

SEDIMENTOLOGIE DE LA FORMATION ANHYDRITIQUE VISEENNE DU SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN (HAINAUT, BELGIQUE) IMPLICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES ET STRUCTURALES

par Jean-Marie ROUCHY (*), Eric GROESSENS (**)

et Alain LAUMONDAIS (***)

RESUME. - La découverte d'une puissante formation anhydritique (jusqu'à 760 mètres d'épaisseur) d'âge viséen dans le sondage de Saint-Ghislain (Synclitorium de Namur, Hainaut, Belgique) présente d'importantes implications pour l'interprétation paléogéographique et structurale de cette partie du domaine varisque. Depuis, la mise en évidence de très nombreux vestiges pseudomorphosés de minéraux évaporitiques dans les différentes unités structurales d'une part, ainsi que celle d'une formation anhydritique épaisse sous la faille du Midi dans une région plus méridionale (sondage Epinoy 1, près de Cambrai, France) d'autre part, confirme l'hypothèse proposée d'une extension très importante des milieux évaporitiques. Il est vraisemblable que la discontinuité actuelle de ces dépôts qui peut être, en partie, liée à une différenciation paléogéographique originelle (dépressions à sédimentation évaporitique, marges et/ou points-hauts à sédimentation carbonatée) résulte en majeure partie d'un morcellement intense imposé par le jeu conjugué des déformations tangentielles du plissement hercynien, des déformations halocinétiques et des phénomènes de dissolution (karst profond, brèches de collapse, etc...).

L'étude sédimentologique préliminaire des intervalles anhydritiques a permis de dégager un certain nombre d'éléments nouveaux concernant :

1. les mécanismes et les environnements de dépôt : gypse de précipitation sous-aquatique et de diagenèse précoce; transformation gypse-anhydrite en partie précoce et principalement liée à l'enfouissement; ainsi, l'hypothèse d'un dépôt originel principalement gypseux soumis à une anhydritisation complète au cours de l'enfouissement a été préféré à une interprétation monolithique en terme de diagenèse précoce subaérienne (sabkha supralittorale) bien que de tels mécanismes aient pu intervenir localement et épisodiquement;
2. les étapes principales d'une diagenèse polyphasée : transformation gypse/anhydrite; calcitisation des sulfates postérieurement à l'anhydritisation; silification postérieure à l'anhydritisation et parfois à la calcitisation et en majeure partie pré-tectonique; remplacements tardifs calcite/anhydrite (porphyroblastique, de remplissage, etc...) postérieurement aux déformations tectoniques;
3. l'importance des déformations sous contrainte cisailante et rapportées à la phase asturienne qui se traduit par une réorganisation structurale du sédiment étirements rotationnels, lamination tectonique, microplissement, structures ocellées, etc...); malgré l'hétérogénéité de cette série composée d'une alternance de niveaux de compétence très différente (anhydrite et calcaires) et la plasticité des masses anhydritiques, différents critères faisant intervenir le style de la déformation d'une part et l'implication ou non des carbonates d'autre part permettent de mettre en évidence une augmentation globalement croissante de l'intensité de la déformation du sommet vers la base de la formation

(*) GRECO 52, Muséum National d'Histoire Naturelle, Laboratoire de Géologie, 43, rue Buffon, F-75005 Paris.

(**) Service Géologique de Belgique, 13 rue Jenner, B-1040 Bruxelles.

(***) Compagnie Française des Pétroles, Filiale France-Espagne, 39/43, quai A. Citröen, F-75639 Paris.

et dont l'acmé coïnciderait avec l'intervalle karstifié; ceci conduit à envisager l'existence d'une discontinuité mécanique au mur des anhydrites, discontinuité dont la signification est discutée : glissement tectonique corrélable avec des structures importantes dont l'existence a été soupçonnée par ailleurs, accident chevauchant très local, surface de décollement halocinétique conséquence de la compression hercynienne, zone d'amortissement frontal d'écaillage; etc...

Malgré l'insuffisance et la discontinuité des données d'observation actuellement disponibles, les résultats de l'étude des anhydrites de Saint-Ghislain permettent donc de dégager un certain nombre d'hypothèses. Au Viséen moyen et supérieur, un vaste domaine paralique devait couvrir toute la périphérie du massif brabançon s'étendre au sud sous la nappe de Dinant; les exigences spécifiques de la sédimentation évaporitique imposent de considérer des fluctuations des paramètres physico-chimiques du milieu (profondeur, salinité, etc...). Le dépôt de paragenèses de sels plus solubles (halite, sels de K ou Mg) ultérieurement dissous ou encore non découverts ne peut être exclu.

La position structurale en série inverse des anhydrites du sondage d'Epinois s'ajoutant aux déformations décrites à Saint-Ghislain confirment bien la nécessité de prendre en compte l'intervention directe de ces dépôts évaporitiques viséens - et éventuellement plus anciens - dans la mise en place des grandes unités structurales et le rôle des dissolutions postérieures dans la déformation des principaux accidents (très importantes au niveau de l'interprétation des profils sismiques). L'ensemble de ces propositions devront être prises en compte dans les études préliminaires à l'implantation d'un forage profond dans le nord de la France.

ABSTRACT. - The sedimentological study of the Visean anhydrites from Saint-Ghislain borehole (Namur basin, Hainaut, Belgium) leads to a better understanding of the depositional environments, of the successive post-sedimentary changes and of the effects and significance of tangential deformation (associated with flow mechanisms) related to the Hercynian orogeny.

A diversified environment of deposition (subaqueous gypsum precipitation, early diagenetic gypsum or anhydrite, etc...) can be admitted; a burial related anhydritization erasing primary structures are preferred to monolithic interpretation of subaerial early diagenesis as it could be suggested by predominantly nodular and mosaic fabrics.

An attempt of chronology of the mineralogical and textural post-sedimentary changes was established referring to the early diagenesis, burial and tectonic events: anhydritization of gypsum, weak calcitization of the calcium sulphate after the anhydritization of gypsum, limited silifications predominantly before and partly after tectonic deformation, later anhydritic replacements of carbonates (porphyroblasts, veinlets, void filling ...) after the major deformation.

Main tectonic and associated halokinetic features are analysed and discussed: the rotational stretching of the nodules, the tectonic lamination, the microfolding, etc... In the major intensity of the deformation the structures become similar to each of some metamorphic rocks. The extreme variability of the style and the intensity of the deformation is related to the difference of mechanical properties of the anhydrite (ductile) and interlated carbonates (competent) and are strongly dependant of the relative thickness of each component. This type of deformation, characteristic of tangential stresses and/or flowing mechanisms can be related with hercynian deformations.

The progressive downward increasing of the relative intensity of the deformation of which the maximum coincides with deep karstification leads to some hypothesis:

1. the necessity to admit a mechanical thickening of the anhydrite formation important for the paleogeographic interpretation;
2. a possible discontinuity at the floor of the anhydrite: a tangential thrust related with known or supposed deep seismic reflectors; plane of halokinetic decollement; frontal damping of thrust.

We must consider the Visean evaporitic basin extends largely around the Brabant massif and southward in the extension of the Namur Basin below the Midi thrust as that is proved by the recent discovery of the thick anhydritic formation in the Epinois Borehole, near Cambrai (France). In addition to the lack of sufficient subsurface data, the discontinuity of the evaporitic basin can be related to an original paleogeographical differentiation or rather to the break up of the more extended former basin (s) by more or less intensive hercynian deformations associated with diapirism and dissolution processes.

S O M M A I R E

RESUME

INTRODUCTION

I. GENERALITES. CADRE GEOLOGIQUE ET REPARTITION DES EVAPORITES.

II. RAPPEL DU CADRE STRATIGRAPHIQUE.

III. ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE.

A. LES SEDIMENTS CARBONATES INTERCALAIRES ET LEUR SIGNIFICATION.

B. LES SEDIMENTS EVAPORITIQUES.

1. Les structures primaires de dépôt et leur signification .

a. Les vestiges de gypse cristallin.

1. Description.

2. Signification environnementale.

b. L'anhydrite nodulaire.

1. Description.

2. Interprétation environnementale.

2. Les transformations diagénétiques.

a. La transformation gypse-anhydrite/carbonates.

1. Description.

2. Interprétation.

b. Les phénomènes de silicification.

1. Description.

2. Modalités de formation.

c. L'anhydrite de remplacement tardif.

1. Description pétrographique.

2. Discussion et essai d'interprétation.

d. Quelques types de phénomènes diagénétiques.

3. La déformation tectonique de l'anhydrite.

a. Description des structures.

b. Interprétation.

4. Les épisodes bréchiques.

IV. ESSAI DE SYNTHESE : IMPLICATIONS PALEO GEOGRAPHIQUES ET STRUCTURALES.

A. SIGNIFICATION PALEOENVIRONNEMENTALE.

1. Caractéristiques du milieu de dépôt.

2. L'organisation du domaine évaporitique.

3. L'intensité du confinement.

B. IMPLICATIONS STRUCTURALES.

1. L'existence possible d'une surface de glissement tectonique à la base des évaporites.

2. La possibilité d'une surface de décollement halocinétique.

3. Dissolution et structures d'effondrement (collapse).

V. CONCLUSIONS GENERALES.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.

VI. ANNEXE : Remarques concernant la limite entre le Tournaisien et le Viséen (R. CONIL).

PLANCHES.

INTRODUCTION.

En 1974, le sondage de recherche de Saint-Ghislain, effectué près de Mons (Hainaut, Belgique) à l'initiative du Service Géologique de Belgique, révélait l'existence d'une formation évaporitique épaisse d'environ 760 mètres dans le Viséen (L. DEJONGHE *et al.*, 1976) du bassin de Namur (Fig. 1). Classiquement, les assises paléozoïques qui constituent le synclinorium de Namur appartiendraient à l'autochtone de la chaîne hercynienne d'Europe septentrionale qui serait recouvert, au sud, par les unités charriées du synclinorium de Dinant; le plan de chevauchement correspond à la faille du Midi qui se suit dans la plus grande partie de l'Europe du nord-ouest. La démonstration de l'existence d'épaisses formations évaporitiques alors que, jusqu'à cette date, seuls quelques bancs peu épais étaient connus dans le Givétien (sondage pétrolier d'Annappes, sondages de reconnaissance stratigraphique de Tournai et de Leuze) devait bouleverser les conceptions paléogéographiques de cette partie du domaine varisque et surtout, conduire à examiner l'hypothèse de leur intervention dans la tectonique hercynienne.

En fait, l'un des objectifs du sondage de Saint-Ghislain était de vérifier l'hypothèse d'un épaississement de ces anhydrites givétiennes vers le sud du bassin de Namur; si l'ouvrage qui s'est arrêté à la profondeur de 5.406 mètres, toujours dans les assises frasniennes, n'a pas permis de réaliser cet objectif, il a néanmoins révélé l'épaisseur considérable des terrains dévono-carbonifères.

La découverte de ces évaporites suivie de la mise en évidence de vestiges nombreux à l'affleurement et la présomption d'existence de tels dépôts également épais dans le Givétien permettaient d'entrevoir une explication plus cohérente pour de nombreux phénomènes demeurés jusqu'alors inexplicables ou mal interprétés; c'est le cas notamment de la morphologie du fond du bassin crétacé de Mons, des épisodes bréchiques, des puits naturels, de la déformation des principaux accidents chevauchants, confirmant ainsi magistralement les propositions que A. DELMER (1972) avait formulées à leur sujet avant même que ne soit soupçonnée l'existence de ces évaporites épaisses.

Leur importance fondamentale pour l'interprétation paléogéographique et structurale a fait apparaître la nécessité d'une étude sédimentologique détaillée de la formation anhydritique de Saint-Ghislain; la réalisation de cette étude était en outre facilitée par l'existence d'un matériel de choix sous la forme d'un carottage continu qui a été aimablement mis à notre disposition par le Service Géologique de Belgique. Une première description systématique des carottes, assortie d'une caractérisation stratigraphique très précise et de corrélations avec les formations observées à l'affleurement (E. GROESSENS *et al.*, 1979), a servi de support aux études plus spécifiques des sédiments anhydritiques.

Les résultats préliminaires qui font l'objet de cet article permettent de

proposer à partir d'une analyse des structures de dépôt, de la chronologie des phases de diagenèse et des déformations produites par la tectonique hercynienne, de nouveaux éléments d'interprétation paléogéographique et structurale du synclinorium de Namur. Cette étude sera poursuivie et étendue à l'ensemble des épisodes évaporitiques du Paléozoïque et des sédiments associés.

I. GENERALITES, CADRE GEOLOGIQUE ET REPARTITION DES EVAPORITES.

Les éléments les plus apparents de l'agencement structural à l'échelle régionale sont hérités des déformations de la phase hercynienne paroxysmale ou phase asturienne qui masquent en partie les étapes d'une histoire géologique plus complexe dans laquelle les effets du cycle calédonien observable en Ardenne, ont pu être importants. Il est classiquement admis que le bassin de Namur, situé au nord du chevauchement frontal de la chaîne hercynienne matérialisé par la faille du Midi qui se suit dans une grande partie de l'Europe du nord-ouest, constitue l'autochtone du domaine varisque. Il s'appuie au nord contre le paléorelief brabançon, fragment résiduel du socle calédonien qui le sépare du bassin plus septentrional de Campine. La nappe de Dinant recouvre donc le synclinorium de Namur par la faille chevauchante du Midi qui est faiblement pentée vers le sud et dont la flèche dépasse 30 kilomètres. En fait, le bassin de Namur et plus particulièrement le houiller qui occupe le coeur du synclinorium ont été intensément disloqués par des failles inverses, directionnelles, qui délimitent des écailles. Cette phase asturienne qui se situe en grande partie à la fin de Westphalien C provoque l'exondation du pays et la lacune du Stéphanien. Après une longue période d'émersion marquée par le dépôt discontinu de Wealdien, la mer ne reconquiert le bassin de Mons qu'à l'Albien.

Rappelons l'apparente continuité des traits paléogéographiques majeurs au front de la chaîne; ainsi, l'épaississement du Dévono-carbonifère à Saint-Ghislain paraît caractériser une aire subsidente (P. MICHOT, 1980) dont la pérennité depuis le Givétien (sillon borain) semblerait attestée par la coïncidence avec les limites d'extension du bassin houiller d'une part et du sillon crétacé du bassin de Mons d'autre part. Il serait alors satisfaisant d'admettre que ce sillon ait pu contrôler le dépôt des masses importantes d'évaporites rencontrées à Saint-Ghislain mais aussi de celles qui sont supposées exister dans le Givétien et dont les niveaux peu épais rencontrés dans les sondages de Annappes 1, Tournai et Leuze (R. VAN TASSEL, 1961; M. COEN-AUBERT *et al.*, 1980) ne représenteraient qu'une expression marginale.

La réalité pourrait être plus complexe; en effet, un profil sismique a permis de mettre en évidence, dans la région de Dinant et sous la faille du Midi, l'existence d'autres réflecteurs (J. M. BLESS *et al.*, 1977); si l'on considère

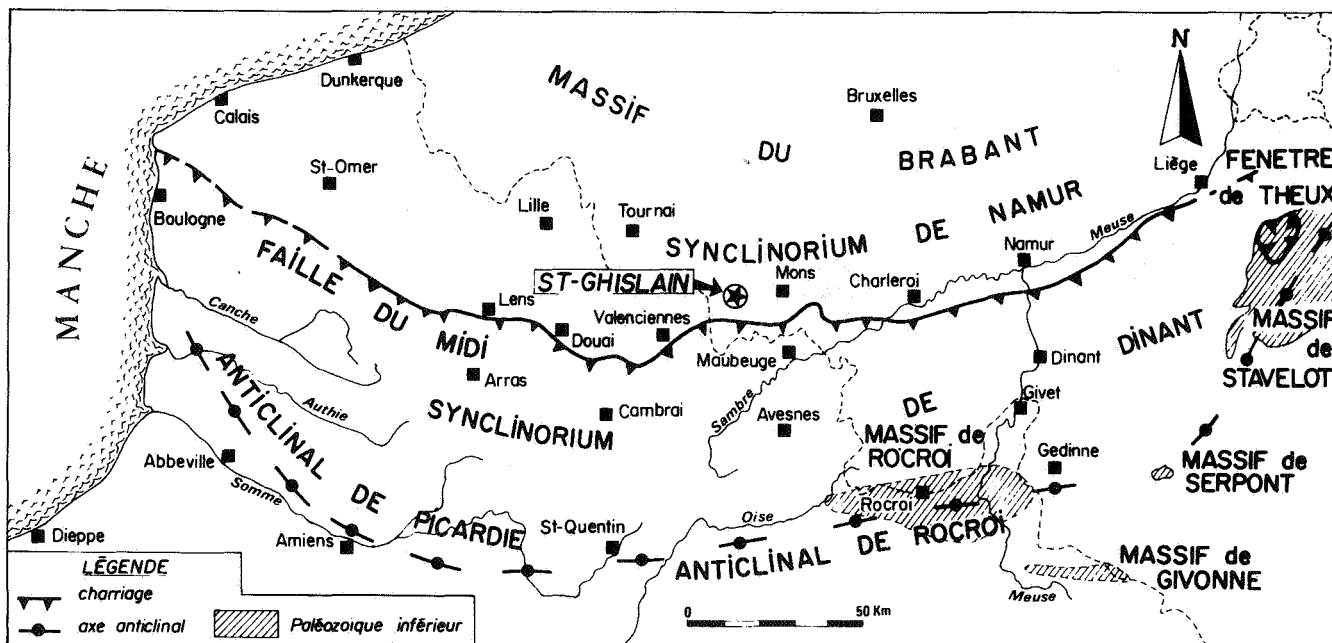


Fig. 1 - Carte de situation (d'après A. BOUROZ, 1960, modifié).

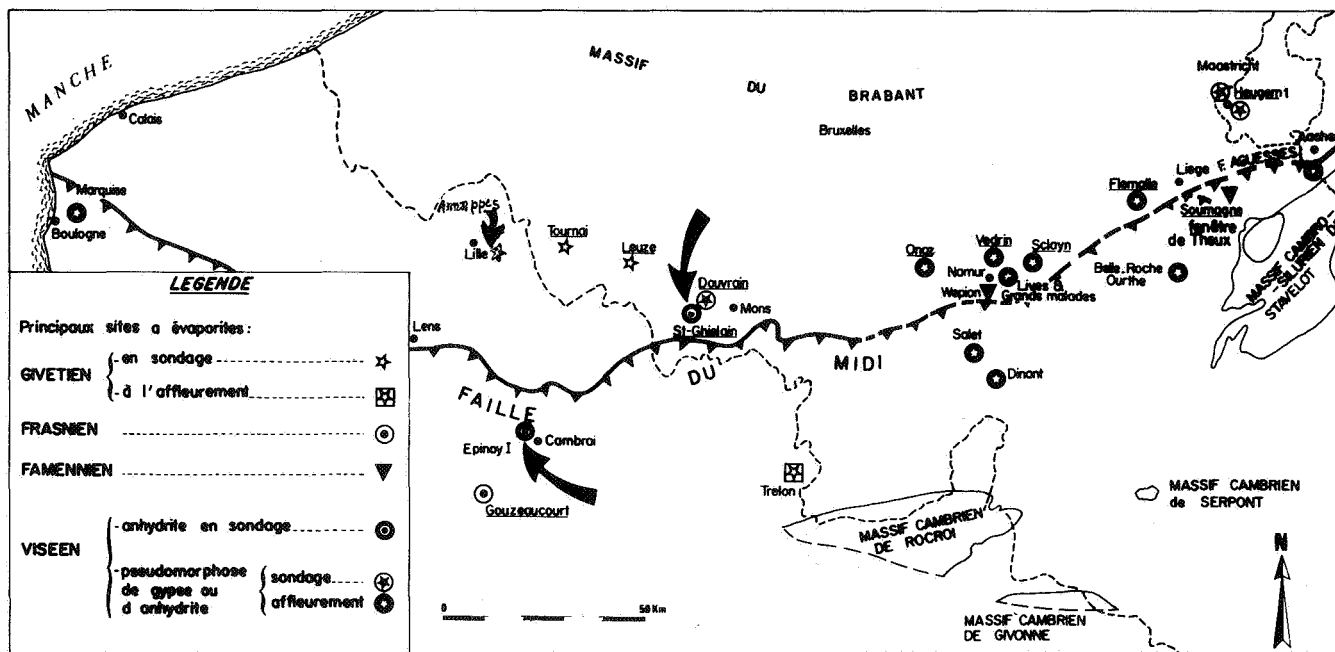


Fig. 2 - Carte de localisation des principaux sites où ont été observés des évaporites.

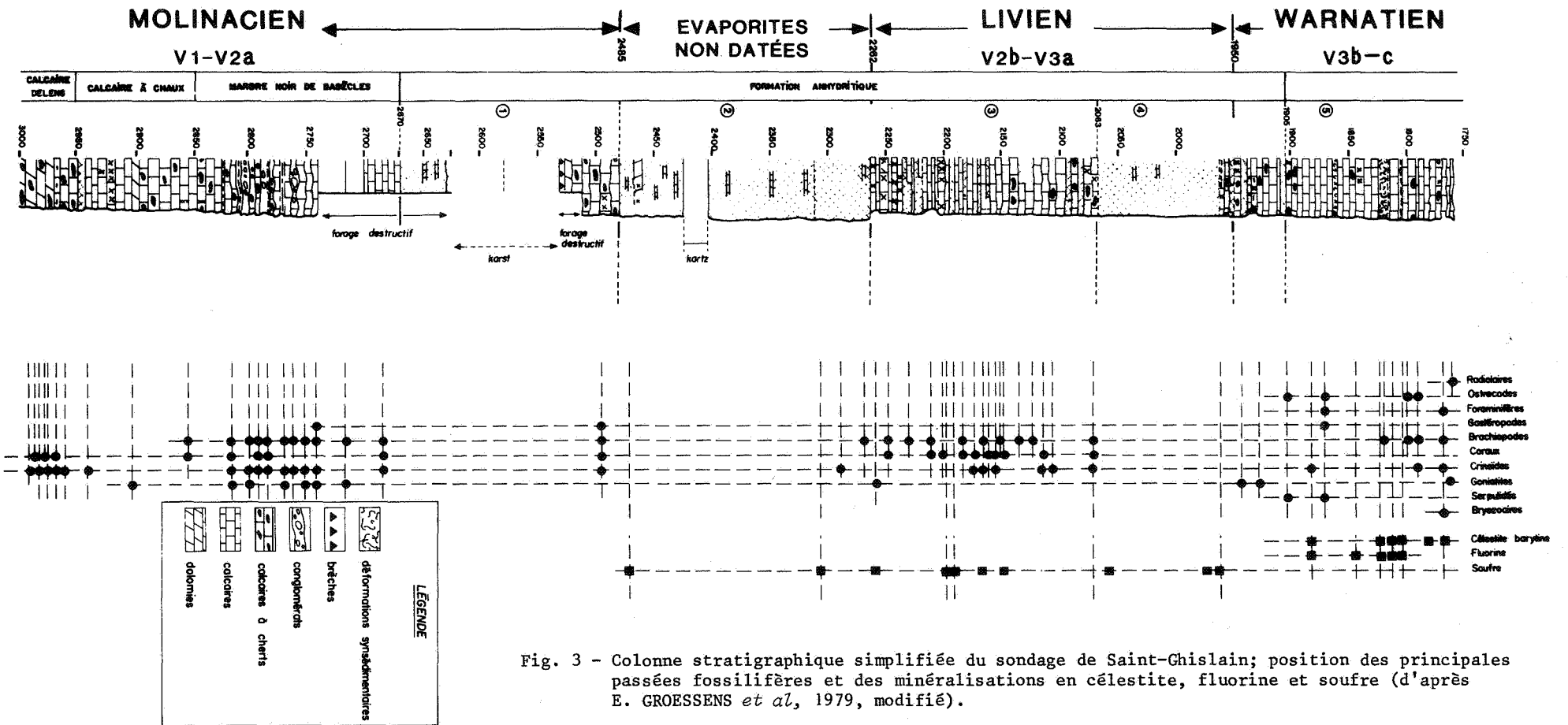


Fig. 3 - Colonne stratigraphique simplifiée du sondage de Saint-Ghislain; position des principales passées fossilifères et des minéralisations en célestite, fluorine et soufre (d'après E. GROESSENS *et al.*, 1979, modifié).

l'hypothèse qu'il s'agit d'un accident du même type qui devrait arriver à l'affleurement dans le bassin de Namur, il conviendrait alors de reconsidérer l'autochtonie de ce dernier comme l'ont envisagé J. M. BLESS *et al.* (1977); un accident important existe d'ailleurs à ce niveau dans la région lilloise (J. F. BECK-GIRAUDON *et al.*, 1980) et l'étude des anhydrites de Saint-Ghislain fait apparaître l'importance de déformations cisailantes vers le bas de la formation (voir infra) suggérant qu'elles ont été impliquées dans des processus tectoniques plus importants.

En dehors des formations évaporitiques épaisses précédemment citées, de nombreux vestiges d'épisodes évaporitiques ont été mis en évidence récemment tant en sondage qu'à l'affleurement, apportant ainsi la preuve de leur extension géographique et stratigraphique relativement importante au cours du Paléozoïque dans cette partie du domaine varisque. Celle-ci est d'ailleurs confirmée par la découverte récente d'une épaisse formation anhydritique dans le sondage Epinoy 1 près de Cambrai dont les matériaux sont en cours d'étude. Dans le forage de Saint-Ghislain lui-même, de telles occurrences sont observées dans le Famennien (4.380 mètres de profondeur) à l'état de pseudomorphoses carbonatées d'anhydrite à structure mosaïque et dans le Viséen inférieur (V1a) sous forme de passées ou de nodules anhydritiques vers 3.650, 3.425 et 2.950 mètres. Elles sont connues également dans le Famennien du sondage de Soumagne au sud du bassin de Herve (J. M. GRAULICH, 1963) et dans le Frasnien du sondage de Gouzeaucourt dans le nord de la France.

A l'affleurement, seules des pseudomorphoses d'anhydrite ou de gypse ont été observées dans toutes les unités structurales (Fig. 2) : dans la partie médiane (VEDRIN et ONOZ; L. HANCE et M. HENNEBERT, 1980; L. HENNEBERT et M. HANCE, 1980)* et orientale (L. JACOBS *et al.*, 1982) du bassin de Namur; au nord-est du bassin de Dinant (L. JACOBS *et al.*, 1982); dans le bassin de la Vesdre (R. SWENNEN *et al.*, 1982); dans l'anticlinal du Condroz (R. CONIL, comm. pers.); à l'est du massif du Brabant (sondage de Heugem près de Maastricht aux Pays-Bas (J. M. BLESS *et al.*, 1981); dans le Boulonnais (E. GROESSENS, obs. pers.); des vestiges de minéraux évaporitiques sont également signalés dans les grands épisodes bréchi-ques : grande brèche de Dinant (I. M. WEST, 1969; H. PIRLET et J. BOUCKAERT, 1976), brèche de l'Ourthe (E. GROESSENS *et al.*, 1979), etc; la plupart de ces épisodes bréchi-ques ont pu être corrélés précisément avec les niveaux évaporitiques de Saint-Ghislain (Fig. 3).

Même si ces niveaux ne représentent que des expressions marginales, ils n'en demeurent pas moins indicateurs de la fréquence des épisodes évaporitiques et de leur large distribution. Il est probable que cet inventaire incomplet et provisoire se complètera au fur et à mesure que progresseront les programmes de

forages appliqués ou de recherche et les études de terrain; on peut déjà considérer que l'extension originelle de ces dépôts était nettement plus importante que ne l'indiquerait leur discontinuité actuelle; comme nous allons le voir, les déformations hercyniennes dans lesquelles ont été impliquées ces formations, les phénomènes d'halocinèse et les dissolutions d'anhydrite et/ou de paragenèse de sels plus solubles, ont modifié inmanquablement la répartition de sédiments dont on connaît la labilité et l'aptitude à la migration et à la recristallisation.

II. RAPPEL DU CADRE STRATIGRAPHIQUE.

La composition de la formation évaporitique de Saint-Ghislain dont l'épaisseur totale peut être estimée à près de 765 mètres n'est pas homogène; les couches d'anhydrite qui s'intercalent dans le calcaire viséen entre 2.670 et 1.905 mètres forment deux masses principales (2.670 - 2.262 m. et 2.064 - 1.963 m) entre lesquelles les carbonates sont prédominants ou largement représentés; quelques rares épais pour justifier une extension verticale des limites de la formation se rencontrent jusqu'à 1.804 mètres de profondeur au-dessus du toit de ladite formation mais également sous son mur jusque vers 3.650 mètres (voir § I). Vers la base de la formation, deux épisodes karstiques ont été observés, le premier de 2.404,20 à 2.424,60 m et le second nettement plus complexe et associé à des sédiments bréchi-ques compris entre 2.525 m et 2.630 mètres.

L'étude stratigraphique publiée par E. GROESSENS *et al.* (1979) dont nous résumerons les principaux résultats montre que la sédimentation évaporitique a débuté dans le Molinacien dont les faunes caractéristiques ont été rencontrées jusqu'à 2.485 m, à l'intérieur de la masse évaporitique inférieure. L'absence de microfaune caractéristique dans les évaporites elles-mêmes ne permet pas de situer avec précision les limites entre les sous-étages; toutefois, les faunes du Livien sont observées à partir de 2.262 m et celles du Warnatien à partir de 1.950 m et jusqu'à 1.760 m.

Les niveaux inférieurs molinaciens pourraient représenter l'équivalent de certains épisodes bréchi-ques connus à l'affleurement comme la brèche du chemin de fer à Basècles mais aussi la brèche de l'Ourthe dans laquelle ont été notées des pseudomorphoses de minéraux évaporitiques. Il semble en outre que la grande brèche viséenne soit corrélabile avec les niveaux anhydritiques liviens; notons également qu'une zone karstique associée à des brèches calcaires à pseudomorphoses d'anhydrite a été traversée dans une position stratigraphique équivalente (V2b) dans le forage de Douvrain (V. LECLERCQ, 1980) situé à peu de distance au nord de Saint-Ghislain (Figs. 1 et 2). L'équivalence stratigraphique certaine entre épisodes évaporitiques et bréchi-ques conduit à s'interroger sur la réalité d'une filiation génétique (brèches de collapse; voir infra).

* (dans le Marbre Noir de Dinant à Dinant et à la route de Salet, E. GROESSENS, obs. pers.)

III. ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE.

Cette étude repose sur l'observation macroscopique systématique des carottes, l'examen d'un nombre important de lames minces surtout concentrées au niveau de l'intervalle 1.750-2.100 mètres de profondeur et sur des investigations complémentaires par diffraction de RX d'une part et au microscope électronique à balayage couplé avec la microsonde X d'autre part; la deuxième phase de l'étude comportera une investigation plus systématique de la partie inférieure de la formation ainsi qu'une étude des carbonates intercalaires; elle sera complétée par une étude géochimique des sulfates et des argiles. L'objectif de cet article n'est pas de fournir une description systématique ni de donner un inventaire exhaustif de tous les aspects sédimentologiques observés mais plutôt de dégager les faits les plus significatifs pour la compréhension des modalités de dépôt de ces évaporites, de leur évolution diagénétique et de leur rôle tectonique.

A. LES SEDIMENTS CARBONATES INTERCALAIRES ET LEUR SIGNIFICATION.

De nature principalement calcaire et, accessoirement dolomitique, les sédiments intercalés entre les bancs évaporitiques, présentent en fait des structures extrêmement variées qui ont déjà fait l'objet d'une première description (E. GROESSENS *et al.*, 1979) et dont l'étude sera complétée dans un programme de recherche en cours. Il s'agit en général de calcaires sombres, souvent noirs, parfois fortement diaclasés et fréquemment entrecoupés par de nombreux stylolithes principalement stratiformes (Pl. II, A); des horizons bitumineux se rencontrent dans l'intervalle 1.860 - 1.900 m immédiatement au toit de la formation évaporitique. Les passées schisteuses ou calschisteuses sont relativement peu fréquentes.

Les structures finement laminées sont les plus communément observées dans l'ensemble de la formation (Pl. I, A, B, D, E; Pl. III, A, B) et ont été parfois comparées à des structures stromatolithiques; l'absence quasi générale de microstructures caractéristiques rend souvent très aléatoire l'interprétation de ces sédiments. Si certains d'entre-eux procèdent bien d'un dépôt résultant en grande partie de l'activité d'algues (Pl. I, B) comme pourraient en témoigner l'association avec des oncoïdes, quelques vestiges peu apparents de filaments ou des microstructures en fenestreae, il convient néanmoins d'éviter une généralisation de ces mécanismes de dépôt à l'ensemble des structures laminées; il ne peut être exclu que certaines représentent des laminites mécaniques élaborées dans un corps d'eau stratifié à tranche de fond anoxique. Des niveaux à oncoïdes (Pl. I, A, B) ont été observés à différentes profondeurs; des oïdes à vestiges de structures radiaires et/ou concentriques sont également présentes plus épisodiquement (Pl. II, G) ainsi que des pisoïdes (Pl. I, H). Signalons en plus les figures de type filon sédimentaire (Pl. I, F) ou des déformations (Pl. I, E) dont l'attribution soit à des glissements synsédimentaires,

soit à de la tectonique tangentielle mérite d'être discutée.

Bien que, d'une manière générale, les associations faunistiques soient très pauvres, des organismes plus ou moins nombreux sont présents sur toute la hauteur de la formation; les horizons très fossilifères apparaissent concentrés à deux niveaux, dans les calcaires sous-jacents aux premiers bancs évaporitiques d'une part et dans les niveaux intercalés entre les deux principales masses d'anhydrite d'autre part (Fig. 3); Brachiopodes, Coraux, Crinoïdes et Goniatites sont les plus fréquents, les deux derniers cités étant surtout abondants dans l'intervalle inférieur. La partie supérieure de la formation (au-dessus de 1.950 m) est caractérisée par une raréfaction de la faune et la prédominance des faciès laminés bien que les organismes précédemment cités ainsi que les foraminifères et les ostracodes y soient encore fréquemment représentés.

La présence de ces organismes montre à l'évidence que les environnements dans lesquels se sont formés les évaporites de Saint-Ghislain ne pouvaient dériver que du domaine marin.

B. LES SEDIMENTS EVAPORITIQUES.

1. LES STRUCTURES PRIMAIRES DE DEPÔT ET LEUR SIGNIFICATION.

Comme dans la plupart des formations évaporitiques qui ont subi un enfouissement important, l'anhydrite à structure "nodulaire" représente, dans le sondage de Saint-Ghislain, la forme presque exclusive du sulfate de calcium; toutefois, la persistance, à de nombreux niveaux, de vestiges de formes cristallines attribuables à du gypse ultérieurement remplacé par de l'anhydrite, de la calcite, de la dolomite ou même d'autres minéraux, atteste une certaine diversité originelle des processus de dépôt.

a. Les vestiges de gypse cristallin.

C'est principalement dans la partie supérieure de la formation que se rencontrent les vestiges de cristaux de gypse les plus abondants, les mieux préservés et surtout les plus significatifs pour l'interprétation des milieux de dépôt; en dehors de cet intervalle, ils sont peu nombreux et disséminés dans la matrice carbonatée des nodules anhydritiques.

1. Description.

Deux types majeurs semblent pouvoir être différenciés : les cristaux lenticulaires ou à section trapézoïdale (Pl. III, A, B, d), irrégulièrement disséminés dans la matrice carbonatée et sans orientation dominante, isolés ou regroupés en agrégats; les cristaux allongés et implantés perpendiculairement à la stratification des carbonates-hôtes (Pl. II, A; 1).

Les cristaux du premier type dont la taille varie de quelques centaines de μm à plusieurs centimètres sont

abondamment représentés dans l'ensemble de la formation où ils apparaissent disséminés soit dans les carbonates massifs, soit dans la matrice carbonatée résiduelle des nodules anhydritiques. L'angularité des contours cristallins originels semble d'autant mieux préservée que les cristaux sont de petite taille et isolés dans la matrice carbonatée; celle-ci paraît avoir assuré une protection efficace contre les déformations dues au processus de remplacement, aux effets de la compaction et aux contraintes tectoniques. D'anciens cristaux ou agrégats cristallins acquièrent ainsi des formes émoussées ou arrondies, voire pseudo-nodulaires (Pl. II, A; 2; Pl. III, A, h). La déformation du litage du calcaire-hôte autour des cristaux atteste une croissance diagénétique précoce à l'intérieur d'un sédiment encore meuble.

Le deuxième type, beaucoup moins fréquent que le premier cité auquel il est encore souvent associé (Pl. II, A), évoque par l'arrangement cristallin qu'il détermine, le gypse sélénite monocristallin bien connu dans les formations évaporitiques plus récentes.

Cet inventaire ne serait pas complet si l'on ne prenait pas en compte le fait que certains nodules anhydritiques possèdent une morphologie très anguleuse révélant les contours de cristaux isolés ou même d'agrégats cristallins (Pl. II, C, 1); de telles structures sont fréquemment observées en lames minces.

2. Signification environnementale.

On retiendra de cette description rapide que, malgré l'apparente rareté des vestiges de cristaux, le gypse semble bien avoir représenté un minéral commun que les modifications post-sédimentaires ont pu faire disparaître en grande partie au profit des structures nodulaires de l'anhydrite; nous reviendrons sur cet aspect à propos de la signification de l'anhydrite nodulaire (§ suivant).

Les mécanismes de formation du gypse lenticulaire ont été souvent analysés dans les milieux évaporitiques actuels comme dans les séries anciennes. Ils résultent très généralement de croissances diagénétiques précoces au sein de sédiments de nature diverse mais très souvent à l'intérieur même de tapis algaires; fréquemment, la concentration des saumures mères interstitielles est liée à des phénomènes d'évaporation capillaire au cours de phases d'émersion temporaire du sédiment. Il ne faut pas négliger toutefois les possibilités de contrôle biologique de la concentration des saumures (J. P. PERTHUISOT, 1978) d'une part ou de piégeage de saumures sursaturées d'autre part qui peuvent conduire à la précipitation de gypse sans l'intervention de phases d'émersion. Compte tenu des importantes modifications diagénétiques qui ont affecté cette série et de l'absence peut-être qu'apparente de figures d'émersion, il est difficile de proposer une interprétation unique.

Il est admis que la croissance des "croûtes" de gypse sélénite monocristallin (gazons sélénitiques) auxquelles se rapporte le deuxième type s'opère

directement sur le fond du bassin à partir d'un corps de saumures libres; malgré leur rareté, peut-être seulement due à l'oblitération et à la destruction des structures des agrégats cristallins de grande taille au cours de la diagenèse, ces formes cristallines n'en sont pas moins indicatrices de phases de précipitation sous-aquatique.

b. L'anhydrite nodulaire.

L'adjectif nodulaire recouvre en fait une grande diversité de types de structures pour la présentation desquelles nous utiliserons la classification morphologique de W. R. MAIKLEM *et al* (1969) : anhydrite nodulaire et mosaïque nodulaire (Pl. II, E), nodulaire et anguleux (Pl. II, C), mosaïque litée (Pl. II, F), etc; il conviendrait d'y adjoindre les laminations d'origine tectonique (voir infra).

1. Description.

Lorsque les nodules sont isolés au sein de la matrice calcaire, la déformation que l'on observe autour des nodules semble bien indiquer une croissance diagénétique précoce au sein d'un sédiment encore non induré (Pl. II, B; C; D); nous avons observé précédemment que dans certains cas, il fallait admettre l'existence d'un précurseur gypseux de diagenèse précoce qui, probablement, devait être à l'origine de la déformation. L'anhydritisation du gypse à laquelle s'ajoutent toutes les déformations post-sédimentaires n'a respecté les formes originelles que dans certains cas les plus favorables : cristaux isolés dans le calcaire (Pl. 1, G), situation dans la partie supérieure de la formation moins intensément déformée. Ainsi, même en dehors des faciès laminés ou microplissés dont la description fera l'objet d'un paragraphe séparé, ces nodules présentent souvent la marque d'une déformation post-sédimentaire qui se traduit soit par un simple étirement (Pl. II, F), soit par un étirement suivi d'une rotation (Pl. II, B, E), et dont l'effet s'ajoute à celui des recristallisations pour oblitérer les structures cristallines.

2. Interprétation environnementale.

La reconstitution des milieux de dépôt de l'anhydrite comme l'interprétation de la diagenèse, fondamentales pour la connaissance de la paléogéographie de cette période, exigent de savoir si les formes observées résultent bien :

- 1) d'une croissance primaire au sein d'un sédiment préexistant,
- 2) de la transformation diagénétique d'un précurseur gypseux,
- 3) des deux types de mécanismes.

L'observation des milieux évaporitiques actuels a montré que, hormis dans certains sites très particuliers comme les platiers supralittoraux du Golfe Persique ou les fosses à saumures chaudes de la Mer Rouge, le gypse

représente la forme stable du sulfate de calcium dans les conditions naturelles. Au cours de l'enfouissement des séries évaporitiques, la modification des conditions de température et de pression conduit à la transformation du gypse en anhydrite par déshydratation à une profondeur d'environ 700 mètres selon R. C. MURRAY (1964) mais qui peut varier en fonction de paramètres locaux (gradient géothermique, sismicité, contraintes tectoniques, etc...). B. C. SCHREIBER (1973) a observé ainsi une anhydritisation préférentielle du gypse dans les charnières de certains anticlinaux dans le Miocène de Sicile. Ce mécanisme explique la prédominance de l'anhydrite dans les sondages profonds. La réduction du volume qui accompagne la réaction provoque une dégradation, voire même une oblitération complète des formes cristallines originelles et le développement d'anhydrite nodulaire, en mosaïque, etc...; une remarquable convergence morphologique s'établit alors avec les structures issues de croissances diagénétiques précoces liées à des processus d'évaporation capillaire sur les platiers supralittoraux (D. J. SHEARMAN, 1963; D. J. J. KINSMAN, 1966, 1969; G. P. BUTLER, 1969); des exemples caractéristiques ont été illustrés dans le Miocène terminal de Méditerranée (J. M. ROUCHY, 1976, 1982).

On peut également envisager la précipitation directe d'anhydrite, à partir des saumures piégées, au cours de l'enfouissement et en relation avec l'augmentation de température liée aux mécanismes précédemment cités.

D'autres cas de figure peuvent également être envisagés; ainsi l'altération du gypse en anhydrite peut également s'opérer dans les conditions superficielles si les exigences de température sont obtenues (D. J. SHEARMAN, 1971; J. P. PERTHUISOT et A. JAUZEIN, 1978).

Cet inventaire nous montre les difficultés d'interprétation des structures de l'anhydrite dans le cas de la formation de Saint-Ghislain : les conditions d'enfouissement, l'importance des déformations tectoniques, l'éventualité d'un piégeage de saumures saturées sont, même considérées individuellement, suffisantes pour provoquer la transformation gypse/anhydrite. Nous avons vu précédemment que la persistance de vestiges cristallins de gypse nous conduit à admettre qu'une partie non négligeable des anhydrites de Saint-Ghislain pourrait provenir d'une transformation diagénétique. Il est vraisemblable que seule une faible partie des formes du gypse a été préservée au cours de cette transformation, les grandes masses cristallines étant dans ce cas les plus vulnérables. D'autre part, en accord avec L. HANCE et M. HENNEBERT (1980) qui ont observé des séries chronologiquement équivalentes à l'affleurement, nous considérons que le modèle de sabkha supralittorale est difficilement applicable à l'ensemble de la formation considérée sans que l'on puisse exclure toutefois le fonctionnement épisodique de systèmes équivalents, compatible avec les indications de milieux peu profonds rencontrés à certains niveaux. L'intervention des autres mécanismes de formation d'anhydrite par précipitation

au cours de l'enfouissement ou par transformation très précoce de gypse par exemple, ne peut être exclue.

2. LES TRANSFORMATIONS DIAGENETIQUES.

Parmi les modifications diagénétiques les plus fréquentes, nous décrirons successivement les remplacements gypse-anhydrite/carbonates, les silicifications de sulfates, les remplacements carbonates/anhydrite ainsi que certains aspects minéralogiques particuliers; nous ne reviendrons pas sur l'importance de la transformation gypse-anhydrite qui a été examinée précédemment. Lorsque cela était possible, chacune des étapes de la diagenèse a été replacée chronologiquement par rapport aux principaux événements géologiques et structuraux.

a. La transformation gypse-anhydrite/carbonates.

Les remplacements de gypse, d'anhydrite et accessoirement de célestite par de la calcite ou de la dolomite sont fréquemment observés tant en sondage qu'à l'affleurement ou les pseudomorphoses carbonatées représentent localement les seuls vestiges d'évaporites (R. SWENNEN *et al.*, 1981).

1. Description.

Les pseudomorphoses calcitiques de cristaux de gypse sont rencontrées à plusieurs niveaux (1.860,50 m, 1.883,15 m, 2.057,43 m, etc...) mais c'est dans l'intervalle 1.932-1.933 m (Pl. III, A, B) que ces phénomènes se prêtent le mieux à une analyse détaillée. Les cristaux de gypse de diagenèse précoce précédemment décrits (§ 2, a) sont actuellement remplacés par de la calcite dont la morphologie et la taille des cristaux varient fortement selon qu'ils assurent le remplacement de petits cristaux de gypse ou d'agrégats cristallins de grande taille. Une mosaïque de cristaux sparitiques anhédraux (50 à 150 μ m environ) incluant beaucoup d'impuretés micritiques (qui sont peut-être des reliques d'un matériel carbonaté originel emprisonné à l'intérieur des cristaux de gypse) s'observe dans le premier cas; elle peut former une auréole périphérique dans le second cas. Au coeur des agrégats ou des anciens cristaux isolés de gypse de grande taille, se développent souvent soit une mosaïque de grands cristaux subhédraux de calcite limpide (jusqu'à 500 μ m) ou des agrégats irréguliers de cristaux d'allure "amiboïde" évoquant la structure observée dans les gypses secondaires. Des plages anhydritiques résiduelles plus ou moins nombreuses sont encore observables et attestent que la transformation en calcite s'est opérée postérieurement à la diagenèse anhydritique, (Pl. III, C); des silicifications (agrégats de sphérolithes calcédonieux, quartz automorphes) se développent également au détriment des plages d'anhydrite sans que l'on puisse établir avec certitude leur place dans la succession des événements diagénétiques. Au centre des anciens cristaux de gypse apparaît souvent une cavité (Pl. III, B, 3) délimitée par les cristaux non altérés de calcite dont la préservation atteste qu'il ne s'agit pas d'un vide de dissolution; elle résulte d'un

phénomène précoce et vraisemblablement synchrone de la transformation sulfate/carbonate et non d'un processus de dissolution tardive. Ces phénomènes comparables à ceux qui sont décrits par D. J. SHEARMAN (1971), peuvent être à l'origine de la création d'une porosité secondaire.

Une succession plus complexe de phases de remplacement peut être observée à la cote de 1.860,50 m (Pl. III, D); les cristaux de gypse remplacés par de la calcite sparitique présentent une auréole siliceuse qui se développe à la périphérie du cristal après une phase de corrosion probablement postérieure à la calcitisation bien qu'il soit difficile de le démontrer.

Ces processus de calcitisation ne sont pas spécifiquement développés aux dépens du gypse mais peuvent également affecter la célestite ou la barytine (Pl. III, E).

A l'affleurement également, ce type de remplacement est fréquemment observé à partir de gypse lenticulaire, en chevrons, de gypse ou d'anhydrite nodulaire ou massive (R. SWENNEN *et al.*, 1981, J. P. POELS, 1982; E. GROESSENS, observations personnelles); il se rencontre également dans le Dinantien d'autres forages (V. LECLERCQ, 1980; J. M. BLESS *et al.*, 1981) mais aussi dans le Famennien de Saint-Ghislain (Pl. III, F).

2. Interprétation.

Le remplacement sulfate/carbonate en milieu riche en matière organique ou en hydrocarbures est un phénomène commun dans les formations évaporitiques d'appartenance stratigraphique très variée : formation Castile du Texas et du Nouveau Mexique (J. B. DAVIS et D. W. KIRKLAND, 1970; D. J. SHEARMAN, 1971), du Miocène de Sicile (G. DESSAU *et al.*, 1962), de Chypre et d'Espagne méridionale (Lorca) (J. M. ROUCHY, 1982), du Golfe de Suez (J. M. ROUCHY, observations personnelles), etc... Il résulte généralement de la réduction du sulfate (principalement sous contrôle bactérien) au contact de sédiments riches en matières organiques (laminites) ou d'hydrocarbures détermine la formation de calcite; l'H₂S libéré est oxydé, par voie bactérienne ou au contact de l'oxygène dissous des nappes, pour conduire à la formation de soufre natif.

Le contexte sédimentologique comporte tous les éléments nécessaires à la réalisation de ces processus : les cristaux de gypse sont toujours situés dans des laminites très sombres et riches en matière organique (Pl. III, A, B) et le soufre natif, bien que disjoint spatialement, est présent à plusieurs niveaux (Fig. 3). Outre son caractère exothermique, cette réaction possède la particularité de s'accompagner d'une réduction volumétrique importante qui peut créer une porosité secondaire (D. J. SHEARMAN, 1971); les cavités observées au centre des cristaux de gypse pourraient être reliées à de tels processus.

Nos observations conduisent à situer les remplacements postérieurement à la phase d'anhydritisation du gypse de diagenèse précoce et favoriseraient ainsi

l'hypothèse d'un phénomène tardif intervenant au plus tôt après un enfouissement relativement important (§ B, b); toutefois, aucun fait précis ne permet à ce stade de l'observation d'exclure un mécanisme de transformation précoce de gypse en anhydrite et partant, une calcitisation également précoce. Il est intéressant de noter que la calcitisation du gypse apparaît antérieure à la stylolithisation (Pl. IV, G). Une succession de plusieurs phases de transformation au cours de l'histoire post-dépôt de cette formation ne peut être exclue.

Si le mécanisme génétique précédemment envisagé semble devoir s'appliquer aux exemples examinés, il ne saurait être question de la généraliser à tous les types de remplacement sulfate/carbonate; des mécanismes différents ou plus complexes sont probablement à l'origine des substitutions par la dolomite et des phénomènes de dissolution suivie de cristallisation de carbonates ne doivent pas être systématiquement rejetés.

b. Les phénomènes de silicification.

Bien qu'étant quantitativement d'importance limitée, les silicifications apparaissent souvent dans les passées anhydritiques (agrégats de sphérolithes calcédonieux (quartzine), quartz automorphes isolés, mosaïque de grands cristaux de quartz, etc...) et se retrouvent ainsi à l'affleurement (R. SWENNEN *et al.*, 1981, 1982; L. HANCE et M. HENNEBERT, 1981; M. HENNEBERT et L. HANCE, 1981) où elles peuvent, à leur tour, constituer les seuls témoins d'une sédimentation évaporitique.

1. Description.

Dans la partie supérieure de la formation, des passées siliceuses composées d'une juxtaposition de sphérolithes de quartzine à structure fibro-radiale se développent par remplacement de niveaux anhydritiques dont ne persistent plus que quelques amas résiduels.

Les quartz automorphes, parfois bipyramidés, remplacent indifféremment le sulfate de calcium ou bien les carbonates plus particulièrement les tests d'organismes; l'analyse des rapports avec le minéral sulfate-hôte permet, dans de nombreux cas, de reconstituer la chronologie des différentes phases de remplacement. Nous avons vu précédemment que l'invasion par la silice microcristalline d'anciens cristaux de gypse intervient postérieurement à leur remplacement par la calcite (Pl. III, D). Les quartz automorphes qui se développent à l'intérieur d'un sédiment anhydritique l'englobent généralement sans introduire de perturbations notables de sa structure. Ainsi, certains cristaux situés à l'intérieur d'un niveau anhydritique recristallisé caractérisé par une réorientation sous contrôle tectonique (voir *infra*), ont préservé une structure en feutrage de petits cristaux caractéristique d'une diagenèse peu importante; ils procèdent donc d'une phase de cristallisation relativement précoce et, au moins, nettement antérieure aux déformations tardives du sédiment. Cette interprétation est

corroborée par le fait que certains de ces cristaux ont même subi, au cours de la déformation cisailante de l'encaissant, une rotation complète accompagnée de la formation d'une queue de cristallisation sigmoïde de calcite fibreuse (Pl. IV, C).

Si ces exemples de néogénèse dont la précocité est prouvée par la préservation d'un état cristallin de l'anhydrite différent de celui de l'encaissant, semblent être les plus fréquents, des cas d'épigénie tardive sont attestés par le piégeage de vestiges anhydritiques dont l'agencement est en continuité avec celui de l'encaissant réorienté (Pl. IV, D); c'est le cas des quartz pétaloïdes de la photo A (Pl. IV).

Un exemple de remplacement polyphasé est même caractérisé par la succession suivante (Pl. IV, D) : cristallisation diagénétique précoce de gypse lenticulaire, anhydritisation, transformation partielle en calcite, silicification (mosaïque de cristaux de quartz).

Certains quartz automorphes bi-pyramidés paraissent traversés par des filonnets d'anhydrite de remplacement tardif - probablement post-tectonique - (voir § suivant); comme l'anhydrite à laquelle ils sont associés, ces quartz possèdent la particularité d'inclure une proportion importante de calcite micritique du sédiment-hôte qui les rend opaques (Pl. IV, E, 1) excepté un fin liseré périphérique limpide (Pl. IV, E, 2). Malgré le caractère sécant des filonnets anhydritiques et l'oblitération des faces cristallines du quartz à leur contact (Pl. IV, E, 3) ce qui semblerait indiquer l'antériorité de la cristallisation de ces quartz, leur association constante avec les filonnets d'anhydrite et la similitude des structures résultant du remplacement tendent à suggérer une étroite dépendance génétique et partant, le caractère tardif de cette croissance cristalline (voir § c. : l'anhydrite de remplacement tardif).

2. Modalités de formation.

L'extrême fréquence de certaines formes cristallines de la silice (sphérolithes de quartzine, lutécite, quartz bipyramidés) dans les formations évaporitiques, a conduit certains auteurs à considérer leur seule présence comme traceur de milieux évaporitiques disparus (I. WEST, 1974; B. C. SCHREIBER, 1974); leur associations avec les évaporites sulfatées est un phénomène bien connu (E. MUNIER-CHALMAS, 1890; A. LACROIX, 1901; R. L. FOLK et J. S. PITTMAN, 1971; T. M. CHOWNS et J. E. ELKINS, 1974; K. L. MILLIKEN, 1979; F. ARBEY, 1980). Si leur présence n'est pas obligatoirement la preuve d'un environnement évaporitique comme l'a montré récemment J. B. KEENE (1983) qui a observé certaines de ces formes dans les sédiments pélagiques du Pacifique septentrional, la croissance de ces quartz n'en demeure pas moins, semble-t-il, liée à la présence de fluides interstitiels riches en sulfate et en magnésium.

Quoiqu'il en soit, l'enrichissement en silice dissoute des eaux-mères des évaporites au cours de leur concentration est communément observée dans les milieux évaporitiques récents comme le Miocène de

la Méditerranée (J. M. ROUCHY, 1981) ou actuels; ce stock de silice disponible qui peut être l'objet d'une utilisation biologique (diatomites pré- et intra-évaporitiques du Miocène par exemple) peut ensuite subir différentes remobilisations précoces comme le montrent les dissolutions observées dans la tranche superficielle du sédiment des salins actuels (D. GOULEAU et D. NOEL, 1983) ou plus tardives au cours des différentes étapes de la diagenèse. Sans exclure la possibilité d'apports extérieurs aux évaporites, il semble que la concentration en silice accumulée au cours de la phase évaporitique - que cette phase ait ou non transité par le cycle biologique - soit suffisante pour rendre compte des néogénèses de quartz associées plus ou moins tardivement aux évaporites.

Les observations pétrographiques réalisées dans ce travail montrent qu'il n'existe pas qu'un seul épisode de silicification. Ceux-ci interviennent généralement après l'anhydritisation du gypse et parfois sa calcitisation; ceci montre l'importance du problème de la détermination de l'âge de l'anhydritisation qui conditionne l'interprétation de toutes les phases de diagenèse. Dans d'autres cas, la silicification est tardive puisque postérieure aux déformations du sédiment qui sont vraisemblablement en relation avec la tectonique ou, associée au développement de l'anhydrite de remplacement tardif. On peut admettre qu'il s'agit là de phénomènes de néogénèse siliceuse utilisant un stock de silice familière au milieu évaporitique et remise en solution au cours des étapes de la diagenèse.

c. L'anhydrite de remplacement tardif.

L'étude de ces différents types d'anhydrite, généralement associés aux intervalles qui ont subi une déformation importante, nous obligera à faire référence de manière anticipée aux effets de la tectonique qui feront l'objet du chapitre suivant.

1. Description pétrographique.

Les différentes variétés d'anhydrite que nous allons examiner successivement se développent soit par remplacement d'un matériel carbonaté dont les vestiges demeurent piégés en quantités plus ou moins importantes à l'intérieur des cristaux soit par remplissage de cavités (fenestrae dans des calcaires, par exemple); elles se distinguent nettement des anhydrites de diagenèse précoce par leurs caractéristiques pétrographiques et l'absence de déformation du sédiment carbonaté-hôte. En outre, bien qu'apparaissant généralement dans des intervalles affectés par d'importantes modifications diagénétiques ou tectoniques (stylolithisation, lamination tectonique, micro-plissement, etc...), elles sont toujours indemnes de déformations.

Le type 1 est caractérisé par de grandes plages d'anhydrite souvent monocristallines aux contours diffus ou bien, plus fréquemment, dessinant des assemblages complexes de carrés et de rectangles (100-200 μm de longueur) saillants ou rentrants qui déterminent

des formes en marche d'escalier ou en jeu de domino (Pl. V, A); le bord des plages anhydritiques recoupe indifféremment toutes les composantes du calcaire encaissant (ooides, etc...) qui peuvent également être englobées sans déformations à l'intérieur de ces plages. L'observation entre nicols croisés montre que celles-ci ne correspondent pas à des agrégats de petits cristaux mais au contraire à une mosaïque de grandes plages cristallines aux limites indépendantes des morphologies de détail observées sur les bords. De nombreuses inclusions carbonatées plus ou moins corrodées peuvent être englobées à l'intérieur des masses cristallines. Par contre, lorsque celles-ci remplacent un calcaire oolithique, il n'a pas été possible d'observer, à ce stade de l'étude, de différence notable de compaction entre les parties incluses dans les cristaux et celles situées à l'extérieur comme cela a été décrit dans d'autres séries (D. N. CLARK et D. J. SHEARMAN, 1980). Très souvent, une frange carbonatée palissadique composée de cristaux aciculaires (10-20 μm de longueur) se développe à la périphérie des carbonates vers l'intérieur de l'anhydrite (Pl. V, A, a); son association presque constante avec ce type de remplacement semblerait indiquer qu'il ne s'agit pas d'un reste de ciment précoce mais bien d'une phase de cristallisation contemporaine ou, voire même, postérieure au développement de l'anhydrite. Dans certains cas toutefois, des franges palissadiques ainsi que des mosaïques résiduelles de calcite sparitique préservées à l'intérieur de l'anhydrite pourraient représenter des vestiges de ciments intergranulaires précoces.

Le type 2 est composé d'un agrégat de cristaux prismatiques d'anhydrite (dépassant parfois 1 mm de longueur) qui présentent un arrangement en feutrage, parfois à structure "doléritique" (Pl. V, B); il forme des plages aux contours très irréguliers qui se distinguent des nodules de diagenèse précoce par :

- 1) la taille plus importante des cristaux;
- 2) l'abondance de restes du sédiment carbonaté inclus à l'intérieur même des agrégats cristallins;
- 3) l'absence de déformations qui montre qu'il ne s'agit pas d'une croissance nodulaire avec déplacement de l'encaissant mais plutôt d'un remplacement voire même parfois d'un remplissage de vides. En effet, dans certains cas, il semblerait que de tels agrégats aient remplacé d'anciens cristaux de gypse mais la différenciation avec les processus de remplacement précoce devient dans ce cas très difficile.

Le type 3 correspond à des cristaux euhédraux à subhédraux (de 100 μm à 1 cm de longueur), à section rectangulaire ou carrée, plus rarement lenticulaire (Pl. V, C, D, E, F) et présentant des bordures rectilignes ou plus souvent arrondies. Ces cristaux, plus connus dans la littérature sédimentologique sous le terme de porphyroblastes d'anhydrite, peuvent apparaître isolément dans les carbonates ou sous formes d'agrégats. Ils possèdent en commun la particularité d'englober de grandes quantités de micrite calcaire (vestiges du sédiment-hôte) qui leur confèrent une opacité plus ou moins importante; ces inclusions sont uniformément réparties à

l'intérieur du cristal ménageant toujours une frange très fine d'anhydrite limpide à sa périphérie (Pl. V, D, E, a). Une structure assez voisine est réalisée par des veinules d'anhydrite limpide entourée d'un manchon d'anhydrite de remplacement très chargée en impuretés micritiques; parfois, les porphyroblastes se développent eux-mêmes au contact de ces veinules d'anhydrite limpide. Des veinules de ce type, non accompagnées de phénomènes de remplacement, sont toujours associées à ces porphyroblastes qu'elles recoupent parfois en déterminant à leur intersection avec le cristal une zone dépourvue d'impuretés et en continuité optique avec celui-ci (Pl. V, D, b). Malgré cette obliquité qui suggérerait un certain décalage chronologique, il faut donc admettre la contemporanéité de leur dépôt. A l'opposé, certains filonnets qui recoupent les porphyroblastes en écartant les deux parties du cristal apparaissent nettement postérieurs; il est intéressant de noter que, dans ce cas précis, leur remplissage est de nature anhydritique dans la traversée des porphyroblastes seulement et calcaire dans la traversée du sédiment calcaire.

Dans le type 4, nous regrouperons différentes variétés d'anhydrite monocristalline, toujours limpide qui semble apparaître sous forme de remplissages de vides; c'est le cas dans certains calcaires d'origine algairé dans lesquels des vides correspondant à des structures en *fenestrae* sont emplis par des plages d'anhydrite monocristalline (extinction commune à de nombreuses plages entre nicols croisés). Plus difficiles à caractériser sont les plages de taille encore plus importante, souvent dépourvues d'inclusions dont la formation pourrait être liée à des remplissages de cavités de dissolution tardive.

En règle générale, ces variétés d'anhydrite caractérisées par l'absence de déformation de l'encaissant de part et d'autre, l'assimilation de quantités parfois importantes du sédiment-hôte et le fait qu'elles ne sont pas affectées par la tectonique, attestent le caractère tardif de leur cristallisation.

L'analyse des rapports avec la structure du sédiment encaissant permet de mieux caractériser les modalités de formation des porphyroblastes; si occasionnellement, ils peuvent être isolés au sein de bancs carbonatés homogènes et peu déformés, dans la grande majorité des cas, ils sont étroitement associés à des discontinuités qu'elles soient d'origine diagénétique (limites de nodules anhydritiques, stylolithes, etc...) ou tectonique (laminations, microplis ou stylolithes). Ainsi, ils forment parfois une auréole de remplacement des carbonates qui se développe à partir de la bordure de nodules anhydritiques (Pl. V, E) qu'ils soient de diagenèse précoce ou tardive. Dans d'autres cas, ils sont associés à des microplis qui affectent les carbonates et se disposent alors le long des plans de glissement et/ou de décollement (Pl. V, C, D) et se concentrent au niveau des charnières. Bien que la disposition des alignements cristallins paraisse rigoureusement conforme à la géométrie des plis, ils

n'ont pas été affectés par le plissement; au contraire, les charnières et les plans de glissement ont servi de support à la croissance des porphyroblastes, postérieurement à la déformation. Les filonnets anhydritiques associés sont également sécants par rapport aux structures plicatives (Pl. V, C, D, b). Plus rarement, la troncature basale apparente de certains cristaux pourrait suggérer un rejeu postérieur des structures bien que l'hypothèse d'une lacune lors du démarrage de la croissance cristalline soit plus vraisemblable (Pl. V, D, c). Certaines masses anhydritiques pseudo-nodulaires caractérisées par une réorientation complète des composants cristallins en relation avec les déformations hercyniennes (voir § suivant) sont frangées par des porphyroblastes (Pl. V, F) qui, sécants sur les structures de l'anhydrite, ne peuvent être que postérieurs à la déformation.

Soulignons, pour terminer, que les porphyroblastes paraissent se développer préférentiellement au détriment des calcaires fins, micritiques, à partir de discontinuités sédimentaires linéaires contrairement aux autres formes d'anhydrite de remplacement que l'on rencontre plutôt dans les calcaires à structure hétérogène (calcaires bioclastiques, oolithiques, etc...) ou bien simplement en remplissage de vides; dans ce dernier cas, il peut s'agir de vides primaires (fenestres, porosité intergranulaire) ou de vides résultant de dissolution plus ou moins tardives (anciens cristaux de gypse, etc...).

2. Discussion et essai d'interprétation.

Toutes les caractéristiques pétrographiques des types 1, 2 et 3 démontrent qu'ils résultent de processus de remplacement tardif d'un matériel carbonaté-hôte, remplacement qui est indubitablement postérieur aux principales phases de déformation du sédiment encaissant y compris les déformations tectoniques dans le cas des porphyroblastes et des filonnets associés. A ce stade de l'étude, ces observations ne doivent pas conduire à exclure des phases plus précoces de remplacement; D. N. CLARK et D. J. SHEARMAN (1980) ont montré que, dans d'autres séries, le remplacement pouvait être en partie antérieur et en partie postérieur à la compaction. Il est intéressant de noter que A. C. KENDALL et K. L. WALTERS (1978) ont également admis le caractère tardif (post triasique) des porphyroblastes d'anhydrite observés dans les carbonates mississippiens du Saskatchewan.

Les mécanismes de remplacement demeurent difficiles à appréhender; il faut admettre que, dans la plupart des cas, la provenance du sulfate de calcium responsable de ce phénomène est familière au niveau considéré et, selon, toute vraisemblance, est liée à la remise en solution de l'anhydrite nodulaire présente dans l'intervalle; les relations entre porphyroblastes et nodules (Pl. V, E) illustrent bien cette interprétation. Il est vraisemblable que les étapes de solubilisation et de recristallisation sont disjointes dans le temps. En ce qui concerne le remplacement lui-même,

D. N. CLARK et D. J. SHEARMAN (1980) soulignent la nécessité d'une phase de dissolution suivie d'une recristallisation; dans notre cas, l'abondance de reliques carbonatées et l'absence de dérangement des structures, conduisent à admettre une certaine proximité dans le temps des deux processus. La diffusion des fluides sulfatés dans le sédiment s'opère à partir des discontinuités qui assurent leur transit. La nécessité de dissolutions plus importantes apparaît au niveau des remplissages par l'anhydrite limpide.

Nous avons insisté sur la nécessaire communauté de formation des porphyroblastes et des divers types de diaclases qui dans certains cas, non seulement les traversent, mais les sectionnent; l'hypothèse proposée par D. N. CLARK et D. J. SHEARMAN (1980) qui relie la formation de ces filonnets anhydritiques à la fracturation déterminée par l'augmentation de volume caractérisant la transformation calcite - anhydrite, peut être retenue pour le premier type au moins de filonnets observés.

d. Quelques types de phénomènes diagénétiques.

Des analyses plus fines sont en cours pour tenter de caractériser la chronologie fine et les mécanismes de formation de certaines transformations polyphasées plus complexes. En plus, il existe d'autres types de processus diagénétiques que nous signalerons très brièvement.

A la profondeur de 2.010,40 m s'individualise un niveau très fin (quelques centimètres) qui a la particularité d'être riche en cristaux (baguettes) probablement d'albite (longueur comprise entre 100 et 200 μm) dont les contours automorphes à subautomorphes suggèrent une croissance *in situ* plutôt qu'une origine détritique; ces cristaux peuvent être en partie ou totalement remplacés par de la calcite micritique. De très petits cristaux d'albite ont été également observés à l'intérieur même de très fins niveaux de décollement dans les structures microplissées des carbonates.

La fluorine est présente dans la partie supérieure de la formation évaporitique et dans les niveaux sus-jacents (Fig. 3) sous des formes variées: petits cristaux disséminés à l'intérieur des carbonates; cristaux "corrodés" et emballés dans la calcite de remplacement d'anciens cristaux de gypse (Pl. IV, G). Dans la plupart des cas, elle apparaît comme un minéral précoce dont la cristallisation est antérieure à la calcitisation et à l'anhydritisation des gypses; dans certains cas même, la fluorine était déjà présente dans le sédiment carbonaté qui a servi de support au développement diagénétique précoce de cristaux de gypse lenticulaire (Pl. IV, H) qui l'ont englobée dans leur croissance.

3. La déformation tectonique de l'anhydrite.

D'emblée, l'observation des carottes de Saint-Ghislain révèle l'importance des déformations post-sédimentaires de l'anhydrite dont la plus grande

partie semble, comme déjà suggéré par E. GROESSENS *et al* (1979), liée à la tectonique hercynienne; ces auteurs ont fourni une représentation graphique de l'intensité de la déformation et mis en évidence son extrême irrégularité. A partir d'une description détaillée et d'un essai de classification des différents types de structures répertoriées au cours de notre étude, nous tenterons de caractériser le rôle de la tectonique et la signification de ces déformations pour l'interprétation structurale du domaine.

a. Description des structures.

Comme nous venons de le souligner, l'aspect dominant est l'extrême irrégularité de l'intensité de la déformation qui peut varier considérablement sur quelques décimètres et ceci même dans les intervalles les plus fortement déformés; globalement toutefois, on note que les déformations sont plus importantes dans la moitié inférieure de la formation et que leur intensité augmente vers la base tandis que la partie supérieure se différencie nettement par l'absence ou bien la faiblesse des déformations (Pl. I, A). A ceci, il convient d'ajouter que l'hétérogénéité de la série, composée d'une alternance de niveaux compétents carbonatés et de niveaux ductiles d'anhydrite, introduira des différences importantes du style et de l'intensité de la déformation. La déformation souple de l'anhydrite sera d'autant plus intense que les bancs seront plus épais et massifs; à l'inverse, les nodules isolés dans une matrice carbonatée compétente apparaîtront peu ou pas déformés. Précisons toutefois que l'irrégularité des structures nodulaires ou mosaïques ne permet pas toujours de distinguer des déformations de faible intensité.

Ces difficultés d'évaluation de l'intensité de la déformation étant admises, une tentative de caractérisation pourra s'appuyer sur les critères suivants :

1. Le style de la déformation souple de l'anhydrite : étirement avec réorientation, réarrangement structural (lamination tectonique assimilable à une schistosité), microplissement, etc...
2. la déformation ou non des intercalations carbonatées : fractures de tension (avec stylolithes) dont les relations avec la tectonique seront discutées, fragmentation et boudinage, microplissement, etc...

Les différents stades de la déformation se résument ainsi :

1. La structure la plus commune, dans les intervalles encore faiblement déformés, correspond à un étirement et une réorientation des nodules obliquement par rapport au pendage des bancs carbonatés encaissants (Pl. I, B; Pl. VI, A, B, C, D; Pl. VII, E, F); la valeur de l'angle déterminé par l'axe d'allongement et le pendage général est compris entre 25 et 35°. Certaines carottes (vers 2.067 m par exemple), montrent une superposition régulière de passées anhydritiques déformées dont l'épaisseur varie de 2 cm à 1 dm, séparées par des surfaces de glissement banc par banc (Pl. VI, A) dont le plongement est conforme au pendage général des couches; des rebroussements de couches

déterminant une forme sigmoïde indiquent même le sens du glissement. Lorsque l'intensité de la déformation augmente, les interbancs carbonatés peuvent, à leur tour, être entraînés et plissés (Pl. VII, F). Ces dispositifs matérialisent des étirements rotationnels associés à des glissements différentiels banc par banc, caractéristiques d'un cisaillement simple, le plan de cisaillement apparaissant sensiblement parallèle aux couches.

2. Avec l'intensification de la déformation se développe une lamination d'abord orientée obliquement par rapport au pendage de l'encaissant et révélant encore les limites des nodules originels (Pl. VII, F); l'étape suivante est marquée par une lamination fine et régulière qui peut, à son tour, être replissée (Pl. VII, A). Ce niveau de déformation caractérisé par un réarrangement structural complet à l'échelle microscopique peut être considéré comme une véritable schistosité; les baguettes d'anhydrite s'orientent alors parallèlement à la lamination (Pl. VI, G). Ce réarrangement microstructural peut même s'observer à l'intérieur de l'anhydrite pseudo-nodulaire (Pl. V, F). W. H. MÜLLER *et al* (1981) ont montré expérimentalement la facilité avec laquelle les matériaux anhydritiques peuvent être déformés, conduisant à un véritable glissement intragranulaire. Des microstructures comparables peuvent être provoquées par la compaction d'anhydrite nodulaire litée comme cela a pu être montré dans le Dévonien moyen du Canada (D. J. SHEARMAN et J. G. FULLER, 1969; D. J. SHEARMAN, 1971); dans le cas particulier de Saint-Ghislain, l'association avec les autres types de déformation atteste leur origine tectonique.
3. Les niveaux compétents présentent souvent un réseau de fractures de tension à remplissage calcitique, subperpendiculaires à la stratification (parfois en échelons) associées dans de nombreux cas à des stylolithes stratiformes qui les recoupent en les décalant; à Saint-Ghislain, comme à Epinoy, le soufre natif apparaît préférentiellement associé à ces fractures qui semblent antérieures à la déformation souple de l'anhydrite dont elles pourraient, en réalité, représenter l'équivalent dans un matériau compétent; l'interprétation de ces structures (tectoniques et/ou déformations précoces, diagénétiques) exige une étude plus détaillée notamment sur les matériaux du sondage d'Epinoy.
4. La déformation systématique des niveaux compétents, à savoir les intercalations carbonatées elles-mêmes, caractérise un nouveau stade de déformation bien qu'elle se manifeste parfois dès le stade précédent. Elle se traduit par des microplissements complexes des passées carbonatées fines (Pl. VI, E) et le boudinage ou le tronçonnement suivi d'une rotation des fragments lorsqu'il s'agit de bancs plus épais (Pl. VII, C). Des fragments

de bancs carbonatés décimétriques peuvent ainsi être isolés dans la masse anhydritique caractérisée par une déformation de type ductile (2.308,96 m par exemple).

A l'extrême, la roche peut acquérir une structure évoquant celle d'un gneiss ocellé (Pl. VII, D) caractérisée par la présence de petits fragments carbonatés noyés dans la matrice anhydritique ou bien par des "yeux" correspondant chacun à des charnières de microplis, ce qui implique des processus de transposition.

Ces structures sont fréquemment rencontrées dans la partie inférieure de la formation entre 2.300 et 2.500 mètres de profondeur.

Il est évident que tous les types de figures intermédiaires entre ces cas extrêmes peuvent être observés. Parfois même, l'examen détaillé de certaines structures de type mosaïque, à première vue peu déformées, fait apparaître que certains nodules correspondent en fait à des charnières de plis et que la structure dans son ensemble a subi une réorganisation structurale non négligeable.

b. Interprétation.

Il convient tout d'abord d'insister sur le fait que la fréquence des étirements rotationnels et la superposition des phases de déformation excluent certains mécanismes tels que glissements synsédimentaires et compaction pour expliquer respectivement la formation des microplis et de la lamination.

Il faut tenir compte également d'une possible aggravation des déformations en relation avec les transformations diagénétiques souvent caractérisées par d'importantes variations de volume (dissolutions, transformations gypse/anhydrite/carbonates) sans que celles-ci soient néanmoins susceptibles d'expliquer à elles-seules certaines des structures observées, exception faite peut-être d'éventuels phénomènes de collapse liés à des dissolutions d'intercalations très solubles (halite, etc...).

La caractérisation des mécanismes générateurs des structures observées est d'autant plus difficile que ces structures sont ubiquistes et peuvent caractériser aussi bien une tectonique tangentielle que des déformations halocinétiques; ajoutons en outre que toute sollicitation tectonique s'accompagne immédiatement, dans ce type de matériau, de phénomènes de fluage à l'origine de structures de type diapirique. Ainsi, des déformations comparables ont été décrites en relation avec l'halocinèse (J. R. WALL *et al*, 1961; W. M. SCHWEDTNER, 1967; etc...). Dans un contexte différent, M. L. HELMAN et B. C. SCHREIBER (1983) ont observé dans la formation Bellorophon du Permien des Alpes italiennes (Dolomites) des structures remarquables par leur similitude avec celles qui ont été rencontrées dans le sondage de Saint-Ghislain et en relation avec la tectonique.

Le style de la déformation caractérisé par des déplacements tangentiels

selon le pendage général peu incliné des couches et la disparition des déformations dans la partie supérieure de la formation sont peu compatibles avec un contrôle exclusivement diapirique mais peuvent s'accorder avec des phénomènes de fluage déclenchés par des contraintes tectoniques en cisaillement. Malgré l'irrégularité du style et de l'intensité de ces déformations sur laquelle nous avons déjà insisté, l'ensemble des faits nous incitent à les rattacher, en accord avec E. GROESSENS *et al* (1979), à la phase paroxysmale du plissement hercynien (ou phase asturienne) et à admettre que les mécanismes halocinétiques qui les ont accompagnées ont pu être à l'origine de bourrages locaux ou de véritables structures diapiriques.

Notons, en outre, que les déformations les plus importantes se situent vers la base de la formation évaporitique et semblent coïncider avec l'intervalle karstifié compris entre 2.400 et 2.500 mètres de profondeur dont l'existence implique une discontinuité susceptible de favoriser les circulations de fluides responsables de ces phénomènes de dissolution.

Sous réserve de confirmation, nous envisagerons l'hypothèse d'une discontinuité importante vers le mur de la formation anhydritique, discontinuité qui pourrait résulter de plusieurs phénomènes non exclusifs :

1. glissement tectonique;
 2. décollement halocinétique, etc...
- Cet aspect sera examiné dans le paragraphe : "Implications structurales".

On peut en déduire que l'épaisseur actuellement observée de la formation évaporitique de Saint-Ghislain, probablement replissée dans sa moitié inférieure au moins, ne correspond pas à son épaisseur originelle.

4. Les épisodes bréchiques.

Divers types de brèches ont été rencontrés dans le sondage.

Dans la zone karstifiée rencontrée à partir de 2.525 mètres, a été observée une brèche calcaire à pseudomorphoses de gypse (E. GROESSENS *et al*, 1979). Il semblerait, a priori, logique d'attribuer la formation de cette brèche à des dissolutions de corps évaporitiques (anhydrite ou plutôt halite) favorisées par des circulations de fluides le long de la discontinuité précédemment mentionnée; toutefois, il ne faut pas rejeter totalement l'hypothèse d'une dissolution de carbonates.

Un autre épisode bréchiq ue s'intercale vers le sommet de la formation (1.905,90 m-1.917,30 m); les éléments sont constitués, en majeure partie de fragments d'anhydrite à structure en mosaïque dont l'irrégularité des contours est incompatible avec un transport important. Quelques fragments carbonatés arrondis apparaissent disséminés dans la matrice calcaire sombre qui contient en outre de nombreuses recrystallisations d'anhydrite dont certaines représentent peut-être des pseudomorphoses

de gypse; deux mécanismes différents peuvent rendre compte de la genèse de cette brèche : dissolution de passées salifères ayant provoqué l'accumulation *in situ* des corps anhydritiques intercalés ou bien résultat de glissements synsédimentaires.

Certaines structures en mosaïque, comme celle qui est observée vers 2.055,20 m pourraient évoquer un empilement bréchi que de nodules dont la déformation tectonique (étirement, réorientation, plissement) rend la caractérisation très difficile.

Dans tous les types examinés, les mécanismes d'effondrement, les dissolutions d'évaporites, ne constituent pas la seule interprétation possible. Nous verrons (cf. infra) que cette diversité s'applique également aux brèches observées à l'affleurement.

IV. ESSAI DE SYNTHÈSE : IMPLICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES ET STRUCTURALES.

L'intérêt fondamental de ces évaporites paléozoïques dont les progrès des investigations profondes démontrent constamment la grande extension géographique mais aussi stratigraphique, pour l'interprétation paléogéographique et structurale du domaine a été démontré, dès 1972, par A. DELMER; les études sédimentologiques préliminaires que nous présentons le confirment et apportent des données nouvelles pour :

1. l'interprétation des milieux de dépôt et partant, une meilleure compréhension de l'organisation paléogéographique du domaine;
2. le rôle possible de ces dépôts dans la mise en place des principales unités structurales;
3. l'intervention de phénomènes mécaniques liés aux propriétés spécifiques de ce type de sédiments (plasticité, solubilité, etc...) comme les déformations halocinétiques ou les processus de dissolution et d'effondrements consécutifs.

A. SIGNIFICATION PALEOENVIRONNEMENTALE.

L'hétérogénéité actuelle de répartition de ces dépôts - conséquence des différents types de déformations post-sédimentaires qui les ont affectés et le caractère très ponctuel des informations actuellement disponibles limitent encore les possibilités de reconstitution du ou des bassins évaporitiques visés; pour l'instant, elles permettent donc de présenter seulement des hypothèses.

1. CARACTERISTIQUES DU MILIEU DE DÉPÔT.

Malgré la pauvreté des associations faunistiques, l'intercalation de faune et de microfaune marines (Crinoïdes, Brachiopodes, Coraux, Goniatites, etc...) dans les niveaux situés en position stratigraphique préévaporitique du Molinacien autant que dans les calcaires intraévaporitiques du Livien (Fig. 3) atteste indubitablement que ces évaporites résultent du confinement d'une tranche d'eau originellement marine. Malgré l'oblitération des structures primaires par les mécanismes post-sédimentaires, la persistance de structures cristallines du gypse dont

certaines pourraient indiquer une croissance primaire à partir d'un corps de saumures libres, nous conduit à envisager l'existence de phases de dépôt sous-aquatique au moins au niveau de Saint-Ghislain. Les premières données isotopiques qui ont été publiées montrent que les teneurs en ^{34}S des anhydrites de Saint-Ghislain sont comprises entre 12,2 et 15,3 % (H. R. LANGGUTH et H. NIELSEN, 1980) et entre 14 et 18,8 % (B. BOSCH *et al*, 1980); en l'absence de description sédimentologiques précise des échantillons analysés, l'interprétation de ces résultats exige, compte tenu de l'intensité des modifications post-sédimentaires, beaucoup de prudence. Cependant, on note que ces valeurs sont compatibles avec les données générales concernant les teneurs en ^{34}S du sulfate océanique de cette époque (G. E. CLAYPOOL *et al*, 1980) duquel elles dériveraient directement sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir des recyclages en chaîne à partir de précurseurs givéliens. Des analyses plus complètes (C. PIERRE, études en cours) portent sur les sulfates minéraux viséens de cette région (Saint-Ghislain et Epinoy).

Une évolution verticale de la composition des peuplements biologiques depuis la base vers le sommet de la formation apparaît nettement sur la figure 3. Par rapport à la faune plus riche des termes évaporitiques, les niveaux intraévaporitiques se caractérisent par la disparition des Crinoïdes et des Goniatites tandis que les calcaires terminaux de l'intervalle supérieur (5) montrent un changement notable avec la rarefaction des groupes précédemment cités et la présence des Foraminifères, Ostracodes, Bryozoaires, Serpulidés, etc... La présence de Goniatites de petite taille dans les sédiments sous-jacents à certaines passées évaporitiques (1.933 m; Pl. III, A; a) pose un problème d'interprétation : s'agit-il d'organismes transportés à partir d'un domaine marin voisin ou bien, au contraire, doit-on admettre que ces organismes peuplaient le domaine parali que lui-même; les connaissances nouvelles et fondamentales concernant la composition et l'organisation biologiques de ce domaine que O. GUELORGET et J. P. PERTHUISOT (1983) ont apporté dans l'actuel et qu'ils ont pu appliquer au Tertiaire permettent de poser la question, même si la transposition au Paléozoïque peut paraître encore prématurée.

L'appauvrissement vertical progressif des peuplements organiques en relation avec la dégradation croissante des conditions du milieu est un trait commun de la plupart des bassins évaporitiques; il faut admettre l'existence d'un vaste domaine parali que soumis à des apports subcontinus ou intermittents d'eaux marines qui pourraient expliquer ainsi l'épaisseur des masses anhydritiques et, dans certains cas, détermineraient une colonisation par des organismes marins abondants et plus diversifiés. Un isolement plus efficace et donc, une récession des apports d'eaux marines caractérisent vraisemblablement la partie supérieure de la formation.

Comme l'ont indiqué E. GROESSENS *et al* (1979), l'évolution séquentielle

élémentaire vers les conditions évaporitiques que M. HENNEBERT et L. HANCE (1983) ont mis en évidence dans le Viséen moyen (V2b) de la coupe de Vedrin près de Namur, ne se retrouve pas aussi nettement dans le sondage de St-Ghislain. A Vedrin, elle débute par des niveaux riches en microfaunes marines qui s'appauvrissent régulièrement vers le haut de la coupe en même temps que se développent les Cyanophycées et se termine par des traces d'évaporites silicifiées. Cette rythmicité des dépôts viséens décrite depuis 1963 en Belgique par P. MICHOT *et al* et connue également dans le Viséen du Boulonnais (B. HOYEZ, 1971) n'apparaît donc pas, selon toute logique, dans un domaine paléogéographique particulier à précipitation massive d'évaporites; les caractères spécifiques des milieux évaporitiques qui introduisent un diachronisme entre les différentes phases de précipitation depuis les sulfates jusqu'aux sels les plus solubles avec une dissociation géographique des corps minéraux de plus en plus récent depuis les marges vers le centre des bassins (J. M. ROUCHY, 1981) prive de signification véritable toute tentative de corrélation à partir de critères purement séquentiels; son caractère illusoire serait d'ailleurs aggravé par les déformations tectoniques de la série.

2. L'ORGANISATION DU DOMAINE EVAPORITIQUE.

La coïncidence entre les fortes épaisseurs de terrains dévono-dinantiens observés dans le sondage de Saint-Ghislain d'une part et la présence d'évaporites d'autre part semblerait délimiter une aire à vocation subsidente depuis le Dévonien (Sillon Borain) jusqu'au Crétacé; ainsi, la prise en compte de l'épaisseur globale de la formation évaporitique ferait apparaître, dans le tracé des isopaques, un domaine étroit qui a été qualifié de fosse de Saint-Ghislain (J. M. BLESS *et al*, 1980). L'existence d'une dépression morphologique, entretenue par une subsidence active - qui piègerait les masses les plus importantes d'évaporites depuis le Givétien jusqu'au Viséen - et entourée de secteurs à influences évaporitiques réduites ou non pérennes, apparaîtrait en bon accord avec les principes généraux qui régissent ce type de dépôt.

Les observations réalisées nous conduisent à modifier ce schéma. Tout d'abord, l'état d'intense déformation tectonique de l'anhydrite atteste que leur épaisseur actuelle a été exagérée par des phénomènes de bourrage et des replis et, de ce fait, ne peut plus être comptabilisée, sans corrections, pour l'établissement des courbes en isopaques. Ensuite, la mise en évidence de vestiges fréquents d'évaporites à l'affleurement (Fig. 2) et en sondage, montre la très grande extension géographique de ces dépôts. Même si ces vestiges ne possèdent pas systématiquement la même valeur que les formations épaisses pour l'évaluation des caractères des bassins évaporitiques, ils témoignent néanmoins de conditions évaporitiques, aussi fugaces fussent-elles.

En l'absence d'une densité suffisante d'informations de subsurface, il demeure difficile de préciser si l'on est en présence d'un vaste bassin évaporitique à paléogéographie contrastée, ultérieurement morcelé par la tectonique et/

ou les déformations halocinétiques, ou bien si des bassins de petite dimension étaient isolés par des zones de haut-fonds. Comme l'ont souligné J. BOUCKAERT *et al* (1977) et J. BOUCKAERT (1982), il faut admettre que l'aire d'extension de ces dépôts évaporitiques est très étendue et se poursuit vers le Sud. Malgré des différences d'importance considérable, ils ont été rencontrés également près de la terminaison orientale du massif du Brabant; leur présence dans le sondage Epinoy 1 en position de série globalement renversée montre que leur présence doit être recherchée nettement plus au sud (Fig. 2).

Il est évident qu'une différenciation paléogéographique a pu intervenir à l'intérieur de ce vaste domaine, opposant des cuvettes évaporitiques à des haut-fonds. Toutefois, la discontinuité de répartition des évaporites comme les variations d'épaisseur observées dans les sondages, voire l'absence locale de certains termes (sondage Jeumont, par exemple) ne doivent pas, en raison de l'importance des événements post-sédimentaires qui ont affecté la série, être interprétés trop rapidement en termes de variation paléogéographique.

Nous devons considérer qu'une partie importante des bassins dinantiens entouraient le massif brabançon et se prolongeaient dans la partie méridionale du bassin de Namur, sous la faille du Midi, à plusieurs dizaines de kilomètres de son émergence actuelle; ils définissent ainsi un assez vaste domaine paraliatique. Des conditions analogues ont même pu prévaloir de manière intermittente au cours du Givétien, du Frasnien, du Famennien et probablement du Tournaisien. Les exigences spécifiques de la sédimentation évaporitique (cadre climatique, déficit du bilan hydrique, isolement morphologique, etc...) expliquent que ce soient produites des fluctuations des paramètres physico-chimiques du corps d'eau (salinité, profondeur, etc...) qui ont été enregistrées par des évolutions séquentielles dans les parties marginales du bassin et masquées par des précipitations massives et plus continues dans les parties centrales.

3. L'INTENSITE DU CONFINEMENT.

Pour l'instant, aucune preuve indubitable du dépôt de paragenèses de sels plus solubles (halite et sels de K et Mg) n'a été décelée dans ces formations; on sait qu'elles sont développées à des niveaux stratigraphiquement équivalents et intensément déformés dans le Mississippien (formation Windsor) du Canada, par exemple. L'existence de pseudomorphoses calcitiques de cristaux de halite, parfois signalée à l'affleurement, mériterait d'être réexaminée en raison des risques de confusion liés à des convergences morphologiques avec des porphyroblastes anhydritiques (et peut-être dolomitiques).

Il faut toutefois admettre que le dépôt de masses aussi importantes de sulfate de calcium devrait s'accompagner, si l'on tient compte de la séquence classique des sels déposés par l'évaporation de l'eau de mer, du dépôt d'une masse

extrêmement importante de halite. Leur absence peut néanmoins être liée à certains caractères propres tels qu'un isolement insuffisant permettant encore des influx trop intenses d'eaux marine ou bien des dilutions par les apports continentaux qui empêchent le bilan hydrique d'évoluer vers des concentrations très élevées. Nous avons vu également que certains épisodes bréchiques pourraient être liés à des dissolutions d'intercalations salifères. Par ailleurs, il a été montré, depuis longtemps, que le calcaire carbonifère comme le houiller sus-jacent renfermait des eaux très salées (C. CAMERMAN, 1946, 1951; M. WATERLOT, 1960, etc...) et parfois chlorurées sodiques dont l'origine serait peut-être à rechercher éventuellement dans le piégeage de saumures concentrées ou dans le résultat de dissolutions de niveaux salifères. En l'absence de preuves irréfutables, il convient d'admettre qu'il n'existe, pour l'instant, que des présomptions favorables.

B. IMPLICATIONS STRUCTURALES.

L'examen des carottes montre qu'une intense déformation affecte la formation évaporitique de Saint-Ghislain; certaines réserves - discutées dans la première partie - étant admises au niveau de la signification de ces structures, on peut considérer qu'elles résultent en grande partie des contraintes cisailantes des phases paroxysmales du plissement hercynien. Compte tenu de l'extrême plasticité de ces matériaux, ces mécanismes tectoniques sont indissociables des effets halocinétiques qu'ils n'ont pu manquer de déclencher. A ces arguments déduits de l'étude sédimentologique s'ajoutent des observations plus générales qui permettent de penser, en accord avec A. DELMER (1972, 1977), que ces évaporites ont joué un rôle actif dans la genèse de certaines structures et dans leur déformation ultérieure.

1. L'EXISTENCE POSSIBLE D'UNE SURFACE DE GLISSEMENT TECTONIQUE A LA BASE DES EVAPORITES.

Nous avons vu précédemment que l'état de déformation des anhydrites contrôlé par les déformations cisailantes de la tectonique hercynienne et les phénomènes halocinétiques qui leur sont associés conduisent à admettre que :

1. l'épaisseur globale de la formation est exagérée par rapport à son épaisseur de dépôt;
2. que le mur de la formation correspond à une discontinuité en majeure partie d'origine tectonique (glissement tectonique, décollement halocinétique, etc...).

L'absence de discontinuité stratigraphique apparente peut s'expliquer par la particularité du style tectonique régional qui engendre des structures planes et subparallèles au pendage général des couches. Il serait imprudent de tenter d'évaluer l'importance de cette structure d'autant plus que la mauvaise résolution des enregistrements sismiques au niveau des anhydrites viséennes ne permet pas de la corrélérer encore avec des structures existantes. Il est possible qu'elle ne représente qu'un accident local, sans grand déplacement, au même titre que les très nombreux accidents chevauchants

qui accidentent ce qui est considéré comme l'autochtone du domaine varisque. Toutefois, il convient de prendre en considération l'existence d'un réflecteur parallèle et sous-jacent à la faille du Midi. Déjà, dès 1977, sur une sismique de qualité moyenne, J. M. BLESS *et al.*, suspectait l'existence de discontinuités profondes en Famenne. En 1980, la CFP entreprit une importante campagne sismique (documents inédits et confidentiels) qui permit, dès 1981, de mettre en évidence un événement sismique profond constant régionalement et pouvant être assimilé à un charriage sous jacent à la faille du Midi. En 1982, des études de terrain menées parallèlement (BECQ-GIRAUDON *et al.*) apportaient des résultats qui allaient de pair avec cette hypothèse et permettaient de proposer dans le cadre du Programme Géologie Profonde de la France, un projet de forage visant à la reconnaissance d'éventuels charriages profonds; de son côté, la CFP (1) décidait de réaliser un forage (Epinoy 1 près de Cambrai) qui, outre les objectifs pétroliers devait permettre de reconnaître les formations sous jacentes à la faille du Midi, de caler la sismique et d'obtenir, par voie de conséquence, une meilleure compréhension de la tectonique régionale; ce forage a rencontré une formation anhydritique viséenne en série inverse dans un système complexe d'écaillage qui semble confirmer cette interprétation.

L'accident suspecté sous la faille du Midi devrait se trouver dans la région de Saint-Ghislain à une profondeur assez proche de celle de la base des évaporites. Aucun élément ne justifie pour l'instant cette corrélation mais l'ensemble des faits s'accorderait avec l'hypothèse d'une zone d'amortissement frontal d'écaillage induit par les grandes unités chevauchantes. Le dispositif structural rencontré dans le sondage Epinoi 1, auquel il a été fait allusion précédemment, serait en accord avec cette hypothèse. Quelle que soit l'interprétation retenue *in fine* (accident chevauchant, plan de décollement halocinétique comme nous allons l'examiner ou réflecteur correspondant à une lithologie particulière), le rôle tectonique de ces évaporites dinantiennes devra être considéré.

2. LA POSSIBILITE D'UNE SURFACE DE DECOLLEMENT HALOCINETIQUE.

Depuis longtemps, la morphologie en dômes et cuves d'amplitude pluri-hectométrique du toit du socle paléozoïque du bassin crétacé de Mons (Fig. 4) qui a été cartographiée par R. STEVENS et R. MARLIÈRE (1944) offrait aux géologues des difficultés d'interprétation; dès 1972, A. DELMER proposait d'y voir l'expression morphologique de déformations halocinétiques affectant les évaporites givésiennes. La position respective des sondages de Saint-Ghislain, de Douvrain (V. LECLERCQ *et al.*, 1980) et de Ghlin (A. DELMER *et al.*, 1981) par rapport à ces structures apparaît d'ailleurs en accord avec cette interprétation (Fig. 4) mais en faisant intervenir les évaporites dinantiennes et

(1) Agissant pour le compte de l'Association TOTAL EX., S.F.B.P., S.F.D.P.B.P., A.G.I.P., S.N.E.A.(P).

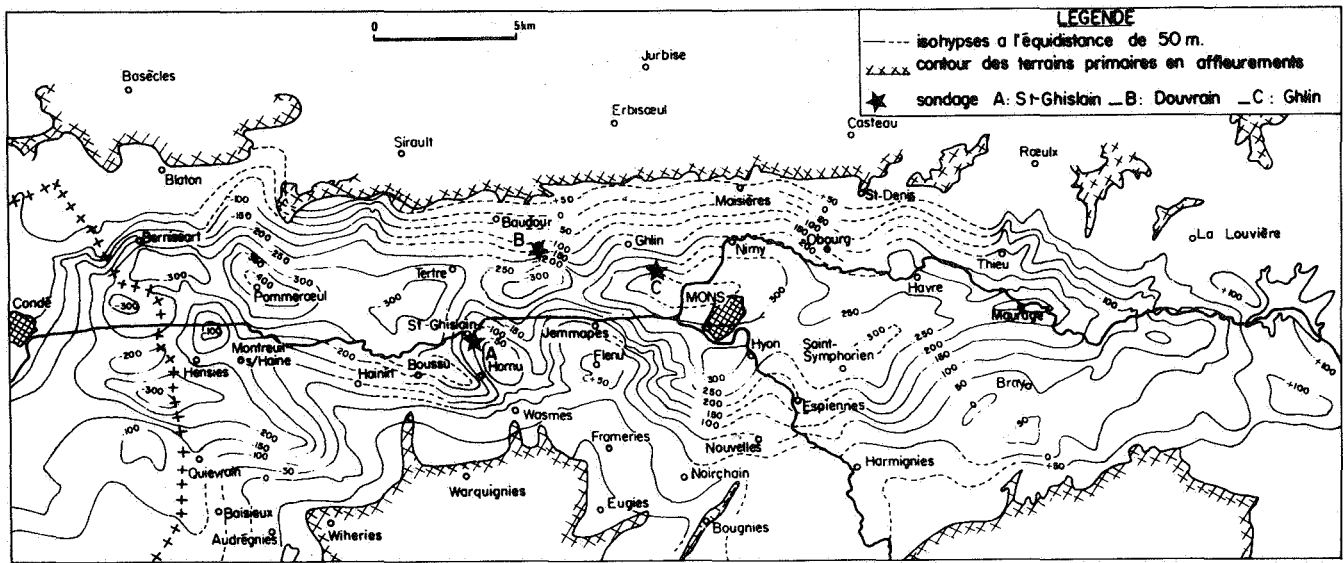


Fig. 4 - Carte du toit du paléozoïque du bassin crétacé de Mons (d'après R. STEVENS et R. MARLIÈRE, 1944; légèrement simplifiée).

non givétiennes. Le premier, implanté sur les flancs d'un dôme (dôme de Hornu), a traversé une formation évaporitique tandis que les deux autres, situés au bord des dépressions septentrionales, en paraissent dépourvus et montrent des phénomènes de dissolution et de bréchification associés, pour le premier des deux, à des vestiges d'évaporites pseudomorphosées en silice (V. LECLERCQ, 1980). Aux déformations halocinétiques probables s'ajoutent donc des dissolutions pour expliquer la genèse de ce dispositif morphologique. Insistons sur le fait que ces déformations halocinétiques ne nous semblent pas devoir être dissociées des contraintes tectoniques dont elles représentent l'une des composantes (voir ci-dessus).

3. DISSOLUTIONS ET STRUCTURES D'EFFONDREMENT (COLLAPSE).

La prise en compte des conséquences possibles des phénomènes de dissolution d'anhydrite et, peut-être d'intercalations halitiques, est un des aspects importants qui intéresse à la fois l'interprétation des épisodes bréchiques fréquemment rencontrés dans le Viséen, mais aussi celle de structures profondes comme des figures de collapse affectant des accidents hercyniens.

Les très nombreux épisodes bréchiques d'importance très inégale comme la Grande Brèche de Dinant, la brèche de l'Ourthe pour ne citer que les plus importantes, paraissent occuper, comme le montre la Fig. 5, une position stratigraphique équivalente de certains intervalles évaporitiques de Saint-Ghislain; des corrélations beaucoup plus fines peuvent même être proposées comme dans le cas de la brèche du Chemin de fer de Basècles avec les niveaux évaporitiques inférieurs (intervalle 1) (E. GROESSENS *et al.*, 1979). Des vestiges plus ou moins abondants d'évaporites pseudomorphosées par de la calcite, de la dolomie, de la silice, ..., décrits dans la Grande Brèche (I. M. WEST, 1969; H. PIRLET et J. BOUCKAERT, 1976), dans la brèche de l'Ourthe (E. GROESSENS *et al.*, 1979; L. JACOBS *et al.*, 1982) et dans d'autres épisodes de moindre importance constituent un argument complémentaire en faveur d'une relation avec les

évaporites. La présence de galets de Namurien a conduit certains auteurs (H. PIRLET, 1972; H. PIRLET et J. BOUCKAERT, 1976) à admettre que la Grande Brèche de Dinant constituait un olistostrome dont la mise en place pouvait avoir été favorisée par la présence d'évaporites. Nous avons vu précédemment que des restes de minéraux évaporitiques silicifiés étaient également associés dans le Viséen bréchifié et karstifié du sondage de Douvrain. Les niveaux bréchiques existent également dans le sondage de Saint-Ghislain (voir § "Sédiments carbonatés intercalaires") mais apparaissent sans commune mesure avec les brèches situées à l'affleurement; rappelons néanmoins les brèches calcaires et anhydritiques associées au karst profond (2.528-2.630 m) et les cavités profondes traversées dans le sondage de Wépion (J. M. GRAULICH, 1961) dans les niveaux du V3a-V3b, équivalentes de la partie supérieure de la formation de St-Ghislain.

L'ensemble de ces faits militerait en faveur de l'hypothèse d'une bréchification induite par des dissolutions d'évaporites ce qui nécessiterait l'existence, au départ, d'intercalations anhydritiques épaisses ou mieux, de passées de sels plus solubles (halite ou sels de K et Mg). Si de telles conditions ont pu être remplies localement, elles ne paraissent pas assurées dans certaines des formations que l'on peut observer à l'affleurement; ainsi, l'application hative et systématique de ce type de mécanismes pour interpréter des brèches situées dans des zones à sédimentation évaporitique très réduite, pourrait conduire à sous-estimer d'autres facteurs importants.

A. DELMER (1972, 1977) propose de considérer que les très nombreux puits naturels qui accidentent le Houiller du Hainaut ont été créés par dissolution de masses anhydritiques et effondrement de cavités karstiques qui induiraient également les séismes à hypocentre peu profond. Même si l'on ne peut exclure la possibilité de dissolutions localisées du calcaire carbonifère, la présence de cavités profondes comme celles rencontrées à Saint-Ghislain montre

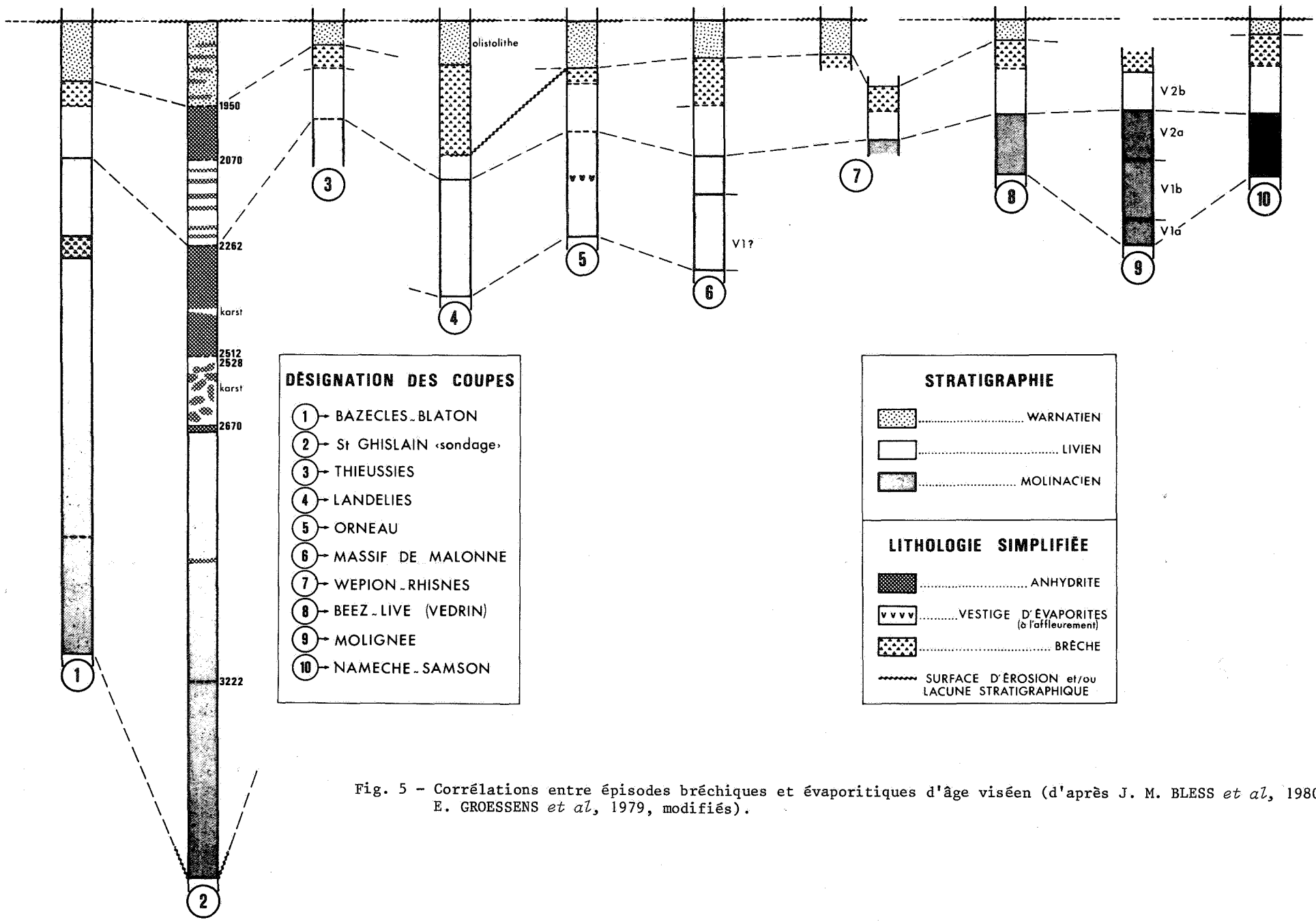


Fig. 5 - Corrélations entre épisodes bréchiés et évaporitiques d'âge viséen (d'après J. M. BLESS *et al*, 1980; E. GROESSENS *et al*, 1979, modifiés).

l'extrême vraisemblance de ce type de mécanisme qui aurait pu débiter immédiatement après les déformations hercyniennes et se poursuivre par auto-aggravation jusqu'à nos jours. S'ajoutant à ceux de Saint-Ghislain et Douvrain, les résultats du sondage de Ghlin (A. DELMER *et al*, 1982) apportent d'intéressantes données complémentaires; implanté à la verticale de l'une des dépressions du socle paléozoïque (cuve de Mons, fig. 4) et dans le périmètre déterminé par l'une des failles circulaires (associée à des puits naturels et caractérisée par l'effondrement du Houiller et des terrains sus-jacents) il a montré l'existence de cavités profondes et celle d'une brèche à faciès V3a. Si la réalité des phénomènes de dissolution ne semble pas devoir être remise en question, les modalités, la nature des sédiments affectés (anhydrite, halite et/ou dans certains cas calcaire) de même que les vecteurs des fluides responsables de ces phénomènes devront toutefois être précisés par des études ultérieures.

La présence d'évaporites nettement plus au sud et la possibilité d'une formation évaporitique originellement plus continue (voir *supra*), incitent à considérer l'extension de ces phénomènes hors du synclinorium de Namur. X. STAINIER (1921) rapporte des exemples de cavités souterraines rencontrées sous la faille du Midi; de la même manière, A. DELMER (1977) signale les déformations posthumes des accidents - notamment de la faille du Midi - dont la planéité est localement perturbée par des structures en creux comme la cuve de Havay. Certains profils sismiques de la région Nord-Pas de Calais présentent également des déformations de certains réflecteurs que l'on pourrait attribuer à des phénomènes de collapse (A. F. MAURIN, communication orale; illustration *in* J.M. ROUCHY, 1982).

Pour conclure, nous admettons que l'ensemble de ces phénomènes est compatible avec des processus de dissolution de niveaux évaporitiques et d'effondrements consécutifs dont la répartition est conditionnée par l'hétérogénéité de distribution des masses résiduelles d'évaporites résultant des intenses déformations : tectonique tangentielle et halocinèse.

V. CONCLUSIONS GENERALES.

L'étude sédimentologique des anhydrites de Saint-Ghislain a fait apparaître la complexité de l'histoire post-sédimentaire de cette formation caractérisée par une diagenèse polyphasée, des déformations tangentielles (phases paroxysmales du plissement hercynien) et halocinétiques ainsi que des phénomènes de dissolution; l'intensité de la déformation a souvent oblitéré et/ou effacé les structures originelles de dépôt ajoutant ainsi à la difficulté d'interprétation paléoenvironnementale.

Etant admis le caractère fortement conjectural des hypothèses qui sont proposées, en raison de l'insuffisance des observations sur l'ensemble de ce domaine, cette étude qui va être complétée par celle des anhydrites récemment découvertes

à Epinoy dans le nord de la France, permet de supposer l'existence d'un vaste domaine affecté par les conditions évaporitiques au cours du Viséen; qu'il s'agisse d'un bassin unique ou plutôt d'une juxtaposition de bassins, les évaporites étaient présentes sur toute la périphérie du massif du Brabant et s'étalaient très loin vers le sud dans le prolongement du bassin de Namur sous les unités chevauchées par la faille du Midi, si l'on admet que les anhydrites d'Epinoy ont pu subir un déplacement tangentiel très important. Leur hétérogénéité actuelle de répartition semble être la conséquence d'un morcellement induit par le jeu combiné des déformations tectoniques et halocinétiques ainsi que des dissolutions. L'hypothèse d'une sédimentation, en majeure partie mais non exclusivement sous-aquatique, a été préférée à celle d'un dépôt de diagenèse précoce subaérienne comme pourrait a priori le suggérer la fréquence des structures nodulaires de l'anhydrite.

Les principales phases de transformation diagenétique ont été analysées et calées chronologiquement par rapport aux événements post-sédimentaires: transformation gypse/anhydrite en relation avec l'enfouissement (et accessoirement avec des mécanismes précoces); silicification et calcitisation des sulfates en majeure partie antérieure à la déformation tectonique; remplacement anhydritique tardif - post-tectonique - des sulfates; etc...

La mise en évidence de l'intensité de la déformation tangentielle en relation avec les phases paroxysmales hercyniennes accompagnée de mécanismes de fluage, a permis d'envisager l'existence d'une discontinuité mécanique à la base de la formation évaporitique : glissement tangentiel et/ou surface de décollement halocinétique; son extension dépasserait le cadre du synclinorium de Namur. On est amené à considérer les processus de dissolution d'évaporites (anhydrite et/ou sels plus solubles) qui ont pu être favorisés par l'état de déformation des dépôts comme un agent important mais non exclusif des bréchifications du Viséen et de certaines structures affectant le toit du Paléozoïque ou déformant les accidents chevauchants. Nous rejoignons aussi les propositions de A. DELMER en considérant que les évaporites viséennes - comme les niveaux évaporitiques plus anciens - ont dû jouer un rôle actif dans la mise en place des principales unités structurales; la découverte récente d'évaporites épaisses en position inverse sous la nappe de Dinant (Epinoy 1) montre bien la nécessité de prendre en considération cette hypothèse, que nous avons exposée à la réunion de la Société belge de Géologie, consacrée à la tectonique (Bruxelles, février 1983).

REMERCIEMENTS.

Il nous est particulièrement agréable de remercier le Service Géologique de Belgique et Mrs A. DELMER et J. M. GRAULICH qui ont permis cette étude en mettant à la disposition des auteurs les matériaux de sondage ainsi que les lames minces correspondantes.

C'est à la Compagnie Française des Pétroles que revient l'initiative de ce travail et qui, avec les autres compagnies associées S.F.B.P., S.F.D.P.B.P., I.O.E.C. (AGIP) et S.N.E.A. (P) en a assuré le financement.

Nous tenons à remercier vivement Mr. A. DESBORDES, Directeur-Exploration de la filiale France-Espagne.

Mr. M. HENNEBERT a mis à notre disposition des éléments d'une étude demeurée inédite qu'il avait commencée sur ce sondage; qu'il trouve ici l'expression de notre reconnaissance.

Mr. A. MAURIN a suivi attentivement le déroulement de ce travail et a apporté, jusque dans l'analyse du manuscrit, le support de sa connaissance de la sédimentologie des terrains paléozoïques. Par ses remarques constructives, Mr. V. PERTHUISOT a permis d'améliorer la qualité du texte initial. Nous tenons à souligner également la collaboration efficace de J. P. PERTHUISOT.

Nous sommes heureux de remercier tous ceux qui ont apporté leur contribution à la réalisation de ce travail : le personnel du Service Géologique de Belgique, Melle DESTARAC (Muséum), Mr. SOLER (C.F.P.) pour la reproduction photographique, Mr GANON (Muséum) pour la fabrication de lames minces complémentaires, Mme CAMBRELENG (Muséum) et Mr. FORESTIER (C.F.P.) pour les dessins.

Ce texte a été présenté oralement *pro-parte* (les résultats d'Epinoy n'étant pas alors connus) lors de la réunion de la Société Belge de Géologie qui s'est tenue à Bruxelles en hommage à MM. DELMER et LEGRAND, les 23 et 24 février 1983. Nous voudrions enfin dire, à cette occasion, combien, par sa remarquable connaissance et sa compréhension des problèmes régionaux qui lui ont permis de découvrir les évaporites dont il avait déjà envisagé l'existence et l'importance, Mr. A. DELMER doit être considéré comme le véritable initiateur de ces travaux et des progrès qu'ils permettront d'obtenir.

Une extension de ce travail est en cours; elle comporte l'étude des carottes d'anhydrite du sondage d'Epinoy 1 (près de Cambrai, France) ainsi qu'un essai de synthèse sédimentologique des dépôts évaporitiques paléozoïques du nord de la France et de la Belgique.

BIBLIOGRAPHIE.

- ARBEY, F. (1980) - Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. *Bull. Centres Rech. Expl. Prod. ELF-Aquitaine*, 4, 1, p. 309-365.
- BECQ-GIRAUDON, J. F. (1982) - Reconnaissance de la structure profonde du Nord et du Pas-de-Calais. *Communication au Coll. Nat. Géol. Prof. France*, p. 8-12.
- BECQ-GIRAUDON, J. F., BEUGNIES, A., BRICE, D., CHAMLEY, H., COLBEAUX, J. P., LAVEINE, J. P., LEPLAT, J., LETHIERS, F. et SOULIEZ, G. (1982) - Tectonique hercynienne profonde du Nord de la France. Existence d'une faille de charriage sous la faille du Midi. *Comm. au Coll. Nat. Géol. Prof. France*, p. 3-7.
- BLESS, J. M., BOUCKAERT, J., CALVER, M. A., DEJONGHE, L., GRAULICH, J. M., HORN, M., KIMPE W. F. M., KULLMANN, J., MEESEN, J. P. M. Th., NAYLOR, D., OLIVEIRA, J. T., PAPROTH, E., PARIS, F., PERDIGAO, J. C., RIBEIRO, A., ROBARDET, M., SANCHEZ DE POSADA, L. et TRUYOLS, J. (1977) - Y-a-t-il des hydrocarbures dans le Pré-Permien de l'Europe Occidentale? *Service Géologique de Belgique*, prof. paper 1977/11, n° 148, 54 p.
- BLESS, J. M., BOONEN, P., BOUCKAERT, J., BRAUCKMANN, C., CONIL, R., DUSAR, M., FELDER, P. J., FELDER, W. M., GOKDAG, H., HOCKEL, F., LALOUX, M., LANGGUTH, H. R., VAN DER MER MOHR, C. G., MEESEN, J. P. M. Th., OPHELT VELD, F., PAPROTH, E., PIETZNER, H., PLUM, J., POTY, E., SCHERR, A., SCHULZ, R., STREEL, M., THOREZ, J., VANROLJEN, P., VANGUESTAINE, M., VIESLET, J. L., WIERSMA, D. J., WINKLER PRISM, C. F. et WOLF, M. (1981) - Preliminary report on Lower Tertiary - a Upper Cretaceous and Dinantian-Famennian rocks in the boreholes Heugem A and Kastanjelaan 2 (Maastricht, the Netherlands). *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 35-15, p. 333-415.
- BLESS, J. M., BOUCKAERT, J. et PAPROTH, E. (1980) - Environmental aspects of some Pre-Permian deposits in NW Europe. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32-1, 14, p. 3-13.
- BLESS, J. M., CONIL, R., DEFOURNY, P., GROESSENS, E., HANCE, L. et HENNEBERT, M. (1980) - Stratigraphy and thickness variations of some struno-Dinantian deposits around the Brabant massif. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32-1, p. 56-65.
- BOSCH, B., CAULIER, P., LEPLAT, J. et TALBOT, A. (1980) - Un objectif géothermique : le calcaire carbonifère sous le Bassin Houiller à l'Est de Saint-Amand-les-Eaux. *Ann. Soc. Géol. Nord, T. C.*, p. 167.
- BOUCKAERT, J., DELMER, A. et GRAULICH, J. M. (1977) - La structure varisque de l'Ardenne. *Meded. Rijks Geol. Dienst, N. S.*, 28-5, p. 133-135.
- BOUCKAERT, J. (1982) - Etat des recherches d'énergie géothermique en Belgique. *Ann. Mines de Belgique*, 6, p. 523-543.
- BUTLER, G. P. (1969) - Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf. *Journ. Sedim. Petrol.*, 39, p. 70-89.
- BOUROZ (1960) - La structure du Paléozoïque du Nord de la France au Sud de la grande faille du Midi. *Ann. Soc. Géol. Nord, LXXX*, P. 101-112.
- CAMERMAN, C. (1946) - Composition d'une eau à forte salure du terrain houiller du couchant de Mons. *Bull. Soc. Belge de Géol., de Paléont. et d'Hydrol.*, LV, p. 128-130.
- CAMERMAN, C. (1951) - Composition d'une eau à forte salure du bassin houiller de Charleroi. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, 60, p. 361-364.

- CHOWNS, T. M. & ELKINS, J. E. (1974) - The origin of quartz geodes and cauliflower cherts through the silicification of anhydrite nodules. *J. Sedim. Petrol.*, (3), 44, p. 885-903.
- CLAYPOOL, G. E., HOLSER, W. T., KAPLAN, I. R., SAKAI, H. et ZAK, I. (1980) - The age curves of sulfur area oxygen isotope in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chem. Geol.*, 28, p. 199-260.
- CLARK, D. N. et SHEARMAN, D. J. (1980) - Replacement anhydrite in limestones and the recognition of moulds and pseudomorphs : a review. *Rev. del Inst. Invest. Geol. (Diputacion Provin. de Barcelona)*, 34, p. 161-186.
- COEN-AUBERT, M., GROESSENS, E. et LEGRAND, R. (1980) - Les formations paléozoïques des sondages de Tournai et Leuze. *Bulletin Soc. Belge de Géol.*, 89, 4, p. 241-275.
- DEJONGHE, L., DELMER, A. et GROESSENS, E. (1976) - Découverte d'anhydrite dans les formations anténamuriennes du sondage de Saint-Ghislain. *Bull. Acad. Roy. Belg. (Cl. Sci.)*, Séance 10.1.1976, 80-83.
- DAVIS, J. B. et KIRKLAND, D. W. (1970) - Native sulfur deposition in the Castile formation, Calberson country Texas. *Econ. Geol.*, 65, p. 107-121.
- DELMER, A. (1972) - Origine du bassin crétacique de la vallée de la Haine. *Serv. Géol. Belg. Prof. Paper*, 1972/5, 13 p., 10 fig.
- DELMER, A. (1977) - Le bassin du Hainaut et le sondage de Saint-Ghislain. *Serv. Géol. Belg.*, Prof. Paper, 1977/6, n° 143, 12 p., 16 fig.
- 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*, CI, (1981), p. 189-206.
- DESSAU, G., JENSEN, M. L. et NAKAI, N. (1962) - Geology and isotopic studies of silicic sulfur deposits. *Econ. Geol.*, 57, p. 410-438.
- FOLK, R. L. et PITTMAN, J. S. (1971) - Length slow chalcedony : a new testament for a vanished evaporites. *J. Sedim. Petrol.*, 41, 4, p. 1045-1058.
- GOULEAU, D. et NOEL, D. (1983) - L'importance des diatomées dans le cycle de la silice dissoute des saumures libres et des eaux interstitielles dans les marais salants de Salin-de-Giraud (S. E. France). *Géol. Méd.*, 4, à paraître.
- GRAULICH, J. M. (1961) - Le sondage de Wépion. *Mém. Cartes Géol. Min.*, n° 2.
- GRAULICH, J. M. (1963) - les résultats du sondage de Soumagne. *Serv. Géol. Belg.*, Prof. Paper, 1977-2, 55 p.
- GROESSENS, E., CONIL, R. et HENNEBERT, M. (1979) - Le Dinantien du sondage de Saint-Ghislain. Stratigraphie et Paléontologie. *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. de la Belgique*, 22, 137 p.
- GUELORGET, O. et PERTHUISOT, J. P. (1983) - Le domaine paralic; expressions géologiques, biologiques et économiques du confinement. *Travaux du Laboratoire de Géologie Ecole norm. sup.*, 136 p.
- HELMAN, M. L. et SCHREIBER, B. C. (1983) - Permian evaporite Deposits of the Italian Alps (Dolomites) : the development of unusual and significant fabrics. *Preprint (communication au 6th Salt Symposium, Northern Ohio Geological Society)*.
- HANCE, L. et HENNEBERT, M. (1980) - On some lower and Middle Visean carbonate deposits of the Namur Basin, Belgium. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32, 9, p. 66-68.
- HENNEBERT, M. et HANCE, L. (1980) - Présence de nodules de sulfate de calcium silicifiés dans le Viséen moyen (cf V2b β) à Vedrin (Namur, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 103, p. 25-33.
- HOYEZ, B. (1971) - Le Viséen du Boulonnais : analyse et corrélation séquentielles. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCL, p. 113-128.
- JACOBS, L., SWENNEN, R., VAN ORSMAEL, J., NOTEBAERT, L. et VIAENE, W., (1982) - Occurrences of pseudomorphs after evaporites minerals in the Dinantian Carbonate rocks of the Eastern part of Belgium. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 91, p. 105-123.
- KEENE, J. B. (1983) - Chalcedonic quartz and occurrence of quartzine (length-slow chalcedony) in pelagic sediments. *Sedimentol.*, 30, p. 449-454.
- KENDALL, A. C. et WALTERS, K. L. (1978) - The age of metasomatic anhydrite in Mississippian reservoir carbonates, southeastern Saskatchewan. *Canadian Journal of Sciences*, 15, 3, p. 424-430.
- KINSMAN, D. J. J. (1966) - Gypsum and anhydrite of Recent Age, Trucial Coast Persian Gulf. In : RAN, J. L. (ed.) : Second Symposium on Salt, 1. *North Ohio Geol. Soc.*, p. 302-326.
- KINSMAN, D. J. J. (1969) - Modes of formation, sedimentary associations and diagnostic features of shallow water and supratidal evaporites. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 53, p. 830-840.
- LACROIX, A. (1901) - Minéralogie de la France et de ses anciens territoires d'Outre-Mer. Description physique et chimique des minéraux. Etude des conditions géologiques et de leurs gisements. A. BLANCHARD, Paris, 816 p.
- LANGGUTH, H. R. et NIELSEN, H. (1980) - Sulphur isotopes in thermal waters and anhydrites of the Dinantian at the Southern margin of the Brabant Massif : preliminary note. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32-13, p. 101-105.
- LECLERCQ, V. (1980) - Le sondage de Douvrain. *Serv. Géol. Belgique, Prof. Paper*, 1980-3, 51 p.
- MAIKLEM, W. R., BEBOUT, D. G. et GLAISTER, R. P. (1969) - Classification of anhydrite. A practical approach. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 17, p. 194-233.
- MICHOT, P. (1980) - Belgique. Introduction à la géologie générale. 28e Congrès Géol. Intern., Géologie des pays européens. Dunod, p. 485-576.
- MICHOT, P., GERARDS, J., MONTY, C. et PIRLET, H. (1963) - Sédimentologie des formations viséennes du Synclorium de Namur dans la vallée de la Meuse. 6e Congrès Intern. Sédim. Belg. et Pays-Bas. Exc. Gl.

- MILLIKEN, K. L. (1979) - The silicified evaporite syndrome. Two aspects of silicification history of former evaporite nodules from Southern Kentucky and Northern Tennessee. *J. Sed. Petrol.*, 41, p. 245-256.
- MÜLLER, W. H., SCHMID, S. M. et BRIEGEL, U. (1981) - Deformation experiments on anhydrite rocks of different grain sizes : rheology and microfabric. *Tectonophysics*, 78, p. 527-543.
- MUNIER-CHALMAS, E. (1890) - II. Sur les dépôts siliceux qui ont remplacé le gypse. *C. R. Acad. Sci.*, 110, p. 663-666.
- MURRAY, R. C. (1964) - Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. *Journ. of Sedim. Petrol.*, 34, p. 512-523.
- PERTHUISOT, J. P. (1977) - La sabkha de Doukhane (Qatar) et la transformation gypse → anhydrite + eau. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XIX, 5, p. 1145-1152.
- PERTHUISOT, J. P. et JAUZEIN, A. (1978) - Le Khour el Aadid, lagune sursalée de l'Emirat de Qatar. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn.*, XX, 4, p. 347-358.
- PIRLET, H. (1972) - La "Grande Brèche" viséenne est un olistostrome : son rôle dans la constitution du Géosynclinal varisque en Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 95, p. 53-134.
- PIRLET, H. et BOUCKAERT, J. (1976) - A propos de l'âge post-namurien de la Grande Brèche de la station de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 99, p. 147-154.
- POELS, J. P. (1982) - Etude sédimentologique de la série évaporitique du VIa de Vedrin (Province de Namur). *Mém. de licence en Sci. Géol. et Minér.*, Université Libre de Bruxelles, 92 pages.
- ROUCHY, J. M. (1981) - La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Mém. Mus. Hist. Nat., Paris, Sér. C.*, Tome L, 267 p.
- ROUCHY, J. M. (1982) - Etude sédimentologique des évaporites du sondage de Saint-Ghislain (Hainaut, Belgique), *Rapport interne CFP, RG. 142*, 48 p.
- SCHREIBER, B. C. (1974) - Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Mediterranean basin and their depositional environments. *Thesis Renss. Polyt. Inst., New York*, 395 p.
- SCHREIBER, B. C. (1974) - Vanished evaporites : revisited. *Sedimentology*, 21, p. 329-331.
- SCHREIBER, B. C. (1978) - Introduction. Classification of marine evaporites. In : DEAN, W. E. & SCHREIBER, B. C. (ed.) : Marine evaporites. *S. E. P. M., short course*, 4, Oklahoma City, p. 1-5.
- SHEARMAN, D. J. (1963) - Recent anhydrite, gypsum, dolomite and halite from the coastal flats of the Arabian shore of the Persian Gulf. *Proc. Geol. Soc. London*, 1607, p. 63-65.
- SHEARMAN, D. J. (1971) - Marine evaporites : the calcium sulphate facies. *University of Calgary, Canada (unpublished course)*.
- SHEARMAN, D. J. et FULLER, J. G. (1969) - Anhydrite diagenesis calcitization, and organic laminites, Winnipegosis Formation, Middle Devonian, Saskatchewan, *Bull. Canadian Petrol. Geol.*, 17, 4, p. 496-525.
- STAINIER, X. (1921) - Cavités dans le Calcaire carbonifère sous la faille du Midi. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, XXXI, p. 11-18.
- STEVENS et MARLIERE, R. (1944) - Révision de la carte du relief du socle paléozoïque du bassin de Mons. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 67, p. 145-175.
- SWENNEN, R., VIAENE, W., JACOBS, L. et VAN ORSMAEL, J. (1981) - Occurrence of calcite pseudomorphs after gypsum in the Lower Carboniferous of the Vesder region (Belgium). *Bull. Soc. Belg. de Géol.*, 90, 3, p. 231-247.
- VAN TASSEL, R. (1961) - Anhydrite, célestine et barytine du Givétien au sondage de Tournai. *Bull. Soc. Belg. de Géol., Paléont., Hydrol.*, 69, p. 351-361.
- WALL, J. R., MURRAY, G. E. et TEODORO DIAZ, G. (1961) - Geological occurrence of intrusive gypsum and its effects on structural forms in Coahuila marginal folded province of Northeastern Mexico. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 45, 9, p. 1504-1522.
- WATERLOT, M. (1960) - Sur quelques aspects des eaux salées du terrain houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, LXXX, p. 141-146.
- WEST, I. M. (1969) - Examination of the Grande Brèche of Belgium, a project supported by a grant from the Bernard Hobson Fund. Rep. of the British Assoc. for the Adv. of Science, *Unpub. Rep.*, 10 p.

PLANCHE I

LES INTERCALATIONS CARBONATEES.

- A. Séquence comportant des niveaux riches en organismes et en particulier en Goniatites (1) dans la partie inférieure, passant à des laminites très sombres (2) et s'achevant par des niveaux à nodules anhydritiques (3); les discontinuités tardives (joints stylolithiques) ou plus précoces sont fréquentes dans ce type de sédiment. La surface mamelonnée de certains *laminae* est d'interprétation difficile : morphologie stromatolithique ou pseudomorphose d'anhydrite; la déformation précoce des laminites de part et d'autre de nodules anhydritiques apparemment peu déformés semblerait attester le caractère diagénétique précoce du développement de ces nodules (1.946 m-1.949 m).
- B. Calcaires laminés probablement stromatolithiques. Noter l'irrégularité de la partie supérieure de chaque lit, le phénomène de bréchification et les remaniements synsédimentaires peut-être en relation avec des mécanismes de dessiccation (1.848 m).
- C. Calcaire à oncolithes (2.056,4 m).
- D. Calcaires très finement laminés comportant quelques "nodules" anhydritiques aux formes anguleuses (pseudomorphoses de gypse ?). Certaines perturbations du litage pourraient être dues à la croissance de minéraux évaporitiques ou bien, plus tardivement à leur dissolution (1.959,9 m).
- E. Carbonates très finement et régulièrement laminés, affectés de déformations attribuables soit à des glissements synsédimentaires, soit à de la tectonique en compression comme semblerait témoigner la fracturation régulière indiquée par les flèches (1.820,50 m).
- F. Structure de type filon sédimentaire (2.251,60 m).
- G. Aspect microscopique d'un calcaire à ooïdes - dont la structure originelle est encore discernable - et à ciment sparitique (L. P., cliché 31.39; profondeur : 2.056,40 m).
- H. Aspect microscopique d'un calcaire à pisoïdes (L. N., cliché 40.23; profondeur : 2.010,40 m).

PI.I

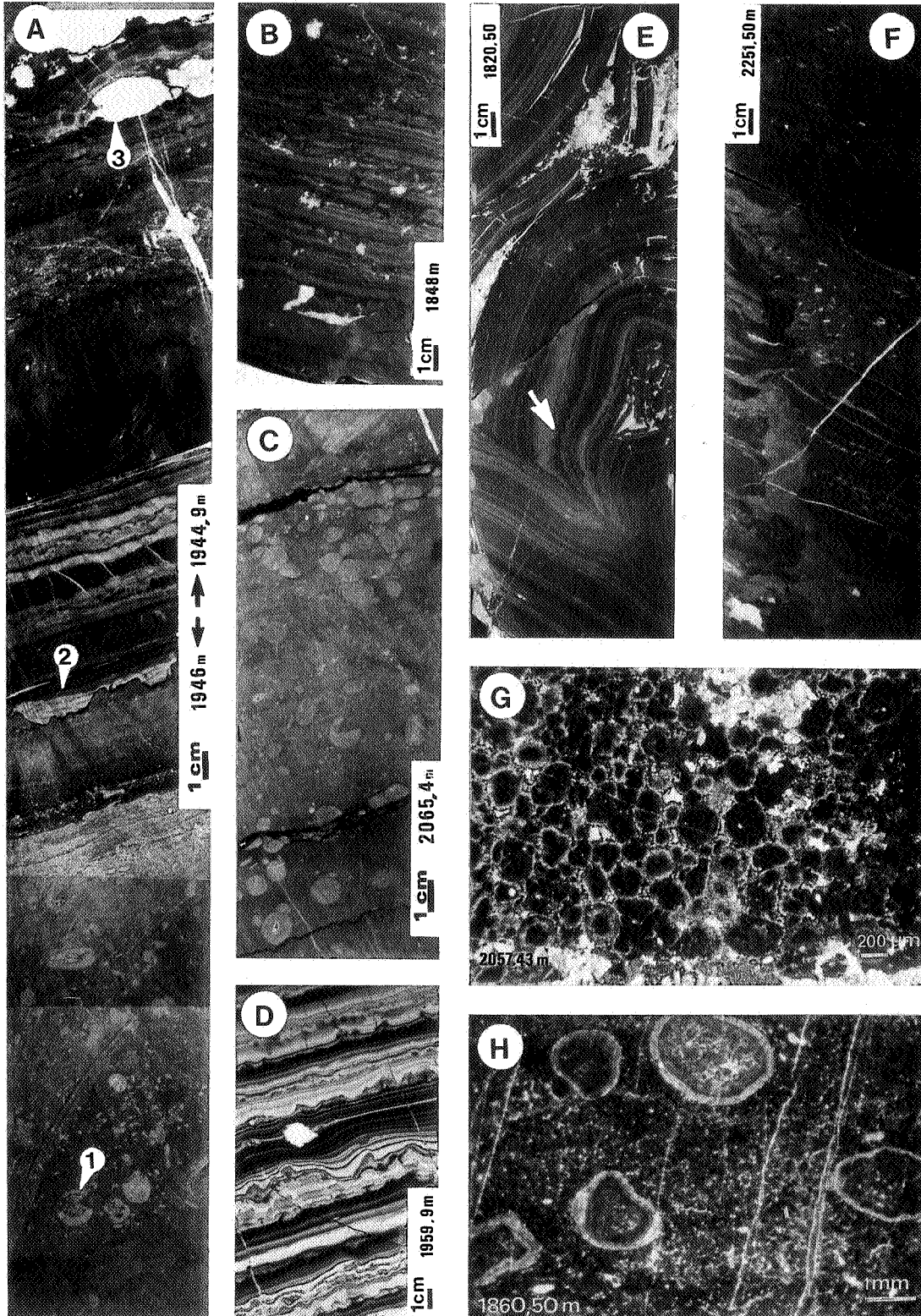


PLANCHE II

STRUCTURES PRECOSES ET TARDIVES DE L'ANHYDRITE.

- A. Pseudomorphoses anhydritiques de cristaux de gypse orientés perpendiculairement à la stratification des carbonates encaissants (1). Ce type cristallin est associé, dans la carotte, à des vestiges de cristaux lenticulaires (2) irrégulièrement orientés à l'intérieur du sédiment-hôte; on notera que si les contours de petits cristaux apparaissent relativement bien préservés, une oblitération des formes originelles affecte les cristaux de plus grande taille et les agrégats cristallins (3) conduisant au développement de formes pseudonodulaires ou en mosaïque (2.108 m).
- B. Alternance de passées d'anhydrite à structure nodulaire et/ou mosaïque et de calcaires très finement laminés; la déformation des carbonates autour des nodules (1) peut induire des décollements déterminant des ondulations (2) qu'il ne faut pas confondre avec des morphologies stromatolithiques même si une partie au moins de ces carbonates est d'origine algale. Dans la partie supérieure s'observe un joint stylolithique, structure très commune dans ces carbonates. Malgré la faiblesse des déformations post-sédimentaires, il est important de noter que les nodules présentent un plan d'étirement (souligné par les tirets) qui est orienté obliquement par rapport au litage des carbonates (1.972,10 m).
- C. Anhydrite pseudonodulaire, peu déformée, dans une matrice carbonatée; il faut noter la déformation des carbonates encaissants autour des masses d'anhydrite dont les contours indiquent parfois (1) qu'il pourrait s'agir d'anciens agrégats de cristaux de gypse de diagenèse précoce (1.968,10 m).
- D. Anhydrite à structure mosaïque; malgré l'apparente faiblesse de la déformation post-sédimentaire, on peut observer certains allongements préférentiels (2.219,13 m).
- E. Anhydrite à structure nodulaire et mosaïque dans une matrice calcaire finement laminée et déformée au contact supérieur des nodules; certains nodules paraissent indemnes de déformation (1) alors que d'autres présentent un étirement et une réorientation franche (2). Le contact très net et rectiligne de certaines intercalations anhydritiques (3) évoque dans plusieurs cas des discontinuités de glissement banc par banc (2.219,13 m).
- F. Anhydrite à structure mosaïque à mosaïque litée. L'"aplatissement" (2) régulier des nodules dans la partie supérieure détermine un litage (1) qui est à mettre en relation avec une déformation post-sédimentaire (tectonique) qui, dans d'autres niveaux, déterminera une lamination (voir Pl. VII) déjà discernable en (2). Il faut noter que la forme des contacts entre les nodules - dans la partie inférieure de la carotte - est caractérisée par de fins plissements qui ne sont pas d'origine sédimentaire et résultent d'une déformation tardive (3) (2.346,60 m).
- G. Pseudomorphose anhydritique de cristaux lenticulaires de gypse (L. N., cliché 33.4, profondeur : 2.038,90 m).

Pl. II

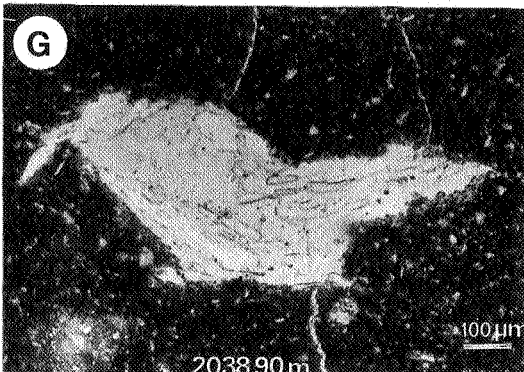
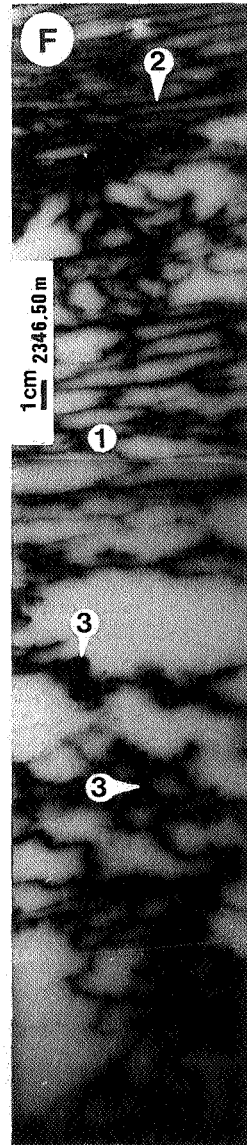
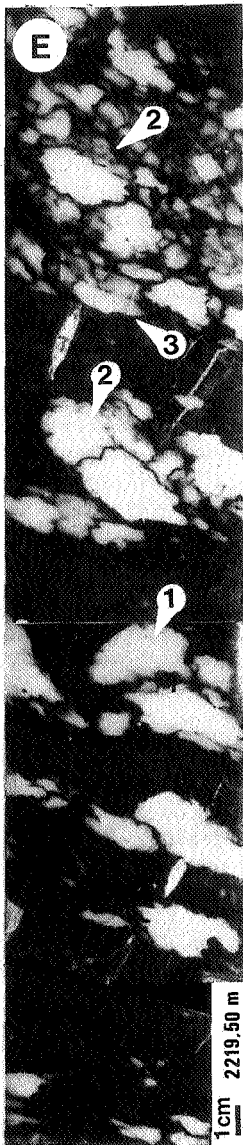
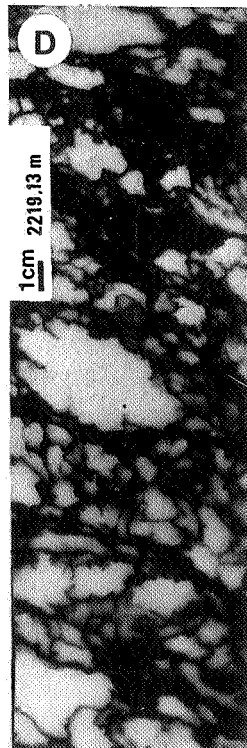
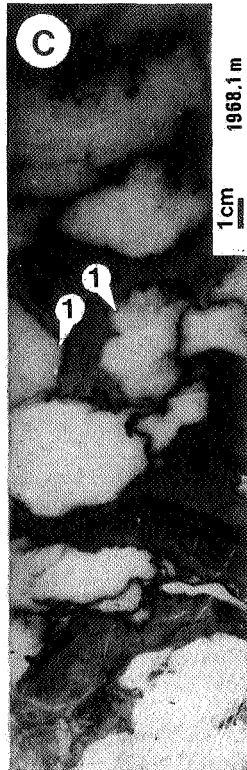
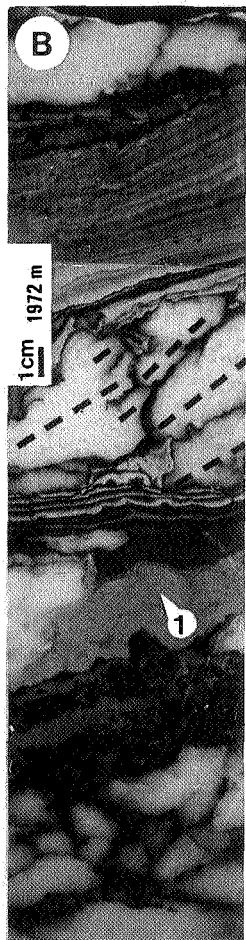
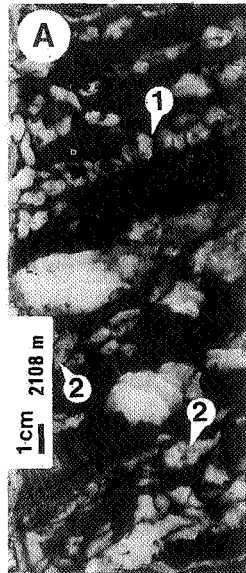


PLANCHE III

TRANSFORMATIONS GYPSE OU ANHYDRITE - CALCITE

- A. Laminites calcaires sombres à passées et agrégats isolés de cristaux lenticulaires de gypse pseudomorphés en calcite. Cette carotte monte de la base vers le sommet :
- des niveaux calcarénitiques (a) à intraclastes et Goniatites séparés des sédiments sous-jacents par une surface d'érosion,
 - des niveaux calcaires disloqués et bréchifiés *in-situ* présentant des vestiges de cristaux de gypse calcitisés,
 - des laminites fines et régulières (c) dans lesquelles s'intercalent des passées riches en agrégats de cristaux de gypse calcitisés (d); la déformation des laminites autour des cristaux atteste qu'il s'agit de cristaux de diagenèse précoce. Il faut noter les différences d'état de préservation des contours cristallins du gypse et la présence très fréquente de vides (e) au centre des anciens cristaux de gypse dont l'origine est discutée dans le texte (réduction de volume liée à la transformation sulfate/carbonate).
 - une fine passée silicifiée (f) à la périphérie de laquelle s'observent encore des restes de matériel sulfaté.
- Il est important de noter, en outre, la fréquence des joints stylolithiques (g), l'intensité des déformations post-sédimentaires (h). (1.932,50-1.933 m; cliché de M. HENNEBERT).
- B. Détail du cliché précédent montrant les différents types d'agrégats cristallins de gypse pseudomorphosés en calcite, la déformation précoce des laminites calcaires, la fracturation plus tardive du sédiment, les nombreuses cavités déterminant une porosité secondaire à l'intérieur des cristaux. Signalons que la présence de vestiges anhydritiques quelquefois préservés montre que la calcitisation est postérieure à l'anhydritisation du gypse.
- C. Fantômes de cristaux de gypse, aux contours corrodés, remplacés par de la calcite sparitique à l'intérieur de laquelle sont observables de nombreuses facules résiduelles d'anhydrite (1). (L. N., cliché 34.5; profondeur : 2.057,43 m).
- D. Fantômes de cristaux - vraisemblablement de gypse - aux contours corrodés, remplacés par de la calcite sparitique (1) puis par de la calcédoine (2). Il est intéressant de noter que l'épisode de corrosion semble postérieur au remplacement calcitique et antérieur ou bien contemporain de la silicification (L. P., cliché 35.7; profondeur : 1.860,50 m).
- E. Agrégats en gerbe de cristaux de célestite partiellement remplacés par de la calcite microsparitique et de la silice (L. P., cliché 35.32, profondeur : 1.787,50 m).
- F. Pseudomorphose calcitique d'anhydrite à structure de type mosaïque intensément déformée (4.380 m). Ces niveaux appartiennent au Famennien.

Pl. III.

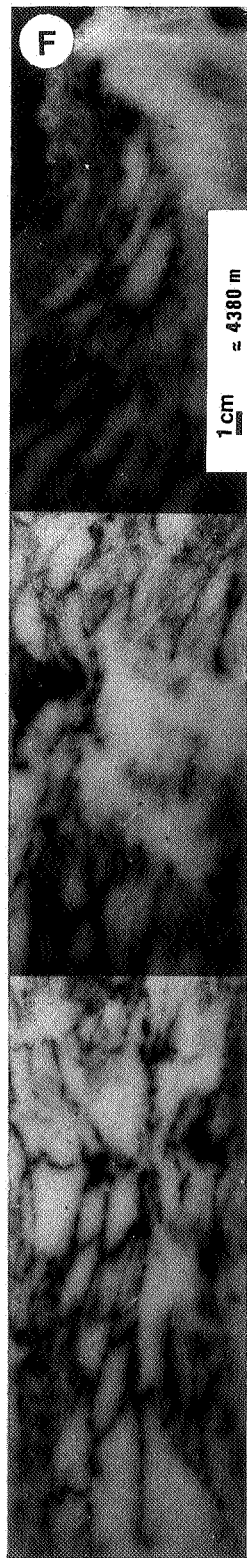
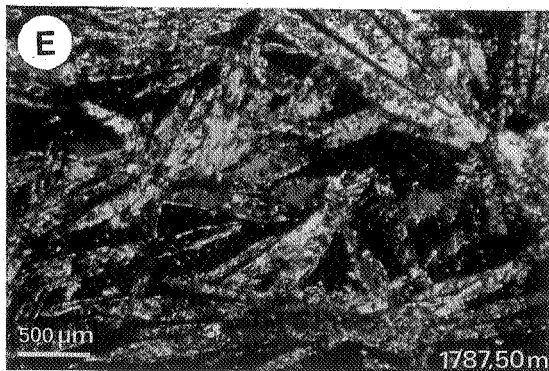
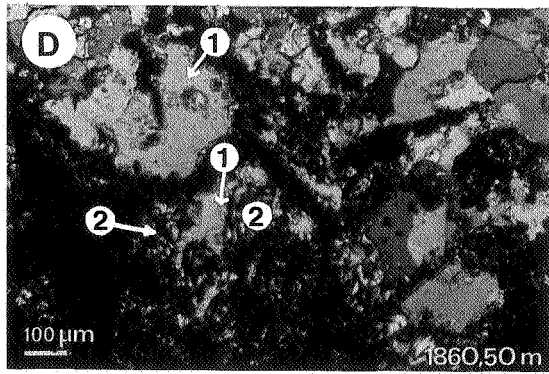
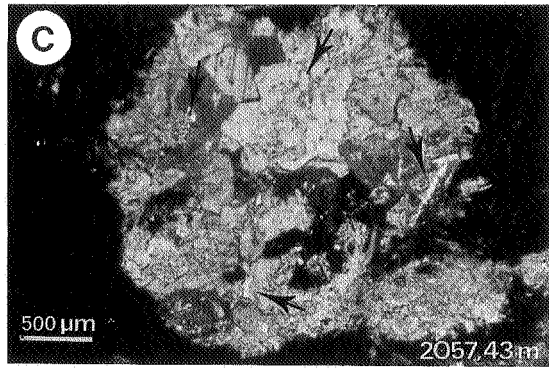
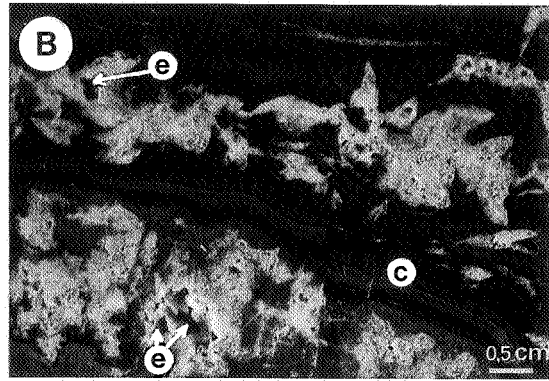
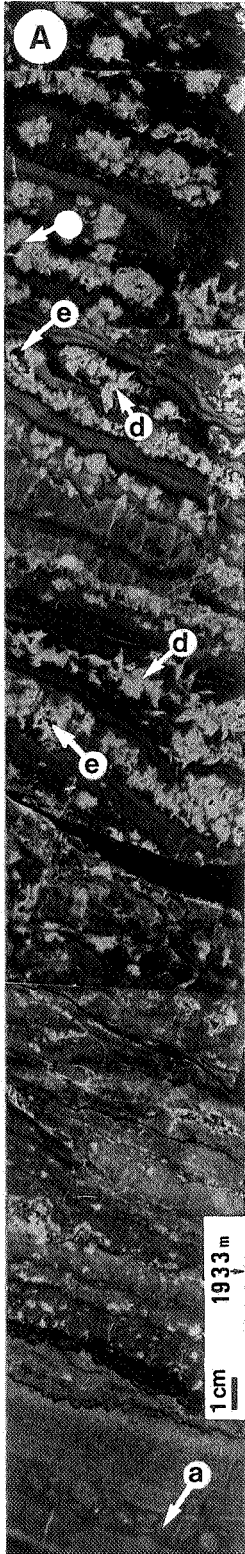
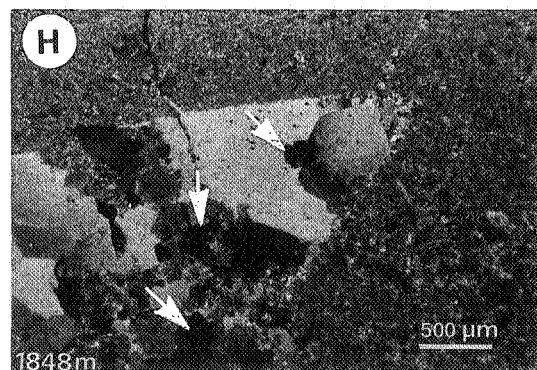
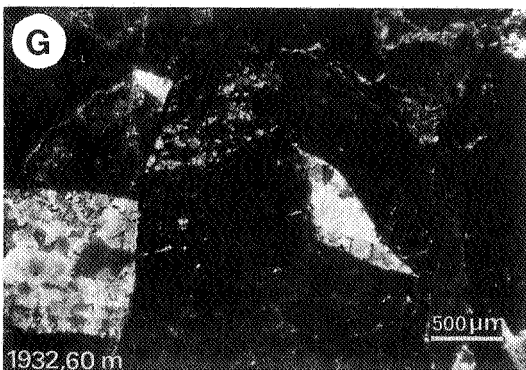
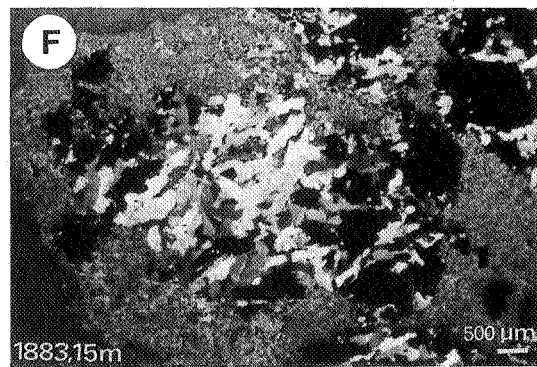
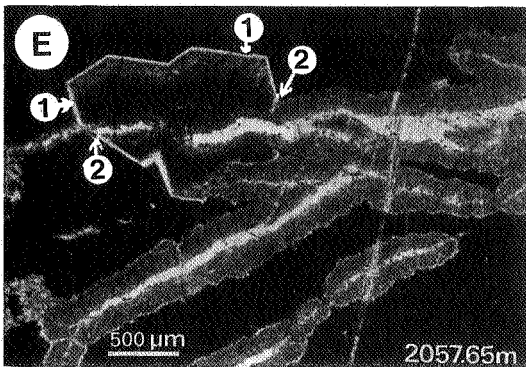
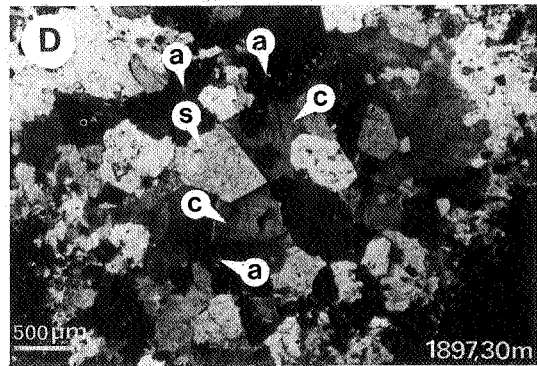
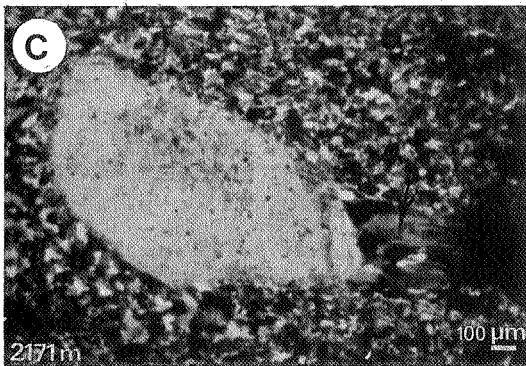
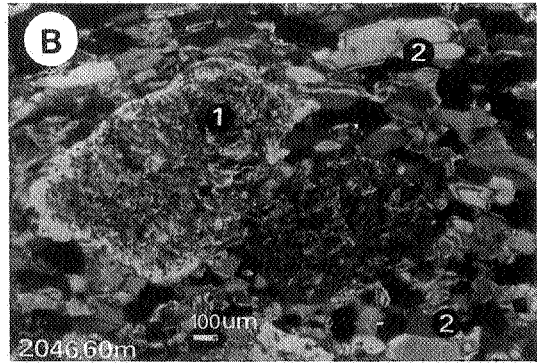
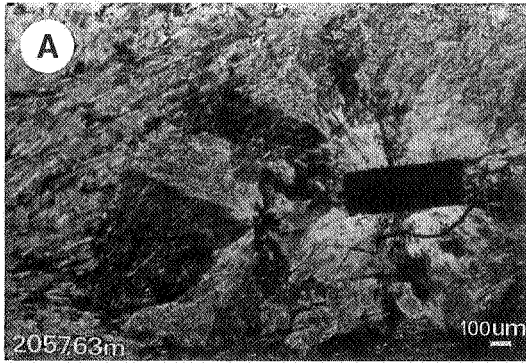


PLANCHE IV

SILICIFICATIONS ET MINERALISATIONS DIVERSES.

- A. Agrégats radiaires de quartz (quartz petaloïdes) présentant au centre une structure fibroradiaire; le cristal à section rectangulaire (à l'extinction) est de l'anhydrite. Noter que ces agrégats quartzeux ont préservé, en la déformant, la structure du sédiment-hôte anhydritique (L. P., cliché 40.17; profondeur : 2.057,63 m).
- B. Quartz de néogénèse à l'intérieur d'un niveau anhydritique; il est important de noter la différence entre l'arrangement cristallin en feutrage caractéristique d'une structure précoce qui est observable à l'intérieur même des cristaux de quartz et la structure du sédiment anhydritique-hôte; celui-ci est composé de cristaux prismatiques ayant subi une réorientation sous contrôle tectonique. Le développement du quartz est antérieur à la déformation du sédiment-hôte. L. P., cliché 40.11; profondeur : 2.046,60 m).
- C. Même phénomène; au cours de la déformation le cristal de quartz a subi une rotation à l'intérieur de l'anhydrite; noter la formation d'une queue de recristallisation sigmoïde de calcite (L. P., cliché 39.28; profondeur : 2.171 m).
- D. Cristal de gypse remplacé par une mosaïque de quartz anhédraux (1) incluant des vestiges anhydritiques (a). Noter la présence de calcite qui apparaît antérieure au quartz. (L. P., cliché 36.2; profondeur : 1.897,30 m).
- E. Quartz subautomorphe incluant d'abondants restes de micrite calcaire (1) et dont les contours sont soulignés par un liseré plus limpide (2); le quartz semble recoupé par des filonnets d'anhydrite de remplacement tardive, constitués d'une partie centrale limpide entourée d'une gaine d'anhydrite riche en inclusions de micrite calcaire (4). Les faces cristallines de quartz, rectilignes dans le calcaire, sont interrompues et d'aspect "corrodé" au contact de l'anhydrite. Noter la présence de filonnets anhydritiques sécants par rapport aux filonnets précédemment décrits (N. P., cliché 40.6; profondeur : 2.057,65).
- F. Nodules mixtes composés de calcite (c), anhydrite (a) et fluorine (f). Les carbonates constituent la périphérie des nodules et paraissent envahir les autres composants que ce soit l'anhydrite ou la fluorine qui présente à son tour un aspect résiduel (L. P., cliché 34.21; profondeur : 1.883,15 m).
- G. Cristal de gypse lenticulaire (a) remplacé par de la calcite, puis recoupé postérieurement par un joint stylolithique (L. P., cliché 40.1; profondeur : 1.932,60 m).
- H. Pseudomorphose calcitique d'un cristal de gypse lenticulaire; la calcite sparitique de remplacement englobe encore des vestiges du sédiment carbonaté-hôte micritique ainsi que les cristaux de fluorine (flèches) qu'il contenait, attestant la précocité de ces derniers (L. P., cliché 40.14; profondeur : 1.848 m).

Pl. IV



P L A N C H E V

L'ANHYDRITE DE REMPLACEMENT TARDIF.

- A. Plages irrégulières d'anhydrite de remplacement à l'intérieur d'un calcaire micritique; ces plages possèdent des contours en marches d'escalier ou en jeu de dominos qui recoupent indifféremment toutes les structures du sédiment encaissant. Noter le caractère monocristallin de ces plages alors que les contours évoquent ceux d'agrégats ainsi que la présence d'une frange (flèches) de calcite fibreuse (L. P., cliché 31.25; profondeur : 2.054,30 m).
- B. Agrégats polycristallins d'anhydrite à l'intérieur d'un sédiment calcaire à structure pelletoidale (L. P., cliché 31.31; profondeur : 2.054,30 m).
- C. Anhydrite porphyroblastique de remplacement développée dans la charnière de microplis affectant les intervalles carbonatés (L. P., cliché 33.9; profondeur : 2.036,90 m).
- D. Anhydrite porphyroblastique de remplacement - également associée à des microplis - dans une intercalation carbonatée. Ces cristaux se caractérisent par un liseré périphérique d'anhydrite limpide (1) entourant une masse cristalline (2) chargée en inclusions de matériel calcaire encaissant; la croissance des porphyroblastes, postérieure au plissement des carbonates, paraissent être favorisée par les discontinuités induites par ces déformations. Les troncatures (3) qui semblent caractériser certains cristaux ne représentent vraisemblablement que des lacunes de cristallisation (ou éventuellement de faibles troncatures liées à des rejeux de cette microstructure). Noter les filonnets obliques d'anhydrite de remplacement (4) qui se marquent dans la traversée des porphyroblastes par une traînée limpide (5) en continuité optique avec la masse cristalline (voir cliché précédent) (L. P., cliché 33.13; profondeur : 2.036,90 m).
- E. Anhydrite porphyroblastique de remplacement se développant à la périphérie d'un nodule d'anhydrite (L. P., cliché 33.10; profondeur : 2.036,90 m).
- F. Relations entre l'anhydrite porphyroblastique de remplacement et l'anhydrite pseudonodulaire. Les porphyroblastes prennent naissance à la périphérie des nodules dont l'agencement interne indique une réorientation des constituants cristallins et une déformation post-sédimentaire. Le caractère sécant de cette frange de porphyroblastes anhydritiques par rapport à l'orientation générale des composants des nodules implique que leur développement est postérieur à cette phase de déformation (L. P., cliché 32.6; profondeur : 2.049,55 m).

Pl. V

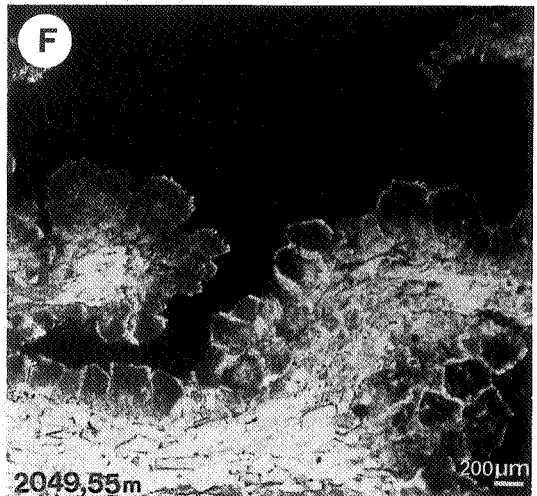
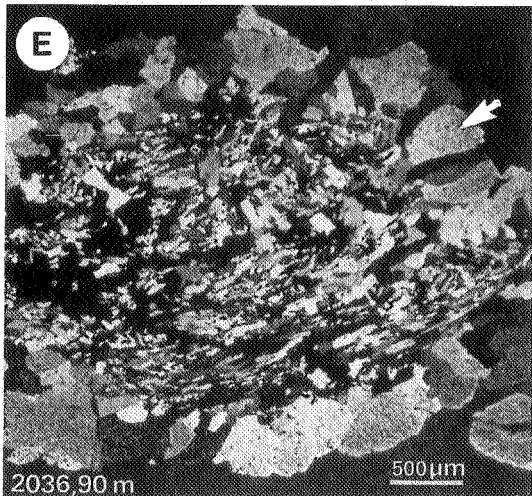
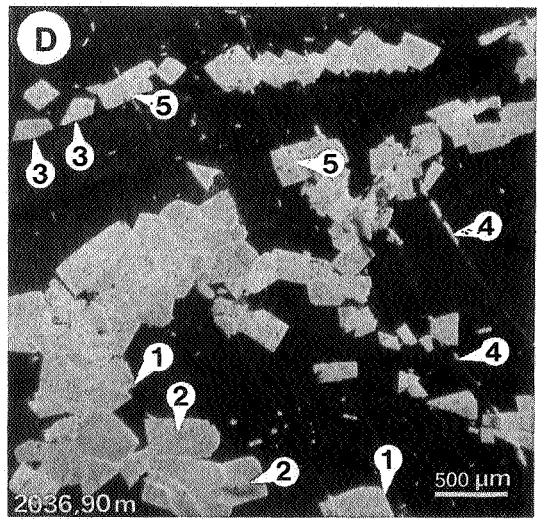
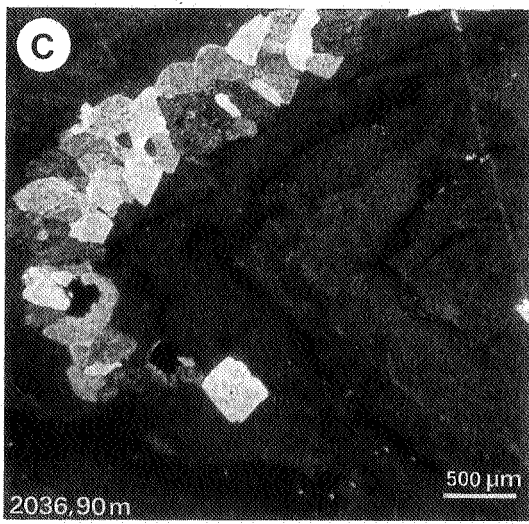
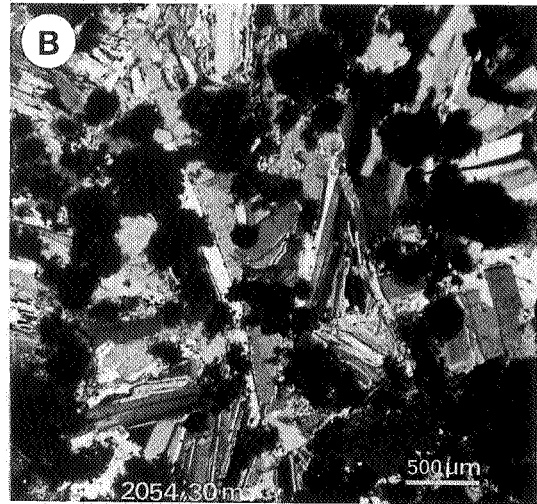
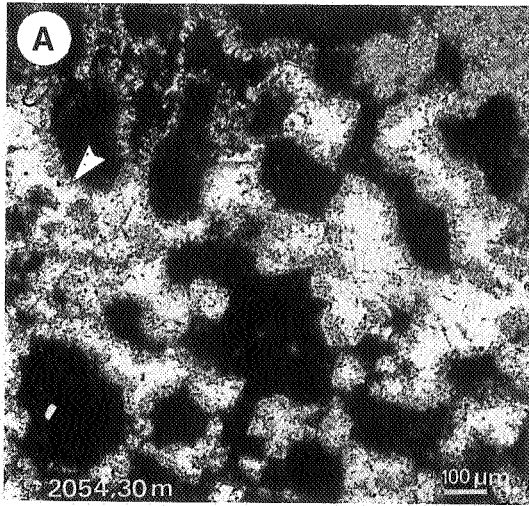
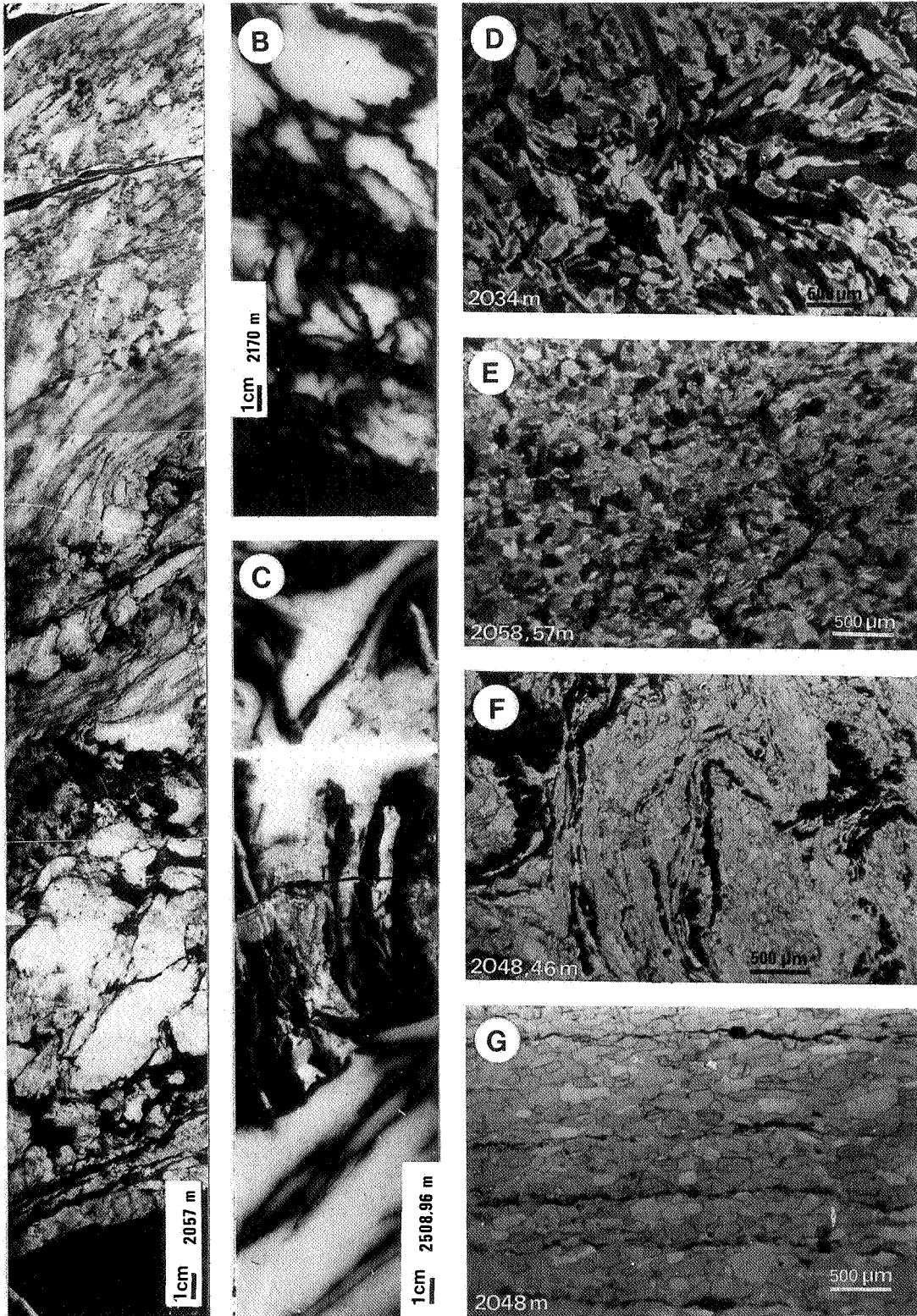


PLANCHE VI

DEFORMATION TARDIVE DE L'ANHYDRITE.

- A. Carotte illustrant une déformation faible de l'anhydrite. A la base, des nodules présentent un allongement préférentiel selon un plan incliné d'environ 20° par rapport au litage général des carbonates. Les $3/4$ supérieur de la carotte présentent d'une superposition d'intervalles de quelques centimètres à 1 décimètre montrant chacun un allongement et une réorientation régulière des nodules anhydritiques obliquement par rapport au pendage général. Des plans de glissement banc par banc, recoupant les structures et dont le plongement est conforme au pendage des carbonates, séparent ces intervalles d'anhydrite déformée. Le recourbement des structures de part et d'autre du plan de glissement indique parfois le sens du déplacement (2.057 m).
- B. Anhydrite à structure mosaïque litée et déformée. Observer l'allongement préférentiel des corps nodulaires et l'allure plissotée (flèches) ou même microplissée des liserés carbonatés internodulaires (4); il s'agit donc d'une structure tardive résultant d'une déformation compressive (2.169 m).
- C. Anhydrite litée à laminée (lamination d'origine tectonique) englobant un fragment carbonaté déplacé. On notera l'intense fracturation par des filonnets subverticaux à remplissages calcitiques (1) associés à un réseau de plans de glissement subhorizontaux (2) dépourvu de remplissage qui les recourent (2.308,96 m).
- D. Structure en feutrage caractéristique d'une anhydrite faiblement déformée (L. P., cliché 40.22; profondeur : 2.034 m).
- E. Arrangement cristallin équi-granulaire correspondant à une structure cataclastique et peut-être à une section perpendiculaire à l'allongement dominant des cristaux dans une anhydrite ayant subi une réorientation cristalline (L. P., cliché 40.21; profondeur : 2.036,26 m).
- F. Aspect microscopique d'anhydrite microplissée (L. N., cliché 32.13; profondeur : 2.046,60 m).
- G. Anhydrite laminée; la lamination correspond à un réarrangement cristallin complet sous contrôle tectonique (schistosité) (L. N., cliché 40.9; profondeur : 2.048,46 m).

Pl. VI

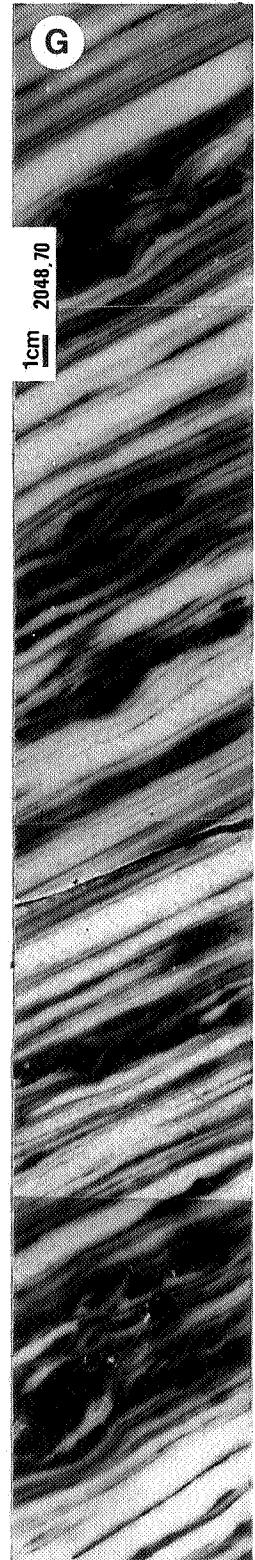
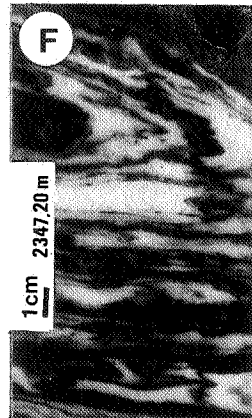
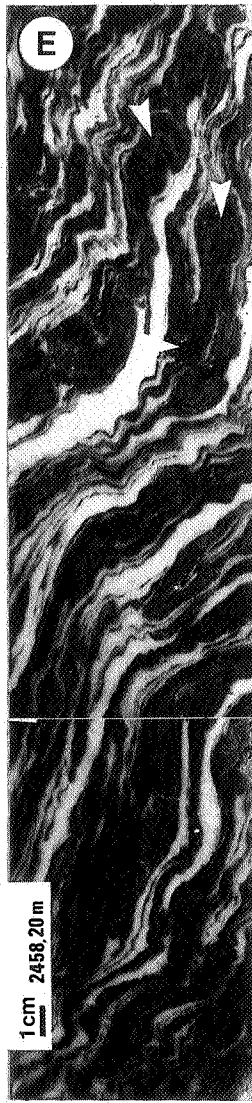


P L A N C H E VII

DEFORMATION TECTONIQUE DE L'ANHYDRITE.

- A. Plis isoclinaux affectant l'anhydrite finement laminée (lamination tectonique ou schistosité). (2.318,20 m).
- B. Banc d'anhydrite à structure mosaïque déformée montrant un étirement des nodules qui acquièrent une forme sigmoïde; noter les fentes de tension à remplissage calcitique qui affectent les lits carbonatés (2.194,20 m).
- C. Alternances calcareo - anhydritiques intensément plissées; noter le boudinage des intercalations carbonatées (2.332 m).
- D. Alternance de bancs d'anhydrite laminée et de passées calcaires.
A noter :
1. l'obliquité des plans de lamination de l'anhydrite par rapport au litage général indiqué par les deux intervalles carbonatés médians peu ou pas affectés par la déformation;
 2. les plis d'entraînement qui affectent la passée carbonatée plus fine située dans la partie supérieure de la photo (flèches).
- E. Anhydrite finement laminée; noter en particulier l'importance des microplis affectant cette lamination (schistosité), microplis dont les plans axiaux sont parallèles à la schistosité (1); en (2) la roche acquiert déjà un faciès ocellé voisin de celui qui est illustré par la photo G (2.458,20 m).
- F. Intense microplissement affectant des alternances d'anhydrite et de fines passées calcaires (2.347,20 m).
- G. Anhydrite finement laminée (lamination tectonique ou schistosité) présentant localement une structure ocellée déterminée par des restes de charnières de microplis développés dans les intervalles carbonatés : cette structure illustre déjà une véritable transposition (2.048,70 m).

Pl. VII



VI. ANNEXE.

La compréhension de la signification de la microfaune est fondamentale, non seulement pour la caractérisation biostratigraphique mais également pour la reconstitution des paléoclimats dont l'étude du sondage de Saint-Ghislain a montré l'importance; elle exige de bien connaître l'évolution des populations au cours de cette période. Les événements importants qui caractérisent la limite Tournaisien-Viséen sont d'un grand intérêt pour tenter de préciser les modalités d'évolution vers le confinement.

Suite à la publication des premiers résultats biostratigraphiques (GROESSENS, E., CONIL, R. et HENNEBERT, M., 1979) et des commentaires relatifs à la limite entre le Tournaisien et le Viséen, un certain nombre de précisions d'ordre paléontologique étaient souhaitées (J. KALDOVA, 1983).

Les auteurs du présent article ont donc souhaité verser en annexe le commentaire suivant :

REMARQUE CONCERNANT LA LIMITE ENTRE LE TOURNAISIEN ET LE VISEEN par R. CONIL.

La synthèse réalisée sur les subdivisions bio- et lithostratigraphiques du Carbonifère belge (CONIL, R., 1983 - Annales Soc. Géol. Belg., 106, pp. 185-283) met en évidence la diversité des faciès, l'extension de certaines lacunes stratigraphiques et fait le point sur divers problèmes de corrélations restés longtemps en suspens.

Des faunes bien différentes ont été décrites en provenance de toutes les régions du Bassin et l'on conçoit les difficultés que leur utilisation peut soulever pour qui veut les interpréter dans un schéma général, sans posséder le canevas détaillé de tous les repères stratigraphiques.

Il n'est pas inutile de reprendre quelques faits fondamentaux susceptibles d'aider les essais de corrélation de la limite Tn/V qui fait actuellement l'objet de nombreuses recherches en Eurasie (URSS, Europe centrale et occidentale).

1. Les associations de foraminifères de la zone à *Polygnathus communis carina* sont endémiques et très localisées (*Granuliferella*, *Tournayella*, *Condrustella*, *Palaeospiroplectamina*, *Paraendothyra*, *Eblanaia* (Zone Cf2). Apparues par vagues, elles disparaissent soudainement vers le bas de la zone à *Eotaphrus bultyncki* (sous l'Encrinite de l'Ourthe) au moment où elles atteignent leur apogée. Ce phénomène paraît assez général également dans les Iles Britanniques, où même les faciès peu profonds ne paraissent pas mieux peuplés (SW Province).
2. Une recolonisation des régions waulsortiennes s'opère durant la zone à *Scaliognathus anchoralis* et s'enrichit progressivement. L'ensemble reste endémique et typiquement ouest-européen : *Tetrataxis*, *Eotextularia diversa*, *Endospiroplectamina*, *Lugtontia monilis*, *Conilites* (Zone (Cf3).

Ces faunes ont été notées au Tn3b au lieu de Tn3c dans la monographie de 1964 (CONIL et LYS).

Les régions non waulsortiennes à *Polygnathus mehli* montrent des associations différentes prolongeant celles de la zone inférieure : *Earlandia* abondantes, *Eblanaia michoti*, *Condrustella modavensis*. Tel est le cas dans la vallée de l'Ourthe (Comblain).

3. La transgression viséenne est surtout sensible aux endroits émergés ou confinés à la fin du Tournaisien. L'Auge dinantaise, suffisamment profonde est restée immergée et le changement s'y manifeste par un net déclin de l'activité waulsortienne, l'apparition

progressive des calcaires noirs en minces bancs et plaquettes au détriment des calcaires à faciès de Leffe, et par le changement de provincialisme. Des faunes totalement inconnues en Europe occidentale dans l'Ivorien identifiées par conodontes et macrofaunes se mélangent aux faunes autochtones. Il est aisé de comprendre que ces migrants seront accueillis de façon très différente dans des milieux aussi variés dans leur orientation géographique que dans leur nature écologique que ceux de l'aube du Viséen. Divers taxa stables depuis le Tournaisien moyen en Europe orientale seront quasi ubiquistes (*Pseudoammodiscidae*), par rapport à d'autres peu évolués (*Dainellides*) ou naissants (*Eoparastaffella*). Cette constatation est valable pour toute l'Europe nord-occidentale.

Dans toute la succession Cf2 - Cf4_φ, le seul événement biologique majeur est précisément celui qui introduit *Mestognathus*, *Gnathodus homopunctatus* et *Eoparastaffella* de façon quasi simultanée si l'on compare les données de plusieurs coupes. Cette coupure sépare d'ailleurs les macrofaunes classiques du Tournaisien et du Viséen dans le Bassin-type. Les modifications géographiques traduites par ces changements fauniques à très grande échelle ne sont sans doute pas étrangères au développement rapide de certains taxa caractéristiques du Viséen (*Omphalotis*, *Eonodothyranopsis*, *Globoendothyra*, etc...).

A défaut des guides spécifiquement viséens (*Eoparastaffella*), nous considérons comme ayant signification en Europe nord occidentale l'arrivée de taxa plus primitifs, mais totalement inconnus dans l'Ivorien de ces régions (cf. *Bessiella*, cf. *Dainella*, *Loeblichidae*) ce sont les accompagnateurs des migrants et des guides apparus à ce moment.

Les divisions en sous-zones du Cf4 ne sont pas toujours aisées. Les *Archaeodiscidae* primitifs apparaissent dans des milieux particuliers assez profonds; leur diversification leur permettra de coloniser progressivement des milieux de plus en plus variés jusqu'au Silésien. Les populations à *Nodosarchoediscus*, à *Ammarchoediscus* ou à *Archoediscus* ont une signification particulière et peuvent exister simultanément à des endroits différents.

D'autre part, la partie supérieure des mégaséquences dinantiennes tendant à être évaporitique ou en lacune soulève parfois certains problèmes de corrélations. Il existe cependant suffisamment de coupes et de repères lithologiques pour suivre de proche en proche les corrélations y compris du Synclinal de Dinant au Synclinal de Namur. Le cas le plus typique est celui du "V2a" repéré par les bancs argileux de grande extension qui se limitent, et dont les assemblages peuvent varier considérablement d'une séquence et d'un endroit à l'autre.

Notons enfin que si la limite Tn/V a été traditionnellement fixée sur des coupes de la région dinantaise, celles du sud du Pays de Galles peuvent très utilement les compléter par leur richesse paléontologique et les bonnes corrélations au sein du Tournaisien sous-jacent.

REFERENCES.

- CONIL, R. et LYS, M. (1964) - Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avesnois).
Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, T. XXIII.
- KALDOVA, J. (1983) - *Knihovnička zemního plynu a nafty* (n° 4), pp. 237-245, Hodonin 1983.

TOTAL sait le faire.



TOTAL, le "Major" français, sait utiliser les méthodes géophysiques les plus sophistiquées pour chercher et découvrir les hydrocarbures restant encore enfouis dans le sous-sol. Les géophysiciens de TOTAL savent choisir et mettre en œuvre les équipements appropriés pour résoudre les problèmes difficiles de l'Exploration. Ils ont été les premiers à enregistrer en 3 dimensions en Mer du Nord et dans le Golf de Suez. Ils savent traiter sur les ordinateurs les plus

modernes l'énorme quantité d'informations récoltées lors des campagnes sismiques, de façon à produire des documents exploitables pour l'interprétation.

L'expérience mondiale de ses géophysiciens lui permet de reconnaître sur ces documents tous les pièges possibles d'accumulation d'hydrocarbures, voire de détecter parfois la présence de ceux-ci, en tout cas de déterminer avec précision le meilleur endroit pour placer les forages productifs.

TOTAL CHERCHE ET TROUVE LES HYDROCARBURES DE DEMAIN.

TOTAL

Compagnie Française des Pétroles - Direction de l'Information et des Relations Extérieures
Département de la Documentation - 5, rue Michel-Ange - 75781 Paris CEDEX 16 - FRANCE