

Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse Lorraine par la Meuse de Dinant. ⁽¹⁾

par A. PISSART,

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

TABLE DES MATIERES

	Pages
RÉSUMÉ	2
REMERCIEMENTS	3
INTRODUCTION	3
CHAPITRE I : LES TERRASSES DE LA MEUSE A LA TRAVERSÉE DE L'ARDENNE (ENTRE GODINNE ET SEDAN)	5
1. Le problème et les études antérieures	5
2. Méthode utilisée	9
3. Description de quelques observations importantes	11
4. Les profils longitudinaux successifs et leur interprétation	22
5. Conclusion — Synthèse des résultats	39
CHAPITRE II : LES TERRASSES ET LES MÉANDRES DE LA SEMOIS	40
A. Les terrasses de la Semois	40
1. Introduction	40
2. Quelques observations	41
3. Les profils longitudinaux successifs et leur interprétation	44
B. Les méandres de la Semois	49
1. Les études antérieures	49
2. Nos observations	49
3. Le problème de l'origine des méandres	57
C. Conclusion — Synthèse des résultats	61
CHAPITRE III : LES GRANDES CAPTURES DU VERSANT S DE L'ARDENNE	62
A. La capture des affluents de la Chiers par la Semois; l'origine de la Semois jurassique	62
B. La capture de la Semois puis de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant	69
1. Historique	69
2. La capture de la Semois près de Deville	73
3. La capture de la Meuse à Nouzonville	75
4. Conclusion	95
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	99
BIBLIOGRAPHIE	100

⁽¹⁾ Mémoire présenté à la séance du 6 février 1961.

Résumé

Chapitre I. — *L'étude des terrasses de la Meuse entre Godinne et Sedan, a permis de déceler l'existence d'un bombement épéiro-génique quaternaire entre Namur et Haybes. Par contre, aucun soulèvement du sol en dôme n'est visible entre Haybes et Sedan. L'allure divergente vers l'amont des niveaux de terrasses a été mise en évidence ; elle peut être expliquée, soit par un phénomène de capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Namur, soit par un basculement du sol. Les 2 causes ont probablement joué un rôle. La disparition des terrasses inférieures à la traversée du massif cambrien est expliquée comme une conséquence de la capture de la Moselle.*

Chapitre II. — *Soixante lambeaux de terrasses ont été découverts dans la vallée de la Semois ardennaise. Ils ont permis de dessiner pour la première fois les profils longitudinaux successifs de cette rivière. Ceux-ci ne montrent aucune trace d'un soulèvement quaternaire de l'Ardenne.*

Une très haute terrasse se prolonge à Monthermé nettement au-dessus des plus hauts niveaux de la Meuse. Elle sera expliquée au chapitre suivant par la capture de la Semois par la Meuse de Dinant.

La découverte de sept nouveaux méandres recoupés permet de supposer que ces sinuosités sont apparues au cours de l'encaissement de la rivière.

Chapitre III. — *A la fin du Tertiaire, le bassin hydrographique de la Chièrs comprenait tout le bassin de la Semois lorraine. A la suite d'un brusque encaissement, la Semois s'est étendue par érosion régressive dans le Jurassique en détournant successivement à son profit la Vierre, les Rulles, etc. L'avantage de la Semois n'a cependant été que temporaire ; la Chièrs menace actuellement de reprendre à la Semois le bassin qui lui a été enlevé.*

Le brusque encaissement de la Semois dont il vient d'être question, a eu pour origine la capture de cette rivière à Monthermé. Nous pensons, en effet, que, la Semois, comme d'ailleurs la Meuse lorraine s'écoulait autrefois vers l'ouest, et se déversait dans le bassin de la Seine. Ces deux cours d'eau ont été capturés successivement à Monthermé et à Nouzonville par une rivière S-N : la Meuse de Dinant. L'étude de la topographie de la région de Mézières a permis

de retrouver les anciens tracés de ces cours d'eau, et a fourni de nombreux arguments en faveur de notre théorie.

Remerciements

Nous prions M. le Professeur Paul MACAR de trouver ici l'expression de notre profonde gratitude. Après nous avoir proposé le sujet de la présente étude, il nous a encouragé à mener à bien ce travail en nous aidant de ses conseils. Il a eu en outre la bienveillance de relire notre manuscrit et de nous faire bénéficier de plusieurs subsides du F. N. R. S. grâce auxquels plusieurs fouilles ont été creusées.

Nous remercions également, M. Pol BOURGUIGNON, Maître de Conférences à l'Université de Liège, qui a eu la patience de nous initier à la technique d'étude des minéraux denses.

Introduction

Au laboratoire de géomorphologie de l'Université de Liège, l'utilisation systématique des photos aériennes et l'emploi d'altimètres ont remplacé depuis plusieurs années l'examen des cartes topographiques, du moins pour l'étude des formes du relief et la détermination des altitudes caractéristiques.

Les résultats obtenus par cette méthode furent remarquables spécialement, en ce qui concerne l'étude des terrasses fluviales. C'est ainsi que dans les vallées de l'Ourthe (C. EK, 1957; J. ALEXANDRE, 1957), de la Vesdre (A. CHAPELIER, 1957), de la Lesse (G. SERET, 1957) et de la Meuse en aval d'Anseremme (A. CLAIRBOIS, 1959), 9 à 10 niveaux de terrasses ont été reconnus. Dans la ligne de ces travaux, l'étude des alluvions anciennes de la Meuse en amont d'Anseremme, soit à la traversée du massif cambrien de Rocroi, méritait d'autant plus d'être reprise, que M. RIGO en 1935 y avait signalé des traces d'un bombement quaternaire de l'Ardenne. Nous avons entrepris ce travail et nous en présentons les résultats dans le premier chapitre de ce mémoire. Celui-ci traitera donc de la reconstitution des profils longitudinaux de la Meuse entre Anseremme et Sedan, ainsi que des enseignements qui en résultent.

Le second chapitre est consacré à l'étude de la vallée de la Semois ardennaise et nous y abordons le problème des méandres et celui des terrasses de cette rivière. La reconstitution des profils longitudinaux des anciennes plaines alluviales nous a aidé à identifier les terrasses de la Meuse à Monthermé, aussi l'étude de ces deux cours d'eau doit être présentée simultanément.

Le troisième chapitre apporte l'explication de certaines particularités reconnues dans l'allure des terrasses de la Meuse et de la Semois. Nous y défendons l'hypothèse qu'une série de captures importantes se sont produites à la fin du Tertiaire, au SW de l'Ardenne. Nous pensons, en effet, qu'à l'origine la Meuse et la Semois appartenaient au bassin de la Seine, car le cours de ces deux rivières se prolongeaient vers l'W, en traversant l'extrémité méridionale du Massif de Rocroi. A une époque très proche du début du Quaternaire, la Semois aurait été capturée par érosion régressive d'un cours d'eau s'écoulant vers le N : l'actuelle Meuse de Namur. Peu après, la Meuse de Sedan a subi le même sort et a été détournée dans la même direction à Nouzonville.

CHAPITRE I
LES TERRASSES DE LA MEUSE
A LA TRAVERSÉE DE L'ARDENNE
(entre Godinne et Sedan)

1. — Le problème et les études antérieures

Le tracé de la Meuse au travers de l'Ardenne entre Namur et Mézières pose un problème qui a été reconnu par d'Omalius d'HALLOY dès 1842 (p. 3). Il a fait remarquer que la Meuse était profondément encaissée en cet endroit dans un massif plus élevé que la région qu'elle venait de parcourir, et plus élevé que sa source elle-même, et il posait la question : Quelle est donc l'origine de cette situation aberrante ?

La réponse donnée par cet auteur est actuellement abandonnée car, il pensait que le fleuve avait profité d'une série de failles se relayant et que le cours d'eau avait seulement quelque peu aménagées (1842, p. 113 ; 1868, p. 569). Cette conception semble avoir été généralement admise à cette époque car elle se retrouve dans les écrits de J. C. HOUZEAU (1854) et de M. E. DUPONT (1863, pp. 94 à 101 ; 1872, p. 122 ; 1873, pp. 56-57).

Mais en 1857, F. Römer (pp. 720-721) explique le passage de la Weser au travers des collines voisines de Vlotho par un soulèvement progressif du pays, soulèvement postérieur à l'apparition du fleuve. Cette théorie de l'antécédence, fut appliquée à la Meuse en 1885 par Ch. DE LA VALLÉE POUSSIN (p. 151) et reprise ensuite par J. GOSSELET en 1888 (pp. 844-846), M. DE LAPPARENT en 1894 (p. 431) et DAVIS en 1895 (p. 48). Ce dernier ajoutait en outre que le cours d'eau avait dû apparaître sur une couverture discordante de Crétacé ou de Tertiaire ancien.

D'autres opinions, furent encore émises. — RUTOT en 1897 (p. 90) croyait à un ancien tracé contournant l'Ardenne suivant les vallées actuelles de la Sormonne et de la Sambre et abandonné au Diestien suite à l'affaissement du massif. G. DOLLFUSS en 1900 (p. 330) pensait plutôt que la Meuse était venue capturer, par érosion régressive, tout d'abord la Semois, et ensuite la Meuse de Mézières.

En 1903, J. CORNET (pp. M 337 à 340) défend l'hypothèse d'une simple surimposition. Il croit comme DAVIS (1895) que la Meuse est apparue sur une couverture meuble recouvrant toute l'Ardenne mais, contrairement à ce dernier, il n'admet pas un soulèvement ultérieur du massif. La différence de résistance à l'érosion des roches primaires de l'Ardenne et des roches plus tendres des régions voisines suffit d'après lui, à expliquer le relief actuel (1).

Si, depuis lors, il fut très généralement admis que la Meuse était apparue à un moment où l'Ardenne ne dominait pas les régions voisines, les thèses de DAVIS (surimposition et antécédence), de CORNET (surimposition) et même de DOLLFUSS (capture) restèrent en présence. La théorie du premier était le plus souvent reçue, alors que l'hypothèse du second, trouvait des défenseurs dans H. BAULIG (1926, p. 231) et M. A. LEFÈVRE (1937, p. 42). Ch. STÉVENS resta seul partisan de l'hypothèse de la capture et il s'efforça de préciser le processus du phénomène au cours de nombreuses publications (de 1922 à 1955, voir notre chapitre 3).

L'étude des terrasses fluviales est venue apporter de nouveaux arguments dans ce débat. Déjà en 1916, J. HOL signalait l'existence de deux terrasses très élevées (p. 41) à la traversée du Massif cambrien de Rocroi et elle y voyait la preuve d'un soulèvement quaternaire du massif. Toutefois, comme elle n'avait pas observé personnellement ces dépôts, des erreurs s'étaient glissées dans son exposé : la première terrasse (Massinfour près de Joigny, voir notre point n° 16) était indiquée 70 m trop haut, tandis que la seconde (Revin) n'existait pas. Elle avait très vraisemblablement — car elle ne donne aucun détail permettant de localiser ce dont elle parle — suivi l'erreur de la carte géologique au 1/80.000 qui indique comme « graviers anciens des grandes vallées », des coulées de solifluction de tête de vallée situées sur la rive droite.

Ce travail n'a donc pas résisté à la critique, mais il a montré la voie. Aussi, 20 ans après, l'étude était-elle reprise, cette fois sur le terrain, par M. RIGO (1935).

Celle-ci a décrit entre Givet et Mézières, 12 lambeaux d'anciennes plaines alluviales, qu'elle groupait en deux niveaux de

(1) Ch. STÉVENS (1938, Le relief de la Belgique, p. 61) affirme que J. CORNET ne s'est pas arrêté à cette théorie, mais qu'il a admis peu après, l'existence d'une déformation du sol, sans toutefois ne l'avoir jamais écrit.

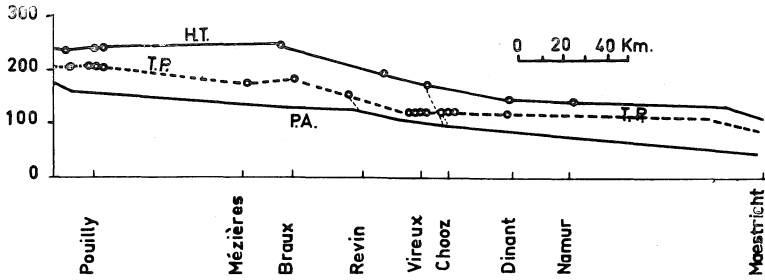


FIG. 1.— Les terrasses de la Meuse, par M. RIGO, 1935.
Ann. Soc. Géol. Belg., tome LIX, fasc. 1.

terrasses. Le profil longitudinal accompagnant son texte (fig. 1) faisait apparaître que ces terrasses n'étaient pas parallèles mais qu'elles s'écartaient progressivement l'une de l'autre entre Pouilly et Braux, pour se rapprocher ensuite entre Braux et Dinant. Ce profil semblait le résultat d'une surrection du sol au cours du Quaternaire, surrection dont l'amplitude maximum était localisée près du village de Braux. Les deux terrasses décrites étaient dénommées terrasse principale et terrasse de Brumagne car elles se rattachaient aux terrasses repérées entre Givet et Maestricht par L. MOUCHAMPS (1932).

En 1948, M. HACKEN, dans une thèse inédite, présentée à l'Université catholique de Louvain, étudiait la vallée de la Meuse entre Heer et Dinant. Il décrivait quelques observations nouvelles qui lui permettaient de déceler au-dessus de la terrasse principale, l'existence de deux niveaux de terrasses plus anciens. Ce travail n'apportait cependant aucun argument nouveau pour le problème qui nous occupe puisque ces niveaux, se limitant à la bordure N de notre région, avaient une pente parallèle au cours actuel de la Meuse.

En 1949, A. BESTEL a rassemblé les observations faites par les membres de la Société d'Histoire Naturelle des Ardennes. En les ajoutant aux formes décrites par L. MOUCHAMPS et M. RIGO, il distingue quatre niveaux de terrasses. Leur allure (fig. 2) est semblable à celle décrite par M. RIGO et confirme donc un soulèvement quaternaire de l'Ardenne.

En 1952, J. TRICART (thèse, pp. 353 à 365) a publié ses observations sur les terrasses de la Meuse en amont de Charleville. Il a décrit trois nappes alluviales d'allure divergente vers l'aval.

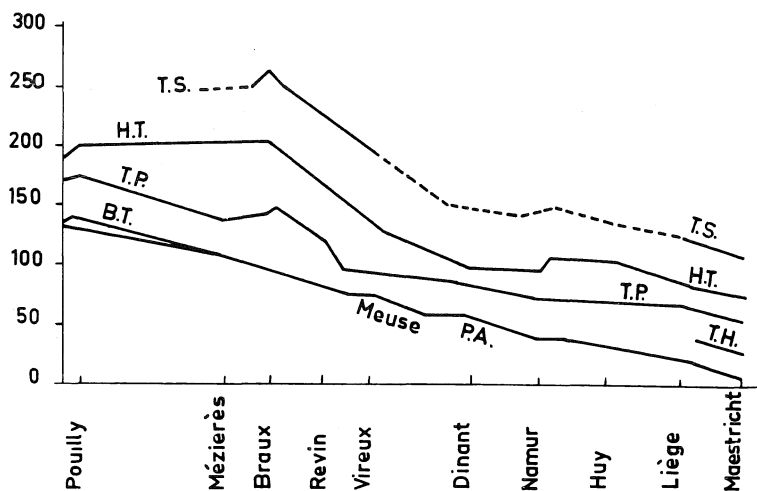


FIG. 2. — Les terrasses de la Meuse, par A. BESTEL.
B. S. H. N. A., 1949, planche 1.

Près de la bordure ardennaise, les deux nappes inférieures sont emboîtées et ne se distinguent que par la présence de galets vosgiens. Le troisième cailloutis a été observé à Stenay (30 km au S de Sedan) environ 75 m au-dessus des nappes précédentes et J. TRICART croit la retrouver 65 m plus haut (140 m au-dessus des nappes inférieures) aux environs de Charleville. L'auteur conclut de cette disposition qu'« un soulèvement en dôme de l'Ardenne est à peu près certain ».

Ce mouvement du sol, au cours du Quaternaire, explique l'importance du creusement entre la nappe supérieure et les nappes inférieures car, toujours selon J. TRICART, cette érosion ne peut s'expliquer que si la Meuse ne creusait pas le Primaire. Ce mouvement aurait donc été responsable de l'arrêt du creusement depuis le dépôt de la nappe moyenne.

Notre interprétation des faits est entièrement différente de celle de cet auteur, aussi, nous reprendrons, à la fin de ce chapitre, les arguments ci-dessus et en les comparant à nos observations, nous les discuterons.

Il n'empêche que la thèse de J. TRICART, ajoutée aux travaux de A. BESTEL et de M. RIGO, semblait bien vérifier l'hypothèse émise en 1885 par Ch. DE LA VALLÉE POUSSIN.

En 1958, A. M. CLAIRBOIS a repris entièrement la question des terrasses de la Meuse entre Liège et Anseremme. Elle a montré que les 10 niveaux signalés dès 1938 par P. MACAR en aval de Liège, se retrouvaient dans toute la région qu'elle a étudiée, et d'autre part que les 8 niveaux qu'elle a distingués à proximité d'Anseremme se raccordaient aisément aux terrasses de la Lesse repérées par G. SERET en 1956 (voir mémoire original fig. 22, p. 54) ⁽¹⁾.

Ce travail intéresse indirectement la région qui nous concerne, en ce qu'il montre les insuffisances des études de M. RIGO et A. BESTEL. Il souligne, en effet, la précarité des raccords effectués par des auteurs qui croyaient en l'existence d'un nombre beaucoup plus réduit de niveaux de terrasses. Après cette étude, on peut se demander si les particularités des profils longitudinaux qu'ils ont proposés, ne proviennent pas du fait que ils ont raccordé ensemble des terrasses appartenant à des niveaux différents. Pour répondre à cette question, l'étude tout entière devait être reprise. Elle méritait d'ailleurs de l'être, car elle seule, pouvait vérifier l'exactitude de l'hypothèse du soulèvement de l'Ardenne au cours du Quaternaire.

2. — Méthode utilisée

Nous avons parcouru la vallée de la Meuse entre Sedan et Godinne, après avoir étudié très attentivement les photos aériennes de la région. Grâce à ces dernières, nous avons reconnu un nombre de terrasses beaucoup plus considérable que nos prédécesseurs. Ainsi entre Sedan et Anseremme, où il n'y avait plus eu de recherche depuis 1935, année de la thèse de M. RIGO, nous avons porté de 13 à 92, le nombre de lambeaux de terrasses reconnus.

L'altitude caractéristique des lambeaux de terrasses, c'est-à-dire, celle de la base du cailloutis, ou à défaut de cette observation celle de la surface du replat, a toujours été mesurée sur le terrain, à partir, soit des nombreux points cotés de la carte française, soit des repères de nivellement de premier ordre qui jalonnent la

⁽¹⁾ Signalons que dans ce mémoire, G. SERET, en plus des terrasses de la Lesse, a examiné rapidement les terrasses de la Meuse entre Dinant et Givet. Cette partie de son travail était cependant trop peu détaillée pour déceler la présence d'une déformation du sol.

vallée de la Meuse entre Dinant et Namur (Deuxième Nivellement général. I. G. M., 1949). Quand ces points de référence étaient trop éloignés, nous avons mesuré l'altitude à partir du plan d'eau du fleuve, en prenant soin, bien entendu, de déterminer la cote de cette surface. Nous avons utilisé généralement un altimètre de précision Paulin dont l'erreur ne dépasse pas 2 m ⁽¹⁾. Mais, le plus souvent possible, c'est-à-dire lorsque la distance entre le point à mesurer et le point connu n'était pas trop grande, nous avons effectué un rapide nivellement à l'aide d'un clisimètre fixé à une boussole Meridian. Dans ce cas, l'erreur est toujours inférieure au mètre.

Si l'on compare le profil longitudinal que nous présentons (fig. 7) à celui publié par A. CLAIRBOIS (1959), le petit nombre de points de notre graphique est mis en évidence. Il faut toutefois noter que toutes les observations que nous avons mentionnées, sont des données précises qu'il n'est pas possible de déplacer sensiblement (1 à 2 mètres au maximum) alors qu'il en est tout autrement pour les nombreux niveaux d'aplanissement quaternaire que cet auteur a utilisés.

En effet, lorsque l'on cherche à obtenir, à partir de l'examen d'un niveau d'aplanissement quaternaire, l'altitude de la plaine alluviale contemporaine de son développement, on se heurte à deux difficultés. La première est d'ordre théorique : il n'est en effet pas prouvé que ce niveau d'aplanissement n'a plus évolué après l'encaissement du cours d'eau (voir fig. 3 A) ⁽²⁾. La seconde, d'ordre pratique est illustrée par la figure 3 B : pour retrouver la base du cailloutis de la plaine alluviale en liaison avec laquelle s'est développée la surface, il faut interpoler dans l'espace, et cela comporte une certaine imprécision.

En raison de ces difficultés, nous n'avons pas représenté sur notre graphique, ces surfaces d'érosion qui d'ailleurs étaient très rares en amont de Givet, c'est-à-dire dans la partie principale de

⁽¹⁾ Les corrections dues à la température de l'air ont toujours été apportées. Quant aux erreurs dues aux variations de la pression atmosphérique, nous en avons tenu compte, en admettant une variation linéaire de ce facteur, l'heure de chaque lecture étant notée. Il faut remarquer, en outre, que si l'écart au moment de la fermeture du nivellement s'avérait trop grand, la mesure était recommencée.

⁽²⁾ En effet, on ne comprend pas, pour quelle cause, la solifluction, que l'on dit responsable de ces aplanissements, aurait cessé d'agir après l'encaissement de la rivière, du moins à la partie supérieure, largement concave.

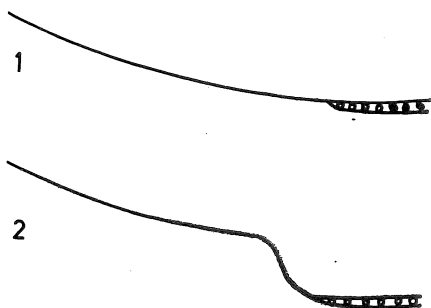


FIG. 3A. — L'utilisation des niveaux d'aplanissement quaternaire dans la reconstitution de profils longitudinaux successifs s'appuie sur la théorie suivante :

1. L'aplanissement se développe en rapport avec une plaine alluviale.
2. Cette surface d'érosion ne descend plus verticalement après l'encaissement du cours d'eau.

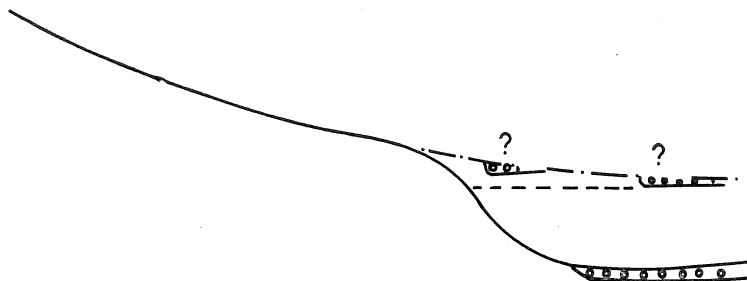


FIG. 3B. — Croquis montrant l'incertitude altimétrique résultant de l'utilisation des aplanissements quaternaires dans la recherche des anciennes plaines alluviales.

cette étude. Remarquons que le plus petit nombre de points qui résulte de notre façon de procéder, n'affecte en rien la qualité de nos profils, puisque les points que nous omettons sont toujours imprécis.

3. — Description de quelques observations importantes

Dans le cadre du présent mémoire, il est impossible de décrire et de localiser les 120 lambeaux de terrasses que nous avons étudiés entre Sedan et Godinne. Ces renseignements qui sont cependant indispensables à ceux qui veulent revoir le terrain, ont été rassemblés dans une thèse de Doctorat en Sciences Géographiques qui peut être consultée à l'Université de Liège. Nous y renvoyons toute personne désireuse d'obtenir des précisions supplémentaires et nous ne donnerons ici, en plus de l'interprétation

des profils longitudinaux, que la description de quelques dépôts qui présentent un intérêt particulier, soit en raison de leur nature, soit en raison de leur localisation. Il sera question de la sorte successivement du gisement de kieseloolithes de Raucourt (point 0 de la carte et du profil), de celui de Cons la Grandville (point 10), des terrasses de Gerspunsart (points 11, 12 et 13), du dépôt de Massinfour (16) et des terrasses de Vireux Wallerand (53 à 59).

Raucourt (point 0).

Le gisement de kieseloolithes de Raucourt est situé à 2,100 km à ENE de l'église de Raucourt et Flaba, soit à 10 km au SSE de Sedan. De nombreux auteurs se sont intéressés à ce dépôt et lui ont donné un âge et une origine différente.

A. DE LAPPARENT le considérait en 1878 (p. 618) comme un « dépôt sédimentaire d'eau douce » datant du Crétacé inférieur. NIVOIT, auteur de la feuille géologique au 1/80.000, se range au même avis et, sur ce document, il le note comme WEALDIEN.

En 1890 (p. 170) et en 1907 (p. 343) J. GOSSELET pense plutôt qu'il s'agit de sédiments éocènes. Il est suivi en cela par les auteurs de la carte géologique au 1/320.000.

En 1908, A. BRIQUET (p. 216) signala l'existence dans ce dépôt, d'oolithes silicifiées et, d'après lui, ces sédiments pauvres « sont caractéristiques d'une ancienne pénéplaine nivelée au Pliocène supérieur ».

L'hypothèse de A. DE LAPPARENT réapparaît en 1924 avec le travail de G. DÉLÉPINE (p. 145); il note en effet l'absence de silex et de pierres de Stonne dans ce dépôt et il le considère comme une formation continentale wealdienne.

En 1945, P. MACAR (p. 213) ainsi que Ch. STEVENS (p. 181) croient « prudent de considérer comme provisoirement indéterminé l'âge des cailloux oolithiques de Raucourt ».

Ce dépôt, qui d'après les auteurs précédents est composé de sables blancs et jaunes, de menus galets quartzeux, de grès ferrugineux et d'argiles réfractaires, est conservé dans des poches de dissolution du Bathonien, à une altitude voisine de 300 m. Les observations y sont actuellement très difficiles. L'exploitation de ce matériel est abandonnée depuis plusieurs décades, et au milieu des bois aucune coupe n'est visible. De-ci de-là, subsistent encore

des excavations plus ou moins profondes et de formes irrégulières ; toutefois ce n'est que dans une de ces dépressions que nous avons retrouvé des restes de ces sables à kisselolithes. Cette excavation est située 50 m au N du croisement de la route allant de Raucourt-et-Flaba vers Autrecourt-et-Pouron et du chemin, qui de Haraucourt, se prolonge vers le SE.

Tous les cailloux ramassés sont très petits, sauf un quartz de 3,5 cm. Il s'agit généralement d'éléments de taille inférieure à 1 cm, souvent bien arrondis. Parmi les 206 cailloux rassemblés, nous avons compté 11 kieselolithes (5,5 %), 5 débris ferrugineux (2,5 %), 31 restes de fossiles (16 %) et 159 quartz et cailloux siliceux divers (76 %).

Le méandre recoupé du Waridon.

En plus des méandres recoupés du Bois de la Falizette (2 km à l'est de Bosséval) et de Château-Regnault que nous avons décrits ailleurs (PISSART, 1960) nous avons découvert un troisième méandre abandonné de la Meuse qui n'avait pas encore été signalé, du moins à notre connaissance. Ce méandre situé à 2 km au NE de Charville, entaille le Paléozoïque en un large amphithéâtre au cœur duquel la butte isolée dénommée « Le Waridon » présente une forme en pépin caractéristique. L'étude sur le terrain n'a pas permis de retrouver de dépôt antérieur à l'abandon, mais la présence de beaux replats à l'extrémité méridionale du méandre et se trouvant à la cote 157 m à l'ouest du mamelon central et à 156 m à l'est, semblent indiquer que le recoupement s'est produit environ 15 m au-dessus du niveau actuel du fleuve. Il paraît en conséquence vraisemblable que le recoupement s'est produit avant la capture de la Meuse par la Bar, et que ce soit seule, cette dernière rivière qui ait façonné ce méandre.

Signalons encore que le remblayage postérieur au recoupement, doit atteindre 30 m à la partie septentrionale du méandre.

Cons la Grandville (point 10).

Situé 1300 m au NNE de l'église de la Grandville (5 km au NE de Mézières), le cailloutis de Cons la Grandville a été signalé pour la première fois par JANNEL en 1881 (p. 229) et depuis lors de nombreux auteurs ont étudié ce dépôt. Il a été considéré tour à tour comme un sédiment secondaire, tertiaire et même quater-

naire. Nous avons montré en 1959 (p. 265) qu'il existait en réalité deux cailloutis d'âge très différent : l'inférieur est probablement antérieur à la transgression liasique tandis que celui qui le surmonte est beaucoup plus récent, et date du Quaternaire inférieur. En effet, ce cailloutis supérieur comprend un nombre important de kieseloolithes qui en font l'équivalent du dépôt de Raucourt (n° 0). La ressemblance ne se limite pas aux kieseloolithes, mais réside aussi dans la présence dans le cailloutis de restes de fossiles (crinoïdes, rhynchonelles), de débris de pierre de Stonne, et dans l'émousé important des éléments. Ce cailloutis n'a malheureusement pas été trouvé en place mais seulement au sommet de la gravière où il apparaît comme un dépôt de pente. Le gisement originel de ce cailloutis est donc situé en contrehaut de l'endroit où il a été observé, c'est-à-dire au-dessus de 270 m.

Deux hypothèses peuvent être envisagées : ou bien le dépôt est descendu du sommet qui sépare le cailloutis de la Vrigne (ancienne vallée de la Meuse) ou bien, il provient d'un point situé en contrebas de ce sommet et par conséquent sa situation originelle serait séparée de la Vrigne par le massif coté 294, 3 m. Si l'on adopte cette seconde hypothèse, il faut admettre l'existence d'un méandre recoupé dont le sommet 294, 3 constitue le mamelon central.

Avant de décider quelle hypothèse est la plus probable, il faut signaler que les bois, en contrehaut, sont parsemés d'un grand nombre de cailloux très bien roulés qui à première vue paraissent identiques à ceux du dépôt à kieseloolithes. Toutefois nous n'y avons pas observé d'oolithes silicifiées, ni d'éléments secondaires, comme les restes de fossiles si nombreux dans la gravière. Une excavation de 1,50 m effectuée au point 294,3 a montré uniquement une argile jaune englobant ces éléments bien roulés dont le nombre augmentait avec la profondeur. La sonde est descendue 1,50 m plus bas toujours dans le même matériel et a été arrêtée à cette profondeur probablement par un caillou d'une certaine taille. Ces cailloux roulés semblent provenir du poudingue de base du Secondaire (dont les éléments présentent également un indice d'émousé considérable) et ils ne jettent donc aucune lumière sur la localisation du cailloutis à kieseloolithes.

Il nous est de ce fait impossible, malgré de très longues recher-

ches sur le terrain, de préciser l'altitude à laquelle se sont déposés ces sédiments.

Nous pensons que ce dépôt est, comme celui de Raucourt, un dépôt très ancien de la Meuse, et l'équivalent de la traînée mosane. La ressemblance entre le matériel de ces 2 gisements est très grande et apparaît dans l'émousé marqué de la majeure partie des éléments, la présence d'oolithes silicifiées et de restes nombreux des mêmes fossiles (crinoïdes-rhynchonelles). Il est d'ailleurs remarquable de constater que ces dépôts à kieseloolithes sont tous deux proches du tracé de la Meuse, et somme toute, à une altitude très voisine.

Les terrasses de Gespunsart (points 11-12-13).

Si la capture de la Meuse par la Bar est actuellement bien admise, en raison de l'existence d'une large vallée morte que drainent actuellement la Vrigne et la Goutelle, des alluvions anciennes du fleuve qui apporteraient la preuve définitive de la capture n'ont jamais été signalées à l'emplacement de cet ancien tracé. Ces alluvions ont, semble-t-il, été recherchées uniquement dans le fond de la vallée, où ils sont masqués par un épais matériel de remblayage mis en place postérieurement. Des traces importantes du passage du fleuve existent cependant sur les versants de la vallée morte sous forme de terrasses dont les plus caractéristiques sont celles situées immédiatement au S de Gespunsart, sur le versant de rive convexe. Il y a là 3 terrasses admirablement conservées, car leur localisation sur un pédoncule, les a mises à l'abri de tout remblayage venu des versants supérieurs.

La terrasse inférieure est proche du fond actuel de la vallée. Elle apparaît immédiatement sur les photos aériennes comme un replat sur lequel s'étend le cimetière de Gespunsart, et dont l'abrupt peut être suivi à l'W sur près de 500 m. Nous avons observé un cailloutis en place reposant sur le substratum au NE du cimetière, dans la tranchée du chemin de fer abandonné. L'altitude de la base de cette terrasse est de 195 m.

En contrehaut, un replat très net s'étend entre les cotes 235 et 250 m. Il est recouvert également d'un cailloutis que nous avons observé en place et au contact du substratum, 20 m à l'W des Trois Croix, dans la tranchée d'un chemin creux, aujourd'hui abandonné. L'altitude de ce point est de 237 m, mais comme il

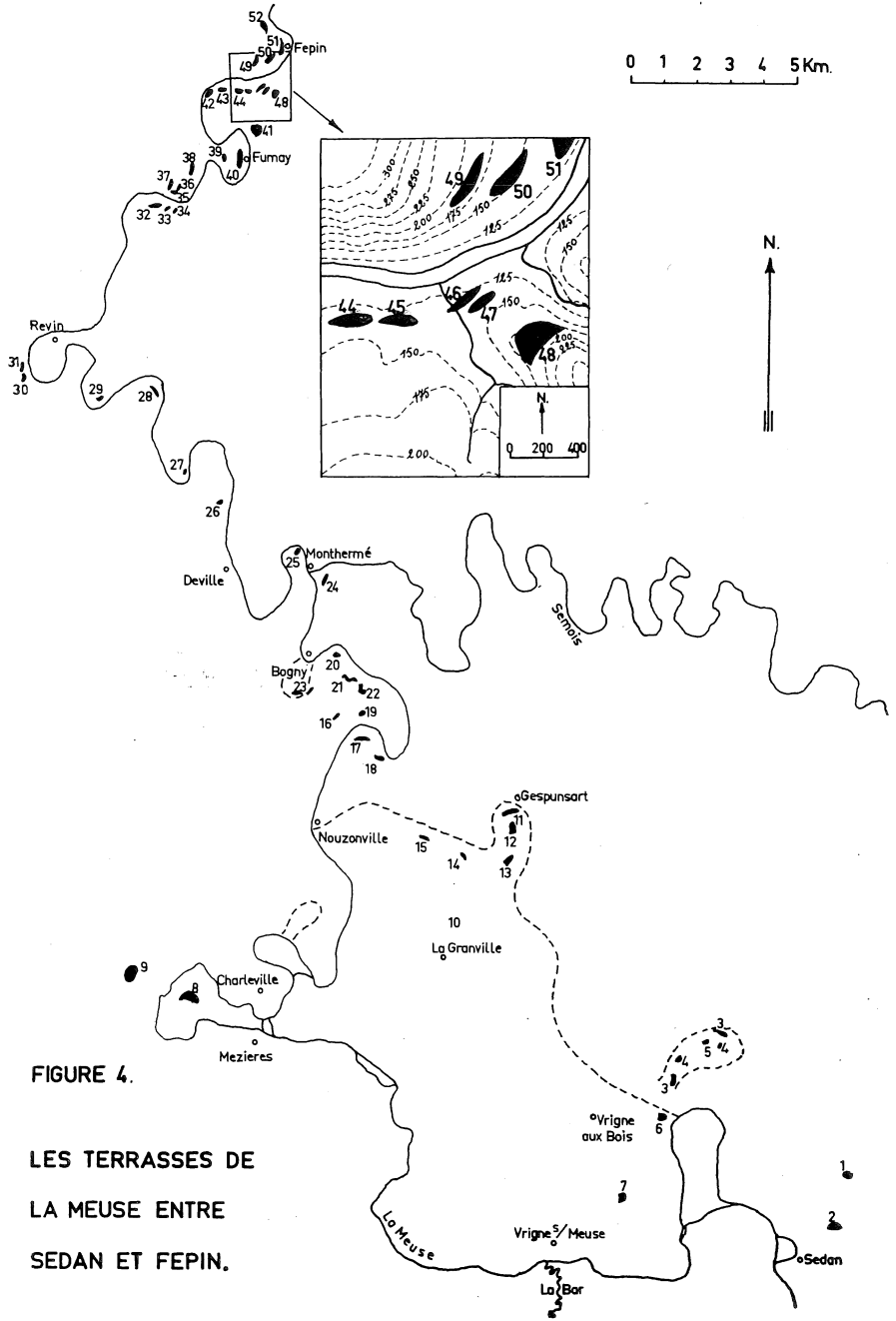


FIGURE 4.

LES TERRASSES DE
LA MEUSE ENTRE
SEDAN ET FEPIN.

FIG. 4. — Les terrasses de la Meuse entre Sedan et Fepin.

s'agit d'une terrasse légèrement polygénique, cette cote n'a pas une valeur absolue.

Sur le même pédoncule de rive convexe, un troisième replat surmonte les précédents, à l'altitude de 283 m. L'horizontalité de cette surface est remarquable. Malgré la végétation très dense, nous avons trouvé en quelques endroits retournés par des sangliers une dizaine de cailloux roulés. Ils apportent la preuve que ce replat est également une terrasse de la Meuse.

Le dépôt de Massinfour (point 16).

J. HOL (1916) a signalé d'après le dire de Lorié, des cailloux de quartz blanc à la cote 366 m, à Massinfour, à l'ouest de Joigny, et elle les considérait comme les restes de la plus haute terrasse de la Meuse.

Toutefois une erreur s'est probablement glissée dans son travail, du moins en ce qui concerne l'altitude du cailloutis. En effet, comme Mademoiselle RIGO en 1935, c'est en vain que nous avons recherché ces quartz roulés à la cote indiquée. D'autre part, le lieu dit « Massinfour » tel qu'il est localisé sur la carte topographique au 1/20.000 et sur la carte géologique au 1/80.000 ne comprend pas des régions situées au-dessus de 300 m.

L'erreur doit porter uniquement sur l'altitude du dépôt car il existe bien au lieu dit « Massinfour », mais à la cote 290 m, un dépôt assez important de cailloux roulés. Ces éléments ont été observés par les membres de la Société d'Histoire Naturelle des Ardennes lors d'excursions qui ont eu lieu en 1935 ⁽¹⁾ et en 1946 ⁽²⁾ et nous les avons trouvés 20 m au SW de la maison isolée au lieu dit « Les Perrières ». Il s'agit uniquement de quartz et de quartzites dont la taille maximum ne dépasse guère 10 cm, et dont la majorité ont la taille d'une amande ; ces cailloux sont très arrondis puisque l'indice d'éroulé de premier ordre ⁽³⁾ est de 465 pour

(1) « Nous avons observé sur le plateau des Perrières, en plusieurs endroits, des alluvions avec graviers et cailloux roulés ». *B. S. H. N. A.* Excursion du 22-4-1934, t. 29, p. 13.

(2) « Une longue recherche a permis aux excursionnistes d'observer des cailloux roulés en place à la cote 298 m ». *B. S. H. N. A.* Excursion du 21 juillet 1946, p. 29.

(3) Indice d'éroulé de premier ordre selon A. CAILLEUX = $\frac{2r' \times 1000}{L}$;
 r' = rayon de courbure le plus petit qui apparaît lorsque le caillou est posé à plat ;
 L = plus grande longueur du caillou.

100 quartz de 20 à 30 mm (441 avec les cailloux brisés) et de 425 pour 100 quartz de 40 à 60 mm (387 avec les éléments fracturés) ⁽¹⁾.

Nous n'avons pas observé ces cailloux en place, mais seulement épars à la surface, aussi nous ne pourrions préciser l'altitude du dépôt, si nous n'avions pas trouvé 250 m au SW de cet endroit un sable visiblement non remanié et reposant sur le substratum à la cote 290 m. Cette formation est recouverte d'une épaisseur de 2,10 m de limon homogène ne contenant aucun caillou. Entre ce limon et l'humus forestier, s'étendent 60 cm de dépôt de pente englobant des débris anguleux de schistes.

De rares cailloux identiques à ceux dont il vient d'être question plus haut existent dans le sable. Ils indiquent qu'il s'agit bien de la même formation. L'étude morphoscopique du sable donne plu-

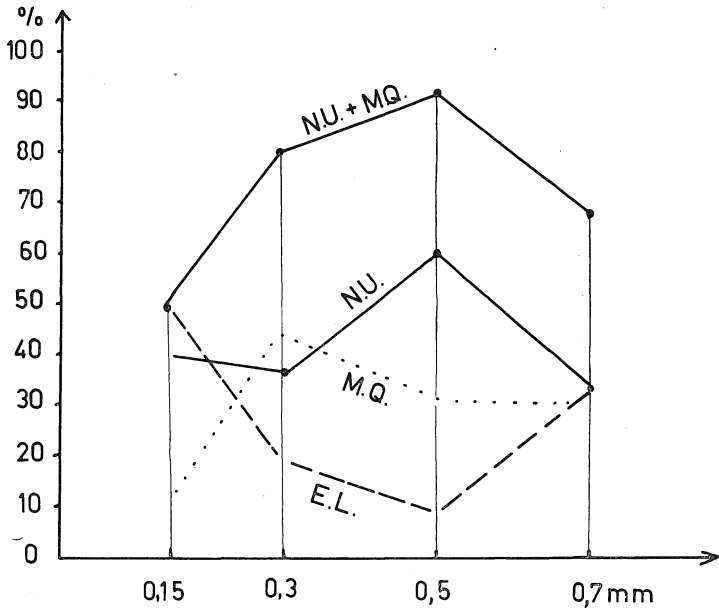


FIG. 5. — Morphoscopie des sables de Massinfour.

N.U. = Non usé.

M.Q. = Mat. quartzitique.

E.L. = Emoussé luisant.

⁽¹⁾ Comme ces cailloux ont été rassemblés à la surface, leur fracturation est probablement postérieure à leur dépôt, et est probablement due à l'action de la gélivation.

sieurs indications. A la dimension de 0,15 mm, 50 % des grains sont émoussés luisants (E L). Ces grains ont souvent un émoussé vraiment exceptionnel, et à cette dimension, leur origine marine est indiscutable. Par contre l'émoussé des grains de plus forte taille est généralement faible et ne se retrouve que dans l'usure des saillies. Ce graphique (fig. 5) ne peut être expliqué que par un remaniement fluviatile d'un dépôt marin. Il s'agirait donc d'une très haute terrasse de la Meuse. Soulignons l'absence de kieselolithes dans ce dépôt.

Remarquons pour terminer que ce matériel ne peut être considéré comme un dépôt tertiaire ou secondaire en raison de sa situation à 93 m en contrebas d'un sommet (383 m) situé 1500 m au S. Il est donc profondément encaissé dans la vallée de la Meuse.

Les terrasses de Vireux-Wallerand (point 54 à 59).

Le plus beau complexe de terrasses de toute la région que nous avons étudiée se trouve au SE de Vireux-Wallerand. L'importance tout à fait exceptionnelle des terrasses en cet endroit apparaît sur la figure 6.

La terrasse n° 54 située à 2,800 km au S du pont de Vireux-Wallerand apparaît mal sur les photos aériennes, en raison de la futaie qui la recouvre. Elle est toutefois bien développée et recouverte de cailloux roulés au SW de la ferme « Mon Plaisir ». La base du dépôt n'a pas été observée, mais après avoir parcouru le terrain, nous estimons qu'elle se trouve à une altitude un peu inférieure à 152 m.

La route Vireux-Hargnies passe au milieu d'une importante gravière abandonnée, localisée sur un replat (notre terrasse 55), situé à 2,400 km au SSE de Vireux. Profonde de 2,50 m cette exploitation montre encore des sables et de nombreux galets de toutes tailles, d'arkose, de grès, de quartzite. Ce dépôt est incontestablement fluviatile, et il indique la présence en cet endroit d'une terrasse de la Meuse. Nous n'avons pas localisé avec certitude la base du cailloutis, mais elle doit passer à peu près à l'altitude de 196 m.

A 700 m au NE de cette gravière, existe une ancienne sablière (point 56) située au lieu dit : « la Havetière ». Le dépôt qui y était exploité a été reconnu en 1911 comme d'origine fluviatile (*Bull.*

FIGURE 6.

LES TERRASSES DE
LA MEUSE ENTRE
FEPIN ET GODINNE.

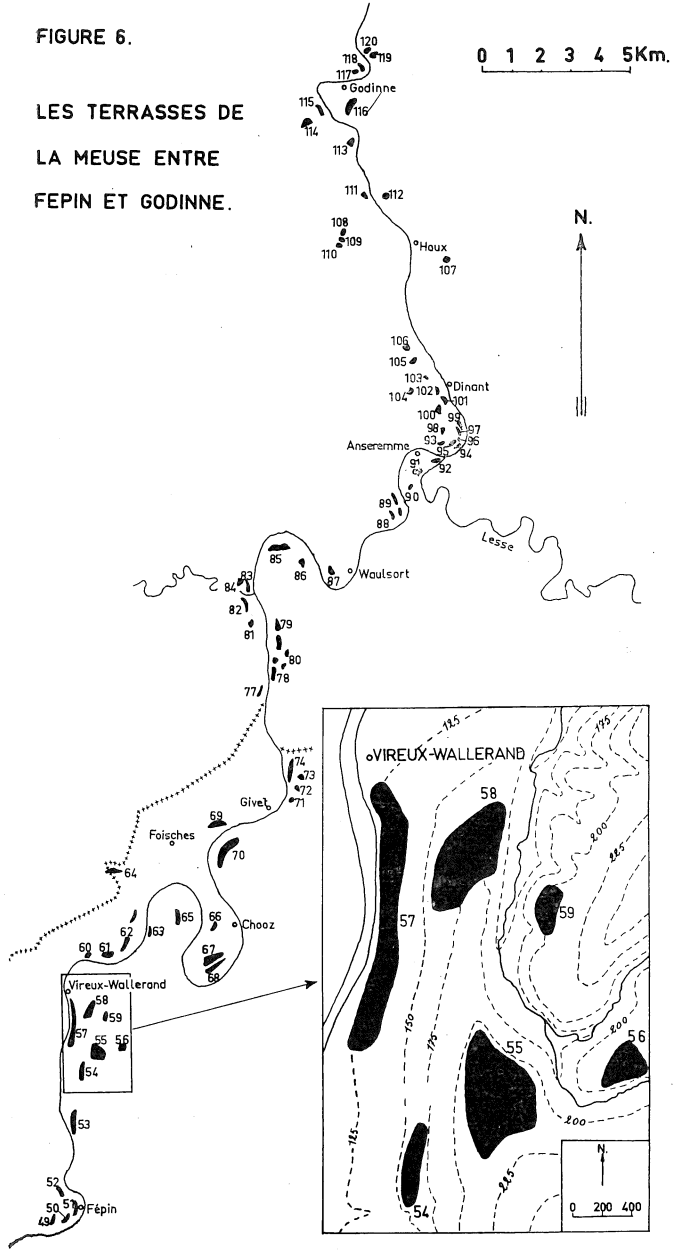


FIG. 6. — Les terrasses de la Meuse entre Fepin et Godinne.

Soc. Hist. Nat. Ardennes, t. 18, p. 37). Actuellement les observations sont difficiles, toutefois nous avons pu nous rendre compte de l'existence d'un cailloutis sous le dépôt sableux qui a été exploité. Ce sable est à première vue assez homogène et très fin, mais il englobe çà et là des cailloux roulés qui peuvent être d'assez forte taille. Quant au gravier, très hétérométrique, il comprend des éléments de grès, de quartzite, d'arkose et de quartzophyllades. Ici encore, le contact entre le gravier et le substratum, n'a pas été aperçu. Le point le plus bas de la gravière est à l'altitude de 220 m, et la roche en place a été seulement observée à la cote 200 m. Il n'est pas exclu qu'il y ait ici un dépôt fluviatile très important !

Ces deux derniers dépôts nous apportent la preuve que la Meuse décrivait ici un large méandre dont il ne reste plus de trace dans le cours actuel.

Au S de Vireux, l'abrupt qui domine directement la Meuse, entaille une terrasse (notre point 57) dont le cailloutis épais d'environ 4 m peut être observé en plusieurs endroits. A côté de gros blocs de quartzite et de cailloux roulés de toutes tailles, la fraction fine de sable et de limon est particulièrement abondante. La base de ce dépôt est située à la cote de 123,50 m.

Cette terrasse apparaît nettement dans la topographie sous forme d'un replat qui se prolonge d'une façon plus ou moins nette depuis le village de Vireux-Wallerand jusqu'au barrage de Montigny (point 53).

Une épaisseur de près de 8 mètres de sédiments fluviatiles (notre point 58) est visible dans la gravière ouverte au N de la route venant de la Havetière, à proximité du point coté 167,5. Ce dépôt est essentiellement constitué de sable parmi lequel existent des lits de cailloux roulés. Un cailloutis d'une granulométrie nettement supérieure est visible 150 m au NW, le long de la route. Malgré qu'il soit en cet endroit 9 m plus bas que le fond de la sablière, nous pensons qu'il s'agit du même cailloutis. D'après les habitants, la roche en place serait très proche et la base de cette terrasse serait voisine de 153 m. La puissance de ce dépôt fluviatile dépasserait donc 17 m.

Immédiatement à l'est de la vallée de la Lire, des cailloux roulés épars ont été trouvés sur un replat bien marqué. Les observations y ont été particulièrement difficiles en raison du taillis très dense

qui le recouvrait lors de notre passage. C'est ainsi que la base du cailloutis (n° 59) n'a pu être localisée avec précision, mais nous sommes fondés de croire qu'elle se trouve entre 194 et 201 m.

4. — Interprétation : les profils longitudinaux successifs

L'examen de la figure 8 (p. 40) montre que la densité des lambeaux de terrasse est très inégale dans la région étudiée. Notre travail souligne tout d'abord la rareté des terrasses bien conservées dans les roches tendres du Secondaire où le plus souvent, seuls quelques cailloux roulés disséminés sur les pentes indiquent l'existence d'un lambeau de plaine alluviale. Il n'est généralement pas question de rechercher une forme topographique nette pour ces dépôts et ceci explique que J. TRICART (dans sa thèse) n'a distingué dans cette région que trois anciennes nappes alluviales.

Les terrasses sont conservées en plus grand nombre sur le Dévonien inférieur de la bordure S de l'Ardenne. Ce n'est toutefois que grâce aux raccords des terrasses de la Semois que nous avons pu reconnaître dans cette région 8 niveaux distincts.

Entre la confluence de la Semois et Fepin, les terrasses sont très rares. La très grande résistance du Cambrien traversé dans cette région en est certainement une cause. Toutefois, les complexes de terrasses de Fumay et de Haybes, viennent heureusement jeter quelques lumières. Mais il subsiste malgré tout un hiatus de près de 30 km entre Monthermé et Fumay. Cette lacune est extrêmement gênante, lorsque l'on établit des raccords ; il conviendra de ne pas perdre de vue l'incertitude qui en résulte.

En aval de Fumay, les terrasses sont conservées en plus grand nombre et il n'y a plus guère que 7 km, entre Fumay et Haybes, où elles sont extrêmement rares.

Comme le montre le graphique que nous présentons, nous avons groupé tous ces lambeaux de terrasse en 8 niveaux que nous avons suivis pratiquement dans toute la région étudiée. Nous allons analyser cette figure en distinguant successivement :

- a) Le raccord aval avec le travail de A. M. CLAIRBOIS.
- b) La région entre Haybes et Godinne.
- c) La région entre Mézières et Haybes.
- d) La région entre Sedan et Mézières et le raccord avec les travaux de J. TRICART en amont.

a) *Le raccord aval avec le travail de A. M. CLAIRBOIS.*

Nous utiliserons dans cet exposé la nomenclature que P. MACAR a inauguré dès 1938, lors de son étude des terrasses en aval de Liège (p. B 193). Cette nomenclature, qui a d'ailleurs servi à A. M. CLAIRBOIS, groupe les terrasses en trois ensembles : les basses terrasses (n^{os} 1-2-3), les hautes terrasses (4-5-5'-6), les très hautes terrasses (7-8-9) au-dessus desquelles existent encore les dépôts de la traînée mosane.

Dans les 15 km situés en amont d'Anseremme, notre levé de terrain nous a conduits à admettre l'existence de 7 niveaux de terrasses qui devaient normalement prolonger celles signalées en aval par A. M. CLAIRBOIS (1958, profil p. 40). Un premier essai de reconstitution des profils longitudinaux successifs, sur lequel nous donnions aux niveaux de terrasses une allure sensiblement parallèle à la plaine alluviale actuelle a soulevé un tel problème de raccord avec le travail de A. M. CLAIRBOIS que nous nous sommes demandés si la pente qu'elle inscrivait à ses terrasses n'était pas très exagérée. Une autre difficulté apparaissait du fait que plusieurs de nos points se trouvaient dans la région de Vireux nettement à l'écart des courbes que nous dessinions. Nous ne nous en inquiétions guère car nous pensions que nous avions pu commettre en cet endroit certaines erreurs de mesure.

Comme nous savions que A. M. CLAIRBOIS n'avait pas disposé d'un altimètre suffisamment précis et qu'elle avait dû se contenter le plus souvent des cotes de la carte topographique, nous nous sommes imposés de revoir sur le terrain certaines de ses observations.

Cette révision s'est d'ailleurs limitée à la vérification à l'altimètre des cotes indiquées pour 27 terrasses (n^{os} 93 à 119) dont l'altitude était directement mesurable entre Anseremme et Godinne. Nous n'avons pas étendu cette vérification plus à l'aval, parce que nous nous sommes rendus compte que nos observations et les siennes concordaient en cet endroit, et donc que nous pouvions en ce point, identifier nos terrasses en les raccordant aux siennes.

L'allure des profils qu'elle avait dessinée entre Godinne et Anseremme a été confirmée de cette manière ; comme d'autre part, les vérifications altimétriques de certains de nos points proches de Vireux ont donné le même résultat, nous avons dû

modifier l'allure de notre profil dans cette région et admettre qu'il y a là, comme nous le montrerons plus loin, les indices d'un soulèvement du sol au cours du Quaternaire.

Les basses terrasses n'existent pratiquement pas en amont de Godinne. Seuls, deux lambeaux ont été repérés : l'un près d'Anseremme (point 99) et l'autre près de la confluence de l'Hermeton (point 83) ; il est probable que ces deux dépôts sont des témoins de la terrasse n° 2. L'absence d'autres traces de ces basses terrasses s'explique par le fait que ces niveaux se perdent entre Givet et Fumay, dans une région où le profil longitudinal de la rivière a une pente plus marquée.

La terrasse principale de L. MOUCHAMPS (1933) a été divisée par A. M. CLAIRBOIS (ainsi que P. MACAR l'avait déjà fait beaucoup plus tôt en aval de Liège), en deux niveaux distincts (4 et 5). Ces deux terrasses trouvent sans difficulté leur prolongation à Godinne. Mais, il y a plus ! En effet nous avons distingué, grâce aux mesures altimétriques soigneuses que nous nous sommes imposées, un niveau supplémentaire situé à une altitude très voisine. Il s'agit vraisemblablement du niveau 4' que A. M. CLAIRBOIS avait pu suivre de Liège à Chokier (1959, p. B 226). Cet auteur pensait (1959, p. B 228) qu'il s'agissait là d'un niveau local lié à l'unique action du soulèvement du sol de la région liégeoise. Le fait de le retrouver ici, nous incite à croire que cette terrasse est au contraire née d'un cycle climatique qui a été sans doute particulièrement bref, puisque le niveau 4' est si proche de 4 qu'il ne peut souvent en être distingué. Il n'apparaît clairement que dans des régions où, en espaçant les terrasses successives, un soulèvement du sol, le met en évidence. C'est le cas ici, comme nous le montrerons un peu plus loin.

La distinction de niveaux aussi proches l'un de l'autre peut paraître incroyable, et cependant, nous les avons retrouvés, bien indépendants l'un de l'autre dans tout le cours de la Meuse et même une partie du cours de la Semois (voir chapitre II). Le rapprochement de ces 3 niveaux, nous a servis à les identifier et ainsi nous a aidés à établir des raccords.

La terrasse de Brumagne (5') ainsi que les terrasses 6-7-8 trouvent sans aucun problème leur équivalent en amont de Godinne. Quant aux terrasses supérieures, il n'en est pas de trace

suffisante entre Godinne et Givet pour pouvoir les prolonger dans cette région.

Les modifications que nous avons apportées au travail de A. M. CLAIRBOIS sont trop faibles pour poser sous un autre jour le problème des raccords avec les terrasses de la Lesse étudiées par G. SERET (1956, p. 53). En effet, le seul changement notable que nous avons observé est le relèvement de la terrasse 5' de 7,50 m. Malgré cette différence, la concordance entre les deux travaux reste remarquable.

b) *La région entre Haybes et Godinne.*

Si nous avons trouvé quelques différences avec ce que donnait A. M. CLAIRBOIS entre Godinne et Anseremme, l'allure générale des terrasses qu'elle indiquait n'a pas été modifiée. Cette allure est très particulière : les terrasses divergent vers l'amont. Cette divergence est extrêmement nette, spécialement à partir de la terrasse de Brumagne (n° 5) et elle s'accroît encore pour les niveaux supérieurs. Ainsi, entre Godinne et Anseremme, la différence d'altitude entre le profil longitudinal actuel et celui de la terrasse n° 7 augmente de plus de 15 m sur 15 km. Cette disposition était interprétée par A. M. CLAIRBOIS comme l'indice d'une déformation de l'Ardenne au cours du Quaternaire. Toutefois, comme elle n'avait pas continué son étude vers l'amont, elle ne pouvait préciser la zone affectée par le soulèvement.

Les terrasses supérieures à la terrasse de Brumagne (n° 5) sont trop rares entre Ham et Anseremme pour nous permettre de décider ce que devient à l'amont, la forte pente dont nous venons de parler. Par contre, nous possédons de précieuses indications quant à l'allure des niveaux de terrasses grâce au complexe 4'-4-5 qui est bien représenté dans ce secteur. Grâce à lui, nous voyons que la pente des terrasses vers l'aval ne se conserve pas en amont de Waulsort. En effet, aux environs de ce village, le niveau 5 devient horizontal et il amorce même une très légère contrepente entre la frontière franco-belge et Montigny. Cette contrepente est évidemment la preuve indéniable d'un bombement du sol, dont on retrouve la trace beaucoup mieux marquée dans l'allure des terrasses supérieures 5'-6-7. Pour cette dernière terrasse, la contrepente atteint, entre Vireux et Haybes, la valeur de 17 m sur 8 km !

Nous trouvons une confirmation de l'existence de ce mouve-

ment du sol dans les caractères des terrasses situées directement en amont de la zone soulevée. En effet, les traces de remblaiement que nous décrivons ci-dessous peuvent être interprétées comme le résultat de la diminution de pente du fleuve à la suite de ce bombement épéirogénique.

C'est en effet ici, le seul endroit de toute la région que nous avons étudiée, où les dépôts de terrasses prennent une importance aussi considérable en étendue comme en épaisseur. Un coup d'œil sur les cartes de répartition des terrasses (fig. 4 et 6) le montre clairement. Bien entendu, on peut faire remarquer que, entre Givet et Vireux, les dépôts fluviaux conservés sont situés sur des pédoncules de rive convexe et par conséquent peu démonstratifs. Mais, par contre, au SE de Vireux, dans une région où la Meuse a un tracé rectiligne, il existe des dépôts considérables qui ont été largement exploités en plusieurs endroits (points 55-56-58). La localisation du dépôt de la Havetière (point 56, voir fig. 6) est significative à cet égard. Il se trouve à l'écart de la vallée principale, retiré dans une entaille du versant creusée par les ruisseaux du Claret et de la Lire. Cette situation est si aberrante que nous n'aurions jamais cherché là un dépôt de Meuse si la carte topographique n'avait mentionné en cet endroit une sablière. La Meuse, ou tout au moins, un de ses bras, a décrit ici un méandre prononcé pour venir colmater un endroit normalement occupé par les dépôts des ruisseaux voisins : on ne voit guère qu'une phase de remblayage pour justifier pareil comportement.

Si ce raisonnement n'emporte pas la conviction, les plus sceptiques seront cependant convaincus de l'existence d'un remblayage par le dépôt 58, situé 1500 m au NW. En effet, l'épaisseur du dépôt dépasse ici 17 m, ce qui est trois fois plus important que la maximum trouvé par G. WATERLOT (1949, p. 198) dans les alluvions actuelles de la Meuse près de Chooz. Cet auteur décrit en effet, 6 sondages effectués sur l'Ile-à-bord et aux environs immédiats d'où l'on peut conclure que l'épaisseur des alluvions dans la plaine alluviale actuelle du fleuve varie de 6 m à 2,50 m. D'autre part, parmi toutes les terrasses que nous avons observées, il n'en est aucune autre, où le dépôt a une puissance supérieure à 5 m. L'accumulation de 17 m que nous avons observée ici peut donc être interprétée comme une terrasse d'accumulation carac-

téristique, déterminée par une cause toute locale, puisqu'on n'en retrouve la trace nulle part ailleurs.

Voyons maintenant quelles précisions nous pouvons apporter à propos de ce mouvement du sol et spécialement en ce qui concerne l'époque du soulèvement, son importance et l'extension de la zone affectée.

La divergence extrêmement nette des terrasses supérieures, aussi bien dans la région de Vireux que dans celle d'Anseremme nous permet d'affirmer que ce soulèvement épéirogénique a débuté très tôt, puisqu'il se manifestait déjà lors du dépôt des premières terrasses. Ce mouvement a continué à agir pendant une grande partie du Quaternaire en écartant d'une manière anormale les terrasses l'une de l'autre. Le niveau 4' qui est horizontal pendant 35 km, indique que le bombement a continué d'une manière importante après son dépôt, ce qui nous prouve que ce phénomène est à tout le moins subactuel quoique extrêmement lent. En effet, le soulèvement de cette terrasse peut être estimé à 17 m ⁽¹⁾.

Si nos raccords sont exacts, le mouvement aurait eu à Waulsort une importance de 10 m entre les dépôts des terrasses 5 et 5' et presque autant entre 5' et 6. Le soulèvement total de ce niveau approcherait donc 25 m, et l'on peut supposer que les toutes premières terrasses que nous n'avons malheureusement pu reconstituer ont été déformées de près de 50 m.

Le mouvement du sol déjà décelé par A. M. CLAIRBOIS est beaucoup plus local qu'elle ne le pensait puisque vers l'amont rien n'indique qu'il s'étend au-delà de la zone Montigny-Haybes. Vers l'aval, la limite est plus difficile à fixer : toutefois la convergence des terrasses indique que le phénomène a agi au-delà de Godinne, peut-être même jusqu'à Namur.

Signalons encore que J. HOL a choisi en 1938, le cours de la Meuse dans la région de Chooz comme exemple de méandres apparus sur une plaine alluviale particulièrement large. Elle faisait remarquer que, dans cette zone de schistes de Vireux et de Hierges, la Meuse décrit de profondes courbes encaissées dans la terrasse moyenne. Nous pensons pour notre part, que l'apparition du grand

(1) En admettant que lors de son dépôt, cette terrasse avait une pente voisine de celle que nous observons pour la plaine alluviale actuelle, c'est-à-dire 0,5 m au km.

méandre de Chooz s'est bien produit comme elle l'indique, mais qu'il a cependant eu comme cause première le soulèvement du sol dont il vient d'être question. En effet, dans cette zone où l'érosion verticale était temporairement ralentie, l'érosion latérale prenait toute sa valeur, et le fleuve tendait à décrire de grands méandres, exactement comme nous pouvons l'observer de nos jours dans la région de Charleville. Ce phénomène a joué à diverses reprises et est à l'origine du grand méandre aujourd'hui disparu qui a amené des dépôts fluviatiles à la Havetière (point 56).

c) *La région entre Mézières et Haybes.*

En amont de Haybes, nous n'avons retrouvé qu'un petit nombre de lambeaux de terrasses. De ce fait, un certain doute subsistera peut-être quant à la réalité des raccords que nous proposons, toutefois, il portera uniquement sur l'allure des terrasses supérieures. En effet, pour les niveaux 4'-4 et 5 que nous reconnaissons à leur rapprochement, leur découverte dans la vallée de la Semois (voir chapitre suivant) nous permet d'effectuer un raccord presque certain jusqu'à Monthermé.

L'allure de ces 3 niveaux et de ceux qui leur sont directement inférieurs est différente de celle des terrasses plus élevées, aussi nous considérerons successivement le problème que pose chacun de ces deux groupes de terrasses.

Les niveaux inférieurs (4'-4-5) qui représentent l'ancienne terrasse principale de L. MOUCHAMPS ont une pente continue vers l'aval. Il n'y a donc ici aucun indice d'un soulèvement du sol qui aurait écarté ces terrasses de la plaine alluviale ou qui les aurait espacées l'une de l'autre. Au contraire, loin de diverger vers l'amont, ces niveaux se rapprochent de plus en plus du fond de la vallée, de telle sorte que le niveau 4' vient se perdre à Mézières dans la plaine alluviale actuelle, ce qui implique en outre la disparition entre Mézières et Fumay des niveaux 1-2 et 3.

Les études faites en amont, dans la Meuse lorraine cadrent avec ces raccords. En effet, J. TRICART (thèse, p. 363) a montré que, à la bordure S de l'Ardenne, les alluvions antérieures à la capture de la Moselle, sont à peu de chose près, au niveau de la plaine alluviale actuelle, et au même niveau que la nappe d'allu-

vions périglaciaires datant de la dernière glaciation ⁽¹⁾. Ceci indique clairement que, après cette capture qui est relativement ancienne (TRICART, thèse, p. 387), aucune érosion verticale ne s'est produite dans la région.

Ce ralentissement de l'érosion verticale lié à la disparition des niveaux inférieurs, n'est pas seulement dû à la grande résistance du Cambrien puisqu'il est admis actuellement, aussi bien à l'amont (TRICART, thèse, p. 362) qu'à l'aval (P. MACAR, 1957, p. 402) que les terrasses ont eu principalement une origine climatique. Cette origine implique en effet, une érosion verticale du lit de la rivière simultanément dans tout le cours et non uniquement par vagues d'érosion régressive, partant de l'aval, et que des roches dures auraient pu amortir.

Comme c'est après la capture de la Moselle que l'érosion a été arrêtée, on peut admettre que la modification hydrodynamique du cours d'eau qui en est résultée, est responsable du ralentissement de l'érosion verticale. C'est d'ailleurs elle, qui d'après J. TRICART, a eu pour résultat de donner à la Meuse, en amont, par remblayement en climat périglaciaire, une pente plus forte et un profil rectiligne.

De toute façon, en bordure S de l'Ardenne, la Meuse est depuis la capture de la Moselle dans l'impossibilité de creuser verticalement parce que sa pente est trop faible pour son nouveau débit. Pour qu'une érosion verticale reprenne dans cette région, il est nécessaire que la pente longitudinale soit d'abord accentuée à la suite d'une reprise d'érosion venue de l'aval. Or, celle-ci, freinée par la résistance des roches reviniennes et devilliennes que le fleuve entaille depuis Haybes jusqu'à Château-Regnault, arrive seulement à la bordure S de l'Ardenne !

Les facteurs qui sont donc à l'origine de la disparition des terrasses inférieures de la Meuse à la traversée du massif cambrien de Rocroi peuvent être cités dans l'ordre :

1. La modification hydrodynamique (débit, régime, charge) du fleuve, consécutive à la capture de la Moselle et qui lui a fait perdre son alimentation glaciaire.

⁽¹⁾ Nous avons confirmé cette observation, lorsque à la gravière St-Julien à Charleville (point 8), nous avons trouvé, 3 m au-dessus de la Meuse des alluvions comprenant de très nombreux granites des Vosges et qui sont donc antérieures à la capture de la Moselle.

2. La résistance des roches du Dévonien inférieur et du Cambrien que le fleuve traverse entre Vireux et Monthermé. Le bombement du sol, que nous avons décrit entre Vireux et Godinne, a certainement joué également un rôle retardateur dans la progression des vagues d'érosion régressive, mais, il n'est pas possible d'en préciser l'importance.

Les terrasses supérieures au niveau 5 montrent également une pente continue vers l'aval et les profils, tels que nous les avons dessinés, n'indiquent aucune trace d'un soulèvement en dôme du sol dans cette région. Ici, plus que partout ailleurs, il sera facile de souligner la précarité des raccords, qui sont basés sur un nombre réduit de points. Et cependant, un certain crédit était accordé aux travaux de mes prédécesseurs, J. HOL, M. RIGO, A. BESTEL du moins, si l'on en juge par les nombreux auteurs qui tirent argument de ces études. Leurs conclusions s'appuyaient cependant sur des bases bien plus incertaines puisque là où nous avons 40 lambeaux de terrasses (entre Sedan et Vireux), M. RIGO en avait observé 5 et J. HOL, 2 seulement.

En faveur de notre manière de voir, nous pouvons encore invoquer la facilité que nous avons eue à effectuer les raccords, à partir du moment où nous avons admis la divergence des niveaux vers l'amont. Or, cette divergence est incontestable et elle prend une importance considérable du fait de la disparition des niveaux inférieurs que nous avons démontrée plus haut. En effet, la plus haute terrasse sans kieselolithes, ni dragées de quartz se trouve à Godinne (niveau 8, point 114), 92 m au-dessus de la plaine alluviale et 60 m au-dessus de la terrasse 4', alors que nous la retrouvons à Joigny (point 19), 110 m au-dessus du fond de la vallée et 97 m au-dessus du niveau 4'. Or ici, une erreur n'est pas possible, ou, si elle existe, elle joue en notre défaveur puisque même si la terrasse 19 ne fait pas partie du niveau 8, elle ne peut être qu'un niveau inférieur, étant donné qu'au-dessus de 8, nous reconnâtrions aisément le dépôt à la présence de kieselolithes et de dragées de quartz. La divergence entre 4' et 8 atteint donc entre les deux points considérés, au moins 37 m.

A l'origine de cette divergence, deux causes ont pu intervenir :

1. Un mouvement orogénique en bascule (et non en dôme, comme on l'a dit avant nous) soulevant le massif ardennais ainsi que la bordure du bassin parisien.

2. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Namur comme nous l'avons décrite dans notre introduction.

L'hypothèse d'un soulèvement de l'Ardenne au Tertiaire et même au Quaternaire semble généralement bien admise aujourd'hui. Des considérations théoriques viennent étayer l'hypothèse de ce soulèvement général de l'Ardenne. L'encaissement progressif des cours d'eau ne semble pas en effet trouver une autre origine et d'autre part, un tel mouvement ne paraît que le complément « isostasique » de l'affaissement des Pays-Bas au cours du Pléistocène. Toutefois, les différents auteurs qui se sont penchés sur ce problème ont toujours parlé d'un soulèvement en dôme du massif, bombement épéirogénique, dont l'axe était situé au cœur du bloc paléozoïque lui-même. La nouveauté de notre interprétation réside essentiellement en ce que nous montrons que si ce soulèvement s'est produit au Quaternaire, il s'est étendu beaucoup plus loin au S, en comprenant à tout le moins une partie du bassin parisien, partie que nous ne saurions circonscrire.

En faveur de cette manière de voir, nous pouvons invoquer outre l'absence de contrepenches dans les profils que nous avons dessinés, les altitudes des dépôts à kieselolithes de Raucourt (point 0) et de Cons la Grandville (point 10) dont la situation est plus septentrionale. Comme la composition de ces cailloutis permet d'affirmer que ces deux gisements sont des témoins de la traînée mosane, il est intéressant de remarquer que l'altitude du premier est de 300 m, alors que le second se trouve 25 km à l'aval à une altitude mal connue mais comprise entre 291 et 275 m. Nous pouvons en conclure que depuis le début du Quaternaire, époque pendant laquelle se sont mis en place ces dépôts (PISSART, 1959, p. 265), aucun mouvement important ne s'est produit qui aurait soulevé plus la Grandville que Raucourt ; si l'on avait une idée de la pente longitudinale du fleuve au moment du dépôt, il serait possible de décider si, un mouvement inverse du sol ne s'est pas produit, basculement vers le N qui aurait affecté aussi bien le paléozoïque que la bordure du Secondaire.

Si ces observations ne nous permettent pas de préciser quand ce soulèvement a débuté, nous pouvons cependant affirmer que tout mouvement a cessé après le dépôt de la terrasse 4', et qu'il s'était sans doute arrêté beaucoup plus tôt. En effet, il est remarquable

de constater que les terrasses successives divergent de moins en moins vers l'amont au fur et à mesure qu'elles sont plus récentes. Or, cette allure reproduit exactement les profils successifs théoriques d'un cours d'eau qui tend vers un nouveau profil d'équilibre, indépendamment de toute perturbation extérieure. Cela semble indiquer que si la cause de la divergence est un soulèvement du sol, celui-ci était déjà entièrement terminé lors du dépôt de la terrasse 8.

Une telle explication ne peut être admise que si l'on considère les terrasses successives de la Meuse comme essentiellement climatiques. Elles sont, nous semble-t-il, liées principalement à des conditions particulières de l'érosion, comme une augmentation considérable de la charge qui empêche l'érosion verticale de s'exercer. Les terrasses que nous indiquons, correspondent donc seulement avec des périodes d'équilibre dues à des conditions hydrodynamiques (charge, débit, régime) autres que la pente seule.

L'hypothèse de la capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Namur, hypothèse que nous défendrons plus loin (voir chapitre III) peut, à elle seule, apporter une autre explication à la divergence des terrasses. En effet, un tel changement de tracé du fleuve, postule l'existence, au moment de la capture, d'une pente plus forte dans la rivière conquérante, soit ici, dans le tronçon Nouzonville-Namur. Aussitôt après le déversement du fleuve dans cette vallée, celui-ci va évoluer vers un nouveau profil d'équilibre exactement comme dans le cas d'un soulèvement du sol, et les profils longitudinaux successifs qui apparaîtront, divergeront vers l'amont (voir fig. 7).

Il ne nous est évidemment pas possible de préciser, à la suite de

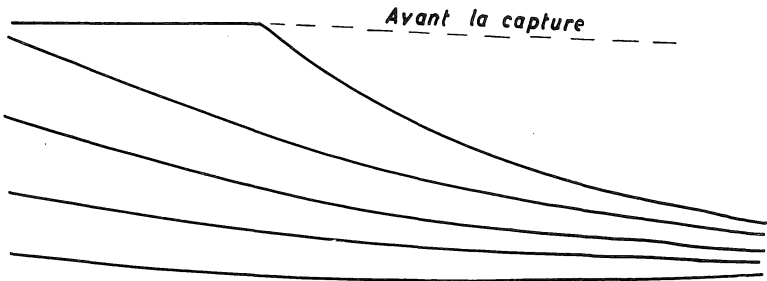


FIG. 7. — Profils longitudinaux successifs d'un cours d'eau évoluant normalement après un phénomène de capture.

l'étude des terrasses, laquelle des deux causes envisagées, capture ou mouvement du sol, a été à l'origine de la divergence des terrasses que nous observons aujourd'hui. Remarquons seulement que la capture seule peut apporter une explication complète; toutefois un soulèvement du sol a vraisemblablement précédé ce phénomène et joué un rôle que nous ne pourrons pas démontrer.

Dans un cas comme dans l'autre, cette étude montre que les terrasses que nous retrouvons, ne sont pas ici des terrasses de stabilité, en rapport avec des stades de maturité liés à des profils d'équilibre plus ou moins bien réalisés. Nos terrasses semblent donc être avant tout des terrasses climatiques, relativement peu étendues en raison de l'importance de l'érosion verticale qui était ici plus active que partout ailleurs dans le cours de la Meuse. Avec la dureté des roches cambriennes, cette érosion verticale importante liée à la capture ou au mouvement du sol est responsable du petit nombre de lambeaux de terrasses conservés dans cette région ⁽¹⁾.

d) *La région entre Mézières et Sedan. Les raccords avec les travaux de J. TRICART ⁽²⁾ en amont.*

Avant d'aborder le sujet proprement dit de ce sous-chapitre, il est nécessaire de donner quelques explications concernant le profil longitudinal que nous présentons. Une difficulté existe en effet ici, en raison de la capture de la Meuse par la Bar, à la suite de laquelle la Meuse a abandonné le tracé Iges-Vrigne aux Bois-Gespunsart-Nouzonville, au profit de son cours actuel (voir NORDON, 1928; BLACHE, 1943; MACAR, 1945; PISSART, 1960). Il en résulte que, sur la même partie de notre graphique, seront reportées en amont de Nouzonville, à la fois les terrasses situées dans la vallée morte de Gespunsart et celles situées dans la vallée actuelle. Or comme le cours actuel est environ 17 km plus long que le trajet ancien par Gespunsart, il y a lieu, pour pouvoir raccorder les terrasses supérieures, de raccourcir le graphique d'une longueur correspondant à cette distance. En pratique, il suffit de supprimer

⁽¹⁾ Nous discuterons longuement de la signification du dépôt de Massinfour, ainsi que des autres dépôts très élevés placés sur ce graphique (La Grandville, Meillier-Fontaine, Sécheval) au chapitre III lorsque nous étudierons la capture de la Meuse.

⁽²⁾ Seul travail récent concernant les terrasses de la Meuse lorraine.

la zone indiquée sur notre graphique, en repliant la feuille de papier sur elle-même (1).

Au passage des roches secondaires aux roches paléozoïques, la pente longitudinale du fleuve augmente nettement. Nous observons en effet, que la dénivellation est de 15 m entre Monthermé et Mézières, soit sur 27 km alors que entre cette dernière ville et Sedan, soit sur une distance semblable, elle n'est que de la moitié environ. Il nous paraît logique d'admettre qu'un tel changement d'allure a toujours existé dans le profil longitudinal du fleuve à la bordure S de l'Ardenne. Les auteurs ayant étudié la capture de la Meuse par la Bar, sont du même avis, puisqu'ils voient, en ceci, la cause principale du phénomène. Il était donc intéressant de localiser, sur notre graphique, le contact secondaire-primaire tel qu'il a été recoupé successivement par le fleuve, ce qui implique deux lignes distinctes puisque le fleuve a tout d'abord traversé ce contact dans la vallée morte de Gespunsart, puis à la suite de la capture, dans sa vallée actuelle. Pour être complet, il faut ajouter que le fleuve entaillait le Paléozoïque au-delà de la limite que nous avons tracée, lorsqu'il empruntait le méandre recoupé du Bois de la Falizette, lequel a été abandonné quand la Meuse s'écoulait à plus ou moins 200 m d'altitude.

La première impression ressentie à l'examen du graphique dans cette région, est l'extrême rareté des lambeaux de terrasses en dehors du massif paléozoïque. Pour l'expliquer, il faut faire appel à la faible résistance du Secondaire qui généralement n'a pas résisté après le dépôt des terrasses. Ce facteur prend toute son importance ici, parce que, à la suite de la disparition des niveaux inférieurs, la terrasse la plus jeune qui existe en amont de Mézières, ne peut être que la terrasse n° 6, c'est-à-dire la plus ancienne des hautes terrasses en aval de Liège.

Les alluvions anciennes ne sont pas seulement rares, mais elles sont encore très mal conservées, puisque, le plus souvent, il ne subsiste que des cailloux roulés épars sur le versant. Il n'est donc pas question ici de replat bien marqué, correspondant à un dépôt dont on peut mesurer la base. J. TRICART a donc été contraint, le plus souvent, de considérer comme caractéristique l'altitude

(1) La partie à replier est indiquée d'une flèche sur le graphique.

maximum où des cailloux ont été observés. Or, cette cote ne représente, d'après lui, que d'une manière très imprécise le sommet du dépôt et non sa base. Il en résulte une erreur qui peut être appréciable puisque certaines des terrasses de cette région, seraient d'après le même auteur, des terrasses de remblaiement.

En raison de ces difficultés J. TRICART (thèse 1952, pp. 353 à 365) n'a distingué que 3 nappes d'alluvions dans le bassin de Paris. La plus récente est dénommée nappe C et elle correspond à la plaine alluviale actuelle. Elle est emboîtée à la bordure S de l'Ardenne dans une nappe située à peu près à la même altitude et qui ne s'en différencie que par sa composition pétrographique. Ce dépôt, appelé nappe B, contient en effet de nombreux granites des Vosges, preuve que lors de sa mise en place, la Moselle se jetait encore dans la Meuse. Tous les cailloutis fluviaux situés sur les flancs de la vallée à une altitude plus élevée, ont été classés dans une nappe supérieure, la nappe A. Toutefois, l'existence, entre Stenay et Dun, de trois nappes supérieures à la plaine alluviale actuelle et dont les sommets se trouvent aux altitudes de 189, 210 et 255 m, oblige l'auteur (thèse, p. 356) à admettre un dédoublement local de la nappe B. Ayant repris en 1953, l'étude des alluvions anciennes de la Meuse sur la feuille de STENAY, J. TRICART (1953, p. 2) retrouve, dans la même région, des lambeaux alluviaux discontinus dont les bases, cette fois sont à 185 m, 202 à 204 m, 212 m, 227 m, 235 m qui lui font écrire « Probablement avons-nous à faire à des restes disséqués de terrasses emboîtées, dont il est impossible de préciser le nombre ».

Il nous paraît en conséquence certain qu'il n'existe pas, à la bordure sud de l'Ardenne, une nappe unique très élevée comme J. TRICART en a tout d'abord exprimé l'opinion, mais au contraire plusieurs niveaux, qui prolongent très probablement ceux que nous avons suivis à travers toute l'Ardenne. Il nous paraît satisfaisant de savoir que cette nappe A située à 240 m d'altitude à Luzy (25 km au SE de Sedan. TRICART, 1952, p. 355), se raccorde approximativement à notre terrasse n° 7.

Une imprécision subsisterait également pour le raccord de la nappe B, dont l'altitude de la base n'a pas été donnée par J. TRICART, si nous n'avions observé cette nappe à Mézières (point 8), 3 m au-dessus du fleuve c'est-à-dire à 142 m. Elle se raccorde donc très bien à notre terrasse 4'. Or le même auteur voit

dans cette nappe B, une terrasse de remblaiement épaisse de près de 30 m et qui correspondrait à l'altitude de nos terrasses 4'-4-5 et 6. Bien entendu, nous ne suivons pas semblable interprétation, qui repose seulement sur l'observation répétée de cailloux épars sur les versants. Il nous paraît beaucoup plus logique d'admettre que ces cailloux roulés proviennent du remaniement de terrasses moins épaisses, mais superposées, que d'un seul remblaiement de 30 m. Non seulement, cette interprétation correspond avec ce que nous avons observé à l'aval, mais en outre, elle tient compte du fait qu'aucune accumulation semblable de cailloux roulés n'a été observée, ce qui paraît à tout le moins étonnant si l'on se rappelle que les cailloutis résistent très bien aux processus de solifluction périglaciaire.

* * *

Après avoir présenté nos observations, le moment est venu d'examiner les arguments avancés par J. TRICART en faveur d'un soulèvement quaternaire en dôme de l'Ardenne, puisque nous défendons une interprétation toute différente.

Il y a lieu tout d'abord de remarquer que, dans l'importante thèse de cet auteur qui s'intéressait à toute la partie orientale du bassin de Paris, le texte consacré à la Meuse ne comprend que quelques pages, et par conséquent que la critique développée ci-dessous, n'enlève rien au puissant intérêt de ce remarquable ouvrage. C'est en raison même de la valeur de ce travail que nous devons discuter un à un les arguments avancés par l'auteur en faveur d'une déformation de l'Ardenne au cours du Quaternaire. Ceux-ci sont au nombre de trois (voir TRICART, thèse, pp. 364 et 365) :

1. L'altitude absolue de la nappe A augmenterait à la bordure S de l'Ardenne.
2. L'importance du creusement du premier interglaciaire (entre A et B) serait difficile à expliquer si l'on fait intervenir au moment où il se produisait, une entaille de la Meuse dans le massif ardennais.
3. L'arrêt du creusement depuis le dépôt de la nappe B, ne proviendrait pas d'une différence de résistance dans le massif

cambrien de Rocroi car la pente y est constante, mais bien du soulèvement de l'Ardenne.

Nous discuterons successivement chacun de ces paragraphes et tout d'abord le premier : la nappe A se relève à la bordure ardennaise. Cette affirmation est basée sur une observation imprécise et qui ne paraît pas vérifiée sur le terrain : « Aux alentours de Charleville, le bord de l'Ardenne porte des galets à 280-300 m dont le faciès est très semblable à celui de la nappe A ». Or, il n'existe dans cette région, à une altitude semblable que le dépôt de Cons la Grandville (point 10), qui en raison de l'existence de kieseloolithes (PISSART, 1959) ne peut être comparé qu'au dépôt de Raucourt et non à la nappe A. Il n'existe donc ici aucun indice d'une déformation du sol.

L'examen des profils longitudinaux des terrasses que nous avons reconstitués réfute immédiatement le second argument de J. TRICART, qui veut qu'au moment du dépôt de la nappe A, la Meuse ne creusait pas le Paléozoïque. En effet, nous avons rattaché cette nappe A, à notre terrasse n° 7, qui entaille profondément le Primaire. Par ailleurs, le dépôt de kieseloolithes de La Grandville, qui représente la première terrasse du fleuve (PISSART 1959) et est antérieur à la nappe A, repose déjà sur le substratum primaire.

Enfin, nous ne pensons pas, comme J. TRICART que l'arrêt du creusement depuis le dépôt de la nappe B provient du soulèvement de l'Ardenne. Nous avons déjà discuté cette question plus haut lorsque nous avons cherché les causes de la disparition des terrasses inférieures, et nous avons fait appel alors, à la diminution de débit consécutive à la capture de la Moselle et à la résistance beaucoup plus grande du Cambrien. Nous rappellerons seulement que l'arrêt du creusement correspond à la disparition des granites dans les alluvions, et que cette concordance nous paraît suffisante pour admettre une influence de la capture de la Moselle. En considérant comme négligeable la résistance du Paléozoïque, J. TRICART a pris une position vraiment particulière. En effet, en 1904, CORNET (p. M 370) affirmait chiffres à l'appui, que la pente kilométrique du fleuve s'accroît considérablement à son entrée dans le massif ardennais. J. HOL en 1916 (p. 28) souligne l'existence d'une nette rupture de pente en aval de la confluence de la Semois, et

elle donne les valeurs suivantes : de Bazeilles à Charleroi, la pente est de 22 cm au km, alors qu'elle atteint 60 cm au km de Monthermé à Givet. Des valeurs semblables se retrouvent dans le profil longitudinal que nous présentons (fig. 8) et qui n'intéresse que le tronçon S-N de la Meuse depuis la confluence de la Chiers, jusqu'à Anseremme. Ce profil est nettement convexe ⁽¹⁾ et pour autant que la faible pente d'amont se continue plus loin, il montre magnifiquement une augmentation de pente à la traversée du Cambrien. Cette observation prend toute sa valeur, si l'on note que c'est après avoir reçu des cours d'eau importants (Semois, Sormonne, Bar, Chiers) que l'accentuation de pente apparaît. Nous pensons donc, contrairement à J. TRICART, qu'il n'est pas besoin de faire appel à un soulèvement du sol pour expliquer l'arrêt du creusement après le dépôt de la nappe B, mais que la capture de la Moselle et la résistance du Paléozoïque fournissent une explication suffisante.

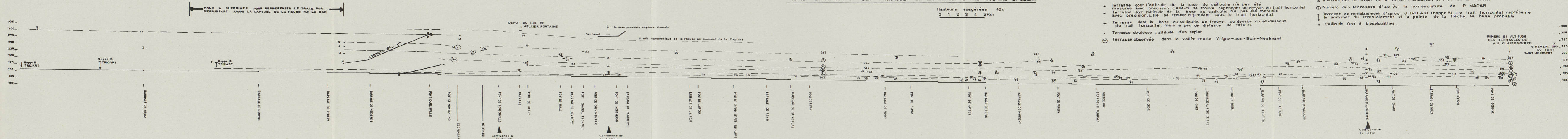
Les indices d'un soulèvement du sol signalés par J. TRICART ne résistent donc pas à l'examen. Il faut toutefois remarquer que cet auteur était conduit à admettre un soulèvement récent de l'Ardenne, parce qu'il considérait à la suite de la thèse de G. BAEC-L'Ardenne, parce qu'il considérait, à la suite de la thèse de G. BAEC-KEROOT (p. 287), que les kieselolithes du plateau des Hautes Fagnes étaient pliocènes. Il en déduisait alors directement : « L'Ardenne n'était donc pas soulevée à cette époque, mais au contraire affaissée et demi-submergée » (thèse, p. 145). Or P. MACAR (1945, p. 241) a démontré que ces éléments sont plutôt oligocènes, ce qui nous permet de croire que le soulèvement de l'Ardenne s'est effectué beaucoup plus tôt, au cours du Tertiaire.

(1) Pente de la Meuse mesurée sur le profil longitudinal que nous avons dressé : de Sedan à l'entrée du fleuve dans le Paléozoïque, 28 cm/km :

de la limite 2 ^{re} -1 ^{re} à Monthermé	32,5 cm/Km
Monthermé-Fumay	50 cm/Km
Fumay-Chooz	60 cm/Km
Chooz-Dinant	40 cm/Km

Il faut remarquer que l'augmentation de pente au contact 2^{re}-1^{re} n'est pas aussi brutale qu'on ne l'imagine habituellement. Il faut atteindre en effet les roches dures du Cambrien, c'est-à-dire la région de Monthermé pour voir un net accroissement de la pente. Comme c'est ici que, par ailleurs, vient confluer la Semois, l'augmentation de débit du cours d'eau a pu aussi jouer un rôle. Il est vraisemblable qu'en outre la taille des cailloux plus gros du Paléozoïque a eu une influence, étant donné que le fleuve doit posséder une force vive plus considérable pour les transporter. De toute façon, le profil du fleuve, au passage des 2 formations est très nettement convexe entre Virgine-sur-Meuse et Revin soit sur près de 60 km.

FIGURE 8 PROFILS LONGITUDINAUX DES TERRASSES DE LA MEUSE ENTRE GODINNE ET SEDAN



5. — Conclusions - Synthèse des résultats

Cette étude des terrasses a montré que les 9 niveaux distingués par A. M. CLAIRBOIS entre Liège et Anseremme se continuent à l'amont de cette dernière localité. Des mesures altimétriques soigneuses nous ont permis de retrouver dans toute notre région le niveau 4' qu'elle avait déjà observé entre Liège et Chokier. Ce niveau est donc vraisemblablement un niveau climatique et non, comme elle le pensait, un sous-niveau local lié au bombement de la région liégeoise.

L'existence d'un bombement anticlinal quaternaire ayant déformé les terrasses entre Anseremme et Vireux, peut être considérée comme bien établie. Elle est démontrée non seulement par l'allure divergente des terrasses à l'amont et à l'aval de Givet, où se localise l'axe du soulèvement, mais encore par la présence de terrasses d'accumulation dans la région de Vireux.

Contrairement à ce qu'ont pensé les auteurs précédents, J. HOLM, M. RIGO, A. BESTEL, J. TRICART, aucun soulèvement indiscutable du sol ne peut être décelé dans l'allure des terrasses à la traversée du massif cambrien de Rocroi. La divergence vers l'amont des différents niveaux entre Mézières et Vireux est certes bien établie, mais elle peut aussi bien s'expliquer par un phénomène de capture que par un mouvement épéirogénique. Si toutefois, celui-ci a joué un rôle, il a non seulement, affecté le massif paléozoïque, mais aussi la partie du bassin parisien située au S. Il s'agirait donc plutôt d'un basculement de l'ensemble vers le N que d'un soulèvement en dôme.

La plaine alluviale actuelle se rapproche progressivement de la terrasse 4', pour venir se confondre avec elle aux environs de Mézières. Ce rapprochement, qui implique la disparition des 3 terrasses inférieures, peut s'expliquer par la dureté des roches cambriennes et par les modifications hydrodynamiques consécutives à la capture de la Moselle.

CHAPITRE II

LES TERRASSES ET LES MÉANDRES DE LA SEMOIS

Si l'examen détaillé de la vallée de la Semois, nous a permis de décrire 60 lambeaux de terrasses et ensuite de dresser pour la première fois les profils longitudinaux successifs de la rivière, il a été en outre à l'origine de la découverte de 7 nouveaux méandres recoupés. Aussi, le présent chapitre, qui est consacré à l'évolution de cette rivière comprendra 2 parties intitulées :

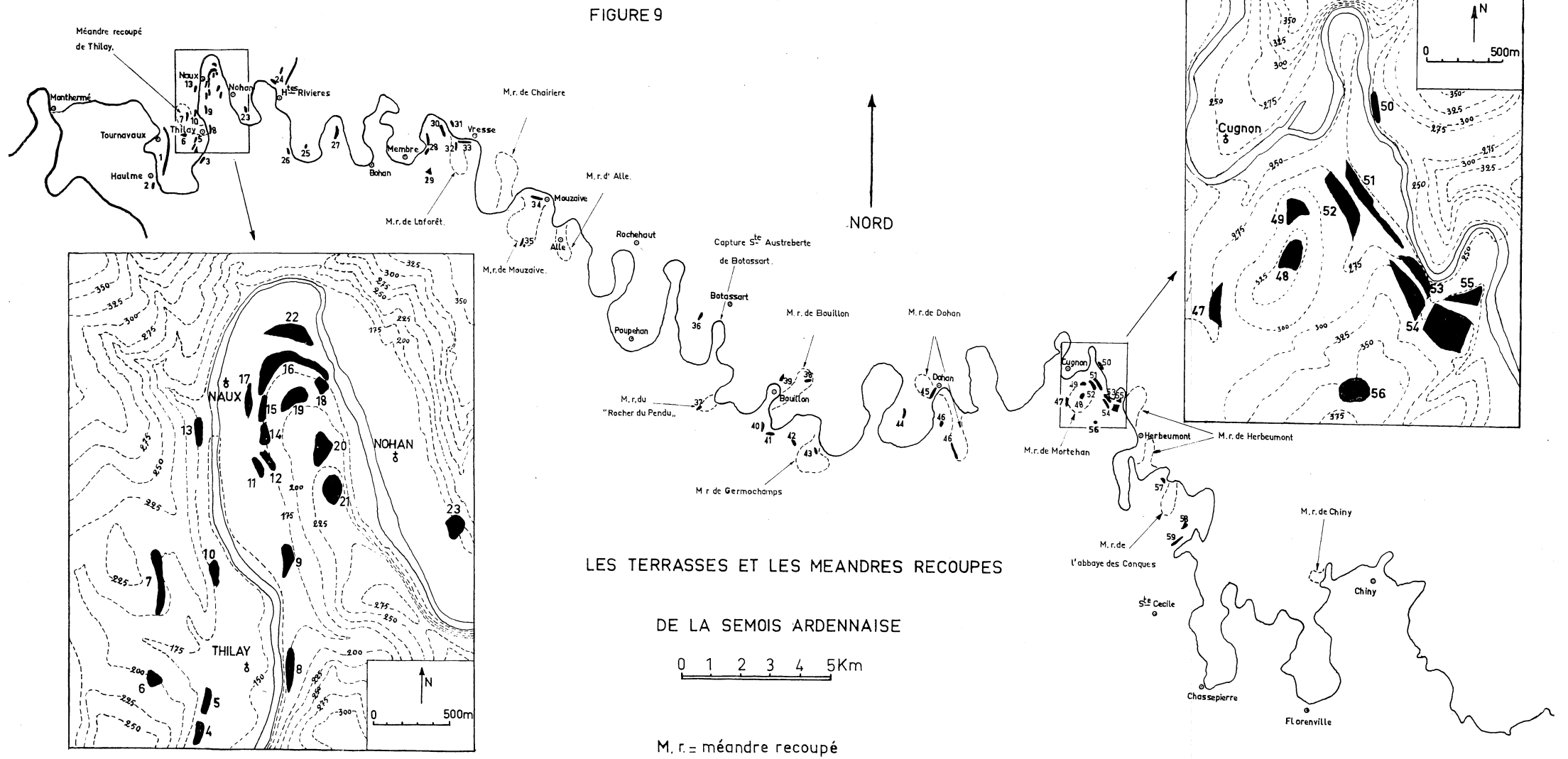
- a) les terrasses de la Semois.
- b) les méandres de la Semois.

A. — Les terrasses de la Semois

1. — INTRODUCTION.

M. RIGO a recherché en 1935 les terrasses de la Semois. La conclusion de son travail se résumait en cette phrase (p. M 15) : « A part quelques dépôts dans les méandres, on n'observe pas de terrasse dans la partie ardennaise de la Semois ». Elle ne signale en effet, dans son travail original (1935, thèse inédite) que 4 anciens lambeaux de plaines alluviales, tous situés à une altitude variant entre 10 et 15 m au-dessus du niveau actuel de la rivière. Dans la partie jurassique, elle avait reconnu également plusieurs lambeaux de terrasses, en tout six, qui étaient à une altitude relative comparable. Bien entendu, aucune conclusion ne pouvait être tirée de tels résultats.

L'affirmation catégorique de M. RIGO est sans doute la raison pour laquelle personne ne s'est préoccupé ultérieurement de rechercher les terrasses de la Semois ardennaise. Par contre, pour la Semois jurassique, A. HUFTY a effectué en 1958, une étude détaillée, avec l'aide de photos aériennes. Il a distingué six anciennes plaines alluviales, modérément écartées l'une de l'autre. En effet, la Semois jurassique ne s'est que faiblement encaissée au cours du Quaternaire en raison de la résistance du Paléozoïque que le fleuve traverse à partir de Ste-Cécile. Les raccords proposés montrent que ces niveaux divergent nettement vers l'aval, au point que la plus haute terrasse marque une légère contrepenne dans cette direction.



L'auteur voit dans cette disposition, le résultat du soulèvement quaternaire de l'Ardenne tel qu'il a été reconnu par M. RIGO (1935) et par J. ALEXANDRE (1956).

Une recherche soigneuse sur le terrain ainsi que sur les photos aériennes, nous a permis de découvrir près de soixante lambeaux de terrasses dans le cours de la Semois ardennaise, ce qui constitue un grand progrès mais ne donne quand même que la faible densité d'un lambeau pour 2 km de rivière. Comme nous l'avons fait pour la Meuse, nous décrirons seulement quelques observations importantes, en renvoyant à notre thèse de doctorat, le lecteur désireux d'obtenir une information plus complète.

2. — DESCRIPTION DE QUELQUES OBSERVATIONS.

Nous nous limiterons ici à décrire les 3 terrasses les plus élevées que nous avons reconnues, ainsi que le beau complexe de terrasses de Mortehan.

Les 3 terrasses les plus anciennes que nous avons retrouvées, portent les numéros 29, 36 et 56. Elles se distinguent nettement de toutes les autres par leur altitude, et elles présentent de ce fait un intérêt considérable.

La première (n° 29) correspond au large replat qui occupe le sommet 328 m entre les villages de Membre et de Laforêt. Ce replat est assez étendu et le sol y est assez fertile pour que les habitants de Laforêt l'aient mis en valeur, en dépit de son éloignement du village, aggravé par une différence d'altitude de plus de 100 m.

Les cailloux roulés y sont extrêmement nombreux spécialement au sommet. Les quartz sont très fréquents et plusieurs ont 40 cm de longueur.

Une fouille a été effectuée au sommet de ce replat. Elle a mis à jour de haut en bas : a) 20 cm de terre brune avec de rares cailloux roulés, principalement de quartz ; b) 65 cm de limon brun clair englobant des cailloux roulés épars, où les quartz étaient assez nombreux ; c) 40 cm d'un cailloutis très hétérométrique (éléments les plus grands : quartz de 15 cm) et de nature variée comprenant des quartz, des schistes et phyllades, des quartzites, des quartzo-phyllades, des éléments de cailloutis pris dans un ciment ferrugineux. Certains cailloux sont très bien roulés (nous avons trouvé une véritable dragée de quartz), alors que

d'autres le sont très peu. D'autre part, certains éléments sont très altérés. La fouille a été arrêtée à la profondeur de 1 m 25 sans avoir atteint le substratum, et sans avoir mis à jour une stratification nette, confirmant que ce dépôt est bien en place.

Nous le pensons toutefois, et en admettant que le substratum n'est pas très loin sous le fond de notre fouille, nous considérons que l'altitude de la base du dépôt est de 328 m.

Un kilomètre au SW de l'église de Botassart, nous avons trouvé un second replat couvert de cailloux roulés situé à 339 m. La majorité des éléments sont des quartz, mais il existe aussi quelques cailloux de grès et de quartzite fortement altérés. La longueur maximum de ces éléments est de 20 cm.

Le troisième lambeau (n° 56) de cette terrasse très élevée est situé 1800 m au NW de l'église de Herbeumont, à l'altitude de 375 m. La carte géologique au 1/40.000 la mentionne par le sigle *Ons* signifiant : « dépôts localisés à stratification entrecroisée fluviale ». A. HUFFY (thèse, p. 33) a observé une coupe dans ce matériel, et en a donné une description complète. Sous près de 2 m de matériel de solifluction, il existe 50 cm de sable argileux. Celui-ci repose sur des couches lenticulaires de sable, et de fins graviers (30 cm) qui surmontent 10 cm d'un gravier fortement cimenté par des sels de fer. En dessous, la roche en place est fortement altérée. Nous trouvons ici après les gisements du méandre de Laforêt (n° 32) et celui de Bouillon (n° 41) le troisième dépôt de la Semois qui a été exploité. La taille des plus gros éléments est supérieure à 15 cm, et l'éroussé des éléments est généralement faible.

Le plus beau complexe de terrasses de la Semois ardennaise se trouve en amont du pont de Morteihan sur la rive gauche. La photo (voir fig. 10) montre toute la netteté de forme de ces lambeaux. Mais en voici une rapide description :

Le niveau inférieur (51) s'allonge sur près de 600 m, à partir des dernières maisons de Morteihan. La surface de ce replat se trouve entre 16 et 19 m au-dessus de la rivière. Aucun cailloutis n'a été aperçu mais uniquement la roche en place, qui affleure sur le versant à une altitude relative de 17 m. Nous retiendrons donc que pour ce lambeau de terrasse, la base du cailloutis est à une altitude voisine, mais en tous cas, supérieure à cette valeur.



FIG. 10. — Le complexe de terrasses de Morteihan. Vue de la terrasse 52 en direction du SE.

Immédiatement au S de cette terrasse et en contrehaut de celle-ci existe un second lambeau d'une ancienne plaine alluviale (52), dont les caractères morphologiques sont également très nets. Le cimetière de Morteihan est établi sur ce replat. Le cailloutis qui le surmonte est bien visible près des dernières maisons, dans le talus du « Chemin de Bouillon ». Il repose sur la roche en place à la cote de 280 m (mesure à l'altimètre).

Un second lambeau de la même terrasse (53) apparaît, à 700 m au SE du cimetière, immédiatement en contrehaut de l'endroit où la Semois vient saper le versant. Il existe en effet là-bas un splendide replat, entouré de deux abrupts très raides, qui en font ressortir l'horizontalité. Comme l'altitude de cette surface est de 281 m, il n'y a aucun doute quant à l'identité avec le niveau précédent.

La terrasse n° 54 est également très bien marquée. Elle présente en plan une forme triangulaire qui s'étend sur près de 800 m jusqu'à l'endroit dénommé « Bois Petite Dansau ». Dans la partie occidentale, la surface est assez régulière à 312 m, mais aucun caillou n'a été aperçu. Par contre, dans la partie orientale où le replat est absolument horizontal, des cailloux roulés ont été observés

dans une tranchée, au-dessus du versant raide qui surplombe la rivière. Ils reposent sur le substratum à 317 m.

Une dernière terrasse (55) existe dans cette région. Elle est située à l'extrémité Est du complexe que nous venons de décrire, dans la concavité du méandre de la Semois. Le cailloutis est visible sur le versant en plusieurs endroits, et spécialement, à l'est au-dessus de la rivière. La base du dépôt est à 47 m au-dessus de la rivière soit à 295 m.

Il est curieux de constater que souvent ces terrasses ne paraissent pas bien uniformes, mais qu'elles semblent diminuer d'altitude vers l'aval. D'autre part, si l'on observe que le complexe de terrasses que nous avons décrit se compose en réalité de deux rangées de lambeaux, on peut remarquer que à l'arrière plan, les cotes 67-60-34 m se succèdent alors que nous trouvons à l'avant plan 47-35-19-16 m (altitude relative par rapport à la Semois).

Cette disposition est-elle normale pour des terrasses de stabilité ? Ne s'agirait-il pas plutôt de terrasses locales, liées au développement des méandres, qui glissent vers l'aval ? Cette succession ne laisse subsister aucun doute : le glissement vers l'aval a joué un rôle ; mais ce sont bien les périodes de stabilité de la rivière qui ont déterminé les altitudes que nous avons relevées. A ce titre, ces cotes conservent toute leur valeur pour la reconstitution des profils longitudinaux successifs.

3. — LA RECONSTITUTION DES PROFILS LONGITUDINAUX SUCCESSIFS DE LA SEMOIS — INTERPRÉTATION DE NOS OBSERVATIONS (voir fig. 13).

Notre étude, avec les 59 éléments de terrasses indiqués sur la figure 9, apporte une contribution importante à la connaissance des anciennes alluvions de la Semois. Pour la première fois, un essai de reconstitution des profils longitudinaux de la rivière peut être tenté en Ardenne. Il subsistera cependant bien des incertitudes parce que d'un côté ces 59 lambeaux ne constituent malgré tout qu'une moisson assez maigre sur une distance qui est proche de 100 km et, d'autre part, parce que la majorité de ces terrasses sont rassemblées en quatre régions du cours de la Semois situées aux environs de Naux, de Vresse, de Bouillon et de Mortehan. Bien entendu cette disposition ne simplifiera pas notre tâche.

Le raccord avec les terrasses de la Meuse.

Le raccord des terrasses de la Semois avec celles de la Meuse est facilité par l'existence d'un grand nombre de terrasses entre Tournavaux et Nohan, soit dans la région de Naux. Elles sont en effet à moins de 10 km de Monthermé, et les raccords paraissent de la sorte bien certains. On peut remarquer que ces lambeaux de terrasses sont situés dans une région où la plaine alluviale de la Semois est particulièrement large. Abondance des terrasses et largeur de la plaine alluviale ont une même cause : en aval de Tournavaux, la Semois entaille, en une cluse très étroite (le défilé de Phade), les roches très résistantes que sont les poudingues épais de la base du Gedinnien. Ces couches constituent un niveau de base local qui limite l'érosion verticale de la rivière ; elles sont ainsi à l'origine de l'élargissement du fond de la vallée en amont. Il n'est donc pas nécessaire, pour expliquer cette dépression dénommée cuvette de Haulme, d'imaginer un affaissement tectonique comme l'a écrit A. BESTEL en 1949 (p. 42).

Grâce à nos mesures soigneuses, nous avons retrouvé dans cette partie inférieure du cours de la Semois, 3 basses terrasses très proches les unes des autres (altitude relative de 6 m, 9 m, et 14 m à Naux). Ces niveaux se raccordent à Monthermé, aux terrasses 4', 4 et 5 de la Meuse qui, comme nous l'avons dit plus haut, avaient été groupées autrefois sous le nom de terrasse principale.

Deux niveaux supérieurs ont par ailleurs été retrouvés. Ils correspondent aux terrasses 5 et 7 de la Meuse. Quant au lambeau n° 29, situé à 328 m à Membre, soit à 150 m au-dessus de la rivière, il est nettement en contrehaut des terrasses de la Meuse que nous avons décrites, aussi aucune corrélation ne peut être tentée. L'absence de cette terrasse dans la vallée de la Meuse sera expliquée au chapitre suivant.

Description du profil longitudinal (fig. 13, p. 61).

Le grand nombre de méandres recoupés de la Semois ardennaise, pose un problème pour la reconstitution des profils longitudinaux. Nous l'aborderons pour débiter.

La longueur totale des méandres abandonnés de la Semois est importante. Elle totalise 38 km, pour un parcours de 98 km dans le Primaire. Les recoupements successifs des méandres ont donc

impliqué un raccourcissement considérable de la rivière dont il faut, bien entendu, se préoccuper lors d'un essai de reconstitution des profils longitudinaux.

Nous nous efforcerons d'en tenir compte en affectant toutes les plaines alluviales antérieures au recouplement des différents méandres, d'un ressaut correspondant à la longueur du cours qui a été abandonné. Cette méthode équivaut à restituer aux profils longitudinaux l'équivalent en altitude, des longueurs dont elles ont été successivement amputées. Pour calculer ces ressauts, nous admettons après P. MACAR (1937, p. 45) que la Semois avait une pente régulière et uniforme de 1 ‰.

La plaine alluviale la plus élevée que nous avons reconstituée (terrasses 29, 36, 56) est antérieure à l'encaissement de la vallée. Vu son ancienneté, elle devait être assez indépendante des méandres encaissés que nous considérons ici. Pour cette cause, nous n'affecterons pas son profil des ressauts correspondants aux méandres abandonnés dont il vient d'être question.

Au cours de l'encaissement de la vallée, une influence inverse a par ailleurs joué, du fait de l'allongement par érosion latérale des autres méandres. Il nous est impossible d'en tenir compte, car cette cause a eu une action qui s'est accrue régulièrement et qui n'est pas susceptible de se marquer par un ressaut brutal sur nos profils longitudinaux.

Un problème différent quoique voisin, se pose en ce qui concerne l'influence sur les profils longitudinaux des ressauts et des chutes nés du recouplement des méandres. Deux conceptions se sont opposées à ce sujet. P. MACAR (1931, 1934, 1937) a défendu l'hypothèse que les ressauts se conservent en se déplaçant vers l'amont, tandis que E. BELOTTE (1936, p. 75) a écrit que de tels ressauts constituent un obstacle à la progression de l'érosion régressive et qu'ils doivent disparaître en s'intégrant à la vague d'érosion, lors du premier encaissement postérieur de la rivière. Cette dernière conception ne peut se défendre que si l'on admet une reprise d'érosion venue de l'aval, à la suite d'un mouvement eustatique par exemple. Elle ne se vérifie pas pour le cas d'un creusement climatique pour lequel la reprise d'érosion s'effectue partout en même temps. Le fait, que les ressauts nés du recouplement de méandres déjà anciens apparaissent encore dans le profil actuel, vérifie cette seconde hypothèse. En effet, selon P. MACAR, l'aug-

mentation locale de pente près de Botassart serait née de l'abandon des sinuosités de Laforêt, Clairière et Alle ; celle de Herbeumont proviendrait du méandre de Dohan et le ressaut de Sainte-Cécile des méandres de Morteihan et d'Herbeumont.

Ces méandres recoupés de la Semois ne facilitent pas l'essai de reconstitution des plaines alluviales que nous tentons ici. Déjà en ce qui concerne les 3 terrasses proches les unes des autres que nous avons reconnues comme étant les niveaux 4', 4 et 5, les raccords sont très difficiles en amont de Mouzaive. Il est probable que les lambeaux 45, 51 et 57 font partie du même niveau.

Quant à la terrasse 5', elle serait contemporaine du recouplement du méandre de Vresse, et il paraît vraisemblable qu'elle correspond aux lambeaux 52 et 53, de la région de Morteihan. Il est curieux par ailleurs de constater que le nombre de niveaux de terrasses que nous avons observés en cet endroit correspond très exactement au nombre de terrasses de la vallée de la Meuse, plus, bien entendu le niveau supérieur qui lui, est nettement plus ancien.

Les terrasses successives de la Semois convergent vers l'amont et leur pente moyenne diminue assez régulièrement de bas en haut. Une disposition semblable a été observée pour l'Ourthe (ALEXANDRE, 1956 ; EK, 1956) pour la Lesse (ALEXANDRE, 1956 ; SERET, 1956), pour la Vesdre (CHAPELIER, 1956) et pour la Semois jurassique (HUFTY, 1958). Comme l'a souligné P. MACAR en 1956 (pp. 403 à 406), il s'agit là d'une disposition générale qui peut être expliquée simplement : « Au fur et à mesure qu'une rivière s'enfonce dans le relief, par érosion, sa charge augmente. Cette charge est en effet constituée par les produits de l'érosion de ses versants qui deviennent de plus en plus importants. Cette charge croissante nécessite une capacité de transport augmentant également, ce qui, à débit égal exige une augmentation de pente. » Cette disposition indique donc que la rivière a eu une évolution normale ; elle ne montre en rien un éventuel soulèvement quaternaire de l'Ardenne, comme celui dont A. HUFTY (1958, p. B 445) a cru retrouver la trace en amont.

Notre graphique montre, en outre, que depuis le dépôt de la terrasse 4', il n'y a plus eu d'érosion verticale importante. L'arrêt du creusement s'explique selon toute vraisemblance par la stabilité de la Meuse à Monthermé depuis l'époque de la capture de la

Moselle. La largeur actuelle de la plaine alluviale doit donc être exceptionnelle, et il paraît probable que depuis le début du Quaternaire elle n'a jamais été aussi importante.

Les trois lambeaux de la terrasse la plus élevée (n° 29, 36 et 56) sont des témoins d'un cours antérieur à l'encaissement de la rivière. Ceux de Membre (29) et de Botassart (36) sont assez larges pour que l'on puisse affirmer que la plaine alluviale était à cette époque relativement étendue. Ces caractères d'un cours d'eau arrivé à un stade de maturité assez avancé cadrent bien avec la faible pente longitudinale qui l'affecte. La pente de ce niveau est continue vers l'aval et ici encore malgré son ancienneté, il n'est aucun indice d'un soulèvement du sol.

Le raccord avec l'étude des terrasses de la Semois jurassique de
A. HUFTY.

Le raccord des niveaux que nous avons repérés avec les terrasses de A. HUFTY (1957, thèse non publiée, et 1958, p. B 443) est très satisfaisant. La terrasse n° 5 continue le niveau inférieur qu'il a reconnu. De même, les terrasses 5', 6 et 7, trouvent leur prolongation normale dans les profils qu'il propose. La distance entre l'endroit où il a trouvé deux niveaux supérieurs, et celui où nous les avons observés dépasse 40 km. Cette distance est trop grande pour qu'une corrélation graphique puisse être tentée. Remarquons seulement que le nombre de niveaux qu'il a découvert en Lorraine est identique à celui que nous avons trouvé en Ardenne, si du moins, on ne tient pas compte de notre terrasse la plus élevée. En effet, ce niveau est très particulier, et comme nous le montrerons plus loin, il ne peut être comparé aux autres terrasses.

De toute façon, la terrasse la plus élevée de A. HUFTY ne se raccorde pas nécessairement à la terrasse de 375 m à Mortehean (notre point 56) comme il le propose, puisqu'il existe un niveau inférieur dont il ne soupçonnait pas l'existence et que nous avons retrouvé près de Dohan (point 44) environ 20 m en contrebas. Il en résulte que la contre pente supposée par cet auteur n'existe pas et que les terrasses de la Semois ne montrent aucun indice d'un soulèvement quaternaire de l'Ardenne.

B. — Les méandres de la Semois

1. — HISTORIQUE.

Les méandres de la Semois sont bien connus ; leur régularité, leur orientation préférentielle sont remarquables. Malgré cela, les écrits traitant du problème qu'ils posent, sont peu importants. Nous avons relevé l'opinion émise par H. BAULIG en 1926 (p. 228) pour qui l'élongation des méandres du N au S a une origine semblable à celle des méandres de Chassepierre et de Florenville. Ils seraient donc nés au moment du dégagement du Paléozoïque, à une époque où la partie N du méandre était fixée dans le Primaire, alors que la partie méridionale s'allongeait dans les marnes et les sables du Secondaire. Cet auteur voit même dans cette disposition une preuve que la Semois est surimposée. Nous doutons cependant qu'il ait conservé la même opinion lorsque en 1948, il écrit que les méandres encaissés hérités apparaissent au total comme exceptionnels ; dans la majorité des cas, ils seraient autogènes.

P. MACAR en 1937 (p. 47) est d'un avis tout opposé puisqu'il pense que la régularité de ces méandres est due à l'encaissement de méandres divagants qui supposent bien entendu, l'existence préalable d'une large plaine alluviale. Il remarque cependant que son opinion n'est pas définitive, vu le manque absolu de preuve.

Ch. STÉVENS en 1953 (p. 22) se range du même avis et va toutefois plus loin puisqu'il écrit « Ces importants méandres, explicables quand la Semois était subséquente, ne correspondent plus à la situation présente ».

J. HOL, en 1938 pense que l'explication de ces méandres doit probablement être recherchée dans le fait que la confluence de cette rivière avec la Meuse se trouve en amont du grand anticlinal de l'Ardenne qui traverse la vallée près de Revin. D'après elle, le soulèvement de ce massif a suffisamment ralenti l'érosion verticale de la rivière pour permettre à l'érosion latérale de s'exercer librement.

2. — NOS OBSERVATIONS.

Nos observations vont permettre de voir sous un jour nouveau le problème de l'origine, et celui de l'évolution des méandres de la

Semois. Mais, décrivons d'abord rapidement les observations nouvelles que nous avons faites dans ce domaine.

Le méandre recoupé de Thilay.

Le méandre recoupé de Thilay a été signalé pour la première fois en 1908 par M. DOUXAMI (p. 4) qui y avait observé l'existence d'alluvions anciennes. M. RIGAUX (1933, pp. 108 à 110) a montré avec beaucoup de détails qu'il s'agissait bien là d'un ancien méandre recoupé. Il faisait remarquer :

1. la disproportion entre la vallée et les ruisseaux qui y coulent ;
2. la forme en fer à cheval de la dépression avec au centre un massif amygdaloïde ;
3. la largeur sensiblement constante (400 m) de cette dépression ;
4. la valeur du rayon du méandre, égal sinon supérieur à celui des autres méandres de la Semois ;
5. la dissymétrie de l'entaille indiquant une direction d'écoulement conforme à celle de la rivière ;
6. l'existence d'alluvions anciennes (voir notre point 7).

Cette description est vraiment complète, et il ne reste plus qu'à préciser l'altitude à laquelle ce méandre s'est recoupé, problème que n'a pas envisagé M. RIGAUX.

Le col actuel du méandre est à 225 m soit à une altitude de 75 m au-dessus de la Semois actuelle. Mais la présence de dépôts fluviaux en place dans le méandre à 212 m (point 7) et à 181 m (point 6) montre que le recouplement s'est produit alors que la Semois coulait nettement en contrebas.

Un dernier cailloutis, qui apparaît dans la tranchée de la route immédiatement à l'est du cimetière de Thilay, et à l'altitude de 176 m, soit 26 m au-dessus de la Semois, permet de dater avec une assez grande précision le phénomène. Ce cailloutis est en effet à l'extrémité S du « pépin » du méandre recoupé et distant seulement d'environ 300 m des deux versants de la vallée. L'étroitesse de ce passage, par où la Semois devait « entrer » et « sortir » du méandre, implique que le recouplement s'est effectué peu après, soit à 25 m d'altitude relative.

Il est remarquable de constater que l'évolution postérieure au recouplement est importante, car le remblaiement atteint une

épaisseur de plus de 50 m à l'extrémité N pour une période qui correspond seulement à un encaissement de 25 m de la Semois. Cette observation ne constitue cependant pas une objection à la datation proposée, car notre étude des terrasses montre que la terrasse principale (n° 5 de P. MACAR) se trouve à Thilay seulement 16 m au-dessus de la plaine alluviale actuelle. Le recoupe-ment est donc antérieur à ce niveau et beaucoup plus ancien qu'on ne le penserait à première vue.

Le méandre recoupé de Laforêt.

P. MACAR a décrit en 1931 (p. B 44) le méandre recoupé de Laforêt. Il nous paraît inutile de reprendre la description qu'il en a donnée puisque nous n'avons rien à y ajouter.

Toutefois nous apporterons quelques précisions en ce qui concerne l'altitude à laquelle s'est effectué le recoupe-ment. Cet auteur avait en effet observé des cailloux roulés le long de la route Vresse-Laforêt, à une altitude de 37 m au-dessus de la rivière actuelle. Nous avons retrouvé ces alluvions à l'endroit indiqué, c'est-à-dire à l'est du mamelon coté 222 m au N de Laforêt; toutefois une mesure à l'altimètre a montré une fois encore l'im- précision de la carte topographique : cet endroit est à 30 m au- dessus de la rivière et non à 37 m.

Il existe par ailleurs un autre endroit dans ce méandre où l'on peut observer des alluvions de la Semois: 500 m à l'WSW du pont de Vresse et adossé au mamelon central du méandre recoupé, une ancienne exploitation de sable a dévoilé l'existence d'un dépôt fluviatile, celui-ci correspond à un replat qui se trouve à 29 m d'altitude relative, soit à 210 m d'altitude absolue. Il y a donc concordance d'altitude entre ces alluvions, et celles qui ont été observées au N de la forêt.

La localisation des affleurements de Paléozoïque qui existent immédiatement en contrebas, permet d'affirmer que ces dépôts sont contemporains du recoupe-ment du méandre.

Le méandre recoupé de Mouzaive (voir fig. 9).

Un dépôt fluviatile de la Semois a été retrouvé 1,300 km à l'W du village d'Alle, au lieu dit « Gros Terne ». La localisation de ces cailloux roulés, à plus d'un kilomètre de la rivière actuelle, s'ex-

plique par l'existence d'un méandre recoupé très ancien, dont le tracé est jalonné par les deux cours d'eau S-N qui entourent le bois dénommé « les Cinquièmes ». A notre connaissance, ce méandre recoupé n'a jamais été décrit. La carte topographique est en effet une fois encore très imprécise, et elle ne mentionne aucun mamelon central. Celui-ci existe cependant et son sommet est, d'après une mesure à l'altimètre, à 332 m, au lieu des 325 indiqué sur la carte.

Les cailloux roulés que nous avons retrouvés sur le col du méandre recoupé (à 314 m), et en plus grand nombre sur le versant situé immédiatement à l'est, ne constituent pas une terrasse proprement dite mais seulement des témoins de la plaine alluviale au moment du recouplement.

On peut donc douter que leur cote soit représentative et puisse aider à la reconstitution des profils longitudinaux successifs.

Le méandre abandonné du « Rocher du Pendu » (voir figure 9).

Le mamelon central d'un méandre recoupé de la Semois est situé exactement 1 km au SW de l'abbaye de Cordemois soit à 2,200 m à l'W du Château de Bouillon. Il est représenté sur la carte topographique par le sommet à 293 m qui surmonte le « Rocher du Pendu ». La forme topographique est fort peu caractéristique : en effet, les versants n'ont guère gardé la trace du passage de la rivière, et l'entaille des ruisseaux après le recouplement a été fort importante. D'autre part, la butte centrale n'est que 6 m au-dessus du col du méandre et elle n'apparaît pratiquement pas, même sur les photos aériennes. Cependant toute hésitation disparaît lorsque l'on sait qu'il existe un cailloutis important à l'extrémité W du méandre recoupé. Son altitude n'a pas été définie avec précision, mais il se trouve entre 287 m, altitude du col, et 277 m, cote à laquelle nous avons observé le substratum.

L'allongement de ce méandre, d'WSW à ENE est absolument exceptionnel. C'est avec le méandre recoupé suivant (de Bouillon) les seules boucles de la Semois ardennaise qui présentent une semblable orientation, non conforme à l'influence de la schistosité.

Le méandre recoupé de Bouillon (voir fig. 9).

1500 m au NE du château de Bouillon, nous avons distingué un autre méandre abandonné qui est passé inaperçu jusqu'à ce

jour. L'ancien tracé de la Semois est jalonné à l'W par la partie inférieure du ruisseau dont la route Menu Chenet-Bouillon suit la vallée, et à l'E par le ruisseau qui se jette dans la Semois au « Faubourg de France ».

La forme topographique de ce méandre est peu claire étant donné que le mamelon central est à peine plus élevé que le « col » du méandre recoupé. Ce mamelon central est situé 1400 m au NE du château de Bouillon et est entouré sur la carte d'Etat-Major par la courbe 330 m. Une mesure à l'altimètre nous permet de préciser que le sommet se trouve à 333 m et seulement 4 m en contrehaut du « col » proprement dit. En cet endroit, soit que le colmatage postérieur au recouplement ait été faible, soit que l'érosion ait emporté les dépôts de pente qui avaient pu s'y accumuler, nous avons retrouvé de nombreux cailloux roulés, spécialement sur le versant W. L'éroussé de ces éléments ne laisse subsister aucun doute quant à leur origine fluviale.

Une magnifique terrasse existe d'ailleurs dans le méandre recoupé que nous venons de décrire. Elle a été dégagée surtout par l'érosion du ruisseau que suit la grand-route vers Menu-Chenet. Se présentant sous la forme d'un splendide replat situé à 334 m, cette terrasse touche le versant raide de rive concave du méandre de Bouillon. Nous y avons observé plusieurs cailloux roulés, dont un caillou énigmatique d'une roche éruptive effusive.

Le dépôt ne nous paraît pas exactement contemporain du recouplement du méandre, mais bien un peu plus ancien, puisque nos mesures à l'altimètre nous permettent de penser qu'il se trouve environ 5 m au-dessus des alluvions situées au col du méandre proprement dit. Cette légère différence d'altitude n'est toutefois pas certaine, car d'un côté, comme de l'autre, nous n'avons pas observé le contact cailloutis-roche en place.

Le méandre recoupé probable du Dos du Loup (voir fig. 11).

F. GULLENTOPS (1948, p. 944) a fait remarquer que le sommet 355 m situé à environ 2 km au S du clocher de Bouillon est peut-être le reste de la butte centrale d'un méandre recoupé. L'altitude du col actuel qui relie ce sommet au versant, est de 351 m (mesure à l'altimètre par rapport au plan d'eau de la rivière), mais il est probable que cette cote n'est pas caractéristique car nous n'avons

trouvé en cet endroit aucune trace d'un dépôt fluviatile. Quelques cailloux indiscutablement roulés ont été découverts au S du col proprement dit ; près de la source d'un petit ruisseau, ils peuvent difficilement s'expliquer autrement que par l'hypothèse d'un méandre abandonné.

Le méandre recoupé de Germochamps (voir fig. 11).

2600 m au SE du château de Bouillon, le sommet 368 m au lieu dit « Germochamps » est le mamelon central d'un autre méandre recoupé de la Semois. La rivière s'écoulait autrefois par la large vallée qui est maintenant suspendue au-dessus d'elle à la cote 310 m ; par là, elle se dirigeait vers la vallée actuelle du ruisseau de Mambes, dont elle suivait la partie inférieure de son tracé.

Si la forme topographique est nette, la recherche d'anciennes alluvions s'est révélée bien peu fructueuse. La large vallée morte, qui rejoint le ruisseau de Mambes est colmatée par des dépôts de pente qui lui ont donné une assymétrie inverse de celle qui était originelle. Ce matériel cache par ailleurs l'ancien dépôt fluviatile. Dans la vallée du ruisseau de Mambes, le recreusement postérieur au recouplement a été suffisamment intense pour déblayer les anciennes alluvions de la Semois. Ce n'est vraiment qu'au-dessus de la Semois actuelle, à l'extrémité Est du mamelon central, que nous avons découvert plusieurs cailloux très bien roulés. Ils n'apportent cependant pas la preuve de l'existence du méandre que nous décrivons, car dans leur situation, ils pourraient provenir d'une simple terrasse.

La figure 11 représente les différentes positions de la rivière au cours de son encaissement dans cette région et elle montre comment le recouplement de ce méandre a pu se produire. Nous y trouvons par ailleurs l'explication du vallon suspendu situé à l'est de la butte centrale « Germochamps ». En effet ce vallon suivait autrefois l'ancien cours de la Semois et se prolongeait vers le NW jusqu'au ruisseau de Mambes. Il a été capturé ensuite du fait de l'érosion latérale de la Semois et son profil longitudinal ne s'est pas encore régularisé.

Le méandre recoupé de la Forêt de Bouillon (SE de Dohan) (voir fig. 9).

Nous avons découvert à 2 km au SSE de Dohan un second méandre recoupé qui n'a vraisemblablement jamais été décrit

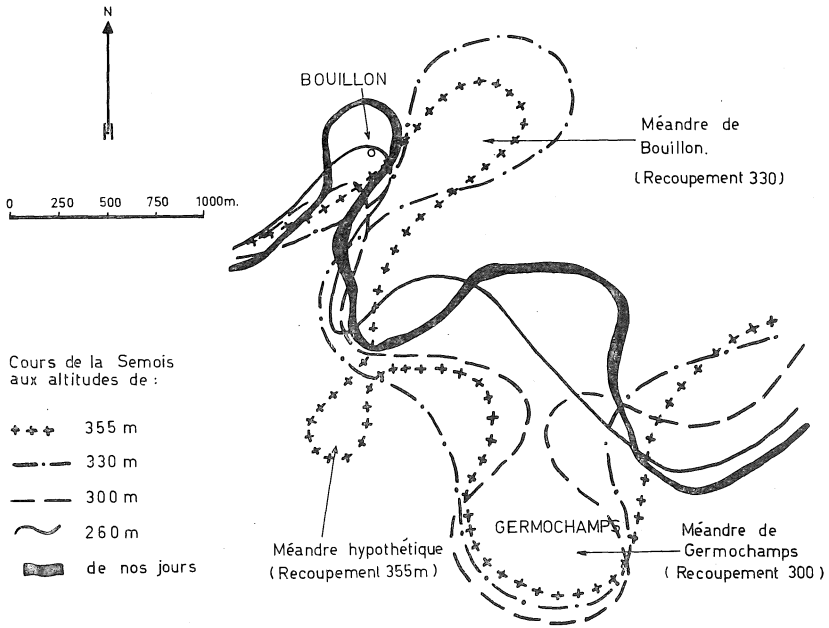


FIG. 11. — Tracés successifs du cours de la Semois dans la région de Bouillon.

jusqu'à présent. Ce méandre s'étirait vers le S, dans la Forêt de Bouillon, jusqu'à 2,500 km au SSE du pont de Dohan. La carte topographique au 1/20.000 est ici encore, bien mal dessinée. Elle ne montre aucun indice d'un semblable phénomène alors qu'en réalité, il existe un mamelon central bien marqué et des témoins importants de l'ancienne plaine alluviale.

La butte centrale du méandre recoupé se trouve à l'emplacement du long pédoncule, en pente faible mais constante vers le N, que la carte I. G. M. mentionne de 330 à 315 m au SE du ruisseau des Allores. Des mesures à l'altimètre nous ont montré qu'à l'emplacement indiqué 320 m, l'altitude était en fait de 334 m et qu'il existait un enlèvement profond de 12 m, au S de ce sommet. Il s'agit du col du méandre recoupé sur lequel nous avons découvert de nombreux cailloux roulés, spécialement à l'W. Il existe donc bien une butte centrale, entourée d'une dépression continue, en fer à cheval, et que surmonte un versant concave légèrement entaillé par l'érosion postérieure.

Une magnifique terrasse, longue de plus de 500 m et située à l'W du mamelon central sur la rive concave, confirme l'existence d'un méandre recoupé. Elle a été dégagée par l'érosion du ruisseau des Allores, et entaillée en plus par de petits ravins descendant du versant. Les parties qui subsistent ont toutefois été très bien conservées et un cailloutis les surmonte. Il se trouve à l'altitude de 315 m qui est celle à laquelle, le méandre s'est recoupé.

Une seconde terrasse, située à la même altitude et également couverte de cailloux roulés se trouve plus au N, à 200 m au SE du rocher Lecomte. Elle prolonge le replat que nous avons décrit précédemment, et a été édifiée simultanément.

Le méandre recoupé au N de Herbeumont.

M. RIGO (thèse, p. 52) a observé l'existence de cailloux roulés au N de Herbeumont, entre la route vers Mortehan et la Semois, vers l'altitude de 280-295 m. Les cailloux roulés n'existent pas seulement en cet endroit, mais nous les retrouvons sur toute la surface en pente faible, entre la route et la Semois, depuis 305 m jusqu'à 265 m. Ces alluvions peuvent être aperçues dans la tranchée du chemin de fer et dans la plupart des fossés des routes et des chemins. Nous n'avons pas distingué ici de terrasse de stabilité, mais bien une surface de glissement assez régulière d'un méandre de la Semois qui a fini par se recouper. Le déplacement rapide de ce méandre vers le nord s'explique aisément si l'on remarque que cette direction est perpendiculaire à la schistosité.

Du méandre recoupé lui-même, il ne reste aucune trace à part la forme concave en place, du versant.

Il n'empêche que nous trouvons ici un phénomène assez exceptionnel, qui est responsable de l'élargissement de la plaine alluviale en amont de Herbeumont.

Le méandre recoupé au S d'Herbeumont.

L'élargissement de la vallée consécutif au phénomène que nous venons de décrire, ne constitue qu'une partie du terroir de Herbeumont. Le village est en effet construit sur un col compris entre le versant proprement dit de la vallée et une butte isolée où se trouvent les ruines de la Forteresse de Herbeumont. Au S de ce col, qui est à l'altitude de 305 m, une dépression prolonge la sur-

face que nous avons décrite plus haut. En cet endroit est construite la Station de chemin de fer du village.

Cette dépression au S de Herbeumont est complètement indépendante au point de vue origine de celle qui se trouve au N. Elle est née d'un méandre de la Semois, dont on retrouve la trace dans la forme concave du versant. L'abandon de ce méandre paraît assez ancien. Il se serait produit à un niveau situé au moins à 40 m au-dessus de la rivière actuelle. Le colmatage et l'érosion postérieure à cet abandon ont modifié la topographie de ce méandre et actuellement, aucun mamelon central n'y est visible.

3. — LE PROBLÈME DE L'ORIGINE DES MÉANDRES.

La découverte des 7 nouveaux méandres recoupés dont il vient d'être question, montre que les rares tronçons de la Semois qui sont aujourd'hui rectilignes, correspondent à des méandres recoupés de la rivière. Comme on peut le voir sur la figure 9, la série des méandres est absolument continue dans le Paléozoïque, jusqu'en aval de Tournavaux, près de la « Roche-à-corpias ».

Leur orientation préférentielle N-S n'est, en fait, démentie que deux fois, par des méandres actuellement abandonnés : celui du « Rocher du Pendu » et celui de Bouillon, voisins l'un de l'autre. Un autre méandre n'est qu'approximativement N-S : celui de Dohan. Ces exceptions sont peu importantes puisqu'il existe plus de 40 méandres conformes à la règle, dont l'axe est parallèle à la direction des méridiens.

Le substratum schisteux est responsable de l'allongement des méandres que nous venons de décrire. A. N. STRAHLER (1946) et après lui J. ALEXANDRE (1956) en ont montré des exemples semblables respectivement aux U. S. A. et en Belgique : les méandres se développent plus vite dans une direction perpendiculaire à la schistosité, soit, dans le cas qui nous occupe, dans une direction N-S. Il ne fait aucun doute que cette influence a été déterminante, puisque cet allongement préférentiel est conservé quelle que soit la direction générale de la rivière, et que d'autre part, elle disparaît lorsque la Semois pénètre en aval de Tournavaux, dans le poudingue de base du Gedinnien. Certains de ces méandres sont très anciens. La preuve nous en est fournie par le

méandre abandonné de Mouzaive dont le recoupement à 314 m, s'est produit peu de temps après le dépôt de la terrasse la plus ancienne que nous avons reconnue.

Bien entendu, ces sinuosités de la rivière ont évolué au cours de l'encaissement. La différence de pente entre les versants de rive concave et de rive convexe le montre déjà. Les preuves foisonnent d'ailleurs, comme le glissement vers l'aval du méandre de Herbeumont, les recoupements des méandres eux-mêmes, ou encore la très belle capture du type « Sainte-Austreberte » qui existe au SW de Botassart. La figure 12 montre le détail de ce phénomène. Nous y voyons la vallée morte à 275 m entre les sommets 339 et 330 m, par où s'écoulait « Le Grand Ruisseau ». Un reste de la plaine alluviale de cet affluent est suspendu à 50 m au-dessus du lit de la Semois et à première vue, il pourrait être confondu avec une terrasse de la rivière.

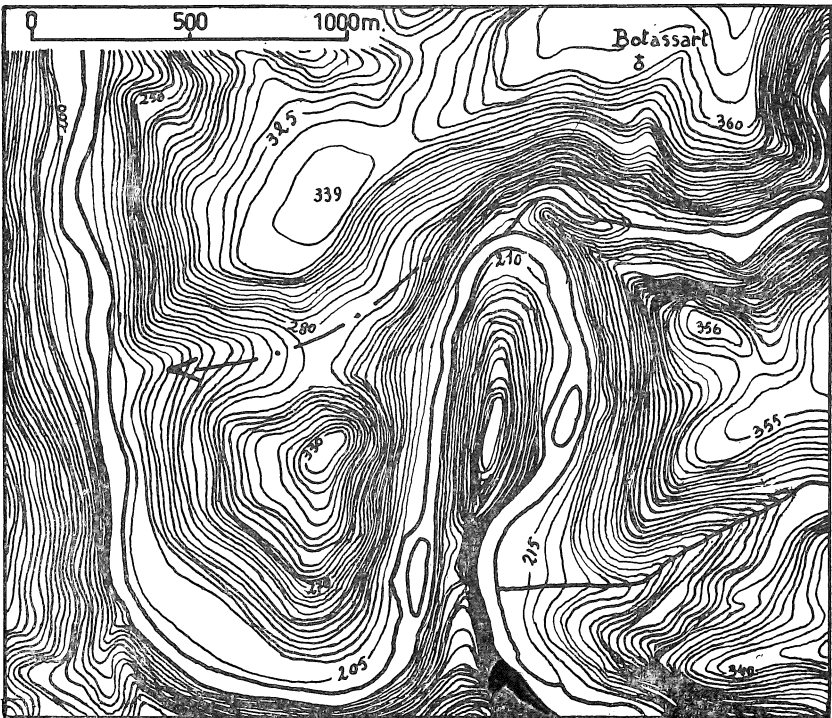


FIG. 12. — La capture du type « Sainte Austreberte » de Botassart.

Cette capture indique indubitablement qu'il y a eu érosion latérale, mais les témoins qui en subsistent prouvent par ailleurs que cette érosion latérale a été arrêtée après la capture elle-même soit, au cours de l'encaissement des 50 derniers mètres. En effet, la partie de la plaine alluviale du « Grand Ruisseau » qui a été conservée sur la rive concave du méandre prouve que depuis le déversement de cet affluent, le recul du versant n'a pas dépassé une dizaine de mètres.

Tout au long du cours de la Semois, nous trouvons de semblables indications contradictoires qui montrent que, au cours de l'encaissement, pour chaque méandre, des phases d'élargissement et d'arrêt d'érosion latérale se sont succédées sans cependant se correspondre d'un méandre à l'autre. Le méandre de Naux s'est déplacé de 1500 m vers le N au cours de l'enfoncement des derniers 80 m (voir les terrasses 16 à 22), alors que pendant la même période le méandre de Nohan qui lui fait suite en amont ne s'est déplacé vers le S que de 500 m. D'autre part, le méandre situé en aval de Bohan a migré vers le N de 500 m entre les cotes 255 et 225 m (voir point 27) tandis que de 225 à 165 m, malgré que l'enfoncement soit double, il ne s'est plus déplacé que de 400 m. Le méandre dirigé vers le S entre Chairière et Laforêt, est pour sa part resté stable au cours de l'encaissement puisque la cote 290 m apparaît aussi bien sur la rive concave que convexe à moins de 400 m de l'axe de la rivière.

L'explication de ces comportements si variés, doit être recherchée dans la nature du substratum. En effet, si le dernier méandre dont nous avons parlé ne s'est pas déplacé au cours d'un encaissement de 105 m et cela malgré un rayon de courbure assez petit, c'est en raison de son implantation dans l'assise Cb 1a (grès d'Anor et de Bastogne) nettement plus quartzeuse que les couches environnantes. De même, la différence de glissement vers le N que nous avons notée entre Bohan et Sorendal, s'explique simplement par le fait que le cours d'eau est arrivé à 225 m, dans les quartzophyllades de Braux résistants et dont le comportement est tout différent de celui des schistes qui les entourent.

L'uniformité relative de dimensions des méandres de la Semois peut surprendre, si l'on songe à l'évolution irrégulière que nous venons de décrire. En effet, certains comme ceux, recoupés, de Mouzaive et de Bouillon existaient déjà avec des dimensions com-

parables aux méandres actuels au début du Quaternaire ; d'autres se sont allongés considérablement pendant tout l'encaissement, tandis que d'autres encore, se sont étendus seulement pendant une partie de cette période. L'uniformité relative de dimensions semble provenir du fait que le recouplement des méandres se produit d'abord pour les méandres les plus évolués.

Les recouplements des méandres sont en effet survenus à toutes les époques comme le montre le tableau ci-dessous : Quatre recouplements entre les terrasses 7 et 10 ; cinq pour les niveaux 5-5'-6 et quatre recouplements à un niveau inférieur à la terrasse n° 5. Rien ne semble donc indiquer qu'ils aient été plus nombreux à certaines périodes de l'évolution de la rivière.

ALTITUDE DU RECOUPEMENT DES DIFFÉRENTS MÉANDRES
ET NUMÉROS DES TERRASSES VOISINES (de l'aval à l'amont)

Dénomination des méandres recoupés	Altitude probable du recouplement au-dessus du plan d'eau de la Semois actuelle	N° de la terrasse qui correspond au recouplement, ou de celles qui l'encadrent
1. Thilay	25 m	5-5'
2. Laforêt	30 m	5'
3. Chairière	20 m	4
4. Mouzaive	137 m	9-10
5. Alle	20 m	4
6. « Rocher du Pendu »	67-72 m	7-8
7. Bouillon	112 m	9-9'
8. « Gernochamps »	87 m	8-9
9. Dohan N	18 m	5
10. Dohan S	85 m	9
11. Morte han	32 m	5'
12. Herbeumont N		4-5
13. Herbeumont S	45 m	6
14. Abbaye de Conques	7 m	4-5

Voyons maintenant les conclusions que nous pouvons tirer des observations qui précèdent, en ce qui concerne l'origine des méandres de la Semois.

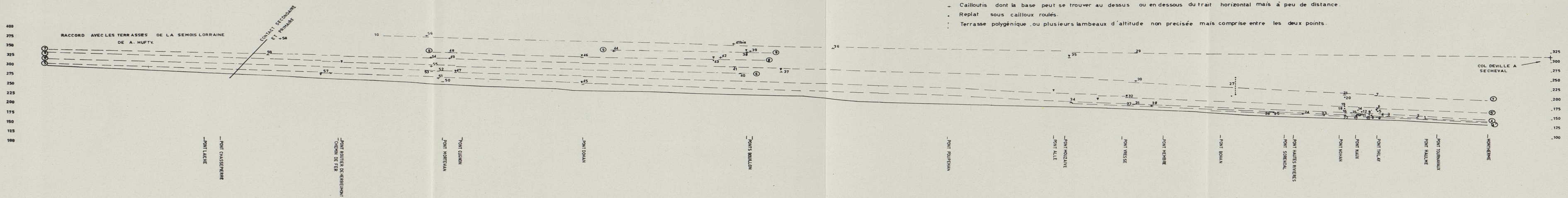
De beaux méandres, comme celui de Mouzaive existaient déjà peu après le dépôt de la terrasse la plus ancienne. Leur adaptation à la schistosité montre qu'il ne s'agissait pas à ce moment, c'est-à-dire à l'aurore du Quaternaire, de méandres libres.

FIGURE 13 PROFIL LONGITUDINAL DES TERRASSES DE LA SEMOIS

Hauteurs exagérées : 40 x

0 1 2 3 4 5 Km

- Méandre recoupé. La pointe du triangle indique l'altitude probable du recoupement
- Dépôt de terrasse observé au contact du substratum.
- Substratum observé sous le cailloutis d'une terrasse.
- + Cailloutis en place, dont la base n'a pas été localisée
- + Cailloutis dont la base peut se trouver au dessus ou en dessous du trait horizontal mais à peu de distance.
- Replat sous cailloux roulés.
- : Terrasse polygénique, ou plusieurs lambeaux d'altitude non précisée mais comprise entre les deux points.



Rien n'indique donc l'existence de méandres divagants à un stade d'évolution de la rivière. Leur régularité actuelle ne peut en aucun cas inciter à y voir des méandres hérités puisque celle-ci n'a été acquise que très progressivement. On peut donc admettre que les méandres sont apparus et se sont développés au cours de l'encaissement dans le Paléozoïque.

Conclusions - Synthèse des résultats

A une exception près, le nombre de niveaux de terrasses que nous avons pu reconstituer dans le cours de la Semois, est identique à celui que nous avons retrouvé dans la vallée de la Meuse à Monthermé. Cette exception réside dans le niveau très élevé (n° 10) pour lequel il n'existe pas d'équivalent dans la vallée de la Meuse ⁽¹⁾. Cette terrasse pose donc un problème et il en sera question dans le chapitre suivant.

Les profils successifs de la Semois convergent vers l'amont. Cette disposition, identique à celle décrite pour la Vesdre, l'Ourthe et la Lesse est absolument normale ainsi que l'a montré P. MACAR en 1956 (p. 403). Contrairement à A. HUFTY (1958), nous n'avons trouvé ici aucun indice d'une déformation quaternaire de l'Ardenne, tous les niveaux ayant une pente continue vers l'aval.

Sept méandres recoupés de la Semois, non signalés jusqu'à présent ont été décrits dans ce travail. Certains d'entre eux abandonnés au début du Quaternaire, nous apportent la preuve que des méandres sont apparus très tôt, et qu'ils étaient dès l'origine adaptés à la structure. Rien n'indique donc qu'ils soient de simples méandres divagants encaissés à partir d'une large plaine alluviale, mais il nous paraît au contraire probable qu'ils sont nés au cours de l'encaissement de la rivière.

⁽¹⁾ Le prolongement de ce niveau passe très nettement (plus de 30 m) au-dessus de l'altitude probable de la traînée mosane à Monthermé, telle qu'elle nous est indiquée par le dépôt à kieseloolithes de Cons-la-Grandville.

CHAPITRE III

LES GRANDES CAPTURES DU VERSANT SUD DE L'ARDENNE.

Dans ce chapitre, nous décrirons successivement 2 groupes de phénomènes associés qui se sont produits à grande distance l'un de l'autre :

- a) la capture des affluents de la Chiers par la Semois, en lorraine belge ;
- b) la capture de la Semois à Monthermé, puis celle de la Meuse lorraine à Nouzonville par la Meuse de Dinant.

A. — La capture des affluents de la Chiers par la Semois ; l'origine de la Semois jurassique

L'étude du tracé du réseau hydrographique dans la région d'Orgeo, montre des particularités dignes d'intérêt. La figure n° 14, en résume l'essentiel.

Remarquons, tout d'abord, que le ruisseau de Saupont se trouve exactement dans le prolongement du ruisseau de Muno. La brusque modification de direction de ce ruisseau, à l'est de Bertrix, l'absence d'affluents sur la rive gauche entre Saupont et Martilly, ainsi que l'existence d'un col entre ces deux ruisseaux sont autant d'indices d'une capture très ancienne. Il est donc probable que la partie supérieure du ruisseau de Saupont se continuait par le ruisseau de Muno, comme il est possible que, au S, le ruisseau de Rossart se prolongeait par le ruisseau d'Aise, et le ruisseau de Neufchâteau par le ruisseau de l'Antrogne.

Toutes ces captures présumées seraient évidemment très anciennes. L'examen de l'altitude des cols nous a montré qu'elles se seraient produites au cours de l'époque tertiaire, aussi ne peut-on espérer découvrir les indices plus précis que ceux indiqués ci-dessus. De toute façon, les faits signalés sont troublants, et la capture du ruisseau de Saupont paraît hautement probable.

Mais, un problème important se pose à partir du moment où l'on admet ce phénomène. En effet, dans la situation actuelle, une telle capture est impensable. Il n'est en effet pas possible

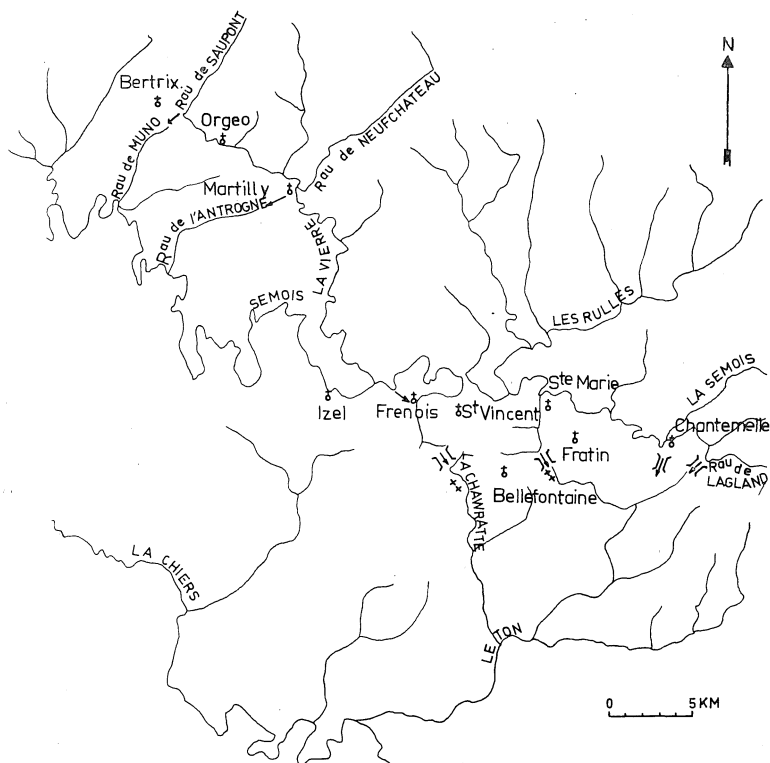


FIG. 14. — Carte de la Semois lorraine, de la Vierre et d'une partie du bassin du Ton.

- ↑ Sens de l'écoulement avant les phénomènes de captures décrits.
- × Cailloux roulés paléozoïques.

que les eaux du ruisseau de Saupont aient préféré un tracé par la Vierre et la Semois de Herbeumont, alors que le parcours était 10 fois plus long que celui qu'elles empruntaient par le ruisseau de Muno. Aussi, si la capture s'est produite, c'est à un moment où la Vierre ne se jetait pas dans la Semois, mais dans un autre cours d'eau dont l'évolution était plus avancée. Nous sommes amenés ainsi à concevoir que la Vierre a pu se déverser dans la Chiers, à une époque où bien entendu, la Semois lorraine n'existait pas.

Nous allons défendre cette hypothèse et nous efforcer de démontrer que la Semois jurassique est apparue à la fin du Tertiaire par érosion régressive. Examinons tout d'abord les traces de cet

écoulement N-S, nous expliquerons plus loin les processus et les causes des changements intervenus depuis lors dans le réseau hydrographique.

La carte du réseau hydrographique actuel (fig. 14) nous fournit un premier argument. Dans la région de la Semois supérieure à proximité de Chantemelle, la Semois change soudainement de direction. Venant du NE, elle se dirige brusquement vers le NW. Or, dans le prolongement de la vallée supérieure, existe un col où un sous-affluent de la Chiers vient prendre sa source. La même observation peut être faite dans le prolongement du ruisseau des Fanges, qui se continue par la partie inférieure du ruisseau de Lagland, puis par un col peu marqué pour arriver à la source de l'Eau-Rouge. Ici encore, nous retrouvons des indices répétés de captures.

Des faits comparables, mais appuyés cette fois par l'existence de certains dépôts, sont situés plus à l'ouest et viennent étayer notre thèse. La partie inférieure du ruisseau coulant à l'W de Sainte-Marie, a un tracé N-S pendant 3 km, puis brusquement dans le bois de Sainte-Marie, il change de direction. Or, il existe immédiatement au S, un col très surbaissé par où passe le chemin de fer Virton-Neufchâteau ; un affluent de la Chiers vient y prendre sa source. Le col dont nous venons de parler est très large et prolonge une vaste surface située au N vers 345-350 m d'altitude et dénommée la plaine de Fratin. Cette surface a été signalée par R. MONTEYNE en 1958 (thèse, p. 589). En géologue, il a spécialement noté l'existence, sur cette surface, vers l'altitude de 355 m, d'un dépôt sablo-argileux, épais de 1 à 3 m et discordant sur les sables sinémuriens. Ce dépôt apparaît parfois comme un simple produit d'altération du sous-sol, mais présente ailleurs des indices de transport. Des cailloux de grès ferrugineux, de quartz et de quartzite y sont associés.

R. MONTEYNE (p. 590) interprétait ce matériel comme un dépôt continental lacustre ou fluvial, mis en place sur une topographie proche du stade de maturité. Seules, quelques collines dépassant actuellement 360 m échappaient à ce dépôt. D'après le même auteur, cette formation se serait déposée entre le Miocène et le Pliocène. En effet ajoute-t-il, elle se trouve à une altitude inférieure au Hirtzenberg et au Scherrenschleifer (N d'Arlon) qui sont vraisemblablement les restes d'une pénélaine équiva-

lente à la pierre de Stonne ; d'autre part, ce dépôt est antérieur à l'encaissement quaternaire des rivières.

Ce vaste aplanissement, et les dépôts qui y ont été observés, n'ont pas manqué d'intéresser considérablement A. HUFFY, qui s'est efforcé de les intégrer dans l'histoire géomorphologique de la région. La théorie qu'il développe implique deux phases climatiques différentes et un mouvement du sol (1957, thèse inédite, pp. 66 et 67) : Au début, une période d'altération chimique poussée, en climat humide, serait à l'origine de la décalcification d'une couche sablo-calcaire existant dans le Sinémurien sableux ; un climat subtropical aurait permis ensuite l'érosion des couches argilo-sableuses qui subsistaient ; enfin, un mouvement tectonique aurait basculé cette surface vers le S. Ce mouvement aurait déterminé l'apparition de « lagunes de formation lacustre » qui auraient recouvert cette plaine vers 355 m.

Les hypothèses gratuites de cette théorie sont trop nombreuses pour que nous en soyons partisans. L'auteur souligne d'ailleurs en d'autres endroits une série de faits associés, pour lesquels il n'apporte aucune explication. Il remarque entre autres, que les surfaces du bassin de la Semois dont il était question plus haut, sont à l'altitude des plus hauts sommets du bassin de la Chiers. Et il ajoute (p. 82) : « il y a là plus qu'une coïncidence ; une idée vient alors tout naturellement à l'esprit : un même âge est à attribuer à toutes les surfaces à 350 m, ce qui signifie que des surfaces d'aplanissement se sont développées à la même altitude dans les deux bassins fluviaux (ceux de la Chiers et de la Semois). Les larges communications qui existent à cette altitude entre les deux bassins, notamment le grand développement de la surface au S de St-Vincent me semblent à l'appui de cette thèse. » Et A. HUFFY fait encore remarquer plus loin que sa théorie n'explique pas pourquoi, à partir d'une certaine époque, les affluents de la Chiers ont acquis un pouvoir d'érosion plus grand que les affluents de la Semois !

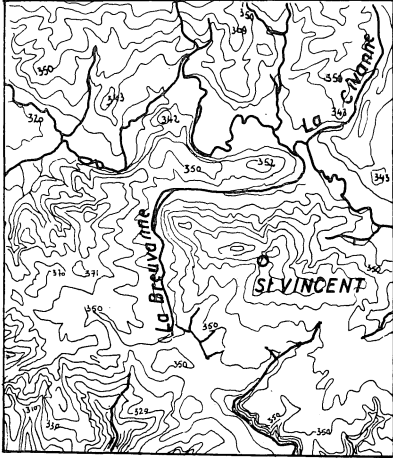
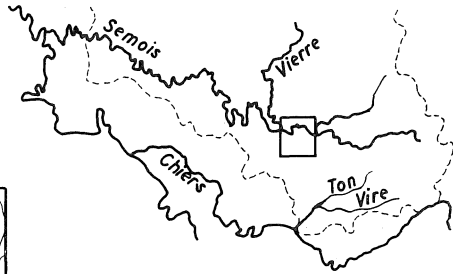
Voilà bien des observations judicieuses inexplicées malgré la complexité de l'hypothèse de A. HUFFY. Il nous paraît cependant très facile de rendre compte de tous ces faits, en adoptant une théorie bien plus simple qui justifierait en outre la présence de cailloux roulés paléozoïques au S de la Semois, jusque loin dans le bassin de la Chiers. Ces cailloux ne paraissent pas être les éléments d'un dépôt de terrasse de la Semois, même remaniés, étant donné qu'ils

se trouvent jusqu'à 5 km au S de cette rivière ⁽¹⁾. Leur présence en cet endroit ne peut s'expliquer qu'en admettant un écoulement N-S, depuis l'Ardenne jusqu'à la Chiers ce qui implique une époque où la Semois lorraine n'existait pas. Cette hypothèse rend compte de toutes les observations que nous avons décrites ci-dessus ; l'existence de cailloux ardennais, la pente de l'aplanissement vers le sud, et même la continuation de cette surface dans le bassin de la Chiers. Le dégagement de cette surface plane proche de 350 m, est donc selon nous, en rapport avec l'érosion d'un cours d'eau d'une certaine importance. Quant aux dépôts lagunaires lacustres, ils s'expliquent comme s'étant formés dans la vallée morte de ce cours d'eau N-S, immédiatement après la formation de la Semois.

Le ruisseau actuel dirigé du S au N est né postérieurement à la capture, par érosion régressive, à un moment où l'érosion de la Semois l'emportait sur celle de la Chiers.

Quelques 7 km à l'W, le ruisseau de la Breuvanne permet d'autres observations favorables à notre thèse. Le tracé de ce cours d'eau est assez étonnant, pour avoir attiré l'attention de trois chercheurs : A. JÉRÔME en 1922 (p. 7), A. HUFTY en 1958 (p. 452) et R. MONTEYNE en 1958 (p. 392). Tous les trois admettent qu'il y a eu ici, capture au profit de la Chiers de la partie amont du ruisseau de Breuvanne (voir fig. 15). En faveur de cette manière de voir, ils ont noté l'existence d'un col à l'est de la station St-Vincent-Bellefontaine, le coude brusque présenté par la Chawrate supérieure, la disposition symétrique des 4 ruisseaux qui, à partir de St-Vincent, coulent vers le SW. Nous pensons également qu'un phénomène de capture s'est produit ici, mais rien n'indique que ce soit au détriment de la Semois (si ce n'est le fait que la Semois est suspendue aujourd'hui au-dessus de la Chiers). Deux observations différentes nous font même croire le contraire. Remarquons tout d'abord, l'orientation des affluents de la Breuvanne. Leur direction vers le SW sur la rive droite, et vers le SE, sur la rive gauche est en faveur d'un écoulement originel vers le S et non vers le N. Cet indice est confirmé par l'existence dans le bassin de la Chawrate, un peu au SW de l'endroit où ce cours d'eau change de direction

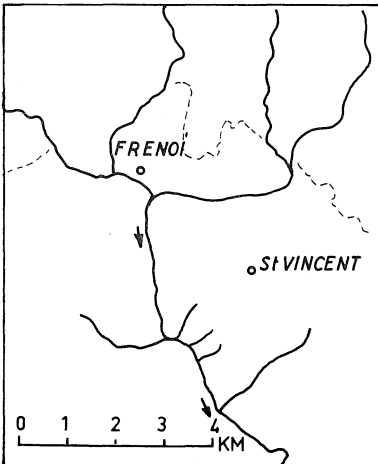
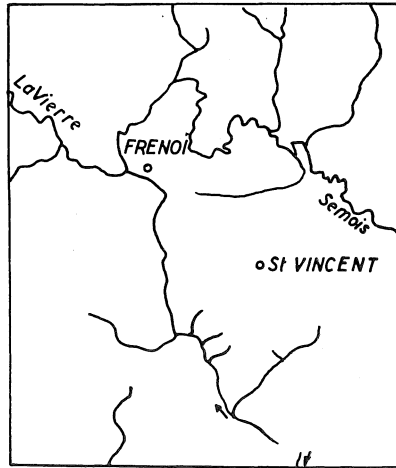
(1) Nous les avons observés sur le sommet 350 à l'est de Sainte-Marie, et le long de la ligne de chemin de fer jusqu'à proximité de la halte de la Croix Rouge (voir fig. 31).



LA BREUVANNE
Situation actuelle.



Situation avant toute capture
selon A. Jérôme 1922 et A. Hufty
1958.



Situation avant toute capture
selon notre théorie.

FIG. 15.

vers la cote de 340 m de cailloux paléozoïques quelque peu usés et emballés dans un limon de solifluction.

Ces quartz et quartzite ont été mis à jour dans une fouille profonde de 1,5 m. Leur localisation confirme que ces éléments ont été apportés ici par des processus naturels, et non accidentellement par l'homme, comme nous l'avions cru tout d'abord en les trouvant épars, sur le versant de la vallée.

La présence de ces cailloux paléozoïques, ne s'explique en aucune manière dans le cas d'un écoulement du sud vers le nord. Leur situation à plus de 6 km au sud de la Semois, ne peut trouver d'explication dans une modification du cours de cette rivière. Comme par ailleurs, aucune formation géologique voisine n'est capable de fournir de semblables cailloux, il ne fait aucun doute, que nous nous trouvons en présence de témoins d'un écoulement N-S, qui s'effectuait avant le Quaternaire par la vallée actuelle de la Breuvanne. Il s'agissait vraisemblablement de la Vierre qui devait passer à l'emplacement du col de Frenoi (voir fig. 15). Après l'apparition de la Semois, l'érosion régressive s'est exercée dans la vallée abandonnée, en profitant des zones dégagées et en tenant compte de la lithologie. C'est en ce moment que le cours inférieur W-E de la Breuvanne est apparu, vraisemblablement en rapport avec la moindre résistance des marnes qui s'y trouvent. Contrairement à A. HUFFY (1958, p. 453) nous ne croyons donc pas que la Breuvanne se soit écoulée autrefois par le col de Frenoi et en ait été détournée postérieurement.

A la fin du Tertiaire, la Semois lorraine n'existait pratiquement pas, puisqu'elle ne dépassait pas le méridien du village d'Izel. Cette situation était le résultat normal de la différence de résistance à l'érosion du Paléozoïque et du Secondaire. La Chiers, favorisée par son tracé dans des roches tendres et par la proximité de sa confluence avec la Meuse, avait étendu successivement son bassin au détriment de la Semois, comme le montre encore maintenant les tracés des ruisseaux de Muno et de Saupont. En cette fin du Tertiaire, les rivières étaient à un stade de maturité avancé, ainsi qu'en témoignent les aplanissements que nous avons retrouvés dans la région de Fratin. La topographie très calme devait permettre à un cours d'eau creusant vigoureusement de capturer un grand nombre d'affluents de la Chiers.

La Semois, à la suite de sa capture par la Meuse de Namur

(voir plus loin), a été cette rivière ; elle s'est allongée parallèlement à la structure et perpendiculairement à la direction générale d'écoulement, en détournant successivement à son profit, la Vierre, les Rulles, la Semois supérieure, le ruisseau des Fanges. Cette érosion régressive a exigé un temps relativement long, au cours duquel, ni la Meuse, ni la Chiers ne creusaient sensiblement. C'est au cours de cette époque que sont apparus également par érosion régressive, la Breuvanne et les autres petits affluents de la rive gauche de la Semois lorraine. Plus tard, l'encaissement de la Meuse a communiqué à la Chiers la grande force d'érosion que nous lui connaissons maintenant. Aussi menace-t-elle de détourner la Semois à son avantage et tend-elle à regagner de la sorte le bassin étendu qui était le sien à la fin du Tertiaire.

B. — La capture de la Semois.

1. — HISTORIQUE.

Plusieurs auteurs ont cru, avant nous, en l'existence des captures que nous allons nous efforcer de démontrer. Toutefois, cette théorie est actuellement abandonnée par la majorité des géographes qui admettent une autre hypothèse : la surimposition ou l'antécédence du fleuve dans le massif paléozoïque. Il nous paraît cependant utile de rassembler en un bref historique, l'essentiel des publications favorables à la théorie que nous allons défendre.

A. RUTOT fut le premier (1897, pp. 89 et 90) à parler d'un déversement de la Meuse lorraine au travers de l'Ardenne. Il pensait qu'au Miocène, la Meuse contournait le massif paléozoïque par l'W, en suivant à peu près les tracés actuels de la Sormonne et de la Sambre. D'après lui, l'affaissement du sol qui est à l'origine de la transgression diestienne s'est accompagné d'un abaissement sérieux de l'Ardenne : « Dès lors, celle-ci n'a plus formé ni relief, ni barrière. Devant le cours de la Meuse primitive, vers Mézières, une pente naturelle vers le N s'est présentée, et le fleuve obéissant aux simples lois de la pesanteur, s'est précipité sur la pente, qui lui était offerte et il y a creusé lentement sa vallée, Mézières-Dinant-Namur. »

G. DOLLFUS en 1900 (p. 330) a repris cette hypothèse en abandonnant toutefois l'idée d'un affaissement du sol : « La Meuse de Fumay, orientée N-S, est venue soutirer la Meuse de Mézières

dirigée d'est en ouest, qui coulait à un niveau supérieur et l'a détournée de son cours normal; le drainage du versant N est venu audacieusement chercher les eaux de la gouttière S par ravinement régressif; captant en premier la Semois qui était un affluent de la Haute Meuse.»

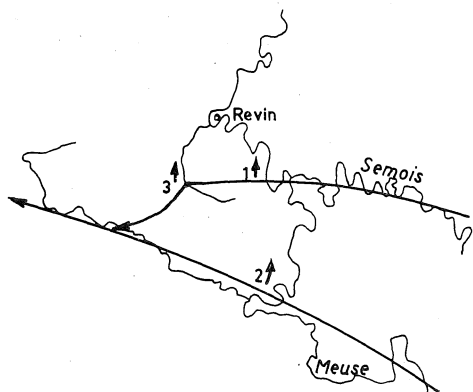
En 1903, J. CORNET, dans son célèbre mémoire sur l'évolution des rivières belges, admet que la Meuse a pu être capturée à Mézières (p. 337). Toutefois, il croit que cet événement a eu lieu avant que le fleuve n'entaille le Paléozoïque.

Ch. STÉVENS a publié en 1922, le premier d'une dizaine d'écrits concernant cette question. Il signalait la dépression de Sécheval à l'W de Monthermé, et il l'interprétait comme un ancien tracé de la Semois qui se jetait dans la Meuse près de Rimogne. Comme le montre notre figure 16, l'érosion régressive de la Meuse de Dinant aurait capturé successivement la Semois, puis la Meuse lorraine, près de Mézières; la dépression de Sécheval se déversant plus tard par la vallée du ruisseau de Faux.

H. BAULIG (1926, p. 231) croit aussi en l'existence de cette capture, mais, pour lui comme pour J. CORNET, ce phénomène se serait produit sur des roches tendres qui recouvraient autrefois le massif ardennais. Plus loin (p. 233), il s'attarde à l'examen de l'hypothèse de Ch. STEVENS, et il souligne que les cols par où la Semois serait entrée et sortie de la dépression de Sécheval sont situés environ 60 m au-dessus du fond de cette cuvette. Par conséquent, pour lui, il faut d'abord expliquer la dépression dans son état actuel, et il ajoute : « Il se peut qu'alors, la question posée par M. STEVENS s'évanouisse. »

Malgré cette objection R. NORDON a proposé peu après (1928) l'hypothèse que la Meuse elle-même s'est écoulée par la dépression de Sécheval. Celle-ci devait entrer dans cette dépression par le col de Monthermé. Elle se serait jetée dans la Semois à Revin, et le cours actuel serait le résultat d'une capture par tangence à Monthermé (v. fig. 16). La carte topographique dont disposait cet auteur était sans doute très imprécise, car il affirme que le fond de la dépression de Sécheval, s'ouvre sans aucune contrepente à mi-hauteur du versant de la Meuse ! Cette hypothèse a vraisemblablement paru hautement improbable, car il n'en fut jamais question plus tard.

M. A. LEFÈVRE en 1937 (p. 33) à la fin d'une discussion portant



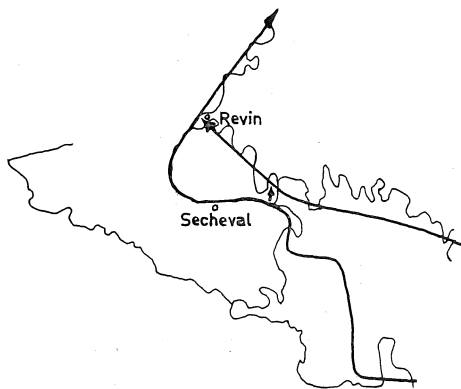
CH. STEVENS-1922.

← Cours de la Semois et de la Meuse avant toute capture.



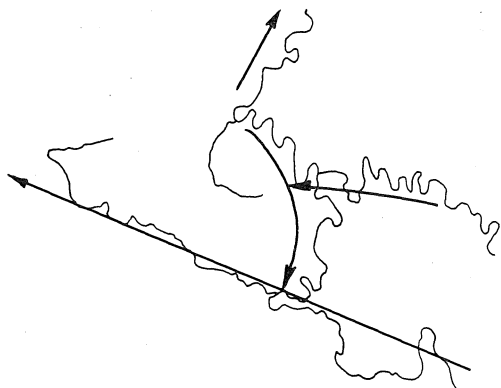
Capture.

Le numéro indique l'ordre chronologique.



R. NORDON-1928.

← Cours de la Semois et de la Meuse avant toute capture.



CH. STEVENS-1946-1959.

← Cours de la Semois et de la Meuse avant toute capture.

FIG. 16. — Quelques hypothèses concernant la capture de la Meuse lorraine.

sur l'origine du tronçon mosan Mézières-Namur, admet comme vraisemblable la capture de la Meuse près de Mézières. Elle ne précise toutefois pas comment se serait produit ce déversement.

Dans ses publications ultérieures, Ch. STEVENS est resté un ferme partisan de l'hypothèse d'une capture ; il s'est efforcé d'apporter des précisions quant aux processus et aux causes du phénomène et il a été conduit de la sorte à modifier considérablement sa théorie de 1922.

En 1938 (p. 311), il insiste sur la localisation de la Meuse dans un synclinal du bassin de Dinant, et il sous-entend l'influence d'un mouvement du sol. En 1942 (p. 60), la même idée revient : « Si on veut étudier le mécanisme des captures, les notions de profil d'équilibre et de niveau de base ne suffisent pas ; il faut introduire, celle de la déformation permanente du sol. » En 1946, Ch. STEVENS défend une théorie toute différente de celle de 1922 : après avoir souligné le changement de direction de la Meuse à Revin, il parle du « coude de capture de Revin » ; deux têtes de vallée se seraient rejointes par érosion régressive à l'emplacement de cette ville ; ensuite, l'érosion de la Meuse de Dinant étant la plus forte, cette dernière serait venue détourner la Meuse lorraine en recréant la vallée N-S déjà existante (fig. 16). En 1947, les mêmes idées sont exposées, mais l'auteur ajoute (p. 65) qu'il « sera difficile sinon impossible de démontrer l'existence du phénomène ». En 1952, il insiste (p. 269) sur le fait que postérieurement à la capture, l'Ardenne s'est soulevée ; aussi, ajoute-t-il, la Meuse Mézières-Namur est-elle antécédente. En 1955 (p. 113) et en 1959 (p. 163), le même auteur expose de nouveau son idée de 1946, et il montre ainsi qu'il a entièrement abandonné sa théorie de 1922. En effet, la Semois, se serait jetée primitivement dans le cours d'eau N-S qui s'écoulait de Revin vers Mézières.

Nous pouvons conclure de cet inventaire, que depuis près de 25 ans, Ch. STEVENS est resté seul à défendre l'hypothèse d'une capture d'une Meuse lorraine par la Meuse de Dinant.

L'hypothèse que nous proposons plus loin, se rapproche de celle avancée par Ch. STEVENS en 1922, en ce que, comme lui, nous pensons que la Semois continuait vers l'ouest et passait à l'emplacement de l'actuelle dépression de Sécheval. La principale différence avec sa théorie consiste dans le fait que, en cet endroit, la Semois se jetait dans la Meuse, qui arrivait du S, par le col du

« Chêne de Narcy ». Comme le montre notre figure 17, le fleuve continuait alors sa course vers l'ouest et retrouvait le Secondaire à proximité de Rimogne.

Nous étudierons successivement l'ancien tracé de la Semois, puis celui de la Meuse, afin de décrire un à un, les faits favorables à cette interprétation.

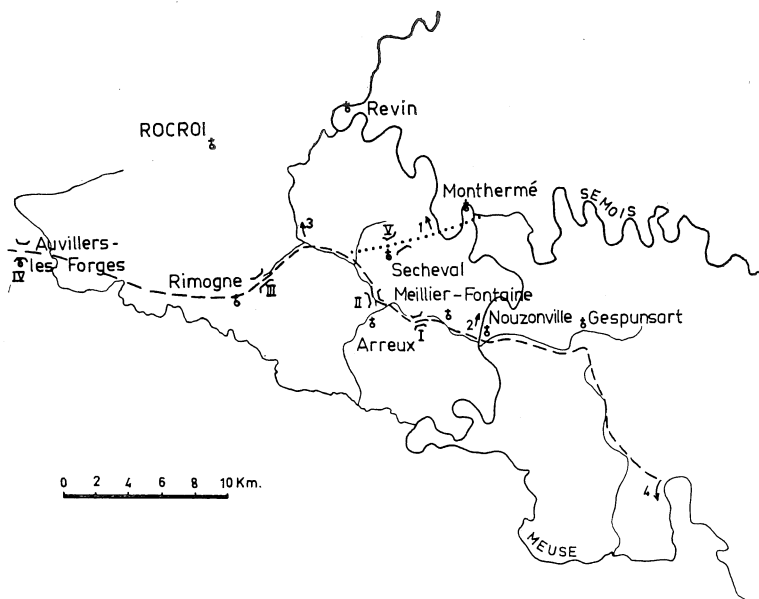


FIG. 17. — Les tracés de la Semois et de la Meuse avant et après capture.

2. — LA CAPTURE DE LA SEMOIS PRÈS DE DEVILLE.

Dans le prolongement de la vallée de la Semois, à 4 km à l'W de Monthermé, soit à 3 km au SW de Deville, existe un col très large qui s'ouvre à 305 m, entre des sommets situés à 402 et à 380 m. Ce col sépare à l'W la dépression de Sécheval et à l'est la vallée du ruisseau de Mauby, petit affluent de la Meuse. La largeur de ce col est proche de 2 km, et sur toute cette distance l'altitude se maintient entre 305 et 320 m. Cette uniformité s'explique difficilement si ce col provient simplement de l'érosion régressive des petits cours d'eau situés de part et d'autre. Elle est par contre normale si l'on admet que la Semois est passée ici. Nous avons en effet montré plus haut, qu'à une altitude semblable

cette rivière était encore peu encaissée et décrivait de grands méandres N-S, comparables à ceux que nous retrouvons aujourd'hui. Il est vraisemblable que le col actuel correspond à cette large zone où s'inscrivait les méandres.

Nous avons recherché en vain sur ce col des restes d'alluvions anciennes. Des témoins en subsistent peut-être, que nous n'avons pas observés en raison de la forêt dense qui recouvre la région. Nous avons cependant trouvé à la sonde quelques cm de sable à la cote 320 m. Une étude morphoscopique a montré que les grains en sont entièrement non usés. Vraisemblablement, il s'agissait là d'un grès ou d'un quartzite très altéré, qui correspond à l'importante décomposition chimique du substratum qui a été observée à proximité.

Les surfaces les plus planes de ce col sont situées vers 310 m. Cette cote doit indiquer, à peu de chose près, l'altitude de la Semois au moment de son déversement vers le N. Nous trouvons une confirmation de cette valeur dans l'altitude des terrasses tout à fait supérieures de la Semois que nous avons décrites à Membre (328 m) et à Botassart (339 m). Le profil longitudinal de cette très haute terrasse se raccorde, en effet, exactement à l'altitude, du col que nous venons de décrire. Ces alluvions anciennes sont donc immédiatement antérieures à la capture ; elles sont les témoins de la plaine alluviale de cette rivière avant son encaissement. Il est donc normal, que cette très haute terrasse de la Semois soit nettement en contre-haut de tous les lambeaux de la Meuse, puisque celle-ci ne passait pas à Monthermé à cette époque. Quant à l'importante reprise d'érosion de la Semois dont nous avons décrit les traces en Lorraine belge au début de ce chapitre, elle provient évidemment de l'encaissement postérieur à la capture.

Le problème de la dépression de Sécheval, par où s'écoulait la Semois sera abordé plus loin. Contentons-nous de noter maintenant que le fond de cette dépression est situé à 60 m en dessous du col dont il vient d'être question, et qu'une importante érosion postérieure à cette capture a donc eu lieu en cet endroit.

Nous pouvons donc résumer comme suit les arguments favorables à une capture de la Semois à Deville : 1. l'existence d'un col large de plus de 2 km, dont le sommet est uniforme et qui se trouve dans le prolongement de la vallée de la Semois. — 2. La présence d'une très haute terrasse de la Semois, dont on ne trouve

aucun équivalent dans la vallée de la Meuse, et qui se raccorde à l'altitude du col sus-mentionné. — 3. Les traces d'une reprise d'érosion très violente de la Semois qui s'est produite à partir de ce niveau de terrasse (voir chapitre II) et qui a déterminé, comme vu plus haut, la création de la Semois lorraine.

3. — LA CAPTURE DE LA MEUSE A NOUZONVILLE.

Tous les auteurs qui se sont intéressés au problème de la capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Namur, ont localisé ce phénomène à Mézières. Il est pourtant bien établi que avant la capture de la Meuse par la Bar (NORDON, 1928 ; BLACHE, 1943 ; MACAR, 1945 ; PISSART, 1960) le fleuve empruntait la vallée morte qui commence à Vrigne aux Bois, passe à Gespunsart et rejoint la vallée actuelle de la Meuse à Nouzonville. Le phénomène de capture a donc dû se produire à l'emplacement de cette dernière ville, où remarquons-le, le brusque changement de direction entre la vallée morte de Gespunsart et le cours actuel peut être interprété comme un coude de capture.

Le fleuve continuait donc en cet endroit, son chemin est-ouest et (voir fig. 17), il suivait le tracé actuel du ruisseau de Meillier-Fontaine, jusqu'à un col situé à 1500 m à WSW de ce village et qui se trouve à une altitude de 292 m. Par là, il arrivait dans la vallée du ruisseau d'Arreux qu'il abandonnait au N de ce village, pour arriver par le col du Chêne de Narcy, à l'emplacement de l'actuelle dépression de Sécheval. Il parcourait cette dernière dans toute sa longueur pour retrouver le Secondaire à proximité de Rimogne.

Nous décrirons successivement au fur et à mesure de notre progression vers l'ouest, les indices favorables à notre thèse qui jalonnent cet ancien tracé. Aussi soulignons tout d'abord le problème du méandre recoupé de Nouzonville.

a) *Le méandre de Nouzonville* (voir fig. 18).

Nous avons montré (PISSART, 1960, p. 124) que ce méandre était un méandre recoupé de la Bar et non de la Meuse ainsi que le pensait M. RIGAUX en 1933 (p. 110). Il est à tout le moins étrange que l'ancienne Bar dont le cours était quasi rectiligne depuis son entrée dans le Paléozoïque décrive à proximité immédiate de sa confluence avec la Meuse, un méandre de rayon extrêmement

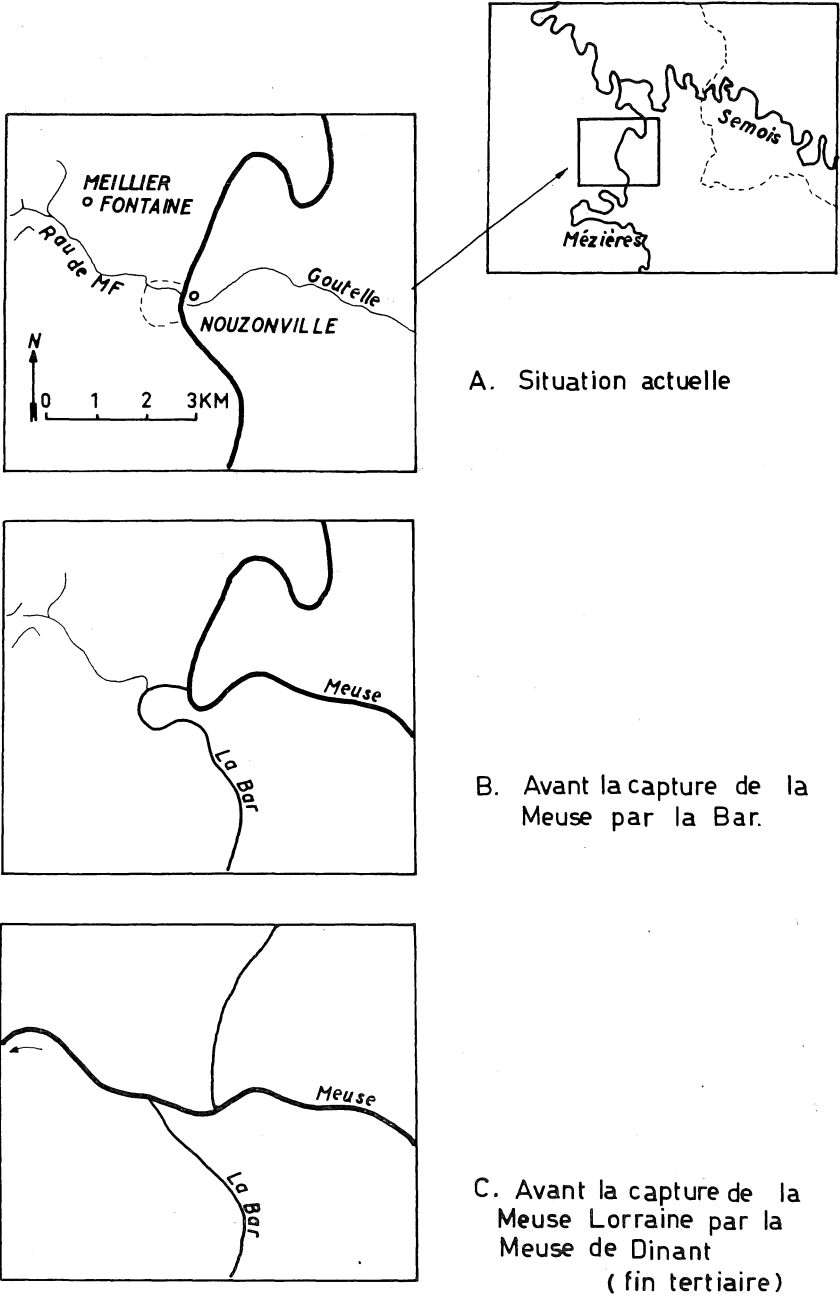


FIG. 18. — Le méandre recoupé de Nouzonville.

réduit. L'existence de cette sinuosité, sa localisation pose un problème qui n'a jamais été abordé. Il peut se résoudre cependant très simplement, si l'on admet que la Meuse se prolongeait autrefois vers l'ouest à l'emplacement actuel du ruisseau de Meillier-Fontaine et que la confluence Meuse-Bar était située quelques centaines de m à l'aval du point où la Meuse s'est déversée vers le N. Dans ce cas, comme le montre notre figure 18, peu après le déversement de la Meuse, la Bar a été à son tour détournée, en suivant en sens inverse le tracé de l'ancienne Meuse. Ce changement brusque de direction est à l'origine du méandre de Nouzon qui s'est seulement quelque peu élargi depuis sa formation.

b) *Le col de Meillier-Fontaine.*

La vallée du ruisseau de Meillier-Fontaine, suivant laquelle la Meuse devait s'écouler autrefois ne permet guère d'observation remarquable. Notons cependant que la largeur de cette vallée à l'altitude de 300 m reste constante et de l'ordre de 600 mètres dans tout le cours du ruisseau. A cette même altitude, cette vallée s'ouvre largement sur une autre vallée qui la relaie en direction de l'WNW : la vallée du ruisseau du Blanc Caillou. L'origine du col resterait douteuse, si un dépôt fluviatile ne venait indiquer l'agent qui l'a façonné.

Une sablière importante est en effet exploitée de part et d'autre de la route Monthermé-Charleville, vers l'altitude de 300 m. Cette exploitation est localisée 200 m au S de l'embranchement des routes vers Monthermé et vers Nouzonville, sur le versant du col de Meillier-Fontaine,

Le substratum paléozoïque sur lequel repose ce sable a été reconnu en quatre endroits, à des altitudes variant de 302 à 299 m. La base de ce dépôt est situé près de 10 m, au-dessus du col actuel (situé à plus de 290 m) où il n'existe aucun dépôt semblable.

Nous avons en effet, reconnu au moyen d'une série de sondages, que le Primaire affleure directement sous le sol superficiel. Cette observation a été confirmée lorsqu'en septembre 1959, une tranchée profonde de 1,50 m, ouverte pour permettre la pose d'une conduite de gaz de Monthermé à Charleville, nous a permis de voir le Paléozoïque tout le long du sentier qui parcourt le col du S au N.

Soulignons les faits remarquables observés dans cette exploitation :

1. L'épaisseur du dépôt sableux est considérable. Elle dépasse certainement 5 m, et si l'on en juge par la profondeur de l'excavation au centre de cette exploitation, elle serait même supérieure à 8 m.
2. La roche en place, visible à l'extrémité N de l'exploitation est constituée de phyllades très altérés. Il n'existe en cet endroit aucune interposition de cailloux entre le sable et le Paléozoïque. Au contact du substratum, le sable est de couleur noire, en raison vraisemblablement de la présence de sels de manganèse.
3. L'origine fluviatile de ces sables est attestée par la localisation du dépôt, et l'existence, à la partie supérieure du dépôt, de lentilles concordantes de débris rubéfiés de phyllades.
4. L'absence de lit de cailloux interstratifiés paraissait absolument surprenante. Après que P. MACAR nous ait indiqué qu'il en avait observés en 1931, nous avons entrepris de nouvelles recherches qui nous ont permis de les découvrir dans une partie de l'exploitation actuellement abandonnée. Les cailloux roulés découverts ont tous une origine ardennaise, et leur faible émoussé confirme d'ailleurs que ces matériaux n'ont pas subi un transport très considérable. Des mesures d'orientation et d'inclinaison des cailloux ont indiqué que l'écoulement devait avoir eu une direction E-W. Les mesures n'ont pu cependant être assez nombreuses pour fournir un résultat certain, en raison du peu d'étendue de la coupe visible. Nous avons toutefois trouvé une confirmation du sens de l'écoulement au moment du dépôt dans l'observation de lentilles stratifiées obliquement (voir fig. 20). Suivant VAN LECKWIJCK et MACAR (1949, p. M 53), une semblable disposition permet de préciser le sens de l'écoulement : il serait ici dirigé du NE vers le SW.

Une étude sédimentologique a permis d'apporter quelques précisions supplémentaires quant à l'origine du matériel de cette sablière. Nous allons exposer les résultats de l'étude de la morphoscopie des sables et ceux de l'analyse qualitative des minéraux denses. Quant à l'examen des cailloux eux-mêmes, il a été très



FIG. 19. — Sablière du col de Meillier-Fontaine.
Vue d'ensemble.

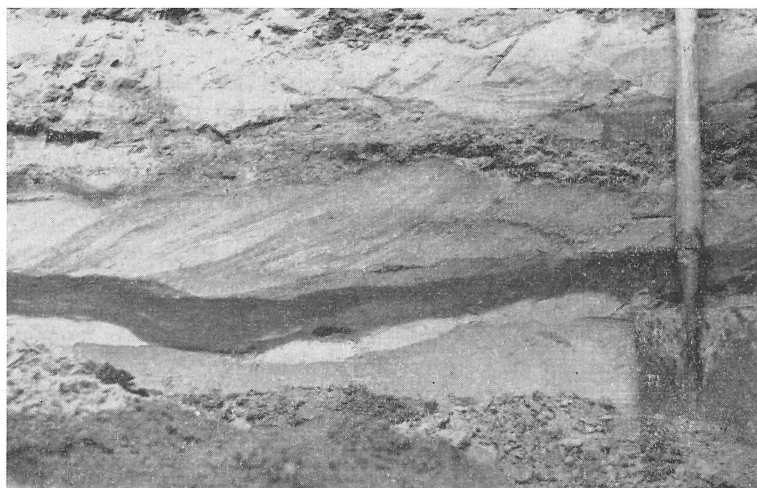


FIG. 20. — Sablière du col de Meillier-Fontaine.
Lentille stratifiée obliquement.

décevant, l'émoussé étant toujours très faible et la nature des éléments étant indéterminable avec précision en raison de leur altération.

Le graphique ci-contre (fig. 21) résume le résultat de l'analyse morphoscopique d'un échantillon de sable prélevé à 80 cm de profondeur, à l'emplacement du profil n° 3, c'est-à-dire à l'endroit où le dépôt comprend des cailloux roulés.

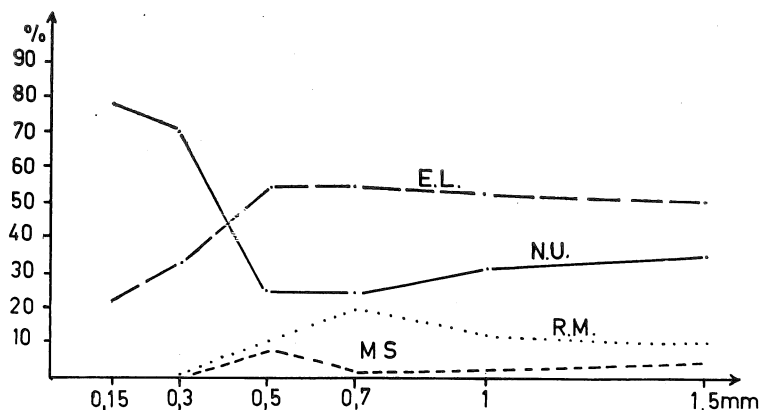


FIG. 21. — Analyse morphoscopique des sables du col de Meillier-Fontaine.

C'est le seul emplacement de la sablière où la taille des grains de sable dépasse 1,5 mm et où, de ce fait, nous avons pu tracer le graphique jusqu'à cette dimension. Ailleurs, le sable est souvent très fin : si certaines strates comprennent des grains de 1 mm, la dimension des éléments des couches voisines ne dépassent pas 0,7 mm, et même parfois 0,5 mm.

Ce graphique a été établi après comptage de 50 grains de chaque dimension. L'allure de la courbe paraît bien certaine car elle a été vérifiée par l'étude de six échantillons différents prélevés dans toute la sablière. Nous pensons donc que ce graphique peut être considéré comme caractéristique de l'entière de ce dépôt.

L'interprétation de cette courbe est aisée. Le pourcentage élevé (20-30 %) de grains émoussés luisants aux dimensions de 0,15 et 0,3 mm est la preuve du remaniement d'un sédiment marin. Nous trouvons d'ailleurs une preuve immédiate de ce remaniement dans la cimentation en une masse globuleuse luisante, de plusieurs de ces grains émoussés luisants.

Il faut en outre constater que le pourcentage d'émoussés luisants n'augmente pas pour des dimensions supérieures à 0,7 mm. Nous trouvons là, vraisemblablement, l'indice de l'apport de débris ardennais dont le faible façonnement est lié à l'origine locale.

L'étude de fractions denses prélevées en 5 endroits différents de la sablière a montré l'homogénéité du matériel de toute la sablière. Nous avons trouvé partout la même association : zircon, tourmaline, rutile, staurolithe, disthène, et opaques. Un seul grenat a été aperçu. Cette association minéralogique, par la présence à côté des ubiquistes de staurolithe et de disthène, confirme l'origine non ardennaise d'une partie au moins du sédiment.

En résumé, l'étude du col Meillier-Fontaine a donc montré :

- A. La présence d'un col, large de plus de 500 m à la cote 300 m, où prennent naissance deux ruisseaux, dont celui de Meillier-Fontaine qui vient se jeter dans la Meuse à Nouzonville. Ce col est dans le prolongement de la Meuse entre Gespunsart-Neufmanil-Nouzonville.
- B. L'existence sur ce col d'un dépôt fluviatile indubitable, mis en place par un courant d'eau allant d'est en ouest. L'importance des alluvions, la longueur des couches lenticulaires, tout cela indique un cours d'eau puissant. A cette altitude, ce cours d'eau ne pouvait arriver ici qu'en suivant le tracé actuel du ruisseau de Meillier-Fontaine jusqu'à Nouzonville, où passe la Meuse. C'est donc bien de ce fleuve qu'il s'agit.
- C. L'origine non uniquement ardennaise de ces alluvions. Celles-ci comprennent en effet des grains de sable qui témoignent d'une usure marine et qui ont été faiblement cimentés. La présence de staurolithe et de disthène vient d'ailleurs confirmer cette conclusion.

c) Le ruisseau du fond d'Arreux et le col du chêne de Nancy.

Après être passée à l'emplacement actuel du col de Meillier-Fontaine, la Meuse continuait sa course en direction de l'WNW, en suivant le tracé du ruisseau du Blanc Caillou, qui se dénomme, un peu en aval, le ruisseau du Fond d'Arreux.

Ici, nous n'avons trouvé aucun dépôt remarquable. Les rares cailloux très bien roulés que nous avons ramassés sur le versant N, là où le ruisseau du Fond d'Arreux change de direction, ne peuvent guère être retenus en faveur du passage du fleuve. Ils peuvent en effet provenir, soit du poudingue de base du Secondaire que nous avons observé 600 m au NE du Château d'Arreux, soit du poudingue gedinnien qui constitue la crête située immédiatement au S.

Il faut noter toutefois que l'orientation SE-NW de la partie supérieure du ruisseau du Fond d'Arreux est absolument aberrante sur le versant S de l'Ardenne, où les ruisseaux nés par simple érosion régressive, ont tous une orientation à peu près N-S. L'origine de ce tracé est donc différente, et elle s'explique, pour nous, par le fait que depuis le col de Meillier-Fontaine jusqu'au NE d'Arreux, il s'agit simplement d'un ancien tronçon de la Meuse qui a été capturé postérieurement au détournement du fleuve.

Nous trouvons d'ailleurs une confirmation de cette façon de voir, et d'autre part, un nouvel argument en faveur de notre théorie dans l'existence d'une belle vallée morte qui s'ouvre sur le versant N du ruisseau du Fond d'Arreux et en prolonge le tracé aberrant. Cette vallée morte est située 1 km au NW de l'endroit où ce cours d'eau change d'orientation, soit 1600 m au N du village d'Arreux. Longue de près de 1 km et large d'environ 500 m, elle a une direction méridienne, et elle s'ouvre au N, dans la dépression de Sécheval. Elle n'est pas rectiligne mais dessine une courbe régulière bien marquée dont la convexité est tournée vers l'ouest. Le versant de rive concave est nettement le plus abrupt. La lithologie n'apporte aucune explication à l'existence de cette dépression qui recoupe perpendiculairement à la stratification, les roches très résistantes de la base du Dévonien.

Le passage d'un cours d'eau important en cet endroit ne fait aucun doute. La topographie indique en outre que le sens d'écoulement était dirigé du S vers le N. Il est en effet impossible d'expliquer autrement la localisation du sommet du col actuel de cette vallée morte, sommet qui est situé à son extrémité S, beaucoup plus près du ruisseau d'Arreux profondément encaissé, que de la dépression de Sécheval dont l'altitude est plus élevée. (La cote 225 m se trouve à 800 m au S, et à 7 km au N par la dépression de Sécheval !)

L'altitude du point le plus élevé de cette vallée morte est de 279 m en un endroit situé 50 m au N du Chêne de Nancy. Malgré une fouille profonde de 2 m et un sondage de 4,50 m, nous n'avons retrouvé en cet endroit aucun dépôt fluviatile ⁽¹⁾. C'est également

(1) Ces travaux ont dévoilé, sur une épaisseur de 3 m, un limon brun englobant de nombreux débris de schistes. En dessous existe une argile bleue compacte où les cailloux sont très rares. En raison des difficultés de forage, la recherche a été arrêtée avant que le substratum ne soit atteint.

en vain que nous avons parcouru immédiatement au S, le versant raide dû à l'entaille du ruisseau d'Arreux. Nous n'y avons observé aucune trace d'un dépôt fluviatile ⁽¹⁾, ni aucun affleurement susceptible de nous éclairer sur l'altitude du substratum dans la vallée morte. Il apparaît en effet que tout ce versant est le siège de glissements en masses importants qui remanient probablement les dépôts argileux épais recoupés par notre sondage.

Rien ne nous permet donc de préciser l'altitude de l'abandon de cette vallée. Les dépôts que nous y avons reconnus sont des dépôts de solifluction nés, pour la partie inférieure du moins, de la désagrégation du Paléozoïque. Il y a donc, semble-t-il un certain remblaiement. Mais, d'autre part, postérieurement à la capture de la Meuse à Nouzonville, cette vallée a été empruntée par le cours d'eau long de 6 km qui suivait toujours la vallée morte. Par ailleurs le début de ce cours d'eau pouvait être plus important que nous le soupçonnons actuellement si, ce qui paraît hautement vraisemblable, il recevait des affluents du bassin parisien. Cette érosion fluviatile a pu donc abaisser sensiblement le fond de cette vallée morte, depuis la capture de Nouzonville, aussi, nous nous contenterons de noter, que le fleuve est passé en cet endroit à une altitude supérieure à 275 m.

d) *La dépression de Sécheval* (voir fig. 22 et 23).

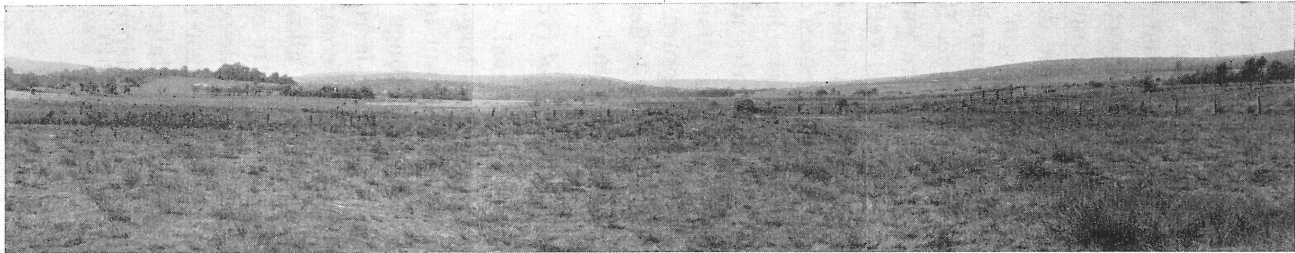
La dépression de Sécheval, située immédiatement à l'W du village de ce nom, est une large plaine, mollement vallonnée qui d'Est en Ouest s'étend sur une longueur de 3 km, et du N au S sur près de 2 km. Elle se prolonge vers l'W par un large couloir de près de 700 m drainé par le ruisseau du pont des Aulnes et le ruisseau du Pont Gilles. En comprenant ce large couloir, la dépression a une forme de poire, allongée d'E en W sur environ 7 km.

L'altitude du fond de cette cuvette varie, pour la partie située à l'Est de la confluence des deux ruisseaux, de 235 m à 255 m près de Sécheval, et de 235 m à 250 m pour la partie W, drainée par le ruisseau du Pont Gilles. Malgré sa situation à proximité de la limite du Secondaire, cette dépression est entièrement creusée dans le Paléozoïque. Elle entaille les roches primaires d'une centaine de

⁽¹⁾ Les nombreux cailloux roulés que l'on peut observer sur ce versant proviennent de la désagrégation du poudingue de base du Dévonien.



a) Vue générale d'E en W.



b) Le fond de la dépression vue vers l'W, 400 m au SW de Sècheval.

FIG. 22. — Photos de la dépression de Sècheval.

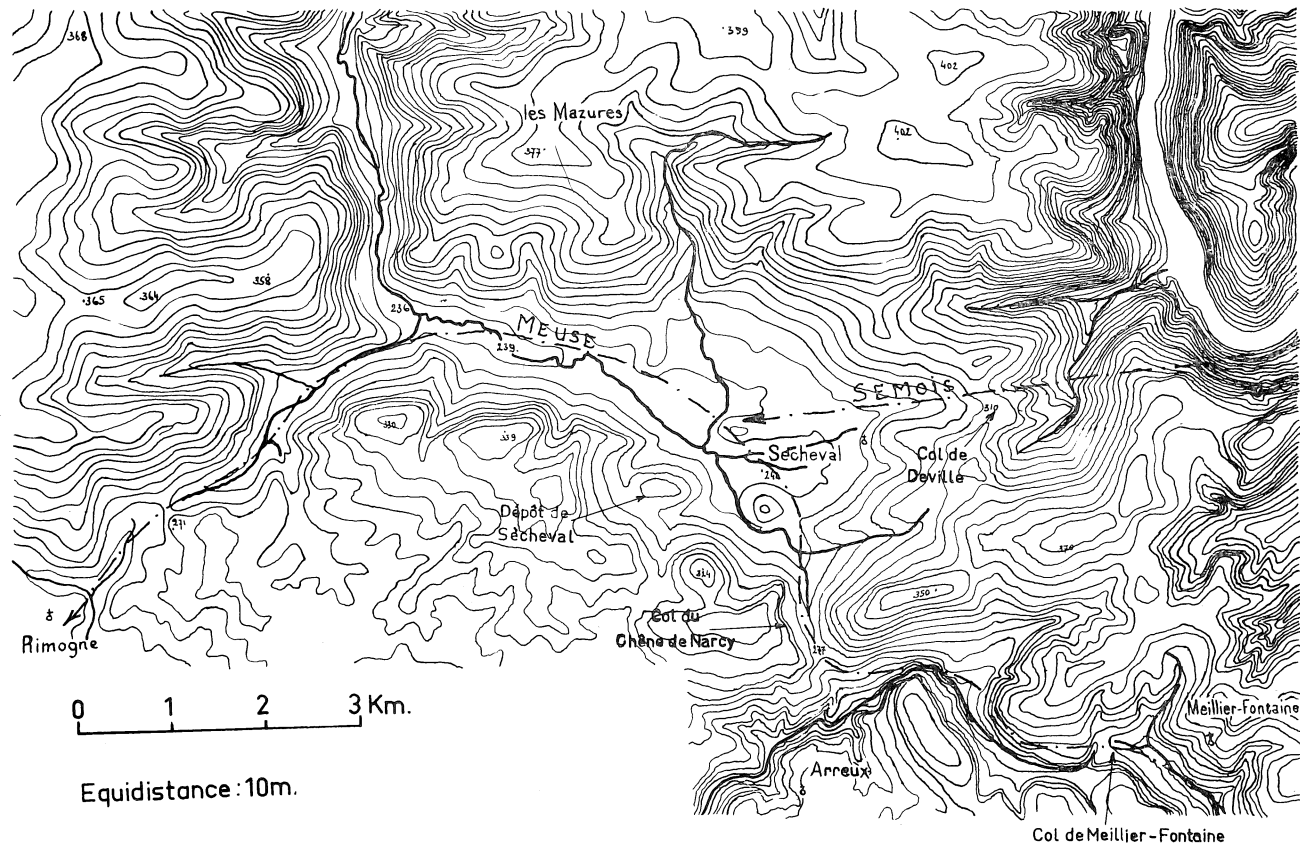


FIG. 23. — Carte de la dépression de Sècheval.
Equidistance des courbes de niveau : 10 m.

mètres si l'on en juge par les sommets situés immédiatement au S.

Le drainage de cette dépression s'effectue vers le N, par la vallée du ruisseau de Faulx qui se jette dans la Meuse à Revin. Il existe en outre trois cols donnant accès à cette dépression : Nous avons déjà longuement parlé des deux premiers que nous avons dénommés : le col de Deville (305 m) et la vallée morte du Chêne de Nancy (280 m) ; la troisième ouverture est située à l'extrémité SW, elle s'ouvre sur le Secondaire à 265 m au NE de Rimogne.

Un seul cours d'eau important vient se jeter dans cette dépression : le ruisseau du Grand Ravin, long de trois kilomètres et qui prend sa source près du village des Mazures.

Aucune dépression comparable n'existe ailleurs dans le massif cambrien de Rocroi.

Cette dépression a été signalée pour la première fois par Ch. STEVENS (en 1922, p. 31). Cet auteur l'interprétait comme un tronçon de la vallée de la Semois, au moment où cette rivière, avant la capture de Monthermé, s'écoulait encore vers l'ouest. Ainsi que nous l'avons écrit plus haut, H. BAULIG (1926, p. 231) a présenté une objection à cette manière de voir : le fond de la dépression est situé 60 m en contrebas du col par où a dû passer la Semois ; par conséquent, un autre processus que l'érosion fluviale est certainement intervenu. L'hypothèse avancée par Ch. STEVENS était donc incomplète et cet auteur l'a complètement abandonnée dans ses derniers articles (1946, p. 62 ; 1955, p. 113 ; 1959, p. 163) où il expose que la Semois se jetait primitivement à Monthermé dans un cours d'eau N-S qui s'écoulait de Revin à Mézières.

Ainsi que nous l'avons montré p. 124 R. NORDON (1928) voyait dans cette dépression une ancienne vallée de la Meuse avant la réalisation d'une capture par tangence à Monthermé. L'objection de H. BAULIG que nous venons de résumer, réfute également cette théorie. Une autre hypothèse a par ailleurs été défendue par RAULIN (1951, p. 86). Il interprétait cette cuvette comme un véritable graben, limité par des failles verticales.

Ch. CHRISTIANS, qui a étudié ce problème dans le cadre d'une thèse annexe de doctorat (inédiée, présentée à l'Université de Liège en 1959) a estimé que rien ne démontrait une semblable théorie, et, a retenu seulement que cette dépression correspondait à des roches sans doute moins résistantes.

A. BESTEL s'est intéressé également à la cuvette de Sécheval

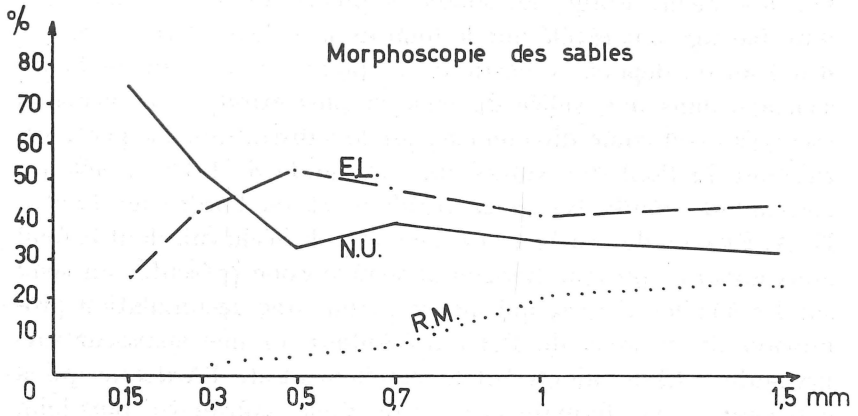
(1950, p. 47). Il a signalé qu'à la sortie de cette dépression, au lieu dit Vieille Forge, les sondages préalables à l'établissement d'un barrage ont révélé que le fond de la vallée est recouvert de 6 à 7 m de dépôts. A partir de ce point, le ruisseau de Faulx s'engage dans une vallée de plus en plus étroite, aux versants escarpés où il coule directement sur le substratum. La pente du ruisseau du Pont des Aulnes était jusque là de 1,6 ‰, celle du ruisseau de Faulx est assez régulière et de l'ordre de 12 ‰. Et A. BESTEL de conclure : « La cuvette de Sécheval, dont le fond nous apparaît presque horizontal semble donc présenter un seuil sur les Vieilles Forges, qui aurait permis une accumulation progressive du ruisseau du Pont des Aulnes sur une épaisseur surprenante. » C'est, ajoute-t-il le bombement de l'Ardenne qui a exhaussé le seuil fermant la cuvette. Voilà, affirme-t-il plus loin, un nouvel indice d'un bombement tectonique de la région !

Il faut remarquer que ce bombement n'explique en rien la cuvette de Sécheval elle-même, qui est une forme d'érosion ; elle justifierait seulement l'existence d'une accumulation qui est loin d'être prouvée. Et, d'autre part, si l'on admet une accumulation quelque peu importante, il en résulte que l'érosion préalable au remblaiement a dû être plus considérable que ne le montre la topographie actuelle. Le problème du déblaiement reste donc entier, et, dans cette hypothèse, il est encore plus difficile à résoudre.

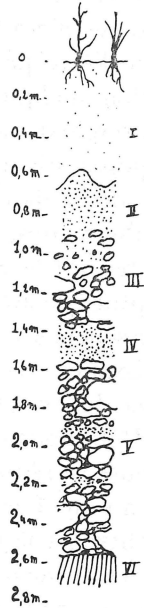
Pour nous, cette dépression a été façonnée tout d'abord par la Semois et la Meuse, puis par la Meuse seule, postérieurement à la capture de Monthermé, enfin par des processus de solifluction et de ruissellement périglaciaires identiques à ceux qui ont donné naissance aux niveaux d'aplanissement quaternaire et à la dépression de Focant en Famenne.

Détaillons chacune de ces phases : A l'origine, la Semois et la Meuse se réunissaient dans la dépression de Sécheval et, ces cours d'eau ont façonné ensemble, par des méandres dont il est vain de rechercher la trace, la première entaille jusqu'à 310 m. En dessous de cette altitude qui correspond à la capture de la Semois, la Meuse seule a continué de creuser. Elle a approfondi sa vallée jusqu'à une altitude inférieure à 300 m comme le prouve le dépôt du col de Meillier-Fontaine.

Après le détournement de la Meuse vers le N, la partie aval du cours d'eau, avec les affluents venant du S dont elle pouvait dis-



Profil de la gravière
(lire description ci-contre)



Vue générale de l'exploitation.

FIG. 24. — Le cailloutis de Sécheval.

poser, s'est encore écoulée par ici en contribuant au modelé de la région, au moins jusqu'à la cote 282 m. Nous avons en effet découvert sur le sommet 286, 2 m, à 2,200 km à l'WSW de Sécheval, un dépôt fluviatile incontestable dont nous allons donner une description complète (voir fig. 24).

Etude du cailloutis.

1. *Nature.* — Les éléments du cailloutis sont difficilement identifiables, en raison de l'altération chimique considérable qu'ils ont subie. Il s'agit toutefois uniquement de cailloux paléozoïques, sauf les éléments ferrugineux qui sont relativement fréquents. Ceux-ci ont généralement la taille de granules, mais nous avons trouvé un bloc ferrugineux compact dont la longueur dépassait 20 cm, et le poids approchait 20 kg. Ce bloc était composé essentiellement de limonite qui empâtait de minuscules grains de quartz, visibles en lame mince.
2. *Émoussé.* — L'éroussé des éléments de ce dépôt est généralement très faible. Des exceptions peuvent cependant être notées. Elles concernent, d'une part, les cailloux de phyllades plats, dont la moindre résistance a permis un façonnement très aisé ; d'autre part, certains gros cailloux de quartzite sont typiquement arrondis. Enfin, nous avons trouvé quelques dragées de quartz blanc.
3. *Granulométrie.* — Ce cailloutis est très hétérométrique et comprend des blocs dont la longueur dépasse 45 cm.
4. *Altération.* — L'altération de ce matériel est considérable. Certains blocs, entre autres des quartzites à cubes de pyrite (Revinien probablement) sont entièrement rubéfiés. De nombreux galets sont transformés en sable et la majorité des cailloux sont actuellement très fragiles.

Description du profil donné à la figure 24 :

- I. Limon brun très sableux, ne comprenant presque pas de cailloux : 60 cm.
- II Sable marbré rouge et brun : 30 cm.
- III. Cailloutis très hétérométrique comprenant des débris de phyllade aplatis et arrondis, des cailloux subanguleux de quartzite rouge et blanc dont la longueur atteint 20 cm, de très rares dragées de quartz blanc. Ce matériel est généralement très altéré : 50 cm.
- IV. Lentille de sable blanc : 10 cm.
- V. Cailloutis hétérométrique comprenant des cailloux arrondis de quartzite revinien dont la longueur dépasse 40 cm. Des lentilles de sable existent en certains endroits ; en d'autres le gravier est openwork : 100 cm.
- VI. Paléozoïque en place — Altitude 282 m.

5. Morphoscopie des sables (voir fig. 24).

Le pourcentage élevé de grains E.L. ⁽¹⁾ aux très petites dimensions (26 % à 0,15 mm — 46 % à 0,3 mm) est l'indice certain d'un façonnement marin. En effet, il est prouvé actuellement qu'aucune rivière n'est capable de donner à des grains de cette taille un émoussé considérable. Nous trouvons par ailleurs, une confirmation de cette manière de voir dans le fait que la très grande majorité de grains de cette dimension (60 à 70 %) présentent des angles arrondis et lisses, indépendamment de leur forme générale anguleuse.

Ces grains ont d'autre part subi une phase de cimentation postérieurement à l'acquisition de cet émoussé. Nous en trouvons la trace dans l'existence de certains grains, bien E.L., sur lesquels subsistent des placages irréguliers de quartz. Certains grains E.L. sont même collés ensemble en une masse globuleuse sur laquelle l'émoussé se répartit aussi bien dans les creux que sur les saillants.

La diminution du pourcentage de grains E.L. à partir de 0,5 mm, nous apporte la preuve que le sable de la dépression de Sécheval, n'a pas subi qu'un seul cycle sédimentaire puisque dans ce cas le pourcentage de grains E.L. devrait s'accroître normalement avec la taille. Le pourcentage élevé (22 %) de Ronds Mats à la dimension de 1 mm, est la trace d'actions éoliennes.

Nous sommes donc en présence ici d'un sédiment dont l'histoire est complexe. Il est composé pour une part importante de grains E.L. marins, remaniés après avoir subi une certaine cimentation. Il comprend en outre des grains R.M. façonnés par le vent, des grains M.S. et des N.U. dont l'origine peut être ardennaise.

6. Minéraux denses.

A côté des ubiquistes (zircon, tourmaline, rutile) ces sédiments comprennent des grains de disthène et de staurolithe. Association exactement semblable à celle qui a été découverte sur le col de Meillier-Fontaine, si l'on exclut la présence d'un seul grain d'Anatase. Ces minéraux indiquent une origine du matériel qui n'est pas uniquement ardennaise.

Au total, ce matériel est très semblable à celui de la sablière du col de Meillier-Fontaine. La morphoscopie des sables et l'analyse des minéraux denses ont donné des résultats identiques ; l'altération des cailloux est comparable.

Ce dépôt nous indique donc le passage dans la dépression de Sécheval à l'altitude de 282 m, d'un cours d'eau relativement important, si l'on en juge du moins par les dimensions des plus

⁽¹⁾ E.L. = émoussé luisant. R.M. = rond mat.
M.S. = mat sale. N.U. = non usé.

gros cailloux. Ces éléments ont tous une origine qui paraît locale et qui correspond au faible émoissé du matériel. Les très rares dragées de quartz proviennent, selon toute vraisemblance du poudingue de base du Secondaire que nous avons observé près d'Arreux. Le pourcentage élevé de grains E. L. aux petites dimensions, ainsi que la présence de grains de disthène et de staurolithe, prouvent par ailleurs l'apport de matériaux non paléozoïques. Il s'agissait donc d'un cours d'eau qui, après la capture de la Meuse à Nouzonville, s'écoulait depuis le col de Meillier-Fontaine, par le col du Chêne de Nancy, en recevant un certain nombre d'affluents du bassin parisien. Ce cours d'eau a certes pu jouer un rôle dans le façonnement de la dépression de Sécheval, mais il ne faut pas cependant en exagérer l'importance. Il est en effet impossible d'expliquer par cette érosion fluviale, la dépression actuelle dont le fond est 40 m en contrebas du dépôt que nous venons de décrire.

La question se pose donc d'identifier le processus d'érosion qui a modelé les 40 derniers mètres de cette dépression dans les phyllades et schistes du Devillien. Ce processus nous a laissé de larges pentes concaves ; il a respecté le dépôt fluviatile que nous venons de décrire et qui est maintenant au sommet d'une butte complètement isolée ; il est à l'origine de la topographie somme toute assez régulière du fond de la dépression ⁽¹⁾.

Pour nous, il ne fait aucun doute que c'est la solifluction (avec sans doute l'action du ruissellement) qui a élargi et approfondi l'ancienne vallée de la Meuse. Cet agent de transport en masse dont on retrouve de si nombreuses traces en Ardenne est, en effet, le seul agent d'érosion capable de modeler au Quaternaire de grandes surfaces planes. De nombreux exemples d'aplanissement modelé de la sorte ont été décrits dans notre pays depuis quelques années. Citons tout d'abord, les niveaux d'aplanissement quaternaire, dont les concavités se raccordent le plus souvent à des terrasses ; citons aussi la remarquable dépression de Fovant pour laquelle la même origine semble bien admise (SERET, 1957 ; Session extra-

(1) Signalons que c'est au cours de cette dernière phase du modelé de la dépression que s'est produit le dernier phénomène de capture : celui qui a détourné vers le N les eaux de la cuvette de Sécheval, qui jusque là, s'écoulaient vers le SW par le col de Rimogne. Ce phénomène de capture s'explique aisément étant donné que la distance Vieille-Forge-Revin, est 10 fois plus courte par le ruisseau de Faulx, que par l'ancien tracé Sormonne-Meuse de Mézières.

ordinaire des Sociétés belges de Géologie, 1957 ; Colloque international préwurm, 1959). Ici, dans la dépression de Sécheval les processus de solifluction n'ont pas abouti à un aplanissement aussi complet, sans doute à cause de la nature différente du substratum. Nous y retrouvons toutefois de larges concavités caractéristiques, et aussi, la conservation d'un dépôt fluviatile au sommet d'une butte dégagée par l'érosion ce qui est un autre indice de l'action de processus périglaciaires. J. TRICART a montré en effet que les graviers et les sables résistaient admirablement à la solifluction, en raison de l'absence de matrice argileuse ; ce sont eux qui ont protégé le mamelon 286,2 m de l'érosion, en donnant une forme somme toute classique (voir travaux Alexandre) de la morphologie périglaciaire.

Cette explication rend compte parfaitement de la topographie de la dépression, et elle permet, en outre, de justifier le profil longitudinal du cours d'eau qui, depuis les Mazures jusqu'à Revin, traverse la cuvette de Sécheval. Le ruisseau du Pont des Aulnes présente, en effet, à la traversée de la dépression une pente très faible, alors que en amont, le ruisseau du Grand Ravin et en aval, le ruisseau de Faulx ont une inclinaison beaucoup plus marquée (voir fig. 25). Comme le signalait A. BESTEL en 1950, il est étonnant de constater que c'est à l'endroit où le cours d'eau quitte la dépression que sa pente longitudinale augmente.

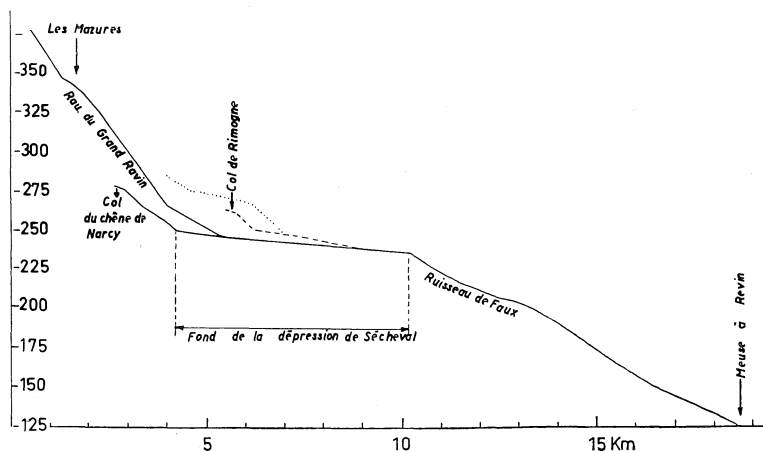


FIG. 25. — Profil longitudinal du vallon de Sécheval d'après les cartes au 1/20.000.

Il y a ici une ressemblance frappante avec le relief de certaines vallées des Hautes Fagnes. Celles de la Getz-Bach et la Statte entre autres, présentent de la même manière, un encaissement brutal, qui correspond au rétrécissement de la vallée à l'extrémité aval de coulées pierreuses dont l'origine périglaciaire est bien établie. Les observations que nous y avons faites et qui sont décrites ailleurs (PISSART, 1952), nous ont permis d'affirmer que la localisation de cet encaissement n'est pas due au simple hasard d'une érosion régressive arrivée à ce stade d'évolution, mais qu'elle correspond à un endroit où se compensaient les actions antagonistes de l'érosion verticale du ruisseau, et celle de la solifluction. En termes plus clairs, nous pensons que pendant les périodes froides du Quaternaire, l'apport de matériel solifluidal constamment renouvelé venait arrêter à l'endroit de l'encaissement actuel, l'érosion régressive du ruisseau. En amont, un ruissellement existait bien, mais son action était réduite par rapport à celle de la solifluction.

C'est un mécanisme identique à celui-là qui a limité la remontée de l'érosion verticale du ruisseau de Faulx dans la dépression de Sécheval. La pente actuelle du fond de la dépression, pour aussi faible qu'elle soit, devait permettre encore le déplacement de coulées de solifluction. Il ne peut être expliqué autrement que l'érosion régressive du ruisseau de Faulx se soit arrêtée à son entrée dans la cuvette de Sécheval, après avoir capturé le drainage de cette dépression, d'autant plus, que nous avons la preuve que postérieurement à cette capture de Vieille Forge, la dépression de Sécheval a continué à s'approfondir. Le renversement du drainage dans le ruisseau du Pont Gilles en est déjà un indice. L'importance de cette érosion est par ailleurs considérable si l'on en juge par le fait que le col actuel de Rimogne est environ 30 m au-dessus du point le plus bas de la cuvette de Sécheval.

Cette érosion périglaciaire a été facilitée par la nature du substratum. C'est lui qui est responsable de la forme en plan de la dépression. Bien entendu, ce matériel devillien, beaucoup plus cohérent que les schistes de la Famenne n'a été que très lentement désagrégé et transporté. Il faut remarquer à ce sujet que l'approfondissement par ce processus n'a été que de 40 m au cours de tout le Quaternaire (la capture de la Meuse à Nouzonville datant de la fin du

Tertiaire). L'existence d'une vallée morte au départ a évidemment favorisé le phénomène.

e) *Le col de Rimogne.*

C'est par cette extrémité SW de la dépression de Sécheval que s'écoulait autrefois la Meuse. L'altitude actuelle du col (265 m), situé à 2 km au NE de l'église de Rimogne ne représente toutefois pas le niveau auquel est passé la Meuse en cet endroit. Les dépôts du col de Meillier-Fontaine à 300 m, nous permettent de penser que, au moment de la capture, la Meuse se trouvait à une altitude voisine de 295 m. Une érosion postérieure, dont l'importance peut être chiffrée à environ 30 m, s'est donc exercée ici postérieurement à la capture de Nouzonville, sous l'influence de la solifluction et de l'écoulement du cours d'eau qui a succédé au fleuve.

En vue de préciser l'altitude à laquelle se trouve la roche en place à l'emplacement de ce col, un sondage a été effectué, sur son versant NE à l'altitude de 255 m. Il a traversé une épaisseur de 8 m d'argile compacte gris-bleu provenant de la décomposition du Paléozoïque sans que le substratum soit atteint. Celui-ci se trouve donc à une altitude inférieure à 247 m, et il y a donc, à l'emplacement même du col, un colmatage qui doit dépasser une dizaine de mètres. Pour nous, ce matériel provient, en partie du moins, de la dépression de Sécheval et a été apportée par la solifluction, au moment où le ruisseau de Faulx ne drainait pas encore cette dépression.

f) *Le col Sormonne-Oise.*

La Meuse continuant sa course vers l'ouest, devait s'écouler vers l'Oise. Nous n'en avons retrouvé aucune trace précise dans les terrains secondaires car l'érosion a été intense et a pu, mieux que partout ailleurs, effacer l'ancien tracé de la vallée. L'examen de la ligne de séparation des eaux, entre l'Oise et la Meuse, semble indiquer que le fleuve s'est écoulé entre Auvillers-les-Forges et Eteignères par le col de 275 m emprunté par le chemin de fer Hirson-Charleville.

La profonde tranchée de chemin de fer creusée en cet endroit est entièrement recouverte d'arbustes; les observations y sont impossibles. Toutefois en 1900, ce col a été étudié à la demande de G. DOLLFUSS. On a trouvé dans la tranchée du limon brunâtre

comprenant à la base, de nombreux cailloux : galets de quartzite, de quartz blanc à angles émoussés et un galet de silex. J. GOSSELET en 1907 (p. 345) rapporte ces faits et pense qu'on peut les expliquer sans avoir recours à un déplacement de la Meuse : « A 500 m au N de la tranchée d'Auvillers, et à un niveau plus élevé, il y a un banc de poudingue liasique rempli de galets de quartzite. De plus, près d'Auvillers et au SW de la tranchée, il y a des champs couverts de galets de silex et de blocs épars de grès contenant des galets. Ces galets et ces blocs proviennent d'une assise tertiaire démantelée. »

Nous avons retrouvé les galets et le poudingue dont il vient d'être question. Comme J. GOSSELET, nous ne pensons pas qu'un argument en faveur du passage de la Meuse en cet endroit, puisse être tiré de la présence de ces éléments. Rien ne permet d'affirmer cependant qu'un cours d'eau ne s'est pas écoulé ici, car, nous remarquons qu'en admettant une pente de 25 cm au km, la Meuse au moment où elle coulait à 300 m au col de Meillier-Fontaine, devait passer ici entre 290 et 295 m, soit à une altitude nettement supérieure au col actuel. La tranchée du chemin de fer qui est creusée à partir de 275 m, est en dessous du dépôt mosan possible, et il n'y a donc pas d'espoir d'en retrouver la trace.

g) *Le coude de capture de Revin.*

Qu'il nous soit permis en passant de dire deux mots du changement de direction de la Meuse à Revin, appelé par Ch. STEVENS dans ses dernières publications « le coude de capture de Revin ». Pour nous, ce changement de direction ne présente aucune signification particulière. Il n'existerait pas si le ruisseau de Faulx était arrivé le premier par érosion régressive à la cuvette de Sécheval, avant qu'un affluent de rive droite, la Meuse actuelle entre Revin et Monthermé, n'ait détourné la Semois, puis la Meuse.

4. — CONCLUSION.

a) *Synthèse des arguments.*

Rassemblons brièvement les principaux faits que nous venons d'exposer et qui peuvent uniquement s'expliquer par l'hypothèse de la capture de la Meuse à Nouzonville.

1. Le changement brusque de direction de la Meuse à Nouzonville. Changement qui existait avant la capture de la Meuse par la Bar, lorsque le fleuve empruntait encore la vallée de Gespunsart.
2. Le méandre aberrant que la Bar décrivait à Nouzonville.
3. La largeur du col de Meillier-Fontaine, situé dans le prolongement de la vallée de Gespunsart, où il existe un important dépôt fluviatile qui a été amené de l'est, donc de Nouzonville.
4. Le tracé aberrant du ruisseau du Blanc Caillou.
5. La belle vallée morte qui, au N d'Arreux, depuis le ruisseau dont nous venons de parler, rejoint la dépression de Sécheval (1).
6. Le dépôt de Sécheval dont la morphoscopie des sables et les minéraux denses ont montré l'origine secondaire.
7. L'existence de la dépression de Sécheval.
8. L'existence du col de Rimogne.
9. La concordance entre l'ancien tracé de la Meuse et les déformations de la pénéplaine posthercynienne (voir A. PISSART, Les surfaces d'érosion anciennes de l'Ardenne du SW, mémoire à paraître en 1961 dans *Ann. Soc. Géol. Belg.*).

Bien entendu, il nous manque une preuve absolument indiscutable. Mais, malgré cela, l'ensemble des faits décrits ci-dessus, ajouté, aux observations concordantes que nous avons rapportées dans les chapitres précédents et qui concernent les terrasses de la Meuse et de la Semois, nous paraissent ne laisser aucun doute sur l'existence des captures que nous venons de décrire.

b) *La capture de Nouzonville et les dépôts de Massinfour, Cons la Grandville et Raucourt.*

Il subsiste malgré tout une difficulté que nous n'avons pu résoudre entièrement et qui ne cesse d'être préoccupante. Elle apparaît lorsque l'on compare les 4 dépôts mosans tout à fait supérieurs de la bordure S de l'Ardenne.

(1) Le survol de la région en avion nous a permis de vérifier l'existence d'un large couloir qui relie la Meuse de Nouzonville à la dépression de Sécheval. Cette vallée morte est particulièrement bien visible en direction de l'est, lorsque l'on survole le col du Chêne de Narey.

1. Le dépôt du col de Meillier-Fontaine, antérieur à la capture et essentiellement sableux, avec intercalées, des couches de cailloux paléozoïques non roulés (altitude 300 m, voir p. 77).
2. Le dépôt de Massinfour (voir chapitre I, point 16, page 25), où nous avons retrouvé des sables et des cailloux très bien roulés avec de nombreuses dragées de quartz. Aucun kieseloolithe n'y a été découvert. De par sa position dans la vallée actuelle de la Meuse au N de Nouzonville, ce dépôt est postérieur à la capture (altitude 287 m).
3. Le dépôt à kieseloolithes de Cons la Grandville (voir chapitre I, point 10, p. 14). Ce gisement comprend un matériel semblable à celui de Massinfour avec en plus, des cailloux d'oolithes silicifiées. Observé uniquement sur un versant à 275 m, le gisement originel est en contre-haut mais nous n'avons pas su en préciser l'altitude. Ce dépôt est situé une dizaine de km en amont des deux gisements précédents.
4. Le gisement à kieseloolithes de Raucourt (voir chapitre I, point 0, page 12), situé 30 km en amont du précédent et à l'altitude de 300 m n'est également pas en place mais dans des poches de dissolution. Ce que nous en avons observé, en fait un gisement identique à celui de Cons la Grandville.

Il nous paraît certain que ces quatre gisements, en raison de leur localisation topographique (pour les deux premiers) et de leur composition (pour les deux seconds) sont bien des dépôts mosans, d'âge à peu près semblable. Pourquoi alors ne retrouvons-nous aucun caillou bien roulé, même de petite taille dans la sablière du col de Meillier-Fontaine ? Pourquoi, d'autre part, n'existe-t-il aucun kieseloolithe dans le dépôt de Massinfour, alors que dans le dépôt de Cons la Grandville qui ne se trouve guère plus bas, ils sont relativement nombreux ?

Cette différence a d'ailleurs été retrouvée par l'étude des minéraux denses. Alors que le gisement du col de Meillier-Fontaine, comprend à côté des ubiquistes uniquement des disthènes et des staurolithes, le dépôt de Massinfour ne montre que quelques andalousites, éléments que nous retrouvons par ailleurs, à Raucourt.

Nous possédons trop peu d'éléments pour pouvoir tirer des conclusions certaines ; cependant, on peut se demander si ces différences ne sont pas l'indice d'un accroissement brusque du

bassin de la Meuse, peu après la capture de Nouzonville. Ainsi s'expliquerait l'apparition des kieseloolithes et la disparition à Massinfour des staurolithes et des disthènes, noyées dans l'apport d'autres sédiments comprenant de l'andalousite.

c) Age et circonstances de la capture.

Ces captures sont trop anciennes pour que nous espérions en détailler le mécanisme et en exposer d'une manière précise les causes. Nous pouvons cependant rechercher dans quelles circonstances se sont produits ces phénomènes.

Deux observations nous permettent de préciser l'âge du déversement de la Meuse vers le N. Tout d'abord, l'altitude de la capture elle-même qui est voisine de celle des derniers niveaux d'aplanissement tertiaire. Ensuite, la constatation que cette capture est antérieure à la traînée mosane qui comprend de nombreux kieseloolithes apportés du bassin parisien. Or, ces dépôts qui avaient souvent été rangés dans le Pliocène, apparaissent maintenant, après les travaux de VAN LECKWIJCK et MACAR (1949) comme un sédiment du Quaternaire tout à fait inférieur.

La capture de la Meuse à Nouzonville s'est donc produite à la fin du Tertiaire. Or, comme l'a souligné A. RUTOT en 1897 (pp. 89 et 90), vers cette époque se place la transgression diestienne ⁽¹⁾. La mer a recouvert une bonne partie de la Moyenne Belgique et le rivage n'était plus très éloigné de Namur. Le basculement du sol qui a déterminé cette transgression, s'est vraisemblablement fait sentir loin au S et il a pu, par ailleurs, affecter quelque peu le massif ardennais. Les conditions étaient alors optima pour favoriser les captures de Monthermé et de Nouzonville, puisque la mer se trouvait au N, à une distance environ six fois plus courte que par les vallées de l'Oise et de la Seine.

Ch. STÉVENS (1938, p. 321) a invoqué comme argument ayant favorisé la capture, la localisation de la Meuse de Dinant dans un synclinal transversal important. Celui-ci apparaît nettement sur la carte géologique par le fait que les synclinaux carbonifères se soudent entre eux. Toutefois, comme l'a montré P. MACAR (1957, p. 339), il est hasardeux de voir dans la localisation du fleuve sur

⁽¹⁾ Actuellement considérée comme fin miocène.

cet accident géologique, l'indice d'un rejeu posthume du synclinal qui, en créant une zone déprimée, aurait favorisé l'érosion du fleuve. Une semblable hypothèse est possible, mais elle est loin d'être prouvée.

Par contre, le soulèvement épéirogénique quaternaire dont nous avons trouvé la trace entre Vireux et Dinant, paraît bien établi. Ce mouvement indique en tout cas, qu'au début du Quaternaire, cette région était plusieurs dizaines de mètres plus bas que maintenant.

Au cours d'un second mémoire, nous montrerons que sur le versant S de l'Ardenne, à l'endroit où la Meuse s'est écoulée vers le N, il existait également une flexure synclinale de la pénéplaine post-hercynienne exhumée, flexure qui a, selon toute vraisemblance, favorisé la pénétration de la Meuse dans le massif ardennais.

CONCLUSION GÉNÉRALE

La théorie de la capture de la Meuse, telle qu'elle était défendue avant nous par Ch. STÉVENS, laissait sceptique bien des personnes. En effet, les observations sur lesquelles il appuyait son argumentation étaient réduites, et paraissaient insuffisantes pour balayer les diverses objections qui lui étaient opposées. Plusieurs d'entre elles ont été formulées par P. FOURMARIER et P. MACAR, à la suite d'une communication de Ch. STÉVENS, à la tribune de notre société ; elles ont été publiées dans le bulletin de janvier 1955, à la suite du texte auquel il se rapporte.

La principale objection à cette hypothèse des captures réside dans la difficulté d'admettre qu'un cours d'eau ait pu s'étendre suffisamment par érosion régressive, au travers du massif cambrien de Rocroi, pour venir détourner la Semois à Monthermé et ensuite la Meuse à Nouzonville. Cette objection est cependant purement théorique, et nous pouvons lui opposer l'ensemble extrêmement cohérent de nos observations. Or les faits doivent emporter la conviction au détriment de la théorie, d'autant plus que si nous sommes convaincus que les phénomènes se sont produits comme nous l'avons décrit, il est toutefois possible et même vraisemblable que certaines causes extérieures ont pu en faciliter le mécanisme. Toutefois, en raison de l'ancienneté des phénomènes, on ne peut guère espérer les retrouver.

Nous pensons par contre, qu'aucun doute ne subsistera en ce qui concerne les phénomènes plus récents que nous avons décrits. C'est ainsi par exemple, que le soulèvement épéirogénique de Givet, les méandres recoupés de la Semois, et les caractéristiques diverses des terrasses nous paraissent bien établies.

L'ensemble permet de voir sous un jour nouveau l'histoire géomorphologique de la région étudiée. Nous en compléterons d'ailleurs l'image au cours d'un second mémoire ⁽¹⁾ qui s'occupera des niveaux d'aplanissement tertiaire et des surfaces d'érosion anciennes de l'Ardenne du SW.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDRE, J., 1956. — L'Ardenne Centrale et sa bordure septentrionale. Etude de Géomorphologie. Thèse de doctorat en Sciences Géographiques conservée à la bibliothèque de l'Université de Liège, 1956.
- ALEXANDRE, J., 1957. — Les terrasses des bassins supérieurs de l'Ourthe et de la Lesse. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. 80, pp. 317 à 332.
- ALEXANDRE, J., 1958. — Le modelé quaternaire de l'Ardenne Centrale. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. 81, pp. M 213-331.
- BAULIG, H., 1926. — Le relief de la Haute Belgique. *Ann. de Géogr.*, n° 195, t. 35, pp. 206 à 235.
- BAULIG, H., 1948. — Le problème des méandres. *Bull. Soc. belge d'Et. Géogr.*, n° 2.
- BELOTTE, E. Ch., 1936. — Remarques au sujet des méandres recoupés de la Semois et des ressauts qui les accompagnent. *Bull. Soc. belge d'Et. Géogr.*, t. VI, n° 1, pp. 67-75.
- BESTEL, A., 1949. — Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La cuvette d'Haulme et la plaine de Lumes. *Bull. Soc. Hist. Nat. Ardennes*, pp. 36 à 42.
- BESTEL, A., 1950. — La cuvette de Sècheval. *B. S. H. N. A.*, t. 40, p. 47.
- BLACHE, J., 1943. — Captures comparées. La vallée morte de la Bar et les cas voisins. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 31, fasc. 1, pp. 1 à 37.
- BRIQUET, A., 1908. — La pénéplaine du nord de la France. *Annales de Géographie*, t. 17, pp. 205 à 223.
- CHAPELLIER, A., 1957. — Nouvelles observations sur les niveaux de terrasse de la Vesdre. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 80, pp. 379 à 394.
- CLAIRBOIS, Anne-Marie, 1958. — L'évolution du cours de la Meuse entre Liège et Anseremme au cours du Quaternaire. Mémoire de Licence en Sciences Géographiques 1957-1958. Conservé à la bibliothèque de l'Université de Liège.
- CLAIRBOIS, A. M., 1959. — L'évolution de la Meuse entre Liège et Anseremme au cours du Quaternaire. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 82, pp. B 213-233.
- 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. — Etudes sur l'évolution des rivières belges. *Annales de la Soc. Géol. de Belg.*, t. 31, pp. M 261-M 500.
- DAVIS, W. M., 1895. — La Seine, la Meuse et la Moselle. *Ann. de géogr.*, t. 4, pp. 25-49.
- DE BÉTHUNE, P., 1946. — Réflexions sur le développement des méandres des rivières.

⁽¹⁾ Ce deuxième mémoire a été présenté à la Société Géologique de Belgique, lors de la séance du 6 mars 1961.

- Annales de la Société Scientifique de Bruxelles*, t. 60, 1940-1946. Série II. Sciences. Naturelles et médicales, Louvain, pp. 48 à 60.
- DE BÉTHUNE, P., 1957. — Le relief du Condroz. *Tijdschrift van het koninklijk nederlandsch Aardrijkskundig genootschap*, Deel 74, n° 3, Leiden, pp. 220 à 223.
- 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., 1894. — L'âge des formes topographiques. *Revue des questions scientifiques*, 2^e série, t. VI, p. 431.
- DE LA VALLÉE POUSSIN, Ch., 1875. — Considérations relatives à l'excavation de la vallée de la Meuse. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. III, p. IV.
- DE LA VALLÉE POUSSIN, Ch., 1885. — Comment la Meuse a pu traverser le terrain ardoisier de Rocroi. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. XII, p. 151, 1885-86.
- DELEPINE, G., 1924. — Pierre de Stonne, Cailloux de Beaumont et dépôt wealdiens sur la feuille de Mézières. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. 49, pp. 130 à 148.
- DETREY, R., 1953. — Excursion mycologique et géologique du 17 août 1952 : Neufmanil-Naux. *B. S. H. N. A.*, t. 42, pp. 38 à 43.
- D'OMALIUS D'HALLOY, 1842. — Coup d'œil sur la Géologie de la Belgique, Bruxelles, p. 3.
- D'OMALIUS D'HALLOY, 1868. — Abrégé de Géologie, 8^e édition, Bruxelles, 569 p.
- DOLFFUS, G., 1900. — Relations entre la structure géologique du bassin de Paris et son hydrographie. *Ann. de Géogr.*, t. IX, pp. 313 à 339.
- DOUXAMI, H., 1909. — Sur les alluvions des environs de Tournavaux (vallée de la Semoy). *Soc. Géol. du Nord*, n° 38, pp. 2 à 5.
- DUPONT, E., 1863. — *Bull. Soc. Géol. de France*, 2^e série, t. XX, pp. 94 et 101.
- DUPONT, E., 1872. — Congrès Intern. d'Anthr. et d'Archéol. préhist. C. R. de la 6^e session, Bruxelles, p. 122.
- DUPONT, E., 1872. — *Patria belgica*, t. I, pp. 56-57.
- DUPONT, E., 1893. — Exposé du mode de creusement de la Meuse dans J. WILLEMS : Compte rendu de la Sess. extraordinaire de 1893. *Bull. Soc. belge de géol.*, t. VII, pp. 346 à 353.
- EK, C., 1957. — Les terrasses de l'Ourthe et de l'Amblève inférieures. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 80, pp. 333 à 354.
- GOSSELET, J., 1888. — L'Ardenne.
- GOSSELET, J., 1890. — Deuxième note sur le caillou de Stonne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 18, p. 170.
- GOSSELET, J., 1907. — Quelques doutes sur les hypothèses émises au sujet des cours de la Meuse. *Soc. Géol. Nord*, t. 36, pp. 336 à 347.
- GULLENTOPS, F., 1948. — Remarque sur le recoupement des méandres encaissés. *Bull. de la classe des Sciences de l'Acad. royale de Belgique*, 5^e série, t. 34, pp. 943 à 946.
- HACKEN, M., 1948. — De Maasvallei Tussen Agimont en Namen. Morphologische Studie. Thèse inédite présentée à l'Université de Louvain. Aimablement communiquée par le Prof. DE BÉTHUNE.
- HOL, J. B. L., 1916. — Beitrag zur Hydrographie der Ardennen. *Jahresbericht des Frankfurter Vereins für Geographie*, pp. 1 à 160.
- HOL, J. B. L., 1938. — Das Problem der Talmaander. *Sonderabdruck aus der Zeitschrift für Geomorphologie*.
- HOUZEAU, J. C., 1854. — Essai d'une géographie physique de la Belgique au point de vue de l'histoire et de la description du globe, Bruxelles.
- HUFTY, 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.

- HUFTY, A., 1958. — Formes quaternaires dans le bassin de la Semois jurassique. *Annales Soc. Géol. Belg.*, t. 81, juin 58, pp. B 441 à B 455.
- JANNEL, M., 1881. — De la connexité de quelques dépôts déluvians avec le poudingue liasique dans les Ardennes. *Annales de la Société Géologique du Nord*, t. VIII, 1880-1881, pp. 227 à 231.
- JÉROME, A., 1922. — L'évolution du cours de la Semois. *Bull. Soc. belge de Géologie, Paléontologie et d'Hydrologie*, t. 32, pp. 3 à 17.
- LEFÈVRE, M. A., 1937. — Notice sur la carte oro-hydrographique de la Belgique à 1/500.000, Brepols, Turnhout, pp. 42 à 48.
- MACAR, P., 1931. — Observations sur des méandres recoupés de la Semois. *Ann. de la Soc. Géol. de Belgique*, Bull. n° 2, décembre 1931, t. 55, pp. B 43 à B 51.
- MACAR, P., 1934. — Nouvelles observations sur l'influence du recouplement des méandres sur le profil longitudinal des rivières. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, Bull. n° 5, février 1934, t. 57, pp. B 88 à B 98.
- MACAR, P., 1937. — Méandres recoupés et ressants correspondants du profil longitudinal des rivières. *Bull. Soc. belge. Etudes Géographiques*, t. VII, n° 1, pp. 36 à 54.
- MACAR, P., 1938. — Compte rendu de l'excursion consacrée à l'étude des terrasses de la Meuse entre Liège et l'Ubagsberg (Limbourg hollandais). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXI, pp. B 187 à B 217.
- MACAR, P., 1945. — Principes de géomorphologie normale, Vaillant-Carmanne, Liège, 303 p.
- MACAR, P., 1945. — La valeur comme moyen de corrélation des cailloux d'oolithe silicifiée et l'origine des graviers dits « Onx » des Hautes Fagnes. *Bull. Soc. belge de Géol., Paléontol. et Hydrologie*, t. LIV, fasc. 3, pp. 214 à 253.
- MACAR, P., 1945. — L'étrange capture de la Meuse par la Bar. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. LXVIII, pp. B 198 à B 213.
- MACAR, P., 1954. — Les terrasses fluviales et la Haute Belgique au Quaternaire. *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, pp. 591 à 606.
- 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.
- MACAR, P., 1957. — Résultats d'ensemble d'études récentes sur les terrasses fluviales et les formes d'érosion associées en Haute Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXX, pp. B 395 à B 412.
- MACAR, P., 1957. — Les rivières synclinales = tectonique active ou tectonique passive ? *Tijdschrift van het Koninklijk nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap*, Deel 74, n° 3, pp. 324-341.
- MONTEYNE, R., 1958. — Recherche sur le Lias inférieur du sud de la Belgique Thèse de doctorat en sciences géologiques et minéralogiques, présentée à l'Université libre de Bruxelles. Inédite, 1959, 641 pages, 3 tomes.
- MOUCHAMPS, L., 1932. — Les terrasses de la Meuse et de la Sambre. Etude de Géographie Physique. Thèse de doctorat en Sciences Géographiques. Inédit. Conservé au Séminaire de Géographie de l'Université de Liège.
- MOUCHAMPS, L., 1933. — Les terrasses de la Meuse et de la Sambre. *Annales de la Soc. Géologique de Belgique*, t. LVI, Bull. 7-8, avril-mai.
- NORDON, R., 1928. — Sur deux anciens cours de la Meuse ardennaise. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n° 23-24, avril-mai 1928, pp. 40 à 44.
- OOSTINGH, C. H., 1925. — Fluviatiele Afzettingen langs de Maas in België en Frankrijk. *Gedenboek R. Schuiling*, pp. 219 à 236.
- PISSART, A., 1952. — Recherches de traces de périglaciaire en Ardenne par l'étude d'accumulations pierreuses. Mémoire de Licence en Sciences Géogr. Année 1951-52. Conservé à l'Université de Liège.
- PISSART, A., 1953. — Les coulées pierreuses du plateau des Hautes Fagnes. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. 76, pp. 181 à 219.

- PISSART, A., 1959. — Premiers résultats de l'étude de la gravière de Cons-la-Grandville. Un nouveau gîte de kieseloolithes. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 82, pp. 257 à 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.
- RAULIN, 1951. — Etude morphologique de l'Ardenne et de sa bordure entre Mézières et Rocroi. Mémoire inédit soutenu à Lille en novembre 51 pour l'obtention du diplôme d'études supérieures de géographie, 162 pages.
- RIGAUX, M., 1933. — Observations sur un méandre recoupé de la Semoy à Thilay. *B. S. H. N. A.*, pp. 108 à 110.
- RIGO, M., 1935. — Etude des terrasses fluviales sur le versant S de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. 59, pp. n 1 à m 30.
- RIGO, Madeleine, sans date. — Etude des terrasses fluviales sur le versant sud de l'Ardenne. Thèse de doctorat en Sciences géographiques inédite et conservée à la bibliothèque de l'Université de Liège.
- ROMER, F., 1857. — Die jurassische Weserkette. *Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellschaft*, Bd. IX.
- RUTOT, A., 1897. — Les origines du Quaternaire de la Belgique. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XI, pp. 1 à 140.
- SERET, G., 1956. — Evolution morphologique quaternaire du bassin de la Lesse Inférieure. Mémoire de Licence en Sciences Géographiques (Liège, 1956) inédit et conservé à la bibliothèque de l'Université de Liège.
- SERET, G., 1957. — Les terrasses et les formes associées dans le bassin de la Lesse inférieure. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 80, pp. 355 à 378.
- STAINIER, 1894. — Le cours de la Meuse depuis l'ère tertiaire. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XIII, pp. 83 à 101.
- STEVENS, Ch., 1922. — Sur d'anciens tracés de rivières aux environs de Mézières. *Bull. Soc. belge de Géol., Paléontol., et d'Hydrol.*, t. 32, pp. 28 à 32.
- 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., 1942. — Sur quelques apparentes anomalies morphologiques du sol belge. *Bull. Soc. Géol. Pal. Hydrol.*, t. 51, pp. 51 à 61.
- STEVENS, Ch., 1945. — Le problème belge des kieseloolithes. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 54, pp. 52 à 68 et 178 à 184.
- STEVENS, Ch., 1946. — A propos des captures anciennes. *Ann. Soc. Scientifique Bruxelles*, t. 60, 1940-1946, Série II, pp. 62 à 68.
- STEVENS, Ch., 1947. — Le coude de capture de Revin. *Bull. Soc. Roy. belge de Géogr.*, t. 71, fasc. I-IV, p. 113.
- STEVENS, Ch., 1952. — Quelques considérations sur la géomorphologie ardennaise. *Bull. de la Soc. belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, t. LXI, pp. 267 à 271.
- STEVENS, Ch., 1953. — Une esquisse géomorphologique de la Haute Belgique. *Bull. de la Soc. Roy. belge de Géographie*, t. 77, fasc. III-IV, pp. 15 à 22.
- STEVENS, Ch., 1955. — I. Quelques aspects géomorphologiques de la Basse Semois — II. La surimposition mosane. *Annales de la Soc. Géol. de Belg.*, t. 79, pp. B 97 à B 100.
- STEVENS, Ch., 1955. — Le relation anciennes de la Meuse lorraine et de l'Oise. *Ann. Soc. Géologique de Belgique*, t. LXXVIII, pp. 111 à 119.
- STEVENS, Ch., 1959. — Observations concernant les lambeaux post-paléozoïque de l'Ardenne. *Bull. Soc. belge Géologie*, t. 68, fasc. 1, pp. 6 à 11.
- STEVENS, Ch., 1959. — Principes de Géomorphologie Ardennaise. *Bull. Soc. belge Géologie*, t. 68, fasc. 1, pp. 158 à 172.
- STRAHLER, A. H., 1946. — Elongate entrenched Meanders of Conoguinet Creek. *Pa. American Journal of Science*, t. 244, pp. 31 à 40.

- TRICART, J., 1949. — Les nappes alluviales de la Meuse. Feuille Stenay au 50.000^e. *Bull. des Serv. Carte Géologique France*, n° 226, t. 47, Béranger, Paris, pp. 11 à 18.
- TRICART, J., 1952. — La partie orientale du bassin de Paris. Etude morphologique. Société d'Édition d'Enseignement Supérieur, 96, boulevard St-Michel, Paris 5^e.
- TRICART, J., 1953. — Les alluvions anciennes de la Meuse sur la feuille de Stenay au 50.000^e. *Bulletin des services de la Carte géologique de France*, n° 239, t. 41, Paris, pp. 1 à 5.
- VIDAL DE LA BLACHE, J., 1908. — Etude sur la vallée lorraine de la Meuse. Thèse, Paris, Colin.
- WATERLOT, G., 1949. — Les alluvions de la Meuse et leur substratum dans l'Île-à-Bord et aux environs immédiats, commune de Chooz (Ardennes). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 69, pp. 198-206.
- VAN LECKWIJCK, W. et MACAR, P., 1949. — Phénomènes pseudo-tectoniques, la plupart d'origine périglaciaire, dans les dépôts sablo-graveleux dits « Onx » et les terrasses fluviales de la région liégeoise. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 73, pp. M 3 à M 78.

Rapports sur le mémoire de M. A. PISSART :

Les terrasses de la Meuse et de la Semois.

La capture de la Meuse Lorraine par la Meuse de Dinant.

Rapport de M. F. Gullentops, premier rapporteur

L'étude du mémoire de M. Pissart nous a procuré une réelle joie. La qualité des publications antérieures de l'auteur nous permettait d'ailleurs de le prévoir.

Son très grand mérite est incontestablement d'avoir mis à jour de nombreux faits inconnus. Parmi ceux-ci figurent surtout 180 lambeaux de terrasses dont moins d'un sixième étaient signalés. Leur situation topographique exacte est exemplaire et les quelques descriptions détaillées que l'auteur a estimé dignes d'être incorporées, sont démonstratives pour la qualité de ses observations. Regrettons seulement qu'une partie importante ne soit pas destinée à la publication. La même impression excellente se dégage des descriptions des méandres abandonnées de la Semois et des faits intéressant les différentes captures sur le versant lorrain de l'Ardenne.

Le plus grand mérite réside toutefois dans la forme exemplaire avec laquelle ces faits, si soigneusement rassemblés, ont été interprétés. C'est pas à pas que l'auteur édifie ses hypothèses et fait montre d'un esprit objectif, critique et indépendant. Pas un seul instant, je crois, il n'oublie le caractère provisoire de ses hypothèses. Jusque dans ses conclusions finales les interprétations prouvées sont nettement séparées des hypothèses non complètement démontrées. Nous en félicitons vivement l'auteur.

Ceci n'empêche que nous ne sommes pas complètement convaincus sur deux points. En ce qui concerne les terrasses nous aurions aimé parfois savoir plus précisément pourquoi certains lambeaux sont corrélés, comme par exemple le niveau 7 entre Vireux et Haybes. La contrepartie de 17 m sur 8 km qu'on observe ainsi est à la base d'importantes conclusions. L'auteur affirme lui-même avoir fait plusieurs essais de construction de profils longitudinaux des terrasses. Ceux qu'il a finalement adoptés sont-ils les seuls défendables ? D'autre part, comme il démontre en plusieurs points un important remblaiement, il eut été utile d'en marquer les épaisseurs sur les profils. Pourtant il n'admet pas de terrasses de remblaiement ; est-ce parce que il se rend compte qu'alors l'importance de la base des alluvions est considérablement réduite ?

Néanmoins l'auteur accepte leur caractère climatique tandis que dans la Semois ce seraient des terrasses de stabilité. Ceci ne fait que souligner les immenses difficultés que l'étude des terrasses procure aux chercheurs objectifs.

Les différentes captures dans le bassin de la Semois lorraine semblent fort probables et d'ailleurs nécessaires si l'on accepte le caractère subséquent de la Semois. Mais cet argument n'est pas employé par l'auteur qui considère, en effet, la Semois comme une rivière primitive — donc conséquente ? — dans son cours inférieur.

Quant à la question des captures de la Meuse et de la Semois ardennaise, l'enjeu est trop grand pour que nous soyons gagné complètement par l'explication ingénieuse fournie par l'auteur. Plusieurs doutes subsistent. Le coude de Revin n'a pas d'importance pour l'auteur, tandis que celui de Nouzonville serait capital. Ce dernier ne change toutefois nullement la direction générale NW du fleuve et pourrait n'être qu'un simple méandre. L'analyse des sédiments retrouvés n'est également pas concluante et a d'ailleurs embarrassé l'auteur lui-même. En tout cas, si l'hypothèse de la capture de la Meuse lorraine était gratuite jusqu'ici et donc n'enthousiasmait nullement la majorité des géographes, dorénavant personne ne pourra traiter de ce problème sans se référer à la magistrale analyse de M. Pissart.

Nous proposons donc la publication intégrale de ce mémoire dont on peut dire qu'il ne contient aucune phrase superflue.

Rapport de M. P. de Béthune, deuxième rapporteur

Divers auteurs, récemment encore Ch. Stevens, ont défendu avant M. Pissart la thèse de la capture de la Meuse de Mézières par celle de Dinant. Ces vues rentrent dans le cadre d'une théorie générale de l'origine des percées fluviales par érosion régressive, dont on trouve l'origine chez Löwl, qui a été reprise par Davis, en 1889, dans son interprétation des rivières et des vallées dans les Appalaches de Pennsylvanie, et est encore acceptée par certains auteurs, comme Ashley et Thompson, pour ces montagnes.

Il s'agit toutefois de vues assez anciennes qui sont en contradiction, comme l'a démontré Johnson, avec le développement doctrinal de la théorie davisienne. Les vues que ce savant géomorphologiste a développées sur la surimposition régionale du drainage sur le versant atlantique des Etats-Unis sont très proches de celles que Ch. de la Vallée Poussin avait déjà proposées en 1885 pour la Meuse, et que Cornet a reprises (sauf en ce qui concerne l'antécédence) au début de ce siècle.

Les vues de M. PISSART ne viennent donc pas s'inscrire dans le courant actuel des théories générales. Toutefois, M. PISSART apporte à l'appui de ses vues bien plus que l'observation des coudes de capture,

dont la valeur probante est toujours restée fort relative. Il base son raisonnement sur l'argument incomparablement plus solide d'un dépôt sédimentaire corrélatif du relief qu'il s'efforce de reconstituer. Ce sont là des faits auxquels les théories, quelles qu'elles soient, doivent se plier, et dont toute élaboration théorique devra adéquatement tenir compte dans l'avenir.

Je me joins donc volontiers au premier rapporteur pour estimer que les observations de M. PISSART présentent un très grand intérêt, et que l'on peut recommander sans réserves, à la Société Géologique, de les inclure dans ses mémoires.

Rapport de M. P. Macar, troisième rapporteur

Les deux premiers rapporteurs ont déjà insisté sur le fait que les conclusions avancées par M. PISSART dans son mémoire reposaient sur des observations minutieuses et sur des faits nouveaux et importants. J'ajouterai qu'un autre de ses mérites est d'avoir fait appel en général à plusieurs méthodes de recherche et d'avoir notamment combiné heureusement les procédés modernes de la sédimentologie avec l'étude des formes du terrain.

Certains résultats obtenus soulèveront sans doute des discussions.

Si la prolongation des terrasses distinguées à l'aval jusqu'à Mézières et le long de la Semois pouvait être, sinon attendue, du moins espérée, par contre les résultats des corrélations adoptées sont plus surprenants. Ils détruisent une idée bien ancrée, surtout depuis le travail de M. RIGO, celle de l'antécédence quaternaire de la Haute-Ardenne. Par contre, ils postulent plus à l'aval du bord nord de l'Ardenne jusqu'à Namur, un bombement épéirogénique analogue, précédé d'une zone de remblaiement. Les chiffres avancés pour la déformation (25 m, voire près du double pour les terrasses les plus anciennes) posent un problème car ni l'étude des niveaux d'aplanissement, ni celle des terrasses de la Lesse n'avaient fait supposer des déformations de cette ampleur.

Les nouveaux méandres recoupés découverts témoignent aussi de la minutie des observations. J'en avais soupçonné certains jadis, sans oser conclure à leur sujet. M. PISSART les a étudiés plus en détail et chez certains d'entre eux y a découvert quelques cailloux roulés vérifiant leur origine. Il doit en être félicité.

Mais le chapitre qui sans doute apparaît le plus en dehors des idées courantes est celui qui conclut à la capture de la Semois et de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. Comme noté par les deux autres rapporteurs, M. PISSART apporte à l'appui de ces vues, restées jusqu'ici assez théoriques, les résultats d'une étude détaillée du terrain, qui lui a fourni de très sérieux arguments. Je pense notamment que la vallée morte du Chêne de Narcy est une découverte importante, car elle indique nettement, à mon sens le passage en cet endroit d'une rivière d'une certaine taille.

Le principal argument avancé depuis longtemps contre l'hypothèse d'une capture par la Meuse de Dinant est que cette capture a dû se faire par une petite rivière à travers un important massif de roche dure, tandis qu'il paraissait bien plus simple, compte tenu des avancées des mers tertiaires jusqu'en Ardenne, d'admettre une Meuse unique développée par surimposition sur la couverture tertiaire et ayant notamment suivi le retrait du rivage après la dernière transgression (oligocène).

M. Stévens, reconnaissant cette difficulté (1), l'avait même tournée en supposant que la capture s'était faite à la surface de la « pénéplaine ardennaise ». M. PISSART ne l'élude pas, puisqu'il fait passer Meuse et Semois par des cols situés à quelque 75 à 100 m sous la surface du plateau de Rocroi. Tout en lui donnant raison quand il considère que les faits doivent l'emporter sur la théorie, je voudrais mentionner néanmoins une hypothèse qui, moins probable sans doute au premier abord sur le plan des faits, tournerait l'objection précédente. Elle suppose que seule la Meuse a été capturée quand elle coulait dans le Paléozoïque, la Semois ayant été déviée vers le N dès après la transgression oligocène. Dans ces conditions, la capture de la Meuse se serait faite à partir d'une rivière (Semois-Meuse de Dinant) assez importante, fixée par surimposition sur le substratum résistant. La capture de la Meuse de Mézières se serait faite par le col de Sécheval, que la Meuse aurait donc traversé un certain temps, ce qui expliquerait sa largeur inusitée. La Meuse aurait ensuite suivi son cours actuel.

Un inconvénient assez grave à cette hypothèse est que le col de Sécheval est plus élevé (de 20 m) que celui du Chêne de Nancy, alors qu'il était à l'aval et fut abandonné en même temps dans cette hypothèse. Il faudrait supposer, soit que le col de Sécheval a subi depuis un certain remblaiement, ou mieux que le Val du Chêne de Nancy a été au contraire abaissé par érosion. Comme un certain abaissement par érosion est admis par M. PISSART pour les cols de Rimogne et d'Auvillers, ces suppositions ne sont pas à rejeter sans examen.

Quoi qu'il en soit, l'hypothèse n'est qu'une variante de celle exposée par M. PISSART. Ce dernier apporte dans son mémoire une moisson de faits nouveaux et bien étudiés, à partir desquels il a échafaudé une théorie de l'évolution de la région qui est logique, encore que surprenante dans certaines de ses implications.

Aussi je me joins, cela va sans dire, aux autres rapporteurs pour proposer l'impression de son travail dans les Mémoires de la Société Géologique.

(1) Ch. STÉVENS. Les relations anciennes de la Meuse lorraine et de l'Oise. *A. S. G. B.*, t. 73, 1955- V., pp. B 113-114.