

## L'ORIGINE DE L'AXE SAMBRE-MEUSE<sup>1</sup>

Alain DEMOULIN<sup>2</sup>

(6 figures)

**RESUME.**- Les hypothèses anciennes expliquant la genèse du sillon sambro-mosan sont rapidement passées en revue. L'éventualité d'une origine évaporitique de ce sillon est ensuite envisagée. Le peu d'importance qu'ont probablement eu les anhydrites dinantiennes dans le bassin de Namur à l'est de Charleroi et les caractéristiques propres de l'axe Sambre-Meuse permettent d'écarter cette explication sans ambiguïté. L'hypothèse classique d'une accentuation posthume du synclinal de Namur paraît pour sa part incompatible avec le cadre tectonique régional au Néogène. Il est alors proposé de voir à l'origine du sillon sambro-mosan un trait structural néoformé au Miocène moyen: il correspondrait à un décrochement senestre prenant place entre le massif calédonien de Brabant et le domaine varisque ardennais.

**MOTS-CLES.**- morphologie structurale, évaporite, Belgique, Miocène, Sambre, Meuse.

**ABSTRACT.**- **The origin of the Sambre-Meuse axis.** The old hypotheses on the origin of the Sambre-Meuse furrow are rapidly reviewed. The eventuality of an evaporitic origin for this furrow is then considered, but the weak development of the Dinantian evaporites in the Namur basin, east of Charleroi, and the own features of the Sambre-Meuse axis enable us to reject this explanation unambiguously. As for the classical hypothesis of a recent rejuvenation of the Namur syncline, it seems incompatible with the Neogene regional tectonic framework. It is then proposed to see at the origin of the Sambre-Meuse furrow a structural feature formed during the middle Miocene: this feature would correspond to a sinistral shear motion between the Caledonian Brabant massif and the Variscan Ardenne domain.

**KEY-WORDS.**- structural morphology, evaporite, Belgium, Miocene, Sambre, Meuse.

### 1.- INTRODUCTION

L'objet premier de cet article consiste en la réfutation d'une hypothèse avancée par Delmer dans un texte resté inédit, où il propose de voir dans la dissolution d'évaporites dinantiennes une cause possible de l'établissement de l'axe Sambre-Meuse. Malheureusement, si cette hypothèse ne peut guère être soutenue, le manque d'observations concrètes se fait fort embarrassant lorsqu'il s'agit de proposer à la place une explication valable de cette énigme, que plusieurs générations de géologues et de géomorphologues n'ont pu encore résoudre. Les propositions n'ont pourtant pas manqué depuis le siècle dernier pour

expliquer l'installation de la Sambre et de la Meuse dans ce sillon correspondant au synclinal houiller de Namur, mais aucune n'est réellement satisfaisante.

Voici brièvement résumés les faits connus à ce jour relatifs à l'établissement du cours de la Meuse, et spécialement de la Meuse moyenne entre Namur et Liège dans le cas qui nous intéresse. Il faut souligner la grande part occupée par des conjectures dans l'histoire ainsi retracée, trop peu étayée par les faits d'observation. On suppose donc que, après le retrait de la mer tongrienne du Condroz et de l'Ardenne septentrionale (fig 1), un réseau conséquent au rivage oligocène (au rivage rupélien propose même de

1. Manuscrit reçu le 10.01.93; accepté le 19.04.93.

2. Laboratoire de Géomorphologie, Université de Liège, place du XX Août, 7 - 4000 Liège.

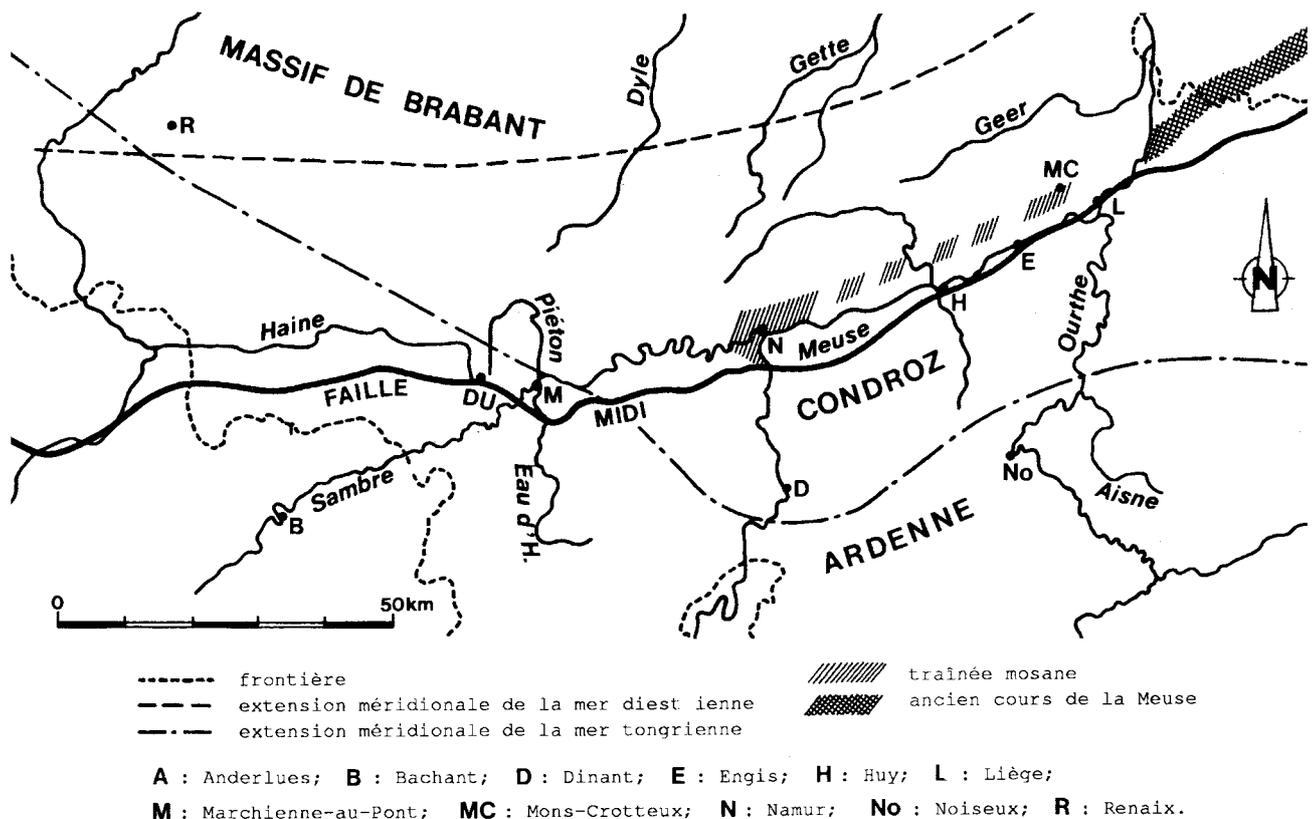


Fig. 1.- Situation du sillon sambro-mosan et limites méridionales des mers tongrienne et diestienne.

Heinzelin (1963) s'est établi sur ces régions, avec la naissance d'une série d'axes orientés grossièrement N-S; ces axes seraient encore actuellement représentés par le Hoyoux et la Méhaigne inférieure, la "Meuse de Dinant" et la Gette supérieure, l'Eau d'Heure, le Piéton et la Dyle supérieure (Cornet, 1899) ou, tout à fait à l'est, par l'Ourthe à partir du coude de Noiseux. Par conséquent, à l'Oligocène supérieur et au début du Miocène n'existaient du cours actuel de la Meuse que sa partie inférieure, entre Liège et le Limbourg néerlandais, et le tronçon méridien qui, remontant de Namur, incisait l'Ardenne en direction de Dinant. Quant à la Haute Meuse française, elle se dirigeait vers l'ONO, longeant le flanc sud du massif ardennais (Pissart, 1961, 1974) en direction des collines de Renaix, où elle a abandonné notamment des kieseloolithes (de Heinzelin, 1963). Du sillon mosan, à cette époque point de trace, de même que de la Sambre qui n'aurait été au plus qu'un ruisseau de peu de longueur descendant de l'ouest vers Namur. Ce n'est que dans le cours du Pliocène que les différents auteurs placent le développement de l'axe Sambre-Meuse à partir de Liège, avec le détournement successif vers l'est du Hoyoux, du Samson et enfin de la Meuse de Dinant (de Heinzelin, 1963, Pissart, 1974). Il est fort probable par ailleurs que cette capture de la Meuse de Dinant, qui a dû y induire une phase d'érosion régressive considérable, ait facilité en contrecoup la capture de la Haute Meuse française (Laurant, 1976).

## 2.- EXPLICATIONS ANCIENNES DE L'ORIGINE DU SILLON SAMBRO-MOSAN

Si le schéma résumé ci-dessus est généralement admis, les causes du développement de l'axe Sambre-Meuse au Pliocène sont par contre encore mal comprises. Lohest (1900) avait émis l'idée que le tronçon Namur-Liège de la Meuse se serait établi de façon conséquente au rivage du Chattien de l'est de la Belgique. Cette idée fut rapidement abandonnée dès qu'on supposa que les axes hydrographiques d'orientation SSE-NNO à SSO-NNE, qui recoupent le sillon mosan, étaient eux-mêmes conséquents à des rivages tertiaires, pour lesquels la mer diestienne est nommément citée (Laurant, 1976 - p 37), et ne furent scindés qu'ultérieurement par le collecteur mosan. Il y a là cependant confusion dans la chronologie des événements. En effet, on admet maintenant un âge tongrien pour les derniers dépôts marins abandonnés sur le Condroz et l'Ardenne, au sud de la Sambre et de la Meuse (Alexandre, 1976, Soyer, 1978, Demoulin, 1989). Par conséquent, dans ces régions qui n'ont plus été submergées à partir du Tongrien supérieur, tout comme en Hesbaye namuroise, le réseau conséquent SSE-NNO qui s'établit à l'Oligocène moyen n'exclut nullement la possibilité d'installation ultérieure (au Chattien par exemple) d'axes dirigés vers d'autres rivages, éventuellement situés à l'est de la Belgique. Dans cette hypothèse, l'orientation SSO-NNE des rivières brabançonnnes et hesbignonnnes, qui

est effectivement différente de la direction SSE-NNO des rivières au sud du sillon mosan (fig 1), indiquerait la mise en place uniquement au nord de ce sillon préexistant de cours conséquents à la mer diestienne en régression. Si, dans ce sens, l'idée de Lohest reste donc valable, elle est par contre invalidée par l'âge tongrien maintenant accordé aux sables tertiaires du nord de l'Ardenne, qui repousse fort loin au nord la ligne de rivage du Chattien, dont la disposition est en outre inconnue. Toutefois, on ne peut fondamentalement refuser cette éventualité de l'influence de mouvements régionaux de basculement qui auraient réglé au Néogène, outre le déplacement des lignes côtières, l'apparition d'axes hydrographiques dirigés vers l'ENE.

Une autre explication pour la genèse du sillon sambro-mosan a été proposée notamment par de Heinzelin (1963), qui y voyait le résultat d'une érosion différentielle: la Sambre et la Meuse de Namur à Liège seraient donc des rivières subséquentes dont le développement aurait été favorisé par les roches tendres qu'elles entaillent, à savoir les schistes houillers pour la Sambre entre Marchienne-au-Pont et Namur et pour la Meuse à l'amont de Liège, ou les schistes siluriens pour la Meuse entre Huy et Engis. Cependant, Macar (1957) a démontré l'inanité de cette assertion en soulignant que les plus anciennes terrasses conservées au long du tronçon Namur-Liège de la Meuse reposent non pas sur le socle paléozoïque mais bien sur sa couverture crétacique et oligocène: "le fleuve s'est donc formé sur cette couverture et, en conséquence, n'est pas originellement subséquent". De même, la Sambre s'est surimposée à partir d'une couverture crétacique et éocène (Laurant, 1976). Une troisième hypothèse, présentée par Lefèvre (1937) et restée sans écho, voyait dans le sillon mosan une dépression subséquent dont le tracé était originellement contrôlé par des formations crétaciques et tertiaires maintenant disparues.

Mais l'explication actuellement retenue pour l'établissement du sillon sambro-mosan est finalement celle que Cornet (1899) proposait dès la fin du siècle dernier. Pour lui, les rivières qui occupent ce sillon seraient des rivières transséquentes - transsécantes rectifie Macar (1957) - , c'est-à-dire des cours d'eau ayant pris naissance dans une ondulation synclinale postérieure à l'émersion de la région et à l'établissement du réseau hydrographique primitif (un cours transsécant peut ainsi être amené à recouper d'autres rivières). Cornet, et après lui Fourmarier (1926), Baulig (1926), Stevens (1938) ou encore Macar (1957), ont noté la concordance approximative depuis Marchienne-au-Pont jusqu'à Liège des cours de la Sambre et de la Meuse et de l'axe du synclinal houiller de Namur; ils en ont conclu que la formation de ce tronçon du réseau hydrographique résultait d'une accentuation miocène du synclinal de Namur.

La discussion de cette hypothèse sera développée ci-dessous, mais il convient d'abord de considérer la solution que laissent entrevoir la découverte récente d'importantes séries évaporitiques dinantiennes dans le bassin de Mons et l'interprétation nouvelle de la genèse des brèches calcaires viséennes des bassins de Namur et de Dinant. A la lumière de ces données récentes dont on ne peut nier l'importance considérable notamment dans la compréhension de l'évolution morphologique du bassin de la Haine, on doit en effet se demander si le sillon sambro-mosan ne pourrait devoir son origine à la dissolution d'évaporites dans le bassin de Namur. L'examen de cette hypothèse constitue l'essentiel de la présente note.

### 3.- EVAPORITES DINANTIENNES ET GENESE DU SILLON SAMBRE-MEUSE

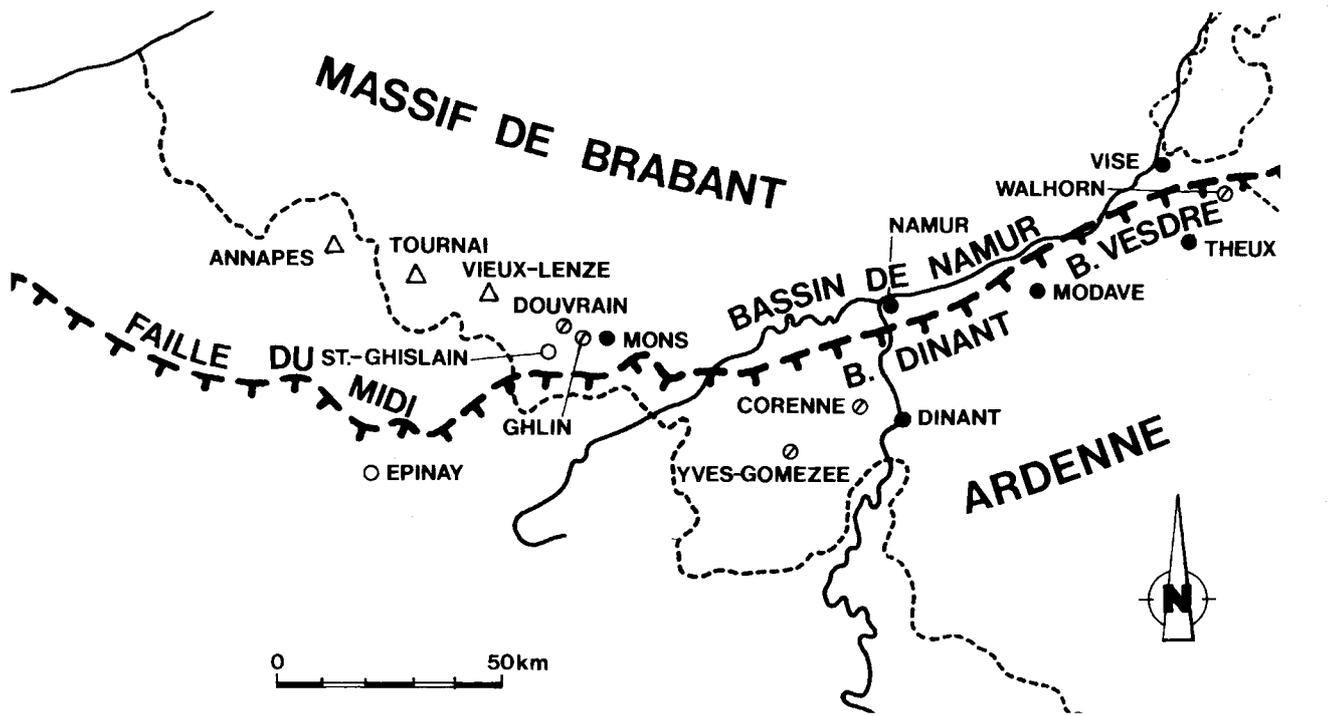
La considération du rôle éventuel d'une dissolution d'évaporites dinantiennes dans le développement du sillon morphologique dans lequel se logent la Sambre et la Meuse entre Marchienne-au-Pont et Liège requiert cependant de répondre à deux questions :

1. quelle est l'extension des bassins évaporitiques dévoniens et dinantiens et quelle puissance y atteignaient les formations évaporitiques?
2. quand se sont dissoutes ces masses d'anhydrite?

#### 3.1.- DISTRIBUTION DES EVAPORITES PRE-PERMIENNES DANS LE DOMAINE VARISQUE FRANCO-BELGE

Des dépôts anhydritiques épais sont connus dans le Givetien du nord-ouest du bassin de Namur, où les sondages de Tournai, Vieux-Leuze et Annapes (fig 2) les ont rencontrés dans des séries épaisses de 100 à 300 m (Coen-Aubert *et al.*, 1980; Rouchy *et al.*, 1986a). A Tournai, les niveaux de sulfates représentent 16 % de la série givetienne, soit correspondent à une puissance totale de l'ordre de 50 m (Préat et Rouchy, 1986). Mais c'est dans le Viséen du bassin de Mons que les masses anhydritiques les plus importantes ont été reconnues: le sondage de St-Ghislain (fig 2) y a recoupé 765 m d'anhydrite en deux masses distinctes (Groessens *et al.*, 1979). Cette découverte a ensuite été suivie de celle d'une masse d'évaporites épaisse de 900 m dans le Viséen du sondage d'Epinoy 1 (nord de la France), déformé sous la faille du Midi.

Ces observations ponctuelles ne permettent guère cependant de se figurer l'extension des bassins évaporitiques dévono-dinantiens, qui est bien plutôt déduite d'informations indirectes. Celles-ci sont de



△ : évaporites givetiennes    ○ : anhydrites viséennes    ◐ : brèches d'effondrement dinantiennes

Fig. 2.- Evaporites et brèches d'effondrement pré-permiennes: localisation des lieux cités dans le texte.

deux ordres et se rencontrent le plus souvent ensemble. Tout d'abord, les observations de pseudomorphoses d'anhydrite, soit siliceuses par remplacement précoce, soit carbonatées par remplissage des vides abandonnés par la dissolution de l'anhydrite (Rouchy, 1986), se sont multipliées ces dernières années. Elles concernent aussi bien le Givetien et le Frasnien que le Dinantien dans son ensemble, mais les pseudomorphoses d'évaporites sont particulièrement fréquentes dans le Viséen. On en retrouve alors dans toutes les unités du domaine varisque belge, qu'il s'agisse du bassin de Namur, de la nappe de Dinant ou du bassin de la Vesdre (Hennebert et Hance, 1980; Swennen et Viaene, 1986; Mamet *et al.*, 1986; Rouchy *et al.*, 1986b,...). La plupart du temps, les pseudomorphoses d'anhydrite sont associées à des brèches, dont la puissance peut mieux refléter l'importance des corps évaporitiques auxquels elles doivent leur existence. Depuis une quinzaine d'années, on a en effet pu montrer qu'une grande partie de ces brèches, auxquelles on avait attribué auparavant une origine tantôt sédimentaire (Bourguignon, 1951), tantôt tectonique (Pirlet, 1972), étaient des brèches d'effondrement résultant de la dissolution de couches évaporitiques (Mamet *et al.*, 1986; Swennen et Viaene, 1986; Rouchy *et al.*, 1986b; De Putter et Herbosch, 1990; Vogel *et al.*, 1990). A nouveau, ceci est vrai pour de nombreuses brèches depuis le Givetien jusqu'à la fin du Dinantien, mais surtout pour la Grande Brèche, qui appartient au Viséen (V2b - V3a) et est stratigraphiquement corrélée aux évaporites de St-Ghislain.

L'aire d'extension de la Grande Brèche est relativement vaste. Présente à l'affleurement sur le flanc nord du bassin de Mons, elle a également été rencontrée par les sondages profonds de Douvrain (Leclercq, 1980) et de Ghlin (Delmer *et al.*, 1982) dans le bassin lui-même (fig 2). A Douvrain, la brèche viséenne proprement dite est épaisse de 68 m au moins, et est surmontée par des calcaires encore localement bréchifiés. A Ghlin, le sondage s'est enfoncé dans un puits naturel où 800 m de Houiller, 75 m de Wealdien et 150 m de "meules" crétacées étaient bréchifiés. En déviation, une brèche calcaire polygène a été rencontrée dans le Viséen, mais le sondage n'a pu être poursuivi au-delà, de telle manière que son épaisseur reste inconnue. Dans le bassin de Namur, la Grande Brèche est bien représentée à l'ouest d'Andenne; à l'est d'Andenne, elle est beaucoup moins développée, et disparaît tout à fait, tout au moins en affleurement, à l'est de Huy (Mortelmans et Bourguignon, 1954). Le synclinorium de Dinant montre une répartition comparable: la Grande Brèche y est d'autant plus importante que l'on se trouve plus à l'ouest: à l'ouest de la Meuse ainsi que dans la région à l'est de Dinant, sa puissance est de l'ordre d'une trentaine de mètres (et localement plus: 110 m à Corenne - De Putter et Herbosch, 1990). Dans la bande d'Assesse, elle est puissante d'environ 15 m et au-delà de Modave et Clavier vers l'est elle disparaît complètement. Les massifs de Theux et de la Vesdre en sont dépourvus (Mortelmans et Bourguignon, 1954). A cette zonation est-ouest des puissances de la Grande Brèche se

superpose une zonation de ses variétés différant par la couleur: les brèches rouges occidentales font progressivement place à des brèches grises vers l'ENE (Bourguignon, 1951).

Si la Grande Brèche est absente de l'est du Condroz et du bassin de la Vesdre, on trouve par contre des brèches du Tournaisien supérieur dans la région de l'Ourthe et du Hoyoux, et d'autres datées du Viséen inférieur dans le bassin de la Vesdre (Swennen et Viaene, 1986). Elles sont cependant de moindre importance, n'atteignant qu'une douzaine de mètres dans le Viséen inférieur de Walhorn (Vogel *et al.*, 1990). Quant aux brèches givetiennes, elles se cantonnent surtout dans le nord des bassins de Namur et de Dinant, et sont absentes au sud de ce dernier (Préat et Rouchy, 1986).

En résumé, on constate que si divers épisodes évaporitiques ont pris place du Givétien au Viséen, seul celui du V2b-V3a (évaporites de St-Ghislain et Grande Brèche) est susceptible, par l'extension et la puissance des dépôts anhydritiques qu'il a permis, d'avoir exercé une influence morphologique sensible lors de leur dissolution. Ce bassin évaporitique semble avoir fonctionné au mieux dans sa partie occidentale, où l'anhydrite est accumulée sur plusieurs centaines de mètres, sans commune mesure avec ce que laissent supposer les épaisseurs de brèche plus à l'est. De toutes façons, à l'est de Huy, les brèches viséennes disparaissent rapidement ou ne correspondent plus qu'à des niveaux évaporitiques insignifiants: là se trouve approximativement la limite orientale du bassin évaporitique du Viséen moyen et supérieur.

### 3.2.- EPOQUES DE FORMATION DES BRECHES D'EFFONDREMENT

Dans les synclinoriums de Namur et de Dinant, ainsi que dans le bassin de la Vesdre, la dissolution des couches évaporitiques a généralement pris place assez rapidement, au contraire de ce que l'on observe dans le bassin de Mons. On constate ainsi parfois des épisodes de bréchification synsédimentaire, correspondant à des dissolutions locales de minces niveaux évaporitiques (Mamet *et al.*, 1986). Ailleurs, une phase d'émersion temporaire a pu permettre dissolution et bréchification, comme Poty (1982) le démontre pour des calcaires frasniens dans la région de Visé: la formation d'un brachyantoclinal au Famennien y a exondé les terrains frasniens qui, dès cette époque, ont été karstifiés et ont vu la disparition de leurs niveaux anhydritiques. Mais s'il n'est pas toujours possible de préciser à ce point l'époque de la bréchification, un certain nombre de travaux s'accordent cependant à penser que, à l'est du méridien de Namur, les couches évaporitiques du Dinantien étaient

dissoutes dès avant l'orogénèse hercynienne (Mamet *et al.*, 1986 -p 159; De Putter et Herbosch, 1990; Vogel *et al.*, 1990). Les indications au niveau des formations bréchiques pourraient en être la présence de fissurations cimentées par de la sparite équigranulaire limpide, d'origine météorique probable (De Putter et Herbosch, 1990 -p 255), elles-mêmes traversées, comme l'ensemble de la brèche, par des stylolithes de compaction, ou encore l'abondance des pseudomorphoses siliceuses, qui témoigneraient de processus précoces (Arnold et Guillou, 1980). La coloration rouge du ciment des brèches à l'ouest de la Meuse suggère également une certaine proximité des milieux subaériens continentaux, soit une dissolution précoce de l'anhydrite (correspondant généralement à des milieux intertidaux à supratidaux, et à un climat de type aride).

Toutefois, De Magnée *et al.* (1986), repris par Rouchy *et al.* (1986a), pensent que la dissolution des évaporites dinantiennes ne débute qu'avec l'érosion permienne et aurait engendré, outre les brèches, une série de particularités morphologiques du bassin de la Haine (puits naturels, failles circulaires, cuves et autres irrégularités de la base du Crétacé). Ces divers phénomènes indiqueraient la pérennité de la dissolution des anhydrites durant le Mésozoïque et le Cénozoïque jusqu'à maintenant. De même, Rouchy *et al.* (1986b), étudiant les sondages d'Yves Gomezée dans le synclinorium de Dinant (fig 2), déduisent de la présence de veinules calcitiques dans les blocs de la brèche, le "caractère nécessairement tardif de la bréchification qui est, au moins, postérieure à une phase de fracturation" et prendrait place selon eux après l'orogénèse hercynienne. Il semble cependant probable qu'à l'est de la Meuse une mise à l'affleurement assez rapide ait eu pour conséquence la dissolution totale des corps évaporitiques dinantiens avant la fin du Mésozoïque.

D'ailleurs, l'essentiel de l'argumentation en faveur d'une dissolution méso-cénozoïque des anhydrites viséennes, développée par Delmer dès 1977, repose sur des observations relatives au bassin de Mons. De plus, des divergences existent également à ce niveau car, si Delmer pense que la dissolution des évaporites s'est poursuivie plus ou moins continûment depuis le Permien jusqu'à maintenant, avec certes des phases d'activité plus intense, Dupuis et Vanduycke (1989) proposent pour leur part des phénomènes de karstification profonde dans le bassin de Mons, en relation avec la présence d'anhydrite, prenant place au Jurassique et au Crétacé mais se terminant pour l'essentiel au Wealdien. Cette hypothèse prend sa source dans des études microtectoniques du Crétacé du bassin de Mons effectuées par Vanduycke et Bergerat (1989). Elle associe la dissolution des masses d'anhydrite à un système hydrogéologique conditionné par les bas niveaux eustatiques pré-turonien

et à la mise à l'affleurement des calcaires dinantiens sur le flanc du massif de Brabant lorsque celui-ci se soulève au Jurassique (Van den Haute et Vercoutere, 1989).

La discussion de cette question sort cependant de notre propos, pour lequel il importe surtout de souligner combien, dans le problème de l'évolution des évaporites, le bassin de Mons s'individualise vis-à-vis des autres unités du domaine varisque belge. Cette individualisation résulte de la subsidence très active à laquelle est soumis ce bassin depuis le Dévonien, avec accumulation concomitante de séries dévono-carbonifères extrêmement importantes. Il se différencie dès lors du reste du synclinorium de Namur ou de celui de Dinant par l'épaisseur de ses dépôts évaporitiques, favorisés par la subsidence, et par l'absence d'épisodes favorables à leur dissolution précoce, au cours de la sédimentation ou en tout cas avant l'orogénèse hercynienne. C'est bien pourquoi la morphologie post-hercynienne du bassin de Mons sera tellement influencée par l'évolution des anhydrites viséennes alors qu'ailleurs celles-ci ne sont déjà plus qu'un souvenir.

### 3.3.- INDEPENDANCE DU SILLON SAMBRO-MOSAN VIS-A-VIS DES ANHYDRITES PRE-PERMIENNES

A la lumière des considérations générales développées ci-dessus sur l'extension des dépôts évaporitiques dévono-carbonifères et les époques de leur dissolution, il apparaît rapidement que le sillon morphologique sambro-mosan ne leur doit nullement son existence. Les observations suivantes permettent d'écarter cette hypothèse sans ambiguïté.

**3.3.1.-** Les brèches d'effondrement du bassin de Namur (où se loge le sillon sambro-mosan) ne font guère plus d'une trentaine de mètres d'épaisseur au maximum. En supposant un foisonnement de 67 % (De Magnée *et al.*, 1986) et une importance volumétrique de la matrice de la brèche de l'ordre de 40 %, cela correspond dans le meilleur des cas à une puissance d'évaporites d'environ 18 m et à un affaissement superficiel d'à peine 6 m lors de leur dissolution (fig 3). Cette estimation admet que :

1°) contrairement à ce qui se passe probablement souvent pour les schistes houillers, l'affaissement des calcaires dinantiens en réponse aux dissolutions d'évaporites ne se traduit pas par une déformation plastique mais par des effondrements du toit de cavités dont la hauteur peut éventuellement atteindre une dizaine de mètres. Les blocs de la brèche ne correspondent donc pas seulement aux intercalations calcaires des séries évaporitiques mais également à leur

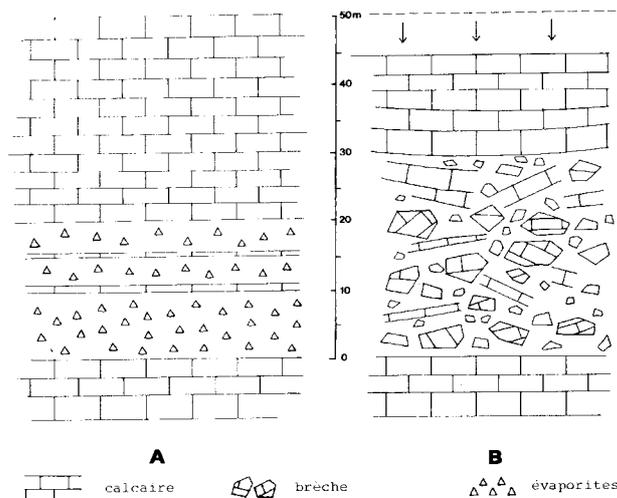


Fig. 3.- Développement de brèches d'effondrement suite à la dissolution d'évaporites.

toit effondré.

2°) les couches directement surincombantes aux évaporites absorbent très rapidement l'essentiel des effets de l'effondrement, ce qui semble généralement le cas; mais même si cette compensation du vide laissé par l'effondrement s'effectuait sur une épaisseur plus grande de surincombant (correspondant alors à un volume matriciel réduit pour la brèche), cela n'aurait d'autre signification qu'une puissance encore moindre pour les évaporites initiales.

Par ailleurs, les données chiffrées disponibles dans le bassin de Mons, quoique en partie liées au phénomène des puits naturels (Ghlin), se parallélisent parfaitement à l'estimation proposée ci-dessus: 700 m d'évaporites à St-Ghislain pour 950 m de Houiller et de Crétacé bréchifiés à Ghlin (Delmer *et al.*, 1982). Enfin, dans la partie orientale du bassin de Namur, à l'est d'Andenne, les brèches sont insignifiantes ou même tout à fait absentes des affleurements dinantiens. Cela rend extrêmement improbable la présence actuelle ou passée de puissantes évaporites ou de vides importants d'origine karstique sous le Houiller dans l'axe de ce bassin (quoiqu'à l'échelle locale, des grottes de bonne dimension aient pu y être observées dans le Viséen, à plusieurs centaines de m de profondeur, mais vraisemblablement en relation avec une zone de fracturation transversale - Harzé, 1903).

**3.3.2.-** Il est très probable que la plus grande partie des niveaux anhydritiques dinantiens du bassin de Namur, à l'est de Charleroi, aient été dissouts dès avant l'orogénèse hercynienne ou durant le Mésozoïque, alors que le sillon mosan n'a pu s'établir au plus tôt qu'à l'Oligocène, après le retrait de la mer tongrienne. En plus des caractéristiques des brèches elles-mêmes

mes, la précocité des dissolutions et le peu d'importance des niveaux d'évaporites viséennes dans cette région sont encore suggérés par le fait que les niveaux bréchifiés se limitent souvent aux couches relativement basses du Viséen supérieur (Mamet *et al.*, 1986).

**3.3.3.-** Dès lors que les traits et l'épaisseur des formations bréchiques des bassins de Namur et de Dinant sont tout à fait similaires, on s'expliquerait mal que dans le premier la dissolution des évaporites donne lieu au développement d'un axe morphologique majeur et dans le second ne laisse aucune trace dans la morphologie. Seule une dissolution précoce à Dinant et nettement plus tardive à hauteur de Namur pourrait justifier cette différence. Cependant, s'il devait y avoir une zonation des effets morphologiques de cette dissolution, elle se serait plutôt faite d'ouest en est, selon la distribution des épaisseurs d'évaporites (qui correspond elle-même à celle des puissances du Carbonifère, tout au moins dans le synclinal de Namur, ainsi qu'à la direction d'envoyage de ce dernier).

**3.3.4.-** On ne relève dans le bassin de Namur aucune trace d'une sédimentation méso-cénozoïque semblable à celle qui a comblé le bassin de la Haine du Crétacé à l'Eocène. De même, aucun phénomène du type des puits naturels ou des failles circulaires n'y a jamais été décrit.

**3.3.5.-** Si une dissolution importante d'évaporites avait eu lieu dans le bassin de Namur après l'Oligocène, les surfaces d'érosion élaborées au Mésozoïque et au Paléogène, qui s'étalent de la moyenne Belgique aux sommets de l'Ardenne, en auraient gardé des traces. Cela ne peut plus être vérifié sur une grande partie du sillon sambro-mosan, où la vallée incisée au Quaternaire a éliminé les témoins de ces surfaces d'érosion dans la bande d'influence des effondrements par dissolution. Toutefois, à l'OSO de Liège, ces surfaces sont conservées sous les dépôts, crétacés pour la plus ancienne et tongriens pour la plus jeune, de la région de Mons-Crotteux-St-Georges et nulle déformation synclinale ne s'y marque.

**3.3.6.-** L'axe morphologique sambro-mosan ne coïncide que sur une partie de son trajet avec le synclinal carbonifère de Namur. En amont de Marchienne-au-Pont, il s'écarte résolument du cœur du synclinal tout en se poursuivant pourtant de façon rectiligne sur 40 km jusqu'au-delà de la frontière française (fig 1). Par ailleurs, dans cette partie de son cours, la Sambre présente une direction d'écoulement oblique par rapport à la direction varisque, et donc aussi par rapport à la disposition d'éventuelles évaporites dinantiennes sous la faille du Midi. De plus, le sillon sambro-mosan est surtout bien marqué là où les rivières ont rencontré des roches tendres, à savoir les schistes houillers en amont de Namur, dans les-

quels la Sambre a développé une série de grands méandres, et les schistes siluriens que la Meuse a dégagé entre Huy et Engis! Par contre, la vallée mosane est fort étroite précisément là où le fleuve s'écoule sur le Dinantien, entre Namur et Andenne. Enfin, là où le synclinal de Namur n'est pas parcouru par la Sambre ou la Meuse, à savoir dans la région d'Anderlues qui sépare le bassin de la Sambre de celui de la Haine, il n'est nullement en dépression. On constate ainsi que l'axe sambro-mosan ne s'est pas logé dans un sillon préexistant correspondant au bassin de Namur, et ce quelle qu'en soit l'origine, mais bien plutôt que ces rivières ont créé ce sillon, d'autant plus facilement qu'elles y ont rencontré des roches peu résistantes à leur action érosive.

**3.3.7.-** La trace la plus ancienne de la Meuse que l'on connaisse entre Namur et Liège est reconstituée à l'aide d'une série de dépôts fluviaux formant ce qu'on a appelé la "traînée mosane", qui date approximativement du Pliocène. Or, cette trace se trouve environ 5 km au nord du cours actuel de la Meuse (fig 1), localement à l'aplomb du Famennien du flanc sud du massif de Brabant, ou même du Silurien de ce massif! C'est d'ailleurs dans cette position que la Meuse moyenne prolonge de la façon la plus parfaite l'axe rectiligne commencé par la Sambre à l'ouest (et qui, au début du Quaternaire, se prolongeait au NE au-delà de Liège, en direction de Simpelveld dans le Limbourg néerlandais). On ne peut donc absolument pas rapporter l'établissement du cours moyen de la Meuse, entre Namur et Liège, à des phénomènes karstiques concernant le Dinantien du cœur du synclinal de Namur.

#### 4.- TECTONIQUE CENOZOÏQUE ET GENESE DU SILLON SAMBRO-MOSAN

Comme il est clair qu'on ne peut admettre une origine évaporitique pour le sillon sambro-mosan, il nous faut revenir à l'hypothèse classique d'une accentuation posthume du synclinal de Namur. Cependant, cette explication souffre également de certaines des approximations évoquées ci-dessus. En effet, si une ondulation synclinale miocène correspondant au bassin de Namur devait être tenue pour responsable du développement de l'axe Sambre-Meuse, on s'expliquerait mal que celui-ci se prolonge très loin vers l'OSO en dehors et obliquement par rapport au bassin; de même, il est alors malaisé de comprendre la position de la Meuse pliocène, entre Namur et Liège, à plusieurs kilomètres au nord de l'axe du synclinal. Enfin, rappelons que les surfaces d'érosion tertiaires que l'on peut suivre de part et d'autre du sillon mosan ne montrent aucune trace de déformation synclinale (et encore moins d'ondulation anticlinale concomitante).

Cette hypothèse paraissant donc insuffisante, reconsidérons les divers éléments d'observation dont nous disposons. Ceux-ci seront ensuite replacés dans le cadre plus large de l'évolution morphologique et tectonique régionale au Néogène afin d'examiner les rapports qu'ils entretiennent avec ce cadre. On peut en tout cas assurer que :

1°) la dernière transgression marine qui, venant du nord, a submergé les régions au sud du sillon sambro-mosan date du Tongrien inférieur (Demoulin, 1989). Par la suite, l'avancée marine la plus importante vers le sud sera celle de la mer diestienne (Miocène supérieur), mais elle n'atteindra plus la zone occupée par l'axe Sambre-Meuse, s'arrêtant environ 25 km au nord de celui-ci (Ek et Ozer, 1976). Par conséquent, le réseau hydrographique primitif à l'origine du réseau actuel du Condroz, de l'Entre-Sambre-et-Meuse et de la Hesbaye namuroise s'établit dès le **Tongrien supérieur**. Il adopte une allure conséquente par rapport au rivage tongrien en régression et incise donc une série d'axes orientés SSE-NNO. Dès lors, tout événement survenant **à partir de l'Oligocène moyen** et susceptible de modifier ce réseau primitif au profit d'axes différents, par exemple du sillon Sambre-Meuse, doit être pris en considération.

2°) la trace la plus ancienne d'un cours continu de la Meuse entre Namur et Liège est constituée par la "traînée mosane". La caractéristique pétrographique principale des dépôts de la traînée mosane est la présence de kieseloolithes (Macar et Meunier, 1955), ce qui d'une part indique que dès cette époque la Meuse lorraine était détournée à travers le massif ardennais, mais surtout, par comparaison avec des niveaux rhénans similaires, permet de dater approximativement du Pliocène ces dépôts fluviaux (Macar, 1945, Alexandre et Kupper, 1976). En conséquence, le sillon mosan a dû se former entre l'Oligocène moyen et le Pliocène.

3°) les dépôts de la traînée mosane reposent fréquemment sur la couverture crétacique et oligocène conservée au nord de la Meuse: l'axe hydrographique Sambre-Meuse s'est donc établi sur cette couverture, ce qui exclut tout caractère subséquent au départ, mais indique encore qu'il s'est frayé son chemin au travers d'une morphologie peu accusée, élaborée dans des terrains meubles. Il est en effet fort probable qu'à cette époque la couverture sableuse oligocène du nord du Condroz était encore subcontinue.

4°) l'axe Sambre-Meuse, d'orientation OSO-ENE, est remarquablement rectiligne depuis Bachant, en France, sur la Sambre supérieure, jusqu'à Liège, c'est-à-dire sur une distance de l'ordre de 130 km. La reconstitution des niveaux de terrasses de la Meuse signale en outre que, jusqu'au début du Pléistocène,

l'axe mosan se poursuivait encore au-delà de Liège sur une quarantaine de km dans la même direction, la Meuse allant alors confluer avec le Rhin dans un vaste delta par-delà Sempelveld et Heerlen (Alexandre et Kupper, 1976). Par ailleurs, la rectilinéarité du sillon sambro-mosan est d'autant plus parfaite qu'on considère, entre Namur et Liège, le cours pliocène correspondant à la traînée mosane plutôt que le cours actuel de la Meuse. La rectitude de l'ensemble du sillon semble donc s'être quelque peu altérée au fil du temps par glissement du lit de la Meuse vers le SSE entre Namur et Liège: ce glissement a pu s'effectuer dès que la rivière a entaillé les schistes houillers, dans lesquels elle développa vraisemblablement des méandres allongés plus ou moins N-S, comparables à ceux que la Sambre déroule actuellement en amont de Namur; pour une raison quelconque, le recoupement de ces méandres se réalisa préférentiellement par leurs boucles méridionales, déplaçant finalement l'ensemble du cours vers le sud (on retrouve la même situation pour l'évolution récente de la Sambre, avec des méandres recoupés présents exclusivement au nord de la rivière). Il faut donc constater que l'axe Sambre-Meuse ne correspond que pour partie avec le bassin de Namur, et là encore ne s'y ajuste-t-il pas parfaitement, puisqu'au moins dans un stade précoce il se positionnait sur le flanc nord du synclinal, en bordure de la retombée du massif de Brabant. De même, on peut difficilement associer le sillon sambro-mosan à la bordure du massif ardennais (sensu lato) soulevé: non seulement la traînée mosane s'en détache nettement, mais encore la Sambre supérieure court obliquement sur le Famennien du massif lui-même. De plus, si le soulèvement récent de l'Ardenne est incontestable, il n'est cependant pas limité par une discontinuité brutale, tout au moins dans la région qui nous intéresse: les surfaces d'érosion paléogènes conservées de part et d'autre du sillon mosan y indiquent un simple basculement vers le nord, sans rupture tectonique à hauteur de la Meuse et sans incidence notable sur l'évolution morphologique de cette zone (fig 4).

5°) l'axe Sambre-Meuse, tout remarquable qu'il soit, n'est pas isolé, d'autres axes de même orientation existent de part et d'autre. Au sud, on trouve en Ardenne deux "linéaments" parallèles à la Meuse de Namur à Liège: d'une part, l'Ourthe moyenne en aval du coude de Noisieux, d'autre part le tronçon moyen de l'Aisne, relayé vers le NE par la Liègne inférieure. Le cours adopté par ces rivières peut cependant être partiellement expliqué par la présence de failles longitudinales entre Durbuy et Bomal pour l'Ourthe, ou de la faille de Mormont pour l'Aisne. Au nord de la Meuse, la Méhaigne moyenne et le Geer qui la prolonge à l'ENE dessinent également un axe OSO-ENE, long d'environ 60 km; celui-ci est imprimé dans la couverture crétacique et tertiaire de la Hesbaye et est donc tout à fait indépendant d'éventuelles structures paléo-

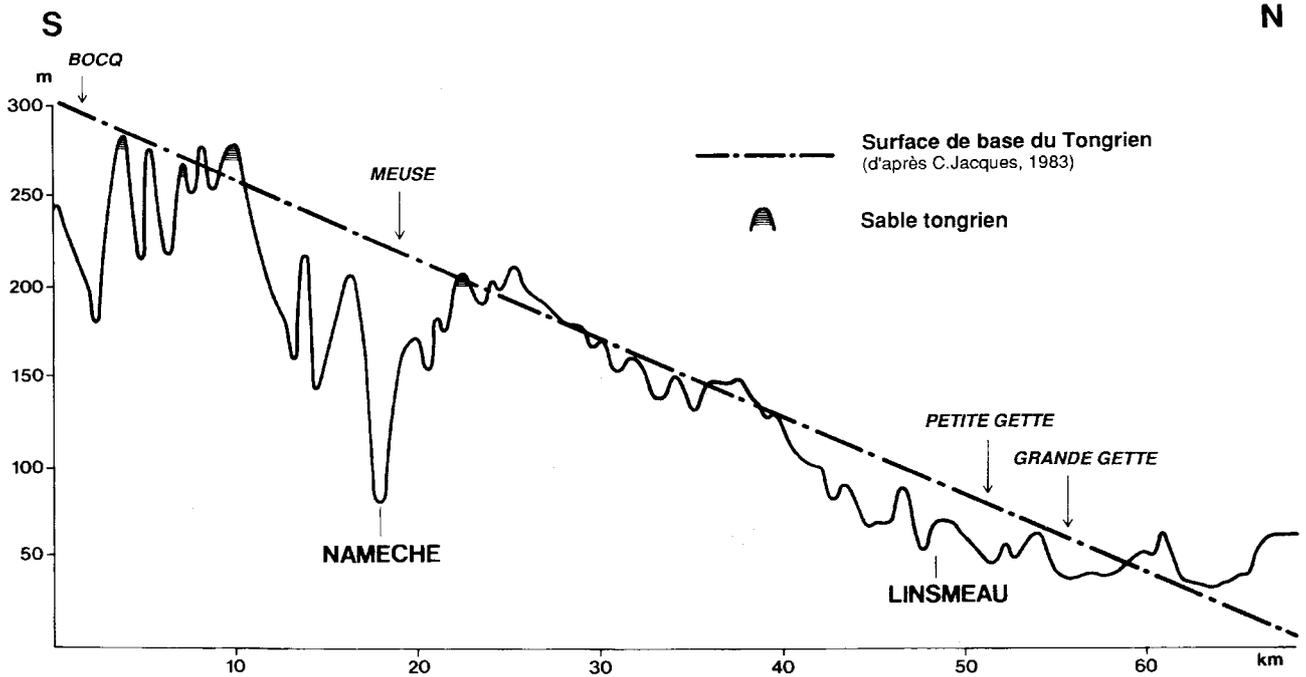


Fig. 4.- Profil topographique N-S recoupant la vallée de la Meuse à la hauteur de Namèche, et indiquant l'absence de déformations de la surface de base du Tongrien au passage du sillon mosan.

zoïques. Par ailleurs, tous ces axes hydrographiques n'ont pas seulement une direction commune, ils ont aussi le même sens: **tous** sont tournés vers l'ENE.

En résumé, les observations détaillées ci-dessus suggèrent les éléments suivants d'un schéma explicatif: l'axe Sambre-Meuse serait une linéation d'origine structurale; ce trait structural aurait été créé au Néogène (exactement, entre l'Oligocène moyen et le Pliocène), puisqu'il est en certains endroits indépendant de toute structure préexistante; dans les grandes lignes il s'appuie cependant sur une discontinuité structurale majeure et fort ancienne, celle de la rencontre du massif calédonien de Brabant et du domaine varisque de l'Ardenne: entre Namur et Liège, les dépôts de la Traînée mosane chevauchent très fréquemment la trace de la faille bordière. A l'époque où cette linéation a été mise à profit par certaines rivières pour façonner le sillon mosan, le point bas régional, vers où furent drainés les axes hydrographiques OSO-ENE, se situait au NE de la Belgique. Cela n'est malheureusement nullement indicatif puisque, à partir de l'Oligocène supérieur, la subsidence de la Baie du Rhin inférieur va entretenir constamment cette situation jusqu'à l'aube du Quaternaire, les lignes de rivage miocènes s'incurvant vers le SE depuis la Campine (Murawski *et al.*, 1983).

Si on admet l'exploitation par le réseau hydrographique d'une structure apparaissant au Néogène, il convient de vérifier le cadre tectonique dans lequel cette dernière peut s'insérer. Plusieurs auteurs ont discuté la succession des paléochamps de contraintes en Europe occidentale durant le Cénozoïque, en

relation avec la cinématique des plaques (Bergerat, 1987, Le Pichon *et al.*, 1988). L'Oligocène supérieur est caractérisé par l'ouverture du système de rifts ouest-européens (grabens du Rhône et du Rhin, Baie du Rhin inférieur) dans un contexte extensif (avec 3 orienté entre 75 et 105°E). Ensuite, au Miocène inférieur et moyen, le régime tectonique de l'Europe occidentale change complètement: il devient compressif, avec une contrainte horizontale maximale (1) orientée NE-SO. D'ouest en est, on passe progressivement d'un système à décrochements prédominants (2 vertical) à un système de failles inverses et de chevauchements (3 vertical). L'étape suivante est identifiée au Miocène supérieur: elle correspond toujours à un régime compressif, mais pour lequel cette fois les contraintes horizontales maximales 1 sont disposées en éventail au front de l'arc alpin; au-delà, la direction de compression devient constante et est orientée au NO. Cette situation perdure jusqu'à la fin du Pliocène, et la situation actuelle n'en diffère encore guère, puisqu'on constate seulement une rotation de 20° de 1, orientée maintenant au NNO. Cependant, les données exploitées par Bergerat (1987) et Le Pichon *et al.* (1988) pour ces reconstitutions ne couvrent ni le Massif schisteux rhénan ni les territoires au NO et à l'O de ce dernier. Or, pour la Baie du Rhin inférieur, Ahorner (1962) propose une évolution tectonique quelque peu différente (fig. 5): à l'Oligocène supérieur et au Miocène inférieur commence l'ouverture de la Baie du Rhin inférieur, en régime extensif (3 orienté au NE). Le Miocène moyen semble correspondre à une phase de calme tectonique relatif, mais Ahorner n'y définit pas les conditions du champ de contraintes. Ensuite, à partir du Miocène supérieur

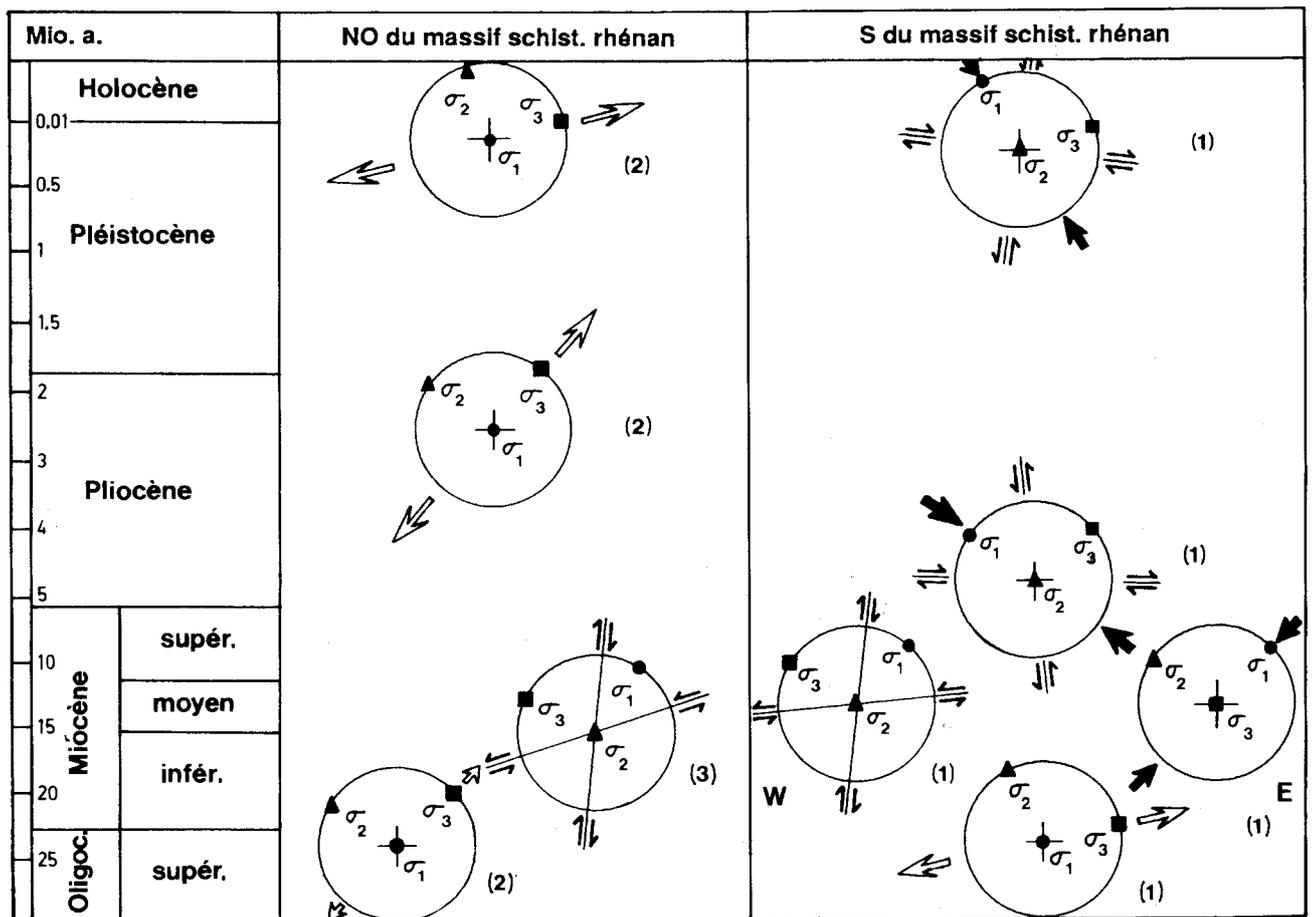


Fig. 5.- Directions des axes des contraintes principales en Europe occidentale depuis l'Oligocène supérieur.

et jusqu'à maintenant (avec un paroxysme au tournant Pliocène-Pléistocène), on revient à une extension SO-NE dans la Baie du Rhin inférieur. Pour la situation actuelle, ce régime distensif est confirmé pour la Baie du Rhin, mais également pour le Massif schisteux rhéan, par les données sismologiques (Ahorn *et al.*, 1983) et les mesures de déformation in situ (Baumann et Illies, 1983). Enfin, dans le bassin de Mons, les analyses microtectoniques de Vandycke et Bergerat (1989) laissent à supposer que cette région a été dominée par une tectonique extensive durant le Cénozoïque puisqu'elles indiquent la succession d'une extension N-S et d'une extension E-O, sans dater plus avant ces phases tertiaires.

Dans ce contexte, on peut postuler que la région du sillon sambro-mosan a certainement connu une histoire tectonique cénozoïque fort comparable à celle de la Baie du Rhin inférieur et du Massif schisteux rhéan. Or, l'hypothèse classiquement admise d'une ondulation synclinale à l'origine du sillon suppose l'existence d'une phase compressive à 1 orienté au NNO. Ceci n'est pas compatible avec les régimes extensifs que la région aurait connu de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur et à partir du Miocène supérieur, régimes dans lesquels on ne peut d'ailleurs

concevoir d'aucune façon le développement de linéations OSO-ESE. De plus, si on peut éventuellement observer en compression le développement d'une ride anticlinale isolée, il est par contre impossible d'imaginer la formation d'un sillon synclinal sans une contrepartie anticlinale, laquelle est totalement inexistante aux abords de l'axe Sambre-Meuse. La seule phase tectonique susceptible d'avoir engendré ce dernier paraît donc bien être celle qui couvre le Miocène moyen, lors de laquelle la majorité des failles normales NO-SE de la Baie du Rhin inférieur fonctionnent peu ou pas du tout (Ahorn, 1962).

Malheureusement, les données font défaut quant au paléochamp de contraintes régional à cette époque, et on en est réduit aux suppositions: le calme tectonique dans la Baie du Rhin peut ainsi faire penser à une suspension temporaire du régime extensif. Il est en outre raisonnable d'admettre que la direction de contrainte horizontale maximale est à ce moment orientée de la même façon qu'ailleurs en Europe (soit 1 d'azimut 45°E), puisque cette disposition des contraintes répond à la situation cinématique de l'ensemble de l'Europe: d'une part, l'Europe occidentale (à l'ouest des rifts du Rhin et du Rhône) se déplace approximativement du NO au SE relativement à

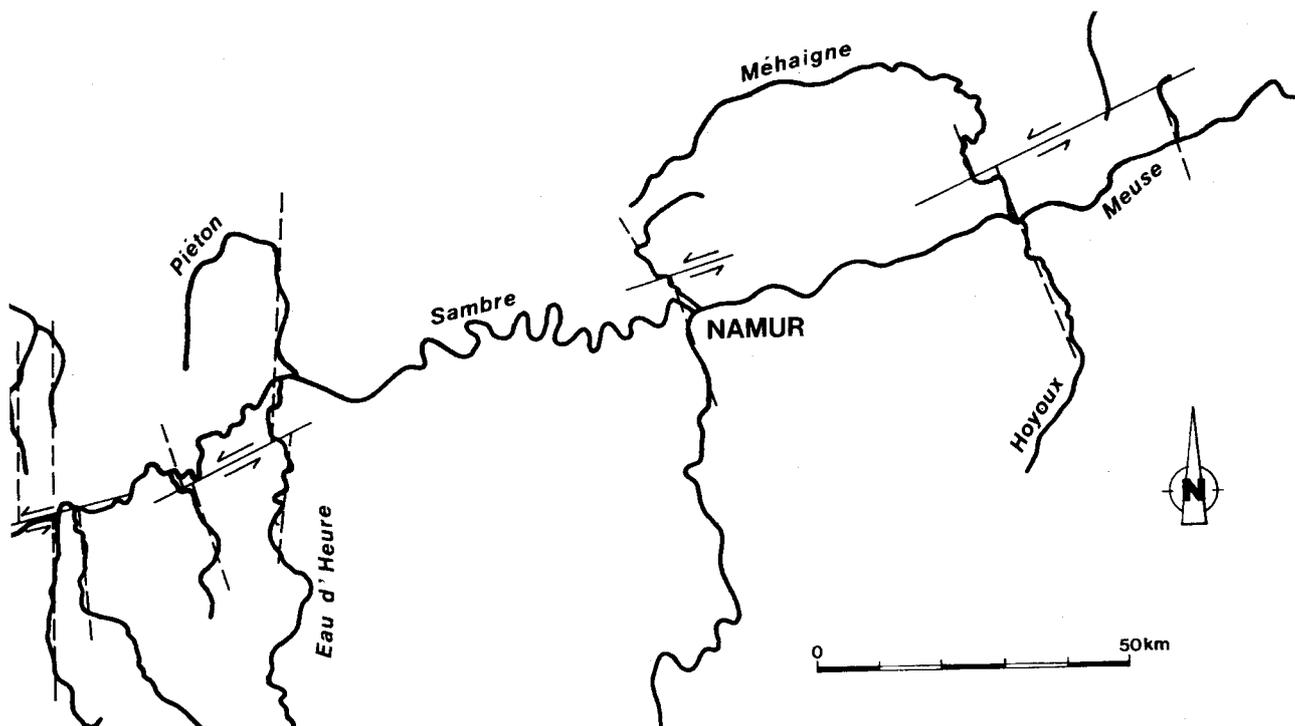


Fig. 6.- Décrochements senestres suggérés par des décalages dans le cours des affluents de la Sambre et de la Meuse.

l'Afrique (Klitgord et Schouten, 1985), d'autre part, le reste de l'Europe a un mouvement relatif à l'Afrique orienté N-S (Savostin *et al.*, 1986); la convergence des deux mouvements induit donc une compression entre l'Europe occidentale et centrale, indépendamment du raccourcissement général Afrique-Eurasie (Le Pichon *et al.*, 1988). On est alors amené à proposer pour la Belgique un champ de contraintes au Miocène moyen dans lequel l'axe Sambre-Meuse pourrait résulter de décrochements senestres (et non dextres comme actuellement) entre le massif de Brabant et le massif ardennais (fig 5). Bergerat (1987) décrit d'ailleurs à cette même époque des cisaillements senestres semblables sur des fractures d'azimut  $70^\circ$  à  $90^\circ$ E dans le graben du Rhin supérieur.

## 5.- CONCLUSION

L'examen des informations relatives aux évaporites dinantiennes du bassin de Namur et les caractéristiques du sillon sambro-mosan excluent la possibilité d'une origine évaporitique pour ce dernier. Par ailleurs, la confrontation de l'hypothèse classique d'une accentuation posthume du synclinal de Namur avec les données de l'évolution tectonique de l'Europe depuis l'Oligocène ne permet plus de retenir cette explication. Il est très probable toutefois que ce soit bien un trait structural qui soit responsable du développement de l'axe Sambre-Meuse: cet élément néotectonique pourrait résulter d'un décrochement

senestre prenant place au cours du Miocène moyen. La disposition de plusieurs affluents de la Sambre et de la Meuse (Eau d'Heure, Houyoux, Méhaigne,...), pour lesquels on repère un tracé en baïonnette à l'endroit où ils traversent la ligne du décrochement initial est en accord avec cette interprétation (fig 6). De même, l'ancienneté ainsi attribuée à l'axe mosan expliquerait que pour certains des cours d'eau conséquents au rivage du Tongrien supérieur qui furent recoupés par cet axe, on ne retrouve aucune trace de la vallée ancienne en aval de leur capture. Cependant subsiste le problème géomorphologique de l'exploitation par une rivière d'une zone de décrochement en terrain meuble: la fragilisation tectonique du substratum ne peut être invoquée dans ce contexte, et on doit alors supposer qu'une composante verticale significative était associée au mouvement de coulissage. Enfin, le drainage général vers l'ENE du sillon sambro-mosan et des axes hydrographiques qui lui sont parallèles répond à la subsidence considérable qui affecte le graben de la Rur depuis l'Oligocène supérieur.

## 6.- REMERCIEMENTS

J'exprime ma plus sincère reconnaissance à Messieurs A. Delmer et A. Pissart, qui ont bien voulu relire et commenter à mon grand profit cet article.

## 7.- BIBLIOGRAPHIE

- AHORNER, L., 1962 - Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. *Eiszeitalt. u. Geg.*, 13: 24-105.
- AHORNER, L., BAIER, B. & BONJER, K.P., 1983 - General pattern of seismotectonic dislocation and the earthquake-generating stress-field in central Europe between the Alps and the North Sea. in "Plateau uplift. The Rhenish shield, a case history", K. Fuchs, K. von Gehlen, H. Mälzer, H. Murawski and A. Semmel ed, Springer Verlag: 187-197.
- ALEXANDRE, J., 1976 - Les surfaces de transgression exhumées et les surfaces d'aplanissement. in "Géomorphologie de la Belgique", A. Pissart ed., Liège: 75-92.
- ALEXANDRE, S. & KUPPER, M., 1976 - L'évolution des rivières. in "Géomorphologie de la Belgique", A. Pissart ed., Liège: 51-74.
- ARNOLD, M. & GUILLOU, J.J., 1980 - Les filons métallifères hercyniens: origine de l'anhydrite et mécanismes de la pseudomorphose subséquente. Proposition d'un modèle. *Sci. de la Terre*, 24 (2): 173-195.
- BAULIG, H., 1926 - Le relief de la haute Belgique. *Ann. Géogr.*, 35 (195): 206-235.
- BAUMANN, H. & ILLIES, J.H., 1983 - Stress field and strain release in the Rhenish massif. in "Plateau uplift. The Rhenish shield, a case history", K. Fuchs, K. von Gehlen, H. Mälzer, H. Murawski and A. Semmel ed., Springer Verlag: 177-186.
- BERGERAT, F., 1987 - Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6 (2): 99-132.
- BOURGUIGNON, P., 1951 - Etude géologique et sédimentologique des brèches calcaires viséennes de Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 74: M105-200.
- COEN-AUBERT, M., GROESSENS, E. & LEGRAND, R., 1980 - Les formations paléozoïques des sondages de Tournai et Leuze. *Bull. Soc. belge Géol.*, 89 (4): 241-275.
- CORNET, J., 1899 - Compte-rendu de l'excursion du 30 avril 1899 à Stamburges, Grandglise, Hautrages. *Bull. Soc. belge Géol.*, 13: 125.
- DE HEINZELIN, J., 1963 - Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène. Essais de reconstitution. *Bull. Soc. belge Géol.*, 72 (2): 137-148.
- DELMER, A., 1977 - Le bassin de Hainaut et le sondage de St-Ghislain. *Prof. Paper*, 143: 11p.
- DELMER, A., LECLERCQ, V., MARLIERE, R. & ROBASZYNSKI, F., 1982 - La géothermie en Hainaut et le sondage de Ghlin (Mons, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 101: 189-206.
- DE MAGNEE, I., DELMER, A. & CORDONNIER, M., 1986 - La dissolution des évaporites du Dinantien et ses conséquences. *Bull. Soc. belge Géol.*, 95 (2-3): 213-220.
- DEMOULIN, A., 1989 - Les transgressions oligocènes sur le massif Ardenne-Eifel. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112 (1): 215-224.
- DE PUTTER, Th. & HERBOSCH, A., 1990 - Le V3a du sondage de Corenne (synclorium de Dinant, Belgique): 110 mètres de brèche grise. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 113 (2): 247-265.
- DUPUIS, C. & VANDYCKE, S., 1989 - Tectonique et karstification profonde: un modèle de subsidence original pour le bassin de Mons. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112 (2): 479-487.
- EK, C. & OZER, A., 1976 - Les dernières transgressions marines. in "Géomorphologie de la Belgique", A. Pissart ed., Liège: 9-16.
- FOURMARIER, P., 1926 - Les dernières ondulations du sol en Belgique et les terrasses de la Meuse. *Soc. Géol. Belg., Livre Jubilaire*: 110-114.
- GROESSENS, E., CONIL, R. & HENNEBERT, M., 1979 - Le Dinantien du sondage de St-Ghislain. Stratigraphie et paléontologie. *Mém. expl. Cartes géol. et min. de Belg.*, 22: 137p.
- HARZE E., 1903 - Une grotte dans le Calcaire Carbonifère à plus de 200 mètres de profondeur. *Bull. Soc. belge Géol., Paléont. et Hydrol.*, 17: 545-548.
- HENNEBERT, M. & HANCE, L., 1980 - Présence de nodules de sulfate de calcium silicifié dans le Viséen moyen (cf V2b) à Vedrin (Namur, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 103: 25-33.
- JACQUES, C., 1983 - Contribution à l'étude géomorphologique du sud-est namurois. Mémoire inédit conservé à l'ULg, 193 p.
- KLITGORD, K.D. & SCHOUTEN, H., 1985 - Plate kinematics of the Central Atlantic. in "The western North Atlantic region", P.R. Vogt et B.E. Tucholke ed., Geol. Soc. Amer., "The geology of North America": 351-378.
- LAURANT, A., 1976 - La formation du réseau hydrographique de la Belgique. in "Géomorphologie de la Belgique", A. Pissart ed., Liège: 29-50.
- LECLERCQ, V., 1980 - Le sondage de Douvrain. *Prof. Paper*, 170.
- LEFEVRE, M.A., 1937 - Notice sur la carte oro-hydrographique de la Belgique au 1/500.000., Brepols, Turnhout: 42-48.
- LE PICHON, X., BERGERAT, F. & ROULET, M.J., 1988 - Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. *Geol. Soc. Amer., Special Paper*, 218: 111-131.
- LOHEST, M., 1900 - De l'origine de la vallée de la Meuse entre Namur et Liège. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 27: 114-124.
- 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 Géol., Paléont., Hydrol.*, 54 (3): 214-253.
- MACAR, P., 1957 - Les rivières synclinales: tectonique active ou tectonique passive?. *Tijdschr. Kon. Nederl. Aardr. Gen.*, 74 (3): 324-341;
- MACAR, P. & MEUNIER, J., 1955 - La composition lithologique des dépôts de la "Traînée mosane" et ses variations. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 78: B61-88.
- MAMET, B., CLAEYS, Ph., HERBOSCH, A., PREAT, A. & WOLFOVICZ, Ph., 1986 - La "Grande Brèche" viséenne (V3a) des bassins de Namur et de Dinant (Belgique) est probablement une brèche d'effondrement. *Bull. Soc. belge Géol.*, 95 (2-3): 151-166.
- MORTELMANS, G. & BOURGUIGNON, P., 1954 - Le Dinantien. in "Prodrome d'une description géologique de la Belgique", éd. Vaillant-Carmanne, Liège: 216-321.
- MURAWSKI, H., H.J. ALBERS, P. BENDER, H.P. BERNERS, St. DURR, R. HUCKRIEDE, G. KAUFFMANN, G. KOWALCZYK, P. MEIBURG, R. MULLER, A. MULLER, S. RITZKOWSKI, K. SCHWAB, A. SEMMEL, K. STAPP, R. WALTER, K.P. WINTER & H. ZANKL, 1983 - Regional tectonic setting and geological structure of the Rhenish massif. in "Plateau uplift. The Rhenish shield, a case history", K. Fuchs, K. von Gehlen, H. Mälzer, H. Murawski et A. Semmel ed., Springer Verlag: 9-38.
- PIRLET, H., 1972 - La Grande Brèche viséenne est un olistostrome. Son rôle dans la constitution du géosynclinal varisque en Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 95 (1): 54-134.
- PISSART, A., 1961 - Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 84: 1-108.
- PISSART, A., 1974 - La Meuse en France et en Belgique. Formation du bassin hydrographique. Les terrasses et leurs enseignements. in "Centenaire de la Soc. Géol. de Belg. L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la mer du Nord méridionale", Liège: 105-131.
- POTY, E., 1982 - Paléokarsts et brèches d'effondrement dans le Frasnien moyen des environs de Visé. Leur influence dans la paléogéographie dinantienne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 105 (2): 315-337.
- PREAT, A. & ROUCHY, J.M., 1986 - Faciès préévaporitiques dans le Givetien des bassins de Dinant et de Namur. *Bull. Soc. belge Géol.*, 95 (2-3): 177-189.
- ROUCHY, J.M., 1986 - Sédimentologie des formations anhydritiques givetiennes et dinantiennes du segment varisque franco-belge. *Bull. Soc. belge Géol.*, 95 (2-3): 111-127.

ROUCHY, J.M., PIERRE, C., GROESSENS, E., MONTY, Cl., LAUMONDAIS, A. & MOINE, B., 1986a - Les évaporites pré-permiennes du segment varisque franco-belge: aspects paléogéographiques et structuraux. *Bull. Soc. belge Géol.*, 95 (2-3): 139-149.

ROUCHY, J.M., GROESSENS, E. & CONIL, R., 1986b - Signification des pseudomorphoses d'évaporites associées aux brèches viséennes dans les sondages de Yves-Gomezée (synclinorium de Dinant, Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, 95 (2-3): 167-175.

SAVOSTIN, L.A., SIBUET, J.C., ZONENSHAIN, L.P., LE PICHON, X. & ROULET, M.J., 1986 - Kinematic evolution of Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since Triassic. *Tectonophys.*, 123: 1-35.

SOYER, J., 1978. - Les sables tertiaires de l'Entre-Sambre-et-Meuse condrusien. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 101: 93-100.

STEVENS, Ch., 1938 - Le relief de la Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 12: 37-429.

SWENNEN, R. & VIAENE, W., 1986 - Occurrence of pseudomorphosed anhydrite nodules in the lower Viséan (lower Moliniacian of the Verviers synclinorium, E. Belgium). *Bull. Soc. belge Géol.*, 95 (2-3): 89-99.

VAN DEN HAUTE, P. & VERCOUTERE, C., 1989 - Apatite fission-track evidence for a Mesozoic uplift of the Brabant massif: preliminary results. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 12 (2): 443-452.

VANDYCKE, S. & BERGERAT, F., 1989 - Analyse microtectonique des déformations cassantes dans le bassin de Mons. Reconstitution des paléo-champs de contrainte au Crétacé-Tertiaire. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112 (2): 469-478.

VOGEL, K., MUCHEZ, Ph. & VIAENE, W., 1990 - Collapse breccias and sedimentary conglomerates in the lower Viséan of the Vesdre area (E-Belgium). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 113 (2): 359-371.