, l'étude de la géomorphologie sous-marine fait l'objet des explorations très actives des océanographes, surtout sous l'énergique impulsion de M. JACQUES BOURCART, professeur à la Sorbonne. On n'attirera jamais assez l'attention sur les résultats déjà acquis au Congrès International de Géologie d'Alger [2].

f) La *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* vient de renaître. Sous la signature de M. J. BOURCART on peut consulter une belle carte des levés sous-marins au large de la Corse [3].

g) Le commandant G. HOUDOT expose les curieuses observations qu'il a réalisées à bord du bathyscaphe « F.N.R.S. III » [4].

2° Autrefois.

a) Dans la vallée de la Haine, J. CORNET a signalé l'action de l'érosion au sommet du socle paléozoïque [5]. La carte que nous avons publiée en 1921-1923 représente l'action de la tectonique et de l'érosion qui s'appliquait à elle [6]. La révision que nous avons effectuée en 1945 avec M. RENÉ MARLIÈRE n'a pas modifié ce double caractère [7].

b) Le Crétacé des Hautes-Fagnes s'est logé dans une dépression sinueuse, ce qui rejoint les observations de J. CORNET dans le bassin de Mons. La nature de ce Crétacé a fait récemment l'objet des belles recherches de M. ALEXANDRE, mais le gisement est intéressant à d'autres points de vue.

c) M. C. CAMERMAN a signalé une disposition identique dans le bassin de la Dyle [8 et 9].

d) Dans l'Entre-Sambre-et-Meuse, les vestiges marins, éocènes, sont logés dans des dépressions du socle paléozoïque.

e) Il en est de même des vestiges oligocènes : Saint-Héribert dans le Namurois; Boncelles et Sart-Tilman dans le Pays de Liège.

Cette introduction permet d'aborder le problème ardennais avec une sécurité beaucoup plus grande.

II. — LE PROBLÈME ARDENNAIS.

En Ardenne, l'absence presque complète de recouvrements marins rend les déterminations d'âge extrêmement délicates. L'essentiel est de ne pas s'écarter de faits connus ou aisément vérifiables. Le premier est d'observation facile : c'est la surimposition générale des vallées. Si les plus importantes d'entre elles puisent leurs origines dans les grandes dépressions épirogéniques, elles sont complètement indépendantes de la tectonique de détail; elles traversent aussi bien les quartzites de Hourt et de Rocroi que les schistes tendres de la Famenne. Ce caractère général impose deux choses : l'existence d'un ancien recouvrement et une élévation assez rapide de l'ensemble du pays; car, s'il n'en était pas ainsi, l'inégale résistance des roches aurait repris ses droits.

Or, nous venons de voir combien la recherche d'un recouvrement devait être poursuivie avec prudence; pourtant, elle n'est pas insoluble, parce qu'on peut l'aborder par éliminations successives.

Le flanc nord de l'Ardenne est complètement dépourvu d'un recouvrement triasique ou jurassique. Cette longue période continentale a largement contribué à la dénudation; on peut même lui en attribuer la plus grande part.

L'hypothèse d'une transgression générale du Crétacé est décevante. Certes, on en trouve d'importants vestiges dans les zones marginales de l'Entre-Sambre-et-Meuse où elles ont

débordé de la dépression de l'Escaut; mais on n'en trouve guère à l'Est de l'Eau-d'Heure et il faut se rendre dans les Fagnes pour les retrouver avec certitude. Le Crétacé a évidemment dépassé les lambeaux qui subsistent, mais l'absence de silex résiduels indique qu'on ne peut aller très loin dans cette voie.

Pour comprendre comment les transgressions crétacées se sont produites, on peut recourir à la paléogéographie. Elles sont venues du Nord et elles se sont manifestées au départ de deux importantes zones de subsidence : à l'Ouest, la dépression de l'Escaut et, à l'Est, la dépression néerlando-rhénane; elles ont été graduelles; J. CORNET a démontré leurs progressions dans le bassin de Mons, tandis qu'en Ardenne, le Maestrichtien seul, a atteint l'emplacement actuel des Fagnes.

Dans le sous-sol de la Moyenne-Belgique, on trouve une zone centrale dépourvue de recouvrement crétacé. On admet pourtant qu'une jonction s'est établie lors du dépôt de la Craie de Nouvelles, mais la longue dénudation montienne a eu raison de ce recouvrement trop aminci. Ce fait est à rapprocher de ce qu'on observe en Ardenne, où la partie médiane est presque dépourvue de traces crétacées.

Les transgressions éocènes indiquent une forte prédominance de la dépression de l'Escaut sur la dépression néerlando-rhénane, sans en réduire complètement les effets. C'est par la dépression de l'Escaut qu'elles ont pénétré dans le bassin de Paris et M. LERICHE s'en est servi pour établir les rapports entre l'Éocène belge et l'Éocène parisien. Pourtant, en Ardenne, les lambeaux éocènes n'ont pas dépassé la Meuse dinantaise.

Nous arrivons ainsi aux imposantes transgressions oligocènes qui ont joué en Belgique un rôle particulièrement important. Ce ne fut pourtant qu'un écho de ce qui s'est passé ailleurs.

A cette époque, on assistait à la grandiose formation des Alpes. En France, M. LÉON LUTAUD date surtout de l'Oligocène l'origine de la géomorphologie parisienne [10]. En Hollande, c'est surtout à dater de l'Oligocène que M^{lle} JACOBA HOL fait remonter un affaissement qui, se propageant d'Est en Ouest, a abouti à la subsidence pléistocène de la Hollande [11 et 12].

La Belgique n'est pas restée indifférente à de tels événements. L'Oligocène est, chez nous, violemment discordant par rapport à l'Éocène; cette fois, la dépression néerlando-rhénane a dominé l'influence de la dépression de l'Escaut. Enfin, les transgressions oligocènes ont largement dépassé le territoire belge. Au Sud d'Orléans, elles ont même déposé les sables de la Sologne.

Ces considérations mettent en lumière l'importance des services que M. MACAR a rendus en mettant au point le problème belge des kieseloolithes, ce qui a étendu très loin vers le Sud l'extension reconnue de la transgression oligocène [13], comme en déterminant, avec M. DE MAGNÉE, la nature du paquet de sable du Rosier [14].

Les transgressions miocènes n'ont pas atteint l'Ardenne, mais le développement qu'elles ont atteint en Aquitaine apporte tout au moins le témoignage de leur durée et c'est une chose dont il faut tenir compte.

La transgression du Pliocène inférieur est allée plus loin et la dépression de l'Escaut a repris ses droits; mais l'Ardenne n'a pas été affectée. Elle n'a pas été recouverte davantage ni au Pliocène moyen ni au Pliocène supérieur. J'insiste sur ce dernier point car, dans mon mémoire sur le « Relief de la Belgique », j'avais suivi ARM. RENIER et admis une transgression générale du Pliocène supérieur. C'était une interprétation commode; elle semblait expliquer beaucoup de choses. Le malheur est qu'elle était fausse. J'ai reçu sur ce point les réfutations du Docteur P. TESCH et de M. P. MACAR et ils avaient raison.

Au point de vue du recouvrement du flanc nord de l'Ardenne, la *transgression oligocène est donc la seule à prendre en considération.*

A partir de cette époque, on distingua une Ardenne profondément ravinée, enfouie sous un manteau oligocène.

*
* *

1. Formation de la pénéplaine.

Pour le flanc nord de l'Ardenne, le régime continental que nous connaissons date de la régression oligocène. Cela représente un temps considérable puisque, depuis lors, se sont produites les transgressions miocènes et pliocènes. Or, si nous observons ce qui s'est passé en Aquitaine, les transgressions miocènes, à elles seules, représentent beaucoup de temps. Aidée puissamment en cela par l'action corrosive des sables chattiens, l'érosion a pu se rendre maîtresse de roches aussi résistantes que les quartzites cambriens. La pénéplaine a pu enfin s'établir et ce fut la seule pénéplaine généralisée que l'Ardenne ait jamais connue. L'Ardenne était alors une plaine basse, en continuité avec la Basse-Belgique; car le sillon sambro-mosan ne s'était pas encore reformé.

Recoupant tous les vestiges oligocènes connus, la pénéplaine est donc d'un âge essentiellement post-oligocène. Mais on peut serrer le problème de plus près.

Toute transgression marine implique deux épirogénies majeures : une dépression pour permettre à la mer d'arriver; une élévation pour la contraindre à se retirer; mais toute élévation entraîne un abaissement relatif des niveaux de base et une activité accrue de l'érosion, tandis que si une dépression décroît cette activité, elle n'y met pas fin pour cela. De toutes façons, elle ne restitue pas la situation ancienne, car l'érosion ne rétablit jamais ce qu'elle a détruit. De sorte que l'usure graduelle de la chaîne hercynienne s'est produite sous l'influence rythmique des épirogénies majeures qui sont à l'origine des transgressions et des régressions marines.

Après la régression oligocène, il y a eu des vallées miocènes ou pliocènes. Au sein de ces vallées, le jeu alternatif des transgressions et des régressions a dû se traduire par la formation de terrasses. De tout cela, *il ne reste rien*, parce que le tout a été balayé par la pénéplation. La pénéplaine ardennaise ne peut donc être d'un âge antérieur à la fin du Pliocène supérieur et au début du Pléistocène.

En Ardenne, la carte géologique de la pénéplaine indiquait une alternance d'anticlinaux paléozoïques que l'érosion avait arasés et qui étaient séparés par des dépressions remplies de sables oligocènes.

Cette conclusion implique la nécessité géologique de tenir compte des faits morphologiques. En Ardenne, quand on étudie les conditions de dépôt d'un lambeau tertiaire, il est indispensable d'observer si, au sommet du dépôt, la surface est en continuité avec la surface topographique qui l'entoure, et cela, sans modification de gradient. S'il en est ainsi, c'est que le lambeau tertiaire est logé dans une dépression. C'est ce qui se passe à Boncelles et à Sart-Tilman.

Toutefois, ce procédé ne peut être appliqué sans réserve quand le socle est calcaireux. Mais, même dans ce cas, il n'est pas interdit de penser que deux causes ont pu combiner leurs effets.

2. Déformation de la pénéplaine.

L'apparente stabilité de la pénéplaine n'a pas duré, car elle a subi l'influence des importantes déformations pléistocènes qui ont été rigoureusement démontrées dans le sous-sol des

Pays-Bas. Elles n'ont pas été synchroniques, les efforts s'étant graduellement propagés du Sud au Nord. Les croupes ardennaises se sont formées les premières, mais elles ont conservé à leurs sommets les vestiges de la pénéplaine dont elles sont issues. Enfin, elles ont été suivies par le réveil du sillon sambrosan qui s'est heurté à la résistance relative du massif du Brabant et de son recouvrement.

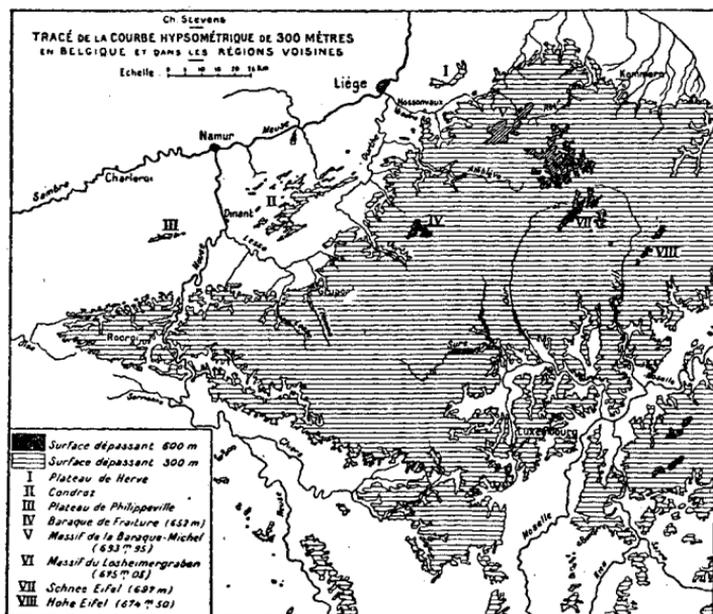


FIG. 2. — La surélévation de l'Eifel.

Les déformations transversales n'ont pas été moins importantes. Parmi celles-ci, il faut ranger l'imposante *surélévation de l'Eifel* qui, en Belgique, renferme les massifs du Losheimergraben et de la Baraque-Michel. Cette énorme croupe trouve sa place naturelle entre les bassins de la Meuse et du Rhin; elle se rattache vers le Sud à la Haute-Ardenne. Mais l'analyse morphologique du Losheimergraben et de la Baraque-Michel indique que la surélévation a cheminé lentement vers le Nord. Aujourd'hui, elle vient mourir en môle en bordure de la Vesdre, dans la région d'Eupen. Cela n'a rien d'anormal, car c'est le sort de toute épirogénie de s'étendre graduellement jusqu'à l'épuisement des forces qui l'ont créée. Ce n'est pas non plus

une notion neuve, car le jeu épirogénique est à la source de toutes les discordances de stratification que nous connaissons aujourd'hui [15].

Avant de cheminer plus loin, résumons ce que nous venons d'acquérir :

1° La transgression oligocène est la seule à retenir;

2° Quand elle a atteint l'Ardenne, elle a recouvert un pays très accidenté;

3° Le régime continental de l'Ardenne date de la régression oligocène et la pénéplaine s'est établie;

4° Depuis lors, le réseau hydrographique a subi l'influence des déformations pliocènes et pléistocènes.

*
**

Aux termes de ces conclusions, on se posera deux questions :

a) Quels sont les rapports existant entre le réseau hydrographique post-oligocène et le relief du socle paléozoïque, c'est-à-dire entre ce qui existe à la surface et le relief enfoui ?

b) Que deviendront ces rapports lorsque le recouvrement ayant été enlevé par l'érosion, le réseau hydrographique s'imposera directement au socle ?

*
**

Il semble exister en Belgique de remarquables exemples de permanence. On peut en citer quatre :

a) Le plongement général des assises secondaires et tertiaires vers le Nord, vers la zone de subsidence des Pays-Bas, ce qui correspond au plongement du socle paléozoïque;

b) Le bassin de Mons;

c) Le sillon sambro-mosan;

d) La surélévation d'Anderlues.

Cependant, à considérer les choses de plus près, les correspondances ne sont pas parfaites, même dans les zones les mieux explorées du bassin de Mons. Encore une fois, l'épirogénie a joué un rôle perturbateur. Dans le microcosme montois, J. CORNET a signalé depuis longtemps l'importance des discordances. M. PAUL DUMON les a mises en évidence à la base du Landénien [16]; plus récemment, M. RENÉ MARLIÈRE les a signalées

dans son étude sur le Montien [17]. Une situation identique a été mise en lumière par M. R. SOYER dans son mémoire magistral sur la « Géologie de Paris » [18].

C'est pourquoi, de Namur à Liège, la Meuse, née par fragments dans un synclinal oligocène, ne se superpose pas rigoureusement au synclinal houiller; c'est l'origine de la curieuse boucle de l'Ourthe à Durbuy; c'est encore l'origine des anomalies morphologiques du Pays de Herve. C'est pour cette raison que l'Amblève et la Lesse sont indépendantes du relief du pays.

Ces constatations permettent de distinguer deux cas extrêmes. Dans le premier, les correspondances, sans être parfaites, sont satisfaisantes : c'est le cas de la Meuse dinantaise; dans le second, les discordances sont totales : c'est le cas de l'Amblève et de la Lesse.

III. — LA GÉOMORPHOLOGIE DE LA GLEIZE.

Les conclusions auxquelles nous avons abouti sont d'application générale; on peut les appliquer à toute l'étendue de la retombée nord de l'Ardenne. Mais en géomorphologie comme en beaucoup d'autres choses, tous les cas sont des cas d'espèce; aucun n'est rigoureusement semblable à un autre; ils varient dans leurs causes comme dans leurs effets. Ces réserves exprimées, nous nous proposons d'interpréter la géomorphologie du Pays de La Gleize (vallée de l'Amblève), l'une des plus curieuses et des plus complexes qu'on puisse rencontrer en Ardenne.

1^o Dans la région, le caractère morphologique dominant est la présence d'une imposante série de croupes élevées, d'orientation varisque. Parmi celles-ci, il faut distinguer les hauteurs des Fagnes; elles sont bordées au Sud par la dépression du Roannay, logée elle-même dans le synclinal salmo-revinien de Francorchamps. Or, c'est avec la plus parfaite indifférence que l'Amblève traverse le tout. Ce fait exige la surimposition.

2^o Sous la forme de sables chattiens, l'Oligocène supérieur a recouvert l'emplacement actuel de la croupe des Fagnes. Nous le savons depuis les déterminations de MM. DE MAGNÉE et MACAR.

3^o Poussant devant elle les sables chattiens, la transgression oligocène a comblé la dépression du Roannay. Son origine est donc très ancienne et son âge est difficilement déterminable.



Photo NELS.

PHOTO 1. — Le sommet de l'éperon de La Gleize.

Photographie prise sensiblement dans la direction de la zone axiale de la surélévation et vers le Nord-Ouest.

Au fond : la croupe des Fagnes, cote 550. Le léger renflement qu'on observe derrière le village s'élève à la cote 563. Il répond à une accentuation tardive de la surélévation et à un épanouissement local de la croupe (voir planchette hypsométrique de La Gleize, déposée au Service Géologique de Belgique).

Au pied de la croupe : le village de La Gleize, cote 300, sur un méplat incliné vers le Sud-Est. De larges affleurements de schistes phylladeux indiquent que l'éperon ne doit rien à la résistance des roches.

A l'avant-plan : méplat de Wérimont, incliné vers le Nord-Ouest.

Entre les deux méplats : la Coulée; ancienne vallée du Roannay, surcreusement de la vallée par antécédence, remontant à un âge très ancien.

Sauf le sommet de la croupe des Fagnes, pénéplané et incurvé, tout le paysage a été exhumé *après* pénéplanation et enlèvement des sables oligocènes.

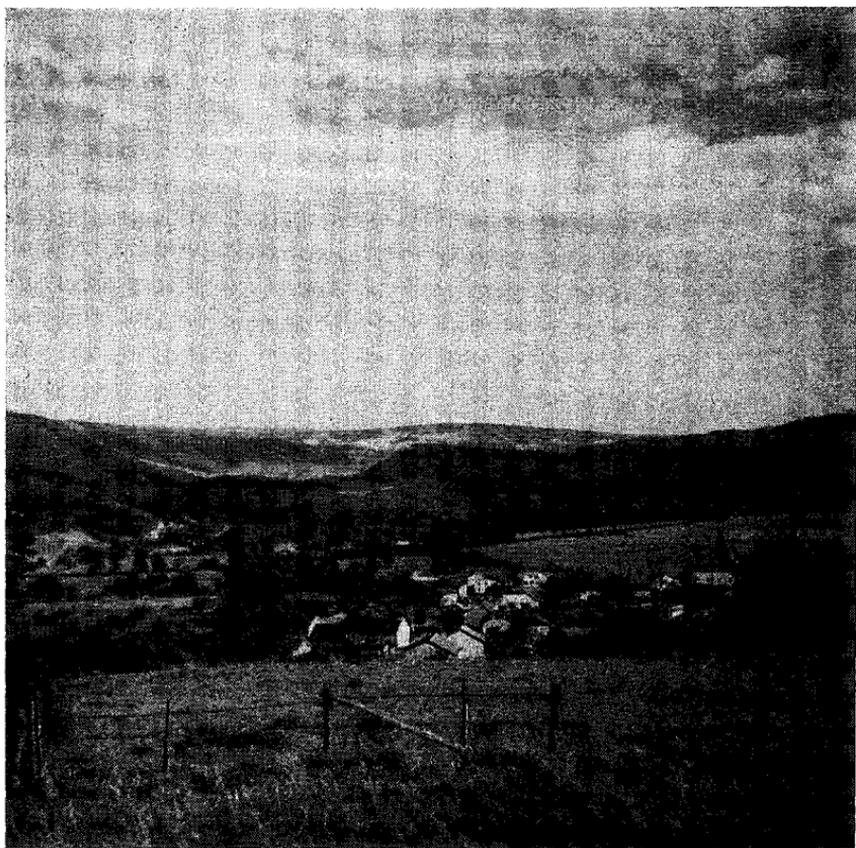


Photo ALAIN VERBRUGGEN.

PHOTO 2. — Le sommet de l'éperon de La Gleize.

Photographie prise des pentes de la croupe des Fagnes, vers le Sud-Est. Au pied des pentes, le village de La Gleize, sur le méplat de 300 m, incliné vers le Sud-Est.

Au-delà, le méplat de Wérimont, incliné vers le Nord-Ouest.

Entre les deux : la Coulée qu'on distingue mal (voir la photo précédente).

Derrière le méplat de Wérimont, entaille brutale de la vallée de l'Ambève. Au-delà et à droite, montée vers la croupe de Brume. A gauche, viaduc de Roanne et débouché de la dépression du Roannay.

Au fond : l'Ambève dans la cluse de Coo. On observe une pseudo-terrasse qui appartient probablement à la surface exhumée.

A l'horizon : la croupe de Wanne.

Disons, si l'on veut, que c'est une forme fossile ou encore que c'est une forme exhumée.

4° Après la formation de la pénélaine, le socle paléozoïque a affleuré à la croupe des Fagnes, mais la dépression du Roannay est restée comblée.

5° Après les déformations pléistocènes, l'Amblève est descendue du massif de Losheimergraben, appartenant à la surélévation de l'Eifel, et la surimposition a commencé.

Cependant, une pénélaine n'est pas un miroir; elle renferme de faibles ondulations qui sont les vestiges des hauteurs anciennes ou qui sont à l'origine des déformations futures. Au début, les pentes étaient faibles, car l'Amblève a été une rivière divaguante, ce qui lui a permis de développer ses méandres.

6° Cette apparente stabilité n'a pas duré. A la Baraque-Michel, l'élévation s'est produite très rapidement. Si nous consultons l'activité de la subsidence néerlandaise, il est probable que, lors de la glaciation rissienne, l'élévation n'atteignait que les 3/4 des altitudes actuelles, ce qui la ramenait à environ 525 m. Cette rapidité explique la fraîcheur de la pénélaine incurvée qui se poursuit très bas sur les flancs, tandis que l'érosion n'a pu suivre le mouvement et ne l'attaque que péniblement. L'exemple de la Baraque-Michel est typique, si pas exceptionnel. Il mériterait de devenir classique (1).

7° Bien qu'au Losheimergraben le relief soit plus ancien qu'à la Baraque-Michel, la rapidité de la surélévation a entraîné des conséquences dans la vallée de l'Amblève. Son emboîtement dans le socle paléozoïque a quelque chose de brutal; des lentilles

(1) Les caractères de la Baraque Michel se reproduisent dans la formation des croupes de l'Ardenne, du Pays de Herve et de la Moyenne-Belgique, *sans aucune exception*, mais avec une intensité plus faible et d'ailleurs variable, ce qui implique une même origine.

Lorsqu'elles sont suffisamment larges, on ne peut les ranger parmi les niveaux d'aplanissement, c'est en quoi je ne rejoins pas M. PAUL MACAR qui les a bien observées. Je considère ces sommets comme des fragments de la pénélaine ondulée.

Par contre, au sein des zones exhumées après pénéplanation, on décèle des formes anciennes, parfois isolées et ne se rattachant plus à rien; leurs âges et leurs origines restent souvent confuses. On peut les ranger parmi les niveaux d'aplanissement, avec toutes les incertitudes que cela comporte. En ceci, nous sommes entièrement d'accord (C. S.).

de quartzite ont été attaquées et cisailées comme à l'emporte-pièce. L'intersection de la vallée et du relief ancien est encore aussi nette que si elle datait d'hier; il faut l'examiner sur place pour le croire (région de Stoumont). A titre d'exemple, je signalerai l'emboîtement de la vallée de la Warche à l'aval du barrage de Robertville. On n'oubliera pas que les sables chattiens ont agi par corrosion.

8° En effet, à la traversée du synclinal de Francorchamps et à mesure de l'approfondissement de la vallée de l'Amblève, le simple ruissellement a suivi le mouvement et l'enlèvement des sables a permis la mise à nu de la dépression du Roannay.

9° La dépression du Roannay s'étend au Sud de l'Amblève. De Francorchamps à Rahier, elle atteint environ 15 km. Il est sans exemple que, sur une telle longueur, une dépression tectonique n'ait pas été affectée par une surélévation transversale. Cette surélévation existe, c'est la *surélévation de La Gleize*. Dans le paysage, elle se présente comme un éperon détaché de la croupe des Fagnes. La croupe s'élève à plus de 550 m, l'éperon ne s'élève pas au-delà de 300 m et le contact est net entre les deux. Pour mieux comprendre cet éperon, il faut d'abord éliminer ce qu'il paraît être et ce, qu'en réalité, il n'est pas.

L'éperon n'est pas une terrasse de l'Amblève. Il possède une double pente et celle qui devrait pencher vers l'Amblève s'incline en sens inverse.

L'éperon n'est pas un niveau d'aplanissement. Par définition le caractère d'un tel niveau est d'être plan; or, l'éperon est très raviné.

En réalité, l'éperon se trouve dans la zone axiale d'une surélévation; elle s'inscrit dans la structure cambrienne qui répond à un large affleurement du Revinien. C'est un ancien fond de la vallée du Roannay qui a été surélevé longtemps avant la transgression oligocène et qui, après avoir été enfoui sous les sables chattiens, a été exhumé.

Les effets tardifs de la surélévation se sont manifestés au sommet de la croupe des Fagnes et même jusqu'à la ferme de Beauregard. Enfin, elle est encore le siège d'une sismicité sensible.

10° La vie tectonique est restée très active. La croupe des Fagnes s'est accentuée récemment et les ruisseaux qui en des-

centent sont torrentiels : promenade de Meyerbeer, etc. D'autre part, la dépression du Roannay s'est accentuée à l'Holocène, ainsi qu'en témoigne la largeur de la plaine alluviale devant la ferme de Lavaux-Renard.

11° Si l'éperon appartient à une surélévation transversale, on peut se demander pourquoi il ne s'appuie pas sur le flanc oriental de la dépression du Roannay comme il s'appuie sur le flanc occidental. La réponse s'inscrit dans le cours inférieur du Roannay qui a été détaché du cours supérieur. A Roanne, l'emboîtement est visible, même en pleins quartzites, ce qui montre que la vallée ne doit rien à la faible résistance des schistes salmiens.

12° Les traces de l'ancienne vallée se lisent encore au sommet de l'éperon. Le village s'incline vers le Sud-Est, face à un plongement Nord-Ouest venant de la ferme de Wérimont.

Bien mieux, un sillon traverse l'éperon de part en part. C'est « la Coulée ». Il montre qu'à une époque très lointaine, la surélévation s'était accentuée et que le Roannay l'avait franchie par antécédence.

Résumons :

1° La transgression oligocène a envahi une Ardenne très accidentée;

2° Elle a rempli de ses sables la dépression du Roannay;

3° Après la pénéplaination générale de l'Ardenne, le pays a été soumis à d'importantes déformations parmi lesquelles il faut ranger la surélévation de l'Eifel d'où est descendue l'Amblève;

4° Quand l'Amblève a traversé la dépression du Roannay, le simple ruissellement a entraîné graduellement les sables et la dépression a été exhumée.

Comme en beaucoup d'autres endroits, la géomorphologie ardennaise serait impossible à interpréter si l'on n'admettait pas ce trait fondamental : *la transgression oligocène, en atteignant l'Ardenne, a rempli de ses dépôts un pays très accidenté* [19].

P.-S. — Je rappelle que la carte hypsométrique de La Gleize a été déposée au Service Géologique de Belgique.

BIBLIOGRAPHIE.

1. STEVENS, CH., La dépression de l'Escaut. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. 54, 1945, pp. 113-118.)
2. BOURCART, J., Contributions à la connaissance du socle sous-marin de la France. (*Congrès Géol. Intern.*, 19^e session, Alger, 1952.)
3. — Essai de carte sous-marine de l'Ouest de la Corse. (*Rev. de Géographie physique et de Géologie dynamique*, vol. I, fasc. 1, 1957, pp. 31-35.)
4. HOUOT, G., Promenades dans les canyons sous-marins. (*Ibid.*, pp. 56-57.)
5. CORNET, J., Sur les détails du relief du terrain houiller recouvert par le Crétacique. (*Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. 45, 1921-1922, pp. 166-169.)
6. CORNET, J. et STEVENS, CH., Relief du socle paléozoïque de la vallée de la Haine. (*Service Géologique de Belgique*, 1921-1923.)
7. STEVENS, CH. et MARLIÈRE, R., Revision de la carte du relief du bassin de Mons. (*Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. 67, 1944.)
8. CAMERMAN, C., Commentaire au sujet du relief du socle paléozoïque dans le Brabant oriental et la Hesbaye. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. 59, 1950, pp. 61-74.)
9. — Compte rendu de l'excursion du dimanche 30 avril 1950 dans la vallée du Train (Brabant oriental). (*Ibid.*, t. 59, pp. 135-153.)
10. LUTAUD, L., L'évolution morphologique du bassin tertiaire parisien et le site de Paris. (*Bull. Soc. roy. belge de Géographie*, 72^e année, 1948, pp. 149-187.)
11. HOL, J., *Geomorfologie*. (*Handboek Geografie Nederland*, Zwolle, 1949, Deel I, pp. 240-319, fig. 53-77.)
12. — Le caractère morphologique des Pays-Bas. (*Geologie en Mijnbouw*, Den Haag, 1951, 13^e jaarg., n^o 6, pp. 191-201.)
13. MACAR, P., La valeur comme moyen de corrélation des cailloux d'oolithes silicifiés et l'origine des graviers dits « Onx » des Hautes-Fagnes. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, 1945, t. 54, pp. 214-248.)
14. DE MAGNÉE, I. et MACAR, P., Données nouvelles sur les sables des Hautes-Fagnes. (*Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. 59, 1936, pp. 263-285.)
15. STEVENS, CH., Une esquisse géomorphologique de la Haute-Belgique. (*Bull. Soc. roy. belge de Géographie*, 77^e année, 1953.)
16. DUMON, P., La surface de base du Landenien marin sur la planchette topographique Mons au 1/40.000^e. (*Publ. Assoc. Ing. Fac. Mons*, 1952.)
17. MARLIÈRE, R., Définition actuelle et gisement du Montien dans le bassin de Mons. (*Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. 78, 1955, pp. 297-316.)

18. SOYER, R., Géologie de Paris. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris, Imprimerie nationale, 1953, 610 pp.
19. STEVENS, CH., Deux excursions de géomorphologie tectonique. (*Bull. Soc. roy. belge de Géographie*, 79^e année, 1955.)

P.-S. — L'état actuel de nos connaissances concernant le Crétacé, le Paléocène, l'Éocène et l'Oligocène a été publié par le récent *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Liège, 1954 :

pour le Crétacé et le Paléocène, par RENÉ MARLIÈRE, pp. 417-447;
pour l'Éocène par M. GULINCK et A. HACQUAERT, pp. 452-493;
pour l'Oligocène par L. CALEMBERT et M. GULINCK, pp. 495-532.

Ces exposés, très complets, n'ont pas examiné le relief du socle sur lequel se sont étendues les transgressions. Il est vrai qu'en Basse- et en Moyenne-Belgique, les assises tertiaires ne se prêtent guère à ces études, l'abrasion dans les terrains meubles ayant été très sérieuse.
