

TECTONIQUE ET KARSTIFICATION PROFONDE : UN MODELE DE SUBSIDENCE ORIGINAL POUR LE BASSIN DE MONS

par

Christian DUPUIS¹ & Sara VANDYCKE¹⁻²

(5 figures)

RESUME.- La subsidence du Bassin de Mons au cours du Méso-Cénozoïque se déroule en 4 phases principales.

La première dépend de la dissolution d'anhydrites viséennes profondes dans un système hydrogéologique conditionné par les bas niveaux eustatiques du Crétacé inférieur et la dénudation du massif du Brabant.

La seconde, pendant le Crétacé supérieur, enregistre la remontée du niveau des mers avec une sédimentation importante, où s'inscrivent les premiers effets d'une tectonique synsédimentaire en extension.

La troisième, dans le contexte régressif de la fin du Crétacé et du début du Paléocène, relève d'une subsidence de type bassin pull-apart liée au fonctionnement de la Zone-de-Cisaillement-Nord-Artois.

Les effets tectoniques perdurent durant la quatrième phase, du Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur, en réactivant d'autres directions structurales et en produisant des subsidences locales.

Le Bassin de Mons résulte donc d'une subsidence karstique relayée par une tectonique synsédimentaire faisant rejouer un réseau de failles anciennes réagissant aux évolutions du champ de contrainte de la plaque européenne.

ABSTRACT.- The Meso-Cenozoic subsidence of the Mons basin develops in 4 main steps.

The first one depends upon the dissolution of deeply concealed viséan anhydrites in an hydrogeological system controled by the Early Cretaceous low eustatic levels and by the denudation of the Brabant massif.

The second one, during the Upper Cretaceous, records the rising of the sea level with a thick sedimentation in which, the first in extension synsedimentary tectonic effects become obvious.

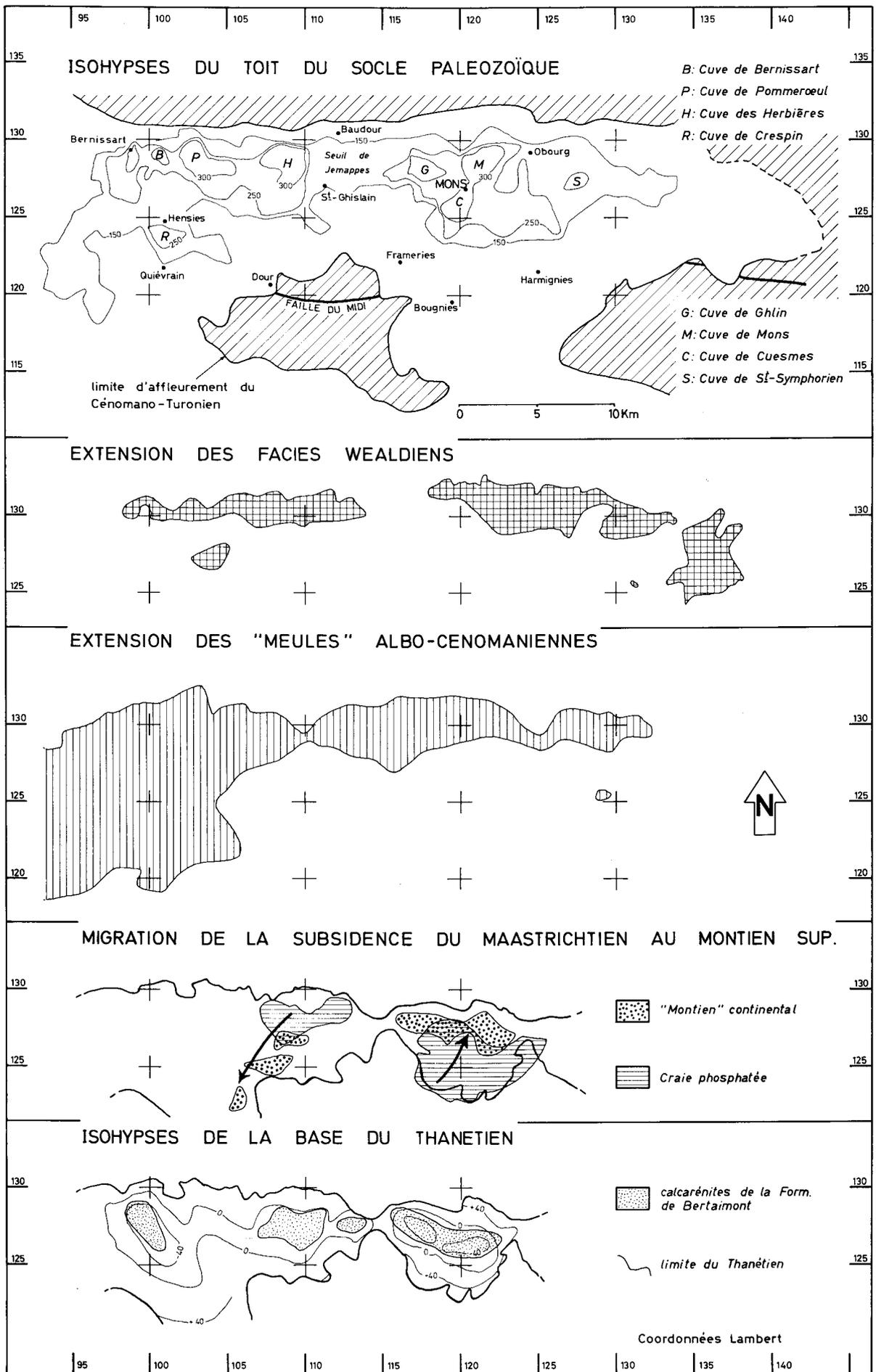
The third one, in the regressive contexte of the Late Cretaceous - Early Palaeocene interval, belongs to a pull-apart type subsidence related with the Nord-Artois-Shear Zone activity.

Tectonic effects continue during the fourth step, from the Upper Palaeocene to the Lower Eocene, mainly marked by reactivation of other structures with local subsidening effects.

Thus, the Mons basin results from a karstic subsidence followed by a synsedimentary tectonic acting on a complex of ancient faults which reacts in accordance of the stress evolution of the european plate.

1 Chaire de Géologie fondamentale et appliquée, Faculté Polytechnique de Mons, 9, rue de Houdain, B-7000 Mons.

2 Aspirant FNRS.



I.- INTRODUCTION

En 1972, Delmer proposait d'expliquer la subsidence du Bassin de Mons au Méso-Cénozoïque, par la dissolution d'évaporites paléozoïques en profondeur. Actuellement cette hypothèse est couramment admise, voire même étendue à d'autres régions, au détriment d'un déterminisme tectonique suggéré à plusieurs reprises auparavant (voir notamment dans Stevens, 1933 et dans Marlière, 1949 et 1951).

Qu'en est-il aujourd'hui alors que des études microtectoniques (Vandycke *et al.*, 1988) et sismotectoniques (Camelbeeck, 1988) s'intéressent de près à la structuration du Bassin de Mons ?

Afin d'apporter des éléments de réponse à cette question, il nous est apparu indispensable de revoir la caractérisation et l'évolution de la subsidence du Bassin. Aussi nous attachons nous d'abord à la décrire à partir de documents récents et d'un choix de références plus anciennes. Ensuite, nous rappelons et discutons certains faits relatifs aux phénomènes, tant karstiques que tectoniques, susceptibles d'être en cause.

Ces éléments interprétés dans un cadre plus global, notamment eustatique et structural, dégagent l'originalité du Bassin de Mons, où s'associent et se succèdent, subsidence karstique et subsidence tectonique.

II.- LA SUBSIDENCE DU BASSIN DE MONS MISE EN EVIDENCE DE QUATRE PHASES D'EVOLUTION

La subsidence du Bassin de Mons est classiquement décrite sur base de la carte isohypse de la surface du socle paléozoïque (de Magnée *et al.*, 1986, p. 214). Le reproche principal que l'on peut émettre à l'encontre de ce document minier, est qu'il a été dressé surtout dans le but de prévoir l'épaisseur des morts-terrains à traverser pour atteindre le Houiller. A ce titre, il propose une image de la subsidence, intégrée sur quelques 50 millions d'années de l'Albien à l'Yprésien, qui rend mal compte de la complexité du Bassin. En 1928, J. Cornet, illustre cette complexité, en comparant l'épaisseur maximale accumulée sur une verticale, soit 400m environ dans la cuve de Pommeroeul, avec la somme des épaisseurs maximales réalisées par chaque formation, soit quelques 1350m.

On doit à Impens l'actualisation de cette carte et à Cordonnier, son exploitation dans le cadre d'une première révision de la subsidence du Bassin de Mons (Cordonnier, 1984) publiée partiellement par de Magnée *et al.*, 1986. La compilation de ces documents, dont la présentation a été adaptée, menée parallèlement à une revue des informations portant à la fois sur la mise à jour de l'échelle stratigraphique et sur le mode de gisement de certaines formations, est synthétisée dans les figures 1, 2 et 3 (Cornet, 1927; Cornet, 1928; Dumon, 1952; Marlière, 1955; Marlière, 1957; Godfriaux et Marlière, 1971; Godfriaux et Robaszynski, 1974; Marlière et Robaszynski, 1975; Robaszynski, 1979; Dupuis et Robaszynski, 1986; Robaszynski et Sustrac, 1988; Robaszynski et Christensen, 1988; Dupuis *et al.*, 1988).

La prise en compte de la géométrie et de la mobilité des corps sédimentaires, discutées à la lumière des fluctuations eustatiques, conduit à distinguer quatre phases dans l'évolution de la subsidence.

A.- PREMIERE PHASE (...Aptien ?, Albien, Cénomanién)

Les dépôts se cantonnent au nord du Bassin dans une position «perchée» (fig.5). Actuellement, ils forment une lanière étroite, discontinue pour les facies wealdiens, continue pour la «meule» albo-cénomaniénne dont l'extension s'amplifie vers le Bassin de Paris, déjà largement occupé par la transgression crétacée (fig.1).

B.- DEUXIEME PHASE (du Cénomano-Turonien au Campanien)

La mer envahit rapidement le Bassin et le déborde. L'élargissement de la transgression créant un espace disponible important, la sédimentation réalise, dans les formations crayeuses, les plus fortes épaisseurs connues (fig.2). Les pôles de subsidence semblent se multiplier, se déplacer ou apparaître, et il s'avère délicat d'évaluer la part de la contribution, vraisemblable, des paléo-topographies annexées par le domaine marin. Dans son ensemble et en schématisant, la phase 2 poursuit la lente dérive des pôles de subsidence du nord vers le sud, amorcée à l'Albo-Cénomanién (fig.1).

Fig. 1.- courbes isohypses simplifiées du toit du socle paléozoïque et situation des principales cuves du Bassin de Mons délimité par la limite d'affleurement du Cénomano-Turonien. Extension des principaux ensembles sédimentaires et mise en évidence de leur mobilité.

**C.- TROISIEME PHASE
(Maastrichtien, Danien, Montien)**

Traduisant un contexte régressif, les aires de sédimentation s'amenuisent jusqu'à ne plus occuper que la cuve des Herbières et l'ensemble des cuves de Mons, Ghlin et Cuesmes (fig.1). Cette phase se caractérise par le déplacement rapide des pôles de subsidence selon une direction sensiblement NE-SW, et dans des sens opposés, suivant que l'on considère les cuves de Mons, Ghlin et Cuesmes d'une part, la cuve des Herbières d'autre part (Marlière, 1955; fig.1).

**D.- QUATRIEME PHASE
(Thanétien, Yprésien)**

A partir du Thanétien, les transgressions vont à nouveau avoir une ampleur telle qu'elles dépassent largement les limites du Bassin. La subsidence se manifeste surtout, semble-t-il, par un épaississement des formations concernées vers le coeur du Bassin par rapport à ses marges immédiates. Pour certains, les pôles de subsidence paraissent plus ou moins stabilisés sur leur positionnement fini-Crétacé (fig.2).

seront largement les limites du Bassin. La subsidence se manifeste surtout, semble-t-il, par un épaississement des formations concernées vers le coeur du Bassin par rapport à ses marges immédiates. Pour certains, les pôles de subsidence paraissent plus ou moins stabilisés sur leur positionnement fini-Crétacé (fig.2).

L'individualisation de structures subsidentes au cours de cette phase doit pourtant être soulignée: il s'agit entre autres «ondulations transversales», du «synclinaloïde» (synforme) situé entre Hensies et Bernissart, d'orientation NNW-SSE et tout à fait affranchi par rapport à l'axe du Bassin (fig.1, Dumon, 1952; Marlière, 1955).

Notons encore qu'au Thanétien, l'accroissement d'épaisseur s'accompagne du dépôt d'un faciès carbonaté local, la Formation de Bertail-

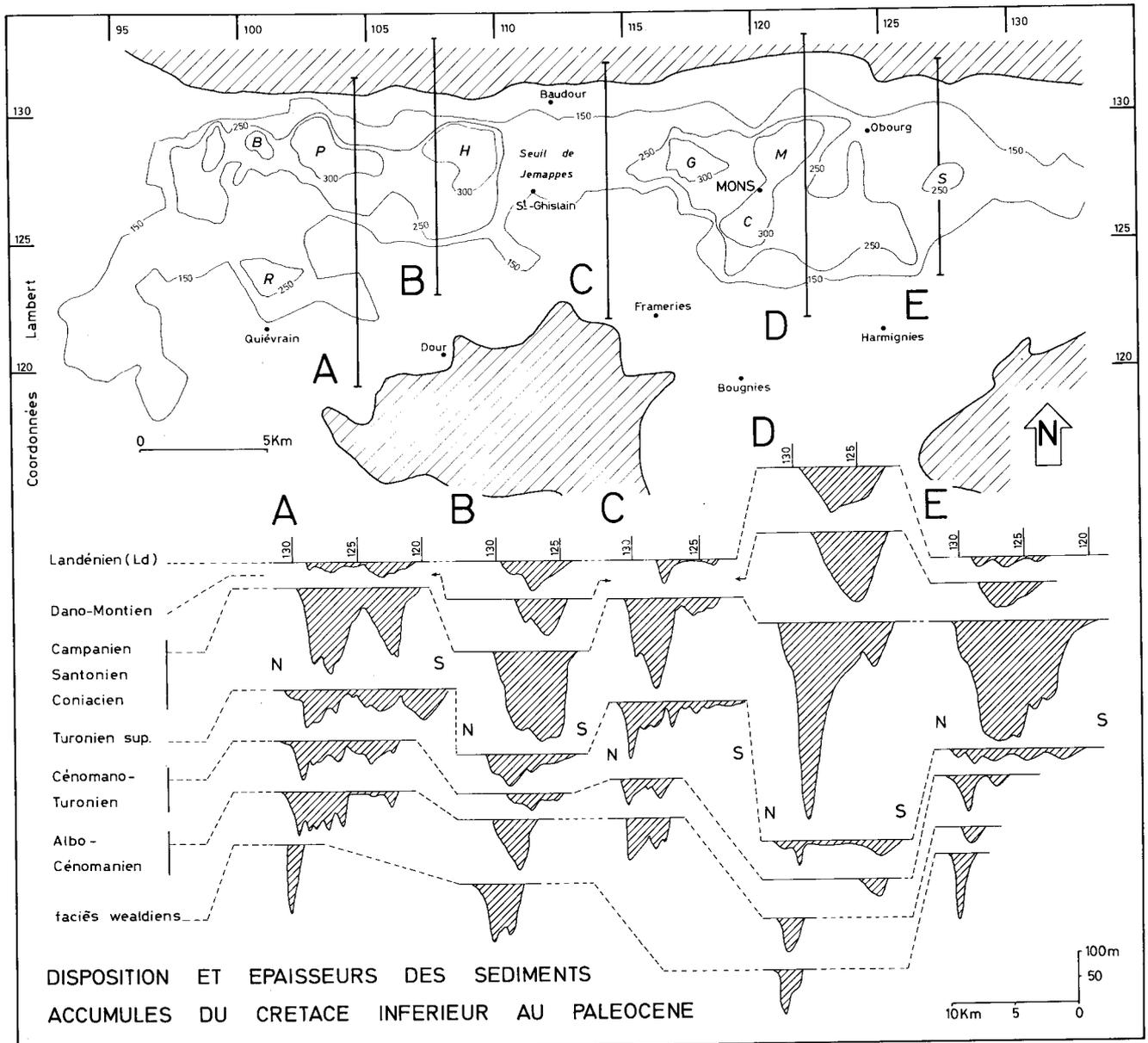


Fig. 2.- courbes isohypses simplifiées du toit du socle paléozoïque, avec localisation de 5 coupes choisies pour illustrer l'amplitude et les mouvements de la subsidence depuis les temps wealdiens jusqu'au Thanétien.

mont, connue uniquement par sondage et classiquement attribuée au Heersien. Sur base de l'étude du nannoplancton calcaire, elle a pu être rapportée au Thanétien supérieur, c'est à dire un âge plus récent que le Heersien typique (Dupuis et Steurbaut, inédit).

III.- LES CAUSES DE LA SUBSIDENCE - TECTONIQUE ET KARSTIFICATION PROFONDE

A.- KARSTIFICATION PROFONDE ET SUBSIDENCE

Les manifestations karstiques profondes sont connues depuis longtemps dans le substrat du Bassin de Mons (voir à ce sujet la bibliographie dans Delmer et Wichelen, 1980). Les sondages profonds pratiqués ces dernières années à Saint-Ghislain, Douvrain et Ghlin ont apporté une moisson d'informations nouvelles qui éclairent ces phénomènes (Groessens *et al.*, 1979; Lelercq, 1980; Delmer *et al.*, 1982; Rouchy *et al.*, 1986).

Parmi ceux-ci, les plus spectaculaires sont, sans doute, les puits naturels dont il convient de

distinguer deux types, d'une part les puits naturels proprement dits, de taille réduite, quelques dizaines de mètres de diamètre, qui se forment par effondrement progressif remontant ou «fontis» (type 1) et d'autre part, les «failles circulaires ou cylindriques», plus vastes, d'un diamètre de l'ordre de 500m, véritables «cauldron subsidence» épikarstiques, qui résultent d'un effondrement en masse (type 2).

Les failles circulaires sont intéressantes car, en raison de leur mode de formation, elles ont généralement atteint la surface où elles ont pu piéger des témoins de la sédimentation en cours. Elles ont conservé des facies wealdiens, des sédiments albo-cénomaniens et, au maximum, des marnes du Turonien basal.

Si l'on considère que leur effondrement résulte de la disparition en profondeur de masses importantes d'évaporites viséennes, l'arrêt de leur fonctionnement au début du Turonien coïncideraient avec la fin de la dissolution massive en profondeur. Cette période de karstification intense correspond, en grande partie, avec les bas niveaux eustatiques contemporains de la sédimentation continentale des facies wealdiens et s'interrompt avec la transgression turonienne (phase 1, fig.3).

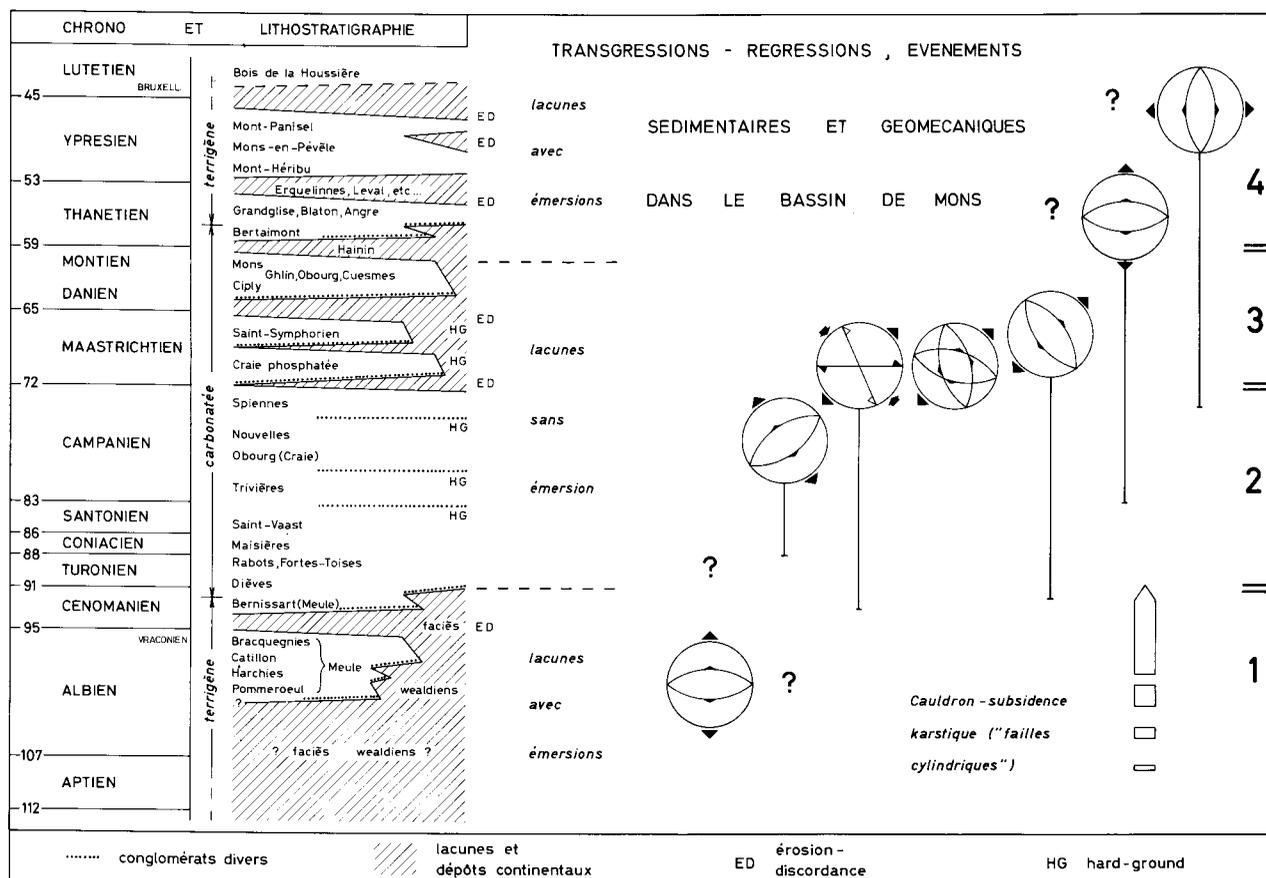


Fig. 3.- délimitation des 4 phases de subsidence du Bassin de Mons en relation avec la stratigraphie, les transgressions et régressions, l'évolution des paléocontraintes et les manifestations tecto-karstiques. Légende des stéréogrammes structuraux simplifiés - A l'extérieur des cercles, flèches divergentes: extension; flèches convergentes: compression. A l'intérieur des cercles, indication de la disposition des systèmes de failles, flèches obtuses: failles normales; flèches aiguës: décrochements (projection hémisphère inférieur, canevas de Schmitt, nord vers le haut de la page).

Le démarrage de la dissolution est possible dès le Jurassique, quand le Brabant est dénudé par érosion de 2000 à 3000m de couverture carbonifère (Patijn, 1963), et que les calcaires viséens sont portés à l'affleurement sur le bord nord du Synclinorium de Namur. Cette évolution a été confirmée récemment par des datations du soulèvement du socle brabançon entre la fin du Lias et le début du Dogger (180-170 Ma par la méthode des traces de fission sur apatite, Van Den Haute and Vercoutere, 1989). Nous proposons de donner le nom d'épirogenèse brabançonne à ce soulèvement.

Un témoignage du formidable volume de sulfate alors mobilisé pourrait être recherché dans la barytine du gisement de Fleurus, contenue dans un piège karstique comblé de facies wealdiens d'âge aptien ou albien (Dejonghe *et al.*, 1987).

Dans ses grandes lignes, la situation est figée depuis, car la réactivation de certains puits naturels, qui a pu être envisagée (Deraymaeker *et al.*, 1975), demeure très modeste eu égard à l'ampleur des phénomènes karstiques de la période wealdienne.

Les données directes et indirectes recueillies dans les sondages de Saint-Ghislain et de Douvrain méritent encore un examen particulier. En effet, elles permettent d'apprécier la nature et l'importance de la karstification. Ainsi, dans le sondage de Saint-Ghislain, s'agit-il surtout de conduits creusés aux dépens de l'anhydrite qui n'est pas affectée dans sa totalité par la

dissolution. Au contraire, dans le sondage de Douvrain, la roche évaporitique est remplacée par des brèches de collapse.

Du point de vue de la subsidence, les conduits karstiques, aussi vastes soient-ils, ne représentent qu'un taux de dissolution faible par rapport à celui qui affecte les couches viséennes en amont pendage à Douvrain. Une telle différence se répercute sur l'espace libéré en surface et, à ce propos, la figure 4 (adaptée de Leclercq, 1980) montre bien que l'accumulation des facies wealdiens et de la Meule se localise à l'aplomb de la zone où les anhydrites du V3a auraient totalement disparues.

Un front de dissolution, d'ailleurs implicite dans le modèle de Lohmann (dans Delmer, 1977) repris par de Magnée *et al.*, (fig.7, p. 217, 1986), est à envisager entre les deux états de karstification. Sur la figure 4, il se situerait entre les deux sondages dans une zone où les informations directes manquent, mais où l'on rencontre, une certaine concentration de puits naturels du premier type. Ils indiqueraient, à notre sens, une grande hétérogénéité de la dissolution, qui ferait voisiner des couches à anhydrite intactes avec des parties entièrement dissoutes ayant induit les puits naturels. L'espace libéré en surface, à l'aplomb d'un tel front, serait donc essentiellement discontinu et somme toute assez réduit. En tout état de cause, il ne paraît pas suffisant pour justifier l'accumulation des morts terrains turoniens à landéniens qui le surmontent.

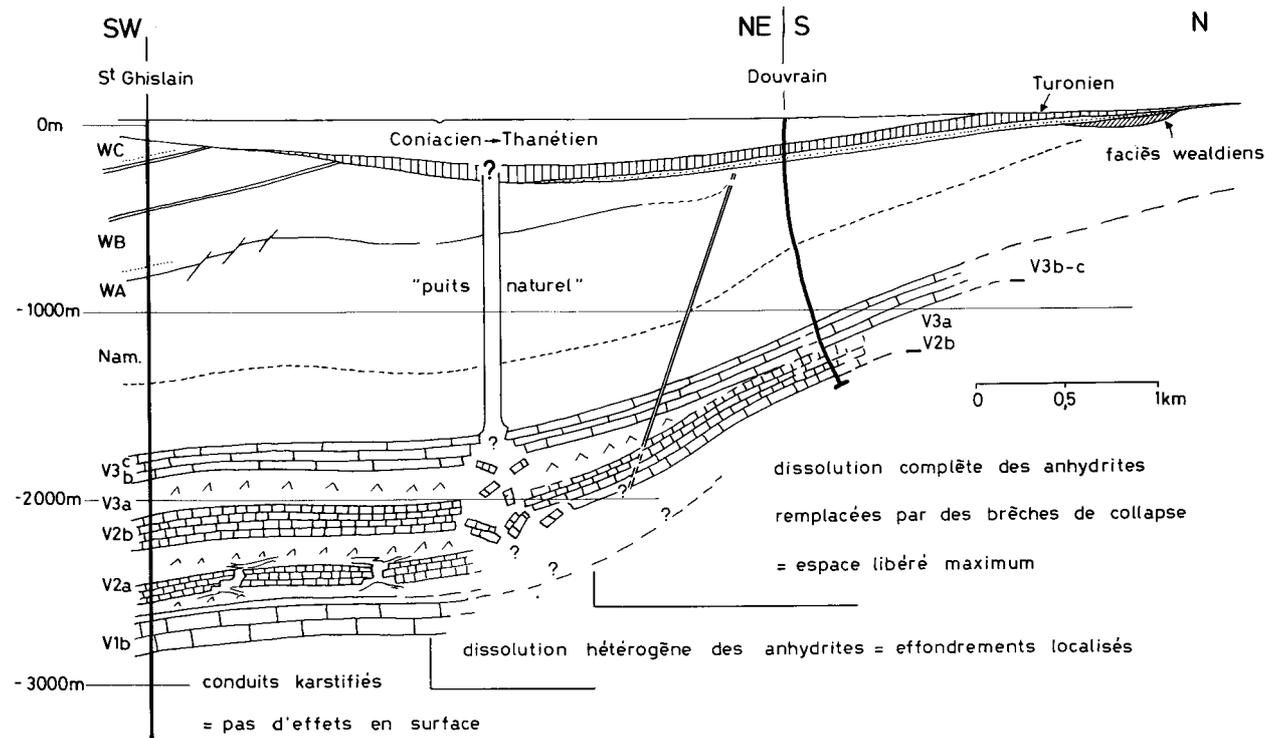


Fig. 4.- coupe simplifiée du Bassin de Mons et de son substrat paléozoïque, passant par les sondages de St. Ghislain et de Douvrain (d'après Leclercq, 1980) et schématisant la disposition des états de karstification des séries à évaporites: dissolution de l'anhydrite = brèches de collapse = libération maximum d'espace en surface; dissolution hétérogène = front = libération discontinu d'espace en surface, puits naturels; conduits karstiques se raréfiant = pas d'effets en surface.

B.- TECTONIQUE, SISMOTECTONIQUE ET SUBSIDENCE

Les premières traces d'une tectonique synsédimentaire indéniable sont connues dans le Campanien. Il s'agit en particulier des failles à remplissage de silex étudiées par Vandycke et Bergerat (1989) qui expriment une extension sensiblement NW-SE (fig.3).

Les discontinuités de la sédimentation des confins Crétacé-Tertiaire (fig.3), mettent aussi en évidence de nombreuses failles synsédimentaires. Leur étude détaillée, menée dans les carrières souterraines de «La Malogne», conduit à interpréter le Bassin de Mons, à cette époque, comme un bassin de type pull-apart lié au fonctionnement de la Zone-de-Cisaillement-Nord-Artois (Vandycke *et al.*, 1988).

La figure 5 schématise le système en horsts et grabens qui résulte de ce contexte et qui est responsable de la subsidence observée au bord sud du Bassin. Le piégeage et la conservation des sédiments déposés pendant la phase 3, réalisés par le jeu combiné de la tectonique et des érosions sous-marines liées aux mouvements eustatiques, y sont clairement exprimées. On voit, par exemple, comment les failles limitent vers le sud l'extension

du Tuffeau de Saint-Symphorien et déterminent l'épaississement progressif de la Craie Phosphatée de Ciplly vers le centre du Bassin.

En outre, la figure 5 donne probablement une idée de la géométrie réelle des surfaces de stratification dans le Bassin. On réalise aussi dans quelle mesure les informations ponctuelles des sondages, lissées par les cartes structurales, sont incapables de restituer une telle structuration.

Les séismes du Hainaut s'intègrent dans le contexte principalement extensif reconnu dans le Bassin de Mons depuis le Crétacé jusqu'au Tertiaire (fig.3). Ils tendent à en prouver le fonctionnement actuel. Leur étude précise, en particulier la détermination des mécanismes au foyer, est maintenant possible grâce à l'enregistrement fiable et continu des secousses sismiques (Camelbeeck, 1988 et 1989).

Leurs caractéristiques témoignent de l'importance de la fracturation de la zone sismogénique qui apparaît étendue aux dix premiers kilomètres de la croûte. Les mécanismes actuellement établis sont compatibles avec le contexte extensif. En outre, la profondeur des foyers, connue avec précision (6 à 7 km), démontre leur indépendance par rapport à la dissolution des évaporites viséennes (1.9 à 2.7 km). Les relations de la

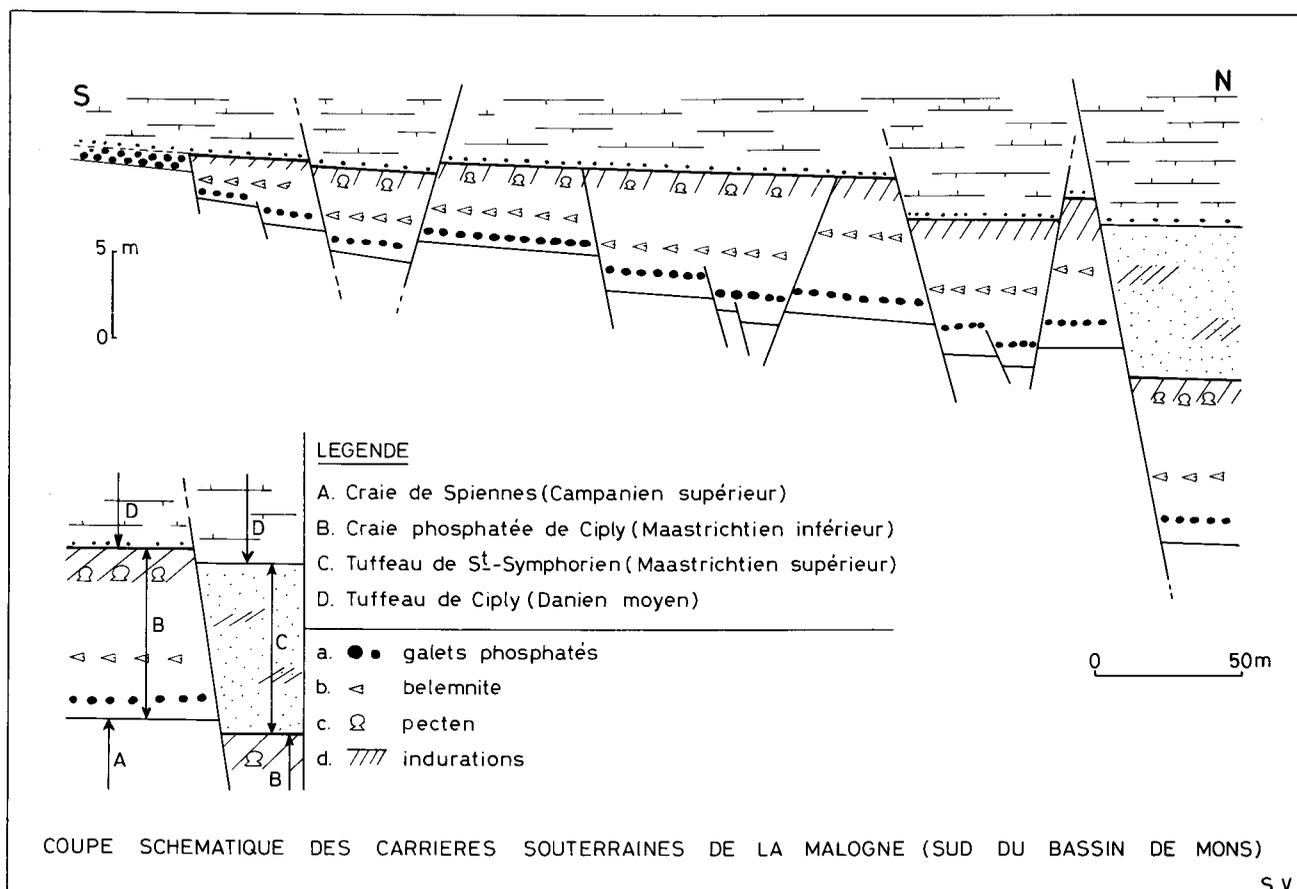


Fig. 5.- coupe schématique des carrières souterraines de La Malogne décrivant la structure en horsts et grabens du bord sud du Bassin de Mons.

subsidence avec la tectonique, suspectées depuis longtemps, recevraient ainsi une certaine confirmation.

IV.- INTERPRETATIONS

Cernées de cette façon, les quatre phases de subsidence, peuvent être rapportées à un cadre géodynamique assez bien documenté.

La phase 1 s'inscrit dans un contexte permettant un intense lessivage des évaporites viséennes qui libère, dans le Bassin de Mons et sans doute ailleurs sur le bord nord du Synclinorium de Namur, la place nécessaire à l'accumulation des facies wealdiens par exemple.

Un faisceau d'arguments cohérents tend à montrer que la conjonction de plusieurs facteurs géodynamiques déclenchent, puis amplifient la karstification profonde du Viséen. Un régime hydrogéologique particulier s'établit alors, contrôlé principalement, par un niveau de base très bas et la mise à l'affleurement des calcaires carbonifères suite à la dénudation du Massif du Brabant. En outre, ce régime fonctionne dans un contexte tectonique en extension susceptible de favoriser aussi la circulation des fluides. En effet, il survient pendant une importante période de rifting en Mer du Nord (Ziegler, 1982). La transgression crétacée met logiquement fin à ce régime, au Turonien inférieur, dès qu'elle atteint régionalement une certaine importance.

Dans la mesure où de telles conditions ne se reproduiront plus par la suite, on est en droit de penser que la karstification profonde restera très modérée, voire nulle, au cours des autres phases d'évolution de la subsidence.

La phase 2 est certainement dominée par l'accroissement de l'espace disponible lié à la montée du niveau marin et il est vraisemblable que la sédimentation met alors à profit les volumes existants, notamment topographiques, tandis que le moteur karstique est sans doute inopérant. En revanche, des failles synsédimentaires ont été reconnues dans le Campanien révélant l'intervention de la subsidence tectonique au cours de cette phase.

Dans la phase 3, l'incitation tectonique est manifeste et reflète localement, les épisodes de déformation fini-crétacés et paléocènes de l'Europe du NW (Ziegler, 1982). L'accumulation des sédiments est réalisée dans un système en extension qui interfère avec des érosions sous-marines réglées par les fluctuations du niveau marin.

A l'échelle du Bassin, les déplacements rapides des pôles de subsidence des phases 3 et 4 sont un caractère sans doute très spécifique de la nature

tectonique du phénomène. Ces mouvements amènent les pôles de subsidence à se superposer localement à des zones déjà subsidentes au cours de la phase 1. Il est alors difficile d'invoquer à nouveau la dissolution des évaporites, surtout si l'on admet qu'elles ont totalement disparu pendant le wealdien. Le modèle le plus probable, susceptible de rendre compte de telles particularités, est celui d'un complexe de failles anté-crétacées réagissant en fonction des variations du champs de contrainte depuis le Crétacé inférieur. Ainsi seraient engendrés des systèmes de failles en extension parmi lesquels se place, au début de la phase 3, au Maastrichtien inférieur, un régime de type pull-apart (fig.3; Vandycke *et al.*, 1988; Vandycke et Bergerat, 1989).

L'observation de tectoglyphes dans le Landénien et dans l'Yprésien (études en cours) démontre la poursuite des effets tectoniques au cours de la phase 4. D'ailleurs, la superposition partielle de la synforme de Hensies-Bernissart à une zone déjà subsidente au cours des temps wealdiens et albocénomaniens, argumente aussi dans ce sens. Le changement du régime de contrainte (phase pyrénéenne, séparation Spitzberg-Groenland?) entraînerait le jeu de failles différentes de celles réactivées par la phase précédente.

V.- CONCLUSIONS

Un réexamen des données disponibles, nous conduit à rappeler et à préciser l'intervention du facteur tectonique dans la subsidence du Bassin de Mons. La manifestation de la tectonique est claire dès le Crétacé supérieur et se prolonge dans le Tertiaire et l'Actuel. Le modèle tectonique actif est probablement un système de failles anciennes réagissant aux évolutions du champs de contrainte. Le Bassin de Mons constitue de cette manière, un enregistreur sensible aux événements tectoniques ayant leur siège, du Crétacé inférieur à l'Éocène inférieur, entre l'Atlantique Nord et la Téthys.

De plus, notre étude révèle aussi l'importance des fluctuations du niveau marin qui sont mises en cause dans la karstification profonde responsable des accumulations wealdiennes. L'épirogenèse brabançonne, facteur tectonique non négligeable du phénomène, y est cependant associée.

Tenant compte de ce que, d'une part les documents utilisés restent perfectibles, de même que leur interprétation, et que d'autre part les études tectoniques sont encore partielles, des progrès importants sont escomptés. Ils devraient aller dans le sens d'une meilleure modélisation tectonique du Bassin et d'une situation plus précise de son évolution dans la chronologie des fluctuations eustatiques et des événements tectoniques.

VI.- REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier M. Cordonnier qui nous a permis d'utiliser les données de son mémoire de licence, ainsi que l'lr A. Delmer et le Dr Françoise Bergerat qui nous ont fait bénéficier de discussions nombreuses et constructives.

BIBLIOGRAPHIE

- CAMELBEECK, T., 1988. La séquence séismique dans la région de Dour de février à mai 1987. *Bull. Cl. des Sc.*, 5eme série, 74: (2-3), 96-116.
- CAMELBEECK, T., 1989. L'activité séismique actuelle (1985-1989) en Belgique. Comparaison avec les données de séismicité historique et instrumentale. Séismotectonique. A paraître dans *Bull. Soc. Géol. de Belgique*, (2) (Ce volume).
- CORDONNIER, M., 1984. La structure du Bassin de la Haine et ses relations avec les circulations karstiques dinantiennes. Mém. de licence en Sc. géol. et minér., U.L.B.
- CORNET, J., 1927. L'époque wealdienne dans le Hainaut. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, 50: B.89-103.
- CORNET, J., 1928. Les mouvements saxoniens dans le Hainaut. *Bull. Cl. des Sc. Acad. royale de Belgique*, 14: 109-126.
- DEJONGHE, L., FAIRON-DEMARET, M., GAUTHIER, B. et STREEL, M., 1987. Détermination par analyse palynologique de l'âge crétacé inférieur de mise en place du gisement de baryte de Fleurus (Synclorium de Namur, Belgique). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 304, II, 6, 227-232.
- DELMER, A., 1972. Origine du Bassin Crétacique de la vallée de la Haine. Une hypothèse. *Prof. Paper, Serv. géol. Belgique*, (5).
- DELMER, A., 1977. Le Bassin du Hainaut et le sondage de Saint-Ghislain. *Prof. Paper, Serv. géol. Belgique*, (143).
- DELMER, A. et VAN WICHELEN, P., 1980. Répertoire des puits naturels connus en terrain houiller du Hainaut. *Prof. Paper, Serv. géol. Belgique*, (172).
- DELMER, A., LECLERCQ, V., MARLIERE, R. et 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. et CORDONNIER, M., 1986. La dissolution des évaporites du Dinantien et ses conséquences. *Bull. Soc. belge Géol.*, 95: (2-3), 75-81.
- DERAYMAEKER, D. et PAEPE, R., avec la coll. de BAETEMAN, C., DELMER, A., HERMAN, J., MAEYENS, M., PRILS, H., 1975. Les tourbes de la vieille Haine aux environs de Ghlin. *Prof. Paper, Serv. géol. Belgique*, (6).
- DUMON, P., 1952. La surface de la base du Landénien marin, sur la planchette topographique Mons au 1/40.000. *Public. Assoc. Ingén. Fac. Pol. Mons*. 3eme fasc. 19-23, 1 carte.
- DUPUIS, CH. and ROBASZYNSKI, F., 1986. Tertiary and Quaternary deposits in and around the Mons Bassin, documents for a field trip. *Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol.* 23 (1), 2-19.
- DUPUIS, CH., BRYCH, J., LAGA, P. et VANDENBERGHE, N., 1988. Sondage stratigraphique au Mont-Panisel: premiers résultats géologiques et géotechniques. *Bull. Soc. belge Géol.*, 97: (1), 35-46.
- GODFRIAUX, I. et MARLIERE, R., 1971. Relations entre Danien et Montien à Mons. *Bull. Soc. géol. de France*, (7), 13: 239-244.
- GODFRIAUX, I. et ROBASZYNSKI, F., 1974. Le Montien continental et le Dano-Montien des sondages de Hainin (Hainaut, Belgique). *Ann. Soc. Géol. de Belgique*. 97: 185-200.
- GROESSENS, E., CONIL, R. et HENNEBERT, M., 1979. Le Dinantien du sondage de Saint-Ghislain. Mém. Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique, 137 p., (22), 22 fig., 27 pl., 5 tabl.
- IMPENS A., 1983. Carte des isohypses du sommet du Paléozoïque de la vallée de la Haine traitée par ordinateur et table traçante. Inédit.
- LECLERCQ, V., 1980. Le sondage de Douvrain. *Prof. Paper, Serv. géol. de Belgique*, (170).
- MARLIERE, R., 1949. Le site géologique du captage d'Hainin-Hautrage (Hainaut). *Ann. Soc. géol. de Belgique*. 73: B.55-90, 1 pl.
- MARLIERE R., 1951. Les tremblements de terre d'avril-mai 1949 dans la région de Mons. *Bull. Soc. belge Géol.*, 60: 17-27.
- MARLIERE, R., 1955. Définition actuelle et gisement du Montien dans le Bassin de Mons. *Bull. Soc. Géol. de Belgique*. 78: B.297-316.
- MARLIERE, R., 1957. Sur le Montien de Mons et de Cibly. *Bull. Soc. belge Géol.*, 66: 153-166.
- MARLIERE, R., 1969. C.R. des journées de l'Assoc. des géol. du Bass. de Paris dans le Bassin de Mons (14-17 mai 1969). *Bull. d'Inf. des Géol. du Bass. de Paris*, (21), 235-273.
- MARLIERE, R. et ROBASZYNSKI, F., 1975. Crétacé. Document n°9. Conseil Géologique - Commissions Nationales de Stratigraphie - Commission Mésozoïque - Ministère des Affaires Economiques - Service géologique de Belgique. 53 p., 18 fig.
- Odin, G.S., 1982. Numerical dating in stratigraphy. Part I. John Wiley & Sons. 630 p.
- PATIEN, R.J.H., 1963. Het Carboon in de ondergrond van Nederland en de oorsprong van het massief van Brabant. *Geologie en Mijnbouw*, 42, 348-349.
- ROBASZYNSKI, F., 1979. Comparaison between the Middle Cretaceous of Belgium and some french regions. Aspektes der Kreide Europas. IUGS Series A, (6), 543-561.
- ROBASZYNSKI, F. and SUSTRAC, G., 1988. Cretaceous phosphorites of northern France and Belgium. Field excursion guidebook. 11th international field workshop and symposium. IGCP, project 156 Phosphorites. September 1988, England, 56 p., 27 fig., 1 tabl.
- ROBASZYNSKI, F. and CHRISTENSEN, W.K., 1989. The Upper Campanian-Lower Maastrichtian chalks of the Mons Bassin, Belgium: a preliminary study of belemnites and foraminifera in the Harmignies and Cibly areas. *Geologie en Mijnbouw*, 68, 391-408.
- ROUCHY, J.M., GROESSENS, E. et MONTY, C., 1986. Les évaporites pré-permiennes en Europe. Avant-propos. *Bull. Soc. belge Géol.*, 95: (2-3), 75-81.
- STEVENS, M., 1933. Déformations tectoniques récentes observables en Belgique. la vallée de la Haine s'affaisse-t-elle encore de nos jours? *Publ. Ass. Ing. E. Mines Mons*, (45), 2, 211-225.
- VAN DEN HAUTE, P. and VERCOUTERE, C., 1989. Apatite fission track evidence for a Mesozoic uplift of the Brabant massif: preliminary results. This issue.
- VANDYCKE, S. et BERGERAT, F., 1989. Analyse microtectonique des déformations cassantes dans le Bassin de Mons. Reconstruction des paléo-champs de contraintes au Crétacé-Tertiaire. Ce volume.
- VANDYCKE, S., BERGERAT, F. et DUPUIS, Ch., 1988. Paléocontraintes à la limite Crétacé-Tertiaire dans le Bassin de Mons (Belgique). Implications cinématiques. Relations avec la zone de cisaillement Nord-Artois. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 307, II, 303-309.
- ZIEGLER, P.A., 1982. Geological atlas of western Europe. Elsevier.