

GEOCHIMIE ISOTOPIQUE (C, O, Sr) DES DOLOMIES FRASNIENNES DU MASSIF DE PHILIPPEVILLE (SYNCLINORIUM DE DINANT, BELGIQUE)¹

par

Léon DEJONGHE^{2, 3}, Daniel DEMAÏFFE³ & Hendrik GORZAWSKI⁴

(7 figures, 5 tableaux et 2 planches)

RESUME.- Sur base de leurs caractères pétrographiques, on a distingué 4 types de dolomies frasniennes dans le Massif de Philippeville. Les compositions isotopiques en O, C et Sr de 22 échantillons de ces dolomies et de 5 calcaires frasniens ont été déterminées. A l'aide de diagrammes de corrélations binaires ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ versus $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), les données isotopiques ont été rassemblées au sein de 4 groupes. Le groupe des calcaires occupe toujours une position distincte par rapport aux groupes des dolomies. Ces derniers concernent parfois plusieurs types de dolomies et se recouvrent partiellement. L'interprétation des résultats a montré que, dans la région considérée, les phénomènes de dolomitisation sont complexes.

ABSTRACT.- Four types of Frasnian dolostones from the Philippeville Massif (Dinant synclinorium, Belgium) have been considered on the basis of their petrographic features. The O, C and Sr isotopic compositions of 22 samples of these dolostones and 5 Frasnian limestones have been determined. Binary correlations diagrams ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ versus $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) have shown that all the data plot into 4 groups. The limestone group always occupies a distinct position compare to the dolostones groups. The latter sometimes concern several types of dolostones and partially overlap each other. The interpretation of the results has shown that, in the considered area, dolomitization processes are complex.

INTRODUCTION

Si on les compare aux calcaires, les dolomies belges ont été très peu étudiées, en particulier sur le plan géochimique. Pourtant, elles apparaissent à différents niveaux stratigraphiques du Dévonien et du Dinantien belge avec des puissances parfois très appréciables. La présente étude a pour but d'améliorer les connaissances relatives à la genèse de ce type de roche.

Les dolomies ont souvent une histoire complexe qui a pu débiter aux premiers stades de la diagenèse précoce et se terminer dans l'épigénèse. Il serait utile de décrypter les diverses étapes qui ont été franchies au cours de cette évolution. Ce n'est pas une opération simple car d'une part, les structures originelles sont obliérées par les recristallisations ultérieures et d'autre

part, les paramètres physiques et chimiques mesurables reflètent souvent le rééquilibrage qui correspond aux contraintes les plus récentes.

Le matériel sur lequel l'étude est effectuée consiste en divers types de calcaires et dolomies frasniennes échantillonnées dans le Massif de Philippeville qui occupe la partie centrale et occidentale du Synclinorium de Dinant, en Belgique (fig. 1).

1. Manuscrit reçu en novembre 1988.

2. Service Géologique de Belgique, rue Jenner 13, 1040 Bruxelles, Belgique.

3. Université Libre de Bruxelles, Laboratoires associés de Géologie-Pétrologie-Géochronologie (C.P. 160), avenue F.D. Roosevelt 50, 1050 Bruxelles, Belgique.

4. Max-Planck-Institut für Chemie, Abtlg. Biogeochemie, Postfach 3060, D-6500 Mainz, (R.F.A.).

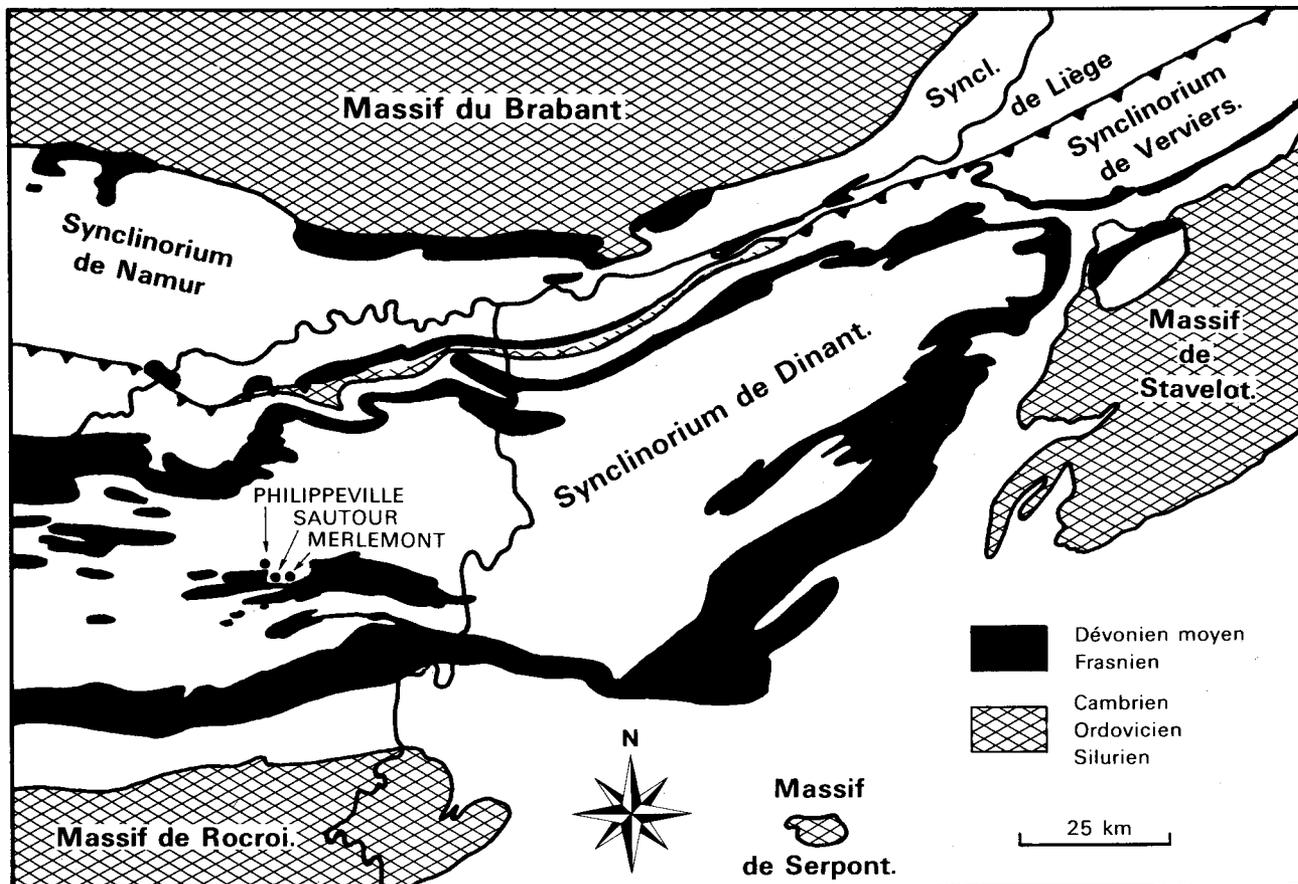


Fig. 1.- Carte de situation de la région étudiée et principales unités tectoniques du Paléozoïque.

I.- CADRE GEOLOGIQUE

Le Massif de Philippeville est formé d'alternances de roches carbonatées et détritiques dévoniennes plissées lors de l'orogénèse varisque. Les dolomies étudiées se situent dans la Formation Récifale Supérieure (voir par exemple, Tsien, 1980) d'âge frasnien (F2gh dans l'échelle de Maillieux & Demanet, 1929) et dont la puissance est de l'ordre d'une centaine de mètres. Cette formation correspond à une barrière récifale séparant une plate-forme relativement stable d'un bassin plus subsident. D'un point de vue paléogéographique, la région de Philippeville était, au Frasnien, soit une zone recouverte par une faible tranche d'eau soit une zone localement et périodiquement émergée.

Selon Lecompte (1963, p. 21), «*le phénomène de dolomitisation dans le bassin de Dinant et de Namur, n'affecte que des calcaires purs ou peu argileux du shelf. Il n'a nulle part été reconnu dans le calcaire de bassin. (...) En outre, il n'affecte que les calcaires formés en mer peu profonde, dans la*

zone de turbulence. (...) Au sommet des biostromes, quand ceux-ci commencent à accuser les effets de l'accélération de la subsidence, la dolomie est remplacée progressivement par des calcaires dolomitiques, puis par des calcaires argileux à Coraux, non dolomitiques».

II.- CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES DOLOMIES DU MASSIF DE PHILIPPEVILLE

Les dolomies étudiées ont été échantillonnées à Merlemont et à Sautour (fig. 1) où elles sont bien représentées. Elles forment des amas plus ou moins isolés au sein des calcaires frasnien de la Formation Récifale Supérieure. A Merlemont, ces amas peuvent atteindre jusqu'à 70 mètres de puissance et plusieurs kilomètres d'extension latérale. A Sautour, ces amas sont de taille beaucoup plus réduite.

Sur base de leur aspect macroscopique, on peut distinguer 4 types de dolomie :

Type 1 :

la dolomie grisâtre finement à moyennement grenue. Elle est constituée de cristaux de dolomite xénomorphes à hypidiomorphes (150 à 500 micromètres), riches en lacunes de cristallisation. En outre, on peut encore y reconnaître des articles de crinoïdes, parfois granoclassés, des brachiopodes, des polypiers et des stromatopores.

Type 2 :

la dolomie blanchâtre à jaunâtre formée de cristaux hypidiomorphes de dimension généralement supérieure au millimètre, moins riches en lacunes de cristallisation que dans le type précédent. Par endroits, de nombreuses vacuoles affectent ce type de dolomie. Elle ne renferme aucune trace de fossile.

Type 3 :

la dolomie rubanée (ou zébrée, ou franciscaine) constituée par l'alternance rythmique plurimillimétrique à pluricentimétrique de plaques de dolomies grisâtres et blanchâtres (Pl. I : 1). Les rythmites sont rigoureusement parallèles à la stratification. On peut distinguer 3 générations subséquentes de dolomies :

- 3.1. une dolomie grisâtre de type 1;
- 3.2. une dolomie blanchâtre, parfois zonée, à croissance centripède entre deux plaques de dolomie grisâtre. Elle s'apparente à la dolomie de type 2;
- 3.3. souvent, la partie centrale reste vide. Parfois, elle est occupée par une troisième génération de dolomie, à cristaux xénomorphes de dimension supérieure au millimètre. Cette dernière est macroscopiquement jaunâtre mais transparente sous le microscope.

Plusieurs particularités peuvent être soulignées :

- 3.4. à la base d'une plaque blanche, s'intercale parfois une mince plaque de dolomie sombre, finement grenue, à lacunes de cristallisation très abondantes (structure géopétale);
- 3.5. dans la partie supérieure de la série dolomitique, les plaques blanchâtres sont discontinues, voire remplacées par des alignements de mouchetures géodiques de dolomie blanchâtre (dolomie mouchetée). La base des mouchetures est souvent soulignée par la présence de dolomie noire finement grenue (structure géopétale) (Pl. I : 2);
- 3.6. les plaques de dolomie blanchâtre de type 3.2. sont parfois isolées au sein de bancs de dolomies grises de type 1 bien délimités par des joints argileux stylolithiques (fig. 2);
- 3.7. certaines plaques de dolomie blanchâtre sont limitées aux épontes par des surfaces de formes différentes : à la base, il s'agit de

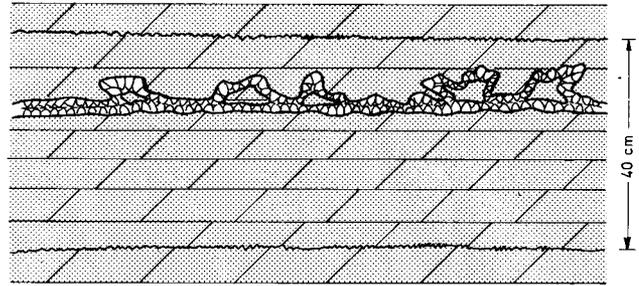


Fig. 2.- Présence au sein d'un banc de dolomie grise de type 1, délimité par des joints argileux stylolithiques, de dolomie blanchâtre de type 3.2. Cette dernière est caractérisée par une base plane et un sommet circonvolé.

surfaces relativement planes; par contre au sommet, les surfaces présentent des circonvolutions plus ou moins complexes (structure géopétale) (fig. 2);

- 3.8. la structure rubanée s.s. évolue parfois latéralement vers une structure bréchique (clastes de dolomie grise cimentés par de la dolomie blanchâtre).

Type 4 :

la dolomie grisâtre grossièrement grenue. Ce type de dolomie n'a été observé que très rarement, en particulier au lieu-dit «Notre-Dame de Lourdes» à Sautour. Mais chaque fois qu'elle a été rencontrée, elle était positionnée au front de dolomitisation et plus particulièrement vers le sommet des amas dolomitiques, immédiatement sous les derniers mètres de calcaires frasniens du sommet de la Formation Récifale Supérieure.

Il s'agit d'une dolomie formée de cristaux de grande taille (quelques centaines de micromètres à quelques millimètres), gris clair, entre lesquels s'insinue souvent de la matière organique noire. Elle est également mouchetée et veinulée par de la dolomie blanchâtre à jaunâtre. Les fossiles, même fantomatiques, y sont absents. Elle est quasi systématiquement minéralisée en sphalérite et pyrite et, assez rarement, en galène.

Les observations mégascopiques permettent de dégager les conclusions suivantes :

- toutes les variétés de dolomie sont postérieures aux calcaires encaissants qu'elles métasomatisent plus ou moins fortement (reliques de fossiles). Les limites de bancs sont toutefois souvent conservées.
- la dolomie grisâtre finement à moyennement grenue (type 1) est la plus précoce. Elle contient encore des fantômes de fossiles. Elle est progressivement remplacée par les dolomies de types 2 et 3 au cours de phases successives de dissolution - reprécipitation;

- les dolomies sombres de type 3.4 et 3.6 sont les reliquats de dissolution de dolomie grise de type 1;
- la dolomie blanche à croissance centripède a précipité soit dans des vides parallèles à la stratification (type 3.2) soit dans des géodes (type 3.5). Selon Amstutz & Fontboté (1983), la structure rythmique est due aux processus de cristallisation progressive au cours de l'évolution diagénétique;
- on passe de façon progressive des dolomies grises (type 1) aux dolomies blanchâtres (type 2) par l'intermédiaire des dolomies rubanées, bréchiques et mouchetées.

Par contre, la place de la dolomie grisâtre grossièrement grenue (type 4) dans la séquence qui vient d'être décrite est moins claire. Sur base des observations de terrain, rien ne s'oppose à ce que les dolomies grises de types 1 et 4 soient contemporaines. Il est possible que localement, au front de dolomitisation, certaines conditions aient favorisé la cristallisation de dolomie de type 4 plutôt que celle de type 1. Mais il est tout aussi possible que la dolomie grisâtre de type 4 caractérise une phase de dolomitisation nettement plus tardive que celle responsable de la dolomie grise de type 1.

Enfin, vouloir introduire une relation d'espace-temps entre les différents types de dolomies ne se justifie peut-être pas toujours. Il est possible en effet que certaines dolomies de types différents soient contemporaines et liées à des profaciès ou des protolithologies particulières (phénomène de mimétisme). Par exemple, les dolomies rubanées pourraient dériver de calcaires à laminations cryptalgaires ou de rythmites à évaporites, les dolomies blanches, de calcaires massifs. Les processus de dolomitisation auraient pu se développer au même moment sur des substrats variables mais à partir d'une même solution dolomitisante.

III.- COMPOSITION CHIMIQUE DES CARBONATES FRASNIENS DU MASSIF DE PHILIPPEVILLE

Les analyses chimiques de 13 calcaires frasniens provenant de Merlemont sont mentionnées au tableau 1. Les valeurs relativement élevées du fond géochimique en Zn et Pb méritent d'être soulignées.

Les compositions chimiques des dolomies frasniennes de types 1 à 3, également originaires de Merlemont, ne diffèrent pas sensiblement entre elles. Celles-ci ont été regroupées au sein du

Tableau 1.- Composition chimique moyenne de 13 échantillons de calcaires frasniens en provenance de Merlemont.

Analyses effectuées par P. Gérard au Laboratoire central du Ministère des Affaires Economiques de Belgique, par spectrométrie d'émission avec plasma à couplage inductif.

Elément	Moyenne arithmétique	Ecart-type	Minimum	Maximum
CaO %	52,01	2,21	46,80	54,50
MgO %	0,83	0,87	0,20	2,90
Al ₂ O ₃ %	0,40	0,35	0,15	1,50
Na ppm	144	101	64	460
Zn ppm	75	107	8	360
Fe ppm	1187	1146	300	4300
Mn ppm	61	28	26	124
Pb ppm	49	14	42	96
V ppm	7	5	3	18
Co ppm	9	5	7	22
Ni ppm	15	2	13	21
Cr ppm	7	5	5	21
As ppm	5	0	5	5
Cu ppm	6	2	3	10
Sr ppm	245	115	141	560
Ti ppm	87	88	16	365

Tableau 2.- Composition chimique moyenne de 24 échantillons de dolomies de types 1 à 3 en provenance de Merlemont.

Analyses effectuées par P. Gérard au Laboratoire central du Ministère des Affaires Economiques de Belgique, par spectrométrie d'émission avec plasma à couplage inductif.

Elément	Moyenne arithmétique	Ecart-type	Minimum	Maximum
CaO %	30,41	1,22	28,20	35,30
MgO %	21,21	1,21	15,90	22,30
Al ₂ O ₃ %	0,17	0,16	0,03	0,60
Na ppm	170	36	126	262
Zn ppm	19	12	5	54
Fe ppm	1522	444	930	2450
Mn ppm	89	19	52	130
Pb ppm	49	6	45	72
V ppm	9	2	8	16
Co ppm	8	0	8	9
Ni ppm	16	1	15	18
Cr ppm	10	2	5	13
As ppm	5	0	5	5
Cu ppm	3	1	3	5
Sr ppm	32	13	12	70
Ti ppm	39	36	7	146

tableau 2. En ce qui concerne les éléments traces, ces dolomies sont, par rapport aux calcaires, légèrement plus riches en Na, Mn et Fe, mais nettement plus pauvres en Zn, Sr et Ti.

Par contre, les dolomies frasniennes de type 4 (tableau 3), échantillonnées à Sautour, se distinguent des dolomies de types 1 à 3 par des teneurs légèrement plus élevées en Na et Mn, ainsi que des teneurs nettement plus élevées en

Tableau 3.- Composition chimique moyenne de 26 échantillons de dolomies de type 4 en provenance de Sautour.

Analyses effectuées par P. Gérard au Laboratoire central du Ministère des Affaires Economiques de Belgique, par spectrométrie d'émission avec plasma à couplage inductif.

Elément	Moyenne arithmétique	Ecart-type	Minimum	Maximum
CaO %	30,12	3,21	22,50	40,30
MgO %	18,88	3,52	3,30	21,50
Al ₂ O ₃	0,75	0,99	0,10	4,50
Na ppm	195	65	95	347
Zn ppm	22330	38250	27	177000
Fe ppm	3305	3521	1750	20000
Mn ppm	125	22	92	200
Pb ppm	58	21	44	144
V ppm	13	6	8	32
Co ppm	9	1	8	14
Ni ppm	17	3	14	31
Cr ppm	14	6	9	36
As ppm	6	4	5	27
Cu ppm	20	38	3	198
Sr ppm	31	16	12	82
Ti ppm	150	162	29	750

Zn, Fe, Cu et Ti. Quant aux teneurs en Sr, elles sont tout à fait comparables pour tous les types de dolomies.

Dans tous les cas de carbonates frasniens analysés, la fraction argileuse est peu importante. Seuls quelques échantillons de dolomies de type 4 possèdent des teneurs en Al₂O₃ supérieures au pourcent. Ce type d'échantillon n'a d'ailleurs pas été retenu pour les analyses isotopiques.

IV.- DESCRIPTION DES ECHANTILLONS ANALYSES POUR LES ISOTOPES DE O, C ET Sr

Il nous a paru intéressant de vérifier si la séquence déduite au chapitre II à partir des observations de terrain était confirmée par l'étude des isotopes de O, C et Sr et si la place de la dolomie de type 4 pouvait être précisée.

Dans ce but, 27 échantillons ont été sélectionnés :

- 24 proviennent de la carrière exploitée en 1986 par la S.A. «Matissen» à Merlemont (coordonnées Lambert : x= 167,4; y= 96,3). Une description sommaire de la séquence lithostratigraphique avec la localisation des échantillons 1 à 12 est donnée ci-après, dans l'ordre stratigraphique de dépôt :

- * à la base, alternance de bancs de calcschistes et de calcaires argileux plus ou moins dolomitisés;

- * 2 à 4 m de dolomies blanches et grises;

- * 2,5 m de dolomies gris foncé à fantômes d'articles de crinoïdes - Echantillons 2, 3 et 4. Elles passent au sommet à des dolomies rubanées. Localement, subsistent des bancs de calcaires riches en polypiers; Direction : Ng 70°E; Pendage : 55°NW - Echantillons 1 et 5;

- * 4 m de dolomies blanchâtres, souvent vacuolaires; Direction : Ng 60°E; Pendage : 60°NW;

- * 12 m de dolomies rubanées dominantes. A 4 m du sommet, présence d'un banc dans lequel subsistent de nombreux fantômes de polypiers; Direction : Ng 60°E; Pendage : 65°NW - Echantillons 6 et 7;

- * 15 m de dolomies blanchâtres dominantes. Quelques zones à dolomies rubanées - Echantillon 8;

- * 3 m de dolomies rubanées; Direction : Ng 70°E; Pendage 60°NW - Echantillon 9;

- * 25 m de dolomies blanchâtres - Echantillon 10. Vers le sommet, présence de quelques joints argileux; Direction : Ng 65°E; Pendage : 40°NW;

- * au sommet, calcaires à polypiers, stromatopores, oncoïdes, etc. - Echantillons 11 et 12.

- Les échantillons 13, 14 et 15, en provenance de la carrière Matissen, n'ont pas été repérés avec précision au moment de leur prélèvement.

- Les échantillons 16, 17 et 18 ont été récoltés à Sautour au lieu-dit «Grotte Notre-Dame de Lourdes». A cet endroit, des travaux de recherche par puits et galeries ont été effectués sur une minéralisation à galène et sphalérite localisée à un front de dolomitisation.

V.- RESULTATS ANALYTIQUES

Les résultats des mesures de la composition isotopique de l'oxygène du carbone et du strontium des carbonates de Merlemont et de Sautour sont renseignés au tableau 4.

V.1. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DE L'OXYGENE ET DU CARBONE

V.1.a. Procédure expérimentale

Le CO₂ analysé au spectromètre de masse a été obtenu par attaque des échantillons par H₃PO₄ pur à 25°C, selon la procédure décrite par McCrea (1950). Les temps de réaction étaient de 24 h pour les calcaires et de 48 h pour les dolomies. δ¹⁸O et δ¹³C, exprimés en ‰ par rapport au standard PDB, ont été calculés par les formules suivantes :

Tableau 4.- Composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$), du carbone ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) et du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de carbonates frasniens du Massif de Philippeville.

N° Ech.	Localité	Nature	$\delta^{18}\text{O}/\text{SMOW}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{PDB}$	$\delta^{13}\text{C}/\text{PDB}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ corrigé
1	Merlemont	calc.	22,2	- 8,4	+ 2,9	0,70830 \pm 0,00003	0,70805
2	Merlemont	dolo. grise, type 1	18,9	- 11,6	+ 3,0	0,70884 \pm 0,00014	0,70859
3	Merlemont	dolo. grise, type 1	18,9	- 11,6	+ 2,8	0,70870 \pm 0,00010	0,70845
4	Merlemont	dolo. grise, type 1	19,2	- 11,4	+ 2,7	0,70887 \pm 0,00009	0,70862
5	Merlemont	calc.	21,3	- 9,3	+ 2,6	0,70871 \pm 0,00003	0,70846
6a	Merlemont	dolo. type 3.1, ruban foncé inférieur	18,8	- 11,6	+ 2,6	0,70897 \pm 0,00020	0,70872
6b	Merlemont	dolo. type 3.2, ruban clair médian	19,2	- 11,3	+ 2,3	0,70872 \pm 0,00005	0,70872
6c	Merlemont	dolo. type 3.1, ruban foncé supérieur	18,7	- 11,8	+ 2,6	0,70886 \pm 0,00002	0,70861
7a	Merlemont	dolo. type 3.1, ruban foncé inférieur	18,9	- 11,6	+ 2,7	0,70871 \pm 0,00005	0,70846
7b	Merlemont	dolo. type 3.2, ruban clair médian	18,8	- 11,7	+ 2,5	0,70863 \pm 0,00008	0,70863
7c	Merlemont	dolo. type 3.1, ruban foncé supérieur	18,7	- 11,8	+ 3,0	0,70873 \pm 0,00004	0,70848
8a	Merlemont	dolo. type 3.1, ruban foncé inférieur	19,4	- 11,1	+ 2,5	0,70897 \pm 0,00003	0,70872
8b	Merlemont	dolo. type 3.2, ruban clair median	19,2	- 11,3	+ 2,0	0,70871 \pm 0,00014	0,70871
8c	Merlemont	dolo. type 3.1, ruban foncé supérieur	19,3	- 11,2	+ 2,4	0,70904 \pm 0,00004	0,70879
9a	Merlemont	dolo. type 3.1, ruban foncé	18,7	- 11,8	+ 2,4	0,70906 \pm 0,00015	0,70881
9b	Merlemont	dolo. type 3.2, ruban clair	19,4	- 11,1	+ 2,2	0,70885 \pm 0,00003	0,70885
10	Merlemont	dolo. blanchâtre, type 2	18,7	- 11,8	+ 2,5	0,70875 \pm 0,00002	0,70875
11	Merlemont	calc.	19,5	- 11,0	+ 1,3	0,70849 \pm 0,00003	0,70824
12	Merlemont	calc.	19,4	- 11,2	+ 1,2	0,70839 \pm 0,00002	0,70814
13a	Merlemont	dolo. type 3.1, ruban gris foncé	18,6	- 11,9	+ 2,3	0,70933 \pm 0,00005	0,70908
13b	Merlemont	dolo. type 3.2, ruban clair	20,1	- 10,5	+ 2,3	0,71005 \pm 0,00025	0,71005
14a	Merlemont	dolo. type 3.1, ruban gris	19,0	- 11,5	+ 2,5	0,70876 \pm 0,00014	0,70851
14b	Merlemont	dolo. type 3.2, ruban clair	19,1	- 11,4	+ 2,5	0,70870 \pm 0,00010	0,70870
15	Merlemont	dolo. grise, type 1	18,8	- 11,7	+ 2,5	0,70958 \pm 0,00005	0,70933
16	Sautour	dolo. grise, type 4	20,0	- 10,6	+ 2,2	0,70888 \pm 0,00003	0,70863
17	Sautour	calc.	21,2	- 9,4	+ 1,3	0,70854 \pm 0,00002	0,70829
18	Sautour	dolo. grise, type 4	20,0	- 10,5	+ 2,1	0,70954 \pm 0,00004	0,70929

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{éch}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{st}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{st}}} \times 1000 (\text{‰})$$

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{éch}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{st}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{st}}} \times 1000 (\text{‰})$$

avec éch = échantillon et st = standard.

Les mesures isotopiques ont été effectuées à l'aide d'un spectromètre de masse VARIAN MAT CH5, modifié, à double admission et double

système de collecteurs. Toutes les valeurs ont été corrigées pour ^{17}O (Craig, 1957), mais aucune correction n'a été appliquée pour l'éventuel fractionnement du CO_2 libéré des calcaires (calcites) et dolomies (dolomites) par attaque H_3PO_4 (Sharma & Clayton, 1965). Les résultats obtenus pour ^{18}O et ^{13}C sont reproductibles respectivement à 0,3 ‰ et 0,1 ‰.

V.1.b. Interprétation des résultats

L'OXYGENE

La composition isotopique de l'oxygène exprimée en $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ varie de -8,4 à -11,2 ‰ pour les calcaires et de -10,5 à -11,9 ‰ pour les dolomies quel que soit leur type (tabl. 4, fig. 3). Ces valeurs sont conformes à celles renseignées par Veizer & Hoefs (1976) pour les carbonates sédimentaires

dévonien. Cependant, les dolomies étudiées ont tendance à être appauvries en ^{18}O par rapport aux calcaires encaissants, ce qui est l'inverse de ce que Veizer & Hoefs (1976) ont observé pour plusieurs populations de carbonates d'âges différents. L'appauvrissement en ^{18}O des dolomies peut s'expliquer de deux façons :

- 1) soit les solutions dolomitisantes étaient appauvries en ^{18}O par rapport à l'eau de mer (par exemple, parce qu'elles ont été mélangées à des eaux météoriques ou parce qu'elles n'avaient pas une origine marine);
- 2) soit les dolomitisations se sont effectuées à des températures beaucoup plus élevées que celle de l'eau de mer (par exemple, suite à l'enfouissement ou par apport externe de solutions chaudes).

Land (1980, p. 93) souligne d'ailleurs le fait que : «*Great thicknesses of depleted dolomite are common (...) Recrystallization, possibly accompanying compaction as basinal temperatures exceed about 100°C, involving on the order of only ten pore volumes of water, is one mechanism to produce such depleted dolomite.*»

Les résultats obtenus dans le cas présent suggèrent que les phénomènes de dolomitisation ne sont pas très précoces. En effet, selon Faure (1977, p. 368), «*if dolomitization takes place soon after deposition, the enrichment in ^{18}O may be slight because the pore fluid is likely to be similar to sea water. On the other hand, if dolomitization occurs later by reactions with solutions having $\delta^{18}\text{O}$ different from those of sea water, the resulting $\delta^{18}\text{O}$ values of dolomite may be variable and unpredictable.*» Même les dolomies grises de type 1 qui, sur base de leurs caractères pétrographiques, semblent être les plus précoces de toutes les dolomies étudiées (voir ch. III), possèdent des $\delta^{18}\text{O}$ en général assez différents de ceux des calcaires (de -11,36 à -11,68 ‰). Par contre, les deux dolomies grisâtres grossièrement grenues de type 4 sont caractérisées par des $\delta^{18}\text{O}$ quasi identiques (-10,52 et -10,56 ‰) et plus proches des $\delta^{18}\text{O}$ des calcaires que ceux de toutes les autres dolomies.

La gamme de variation des dolomies rubanées (type 3) est légèrement plus large que celle des autres types de dolomies : les écarts entre les $\delta^{18}\text{O}$ des bandes claires et sombres sont tantôt faibles (inférieurs à la précision analytique), tantôt plus élevés (jusqu'à 1,4 ‰). En outre, les écarts ne se manifestent pas toujours dans le même sens : dans 4 cas sur 6, les bandes claires sont enrichies en ^{18}O par rapport aux bandes sombres. De nouveau, deux cas sont envisageables :

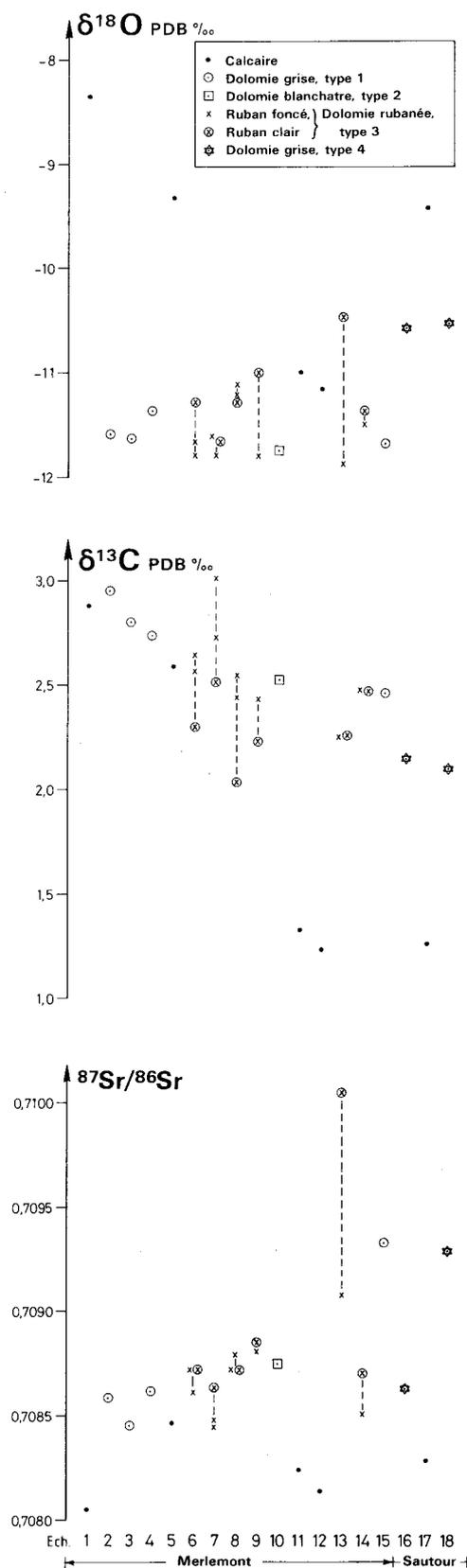


Fig. 3.- $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de divers carbonates frasniens du Massif de Philippeville.

1. soit la composition isotopique des solutions dolomitantes a changé au cours du temps;
2. soit ces dolomies ont précipité à des températures différentes et n'évoluant pas toujours dans le même sens (tantôt plus élevées, tantôt plus faibles).

En définitive, ces constatations impliquent que, dans la région étudiée, les processus de dolomitisation ont été complexes.

Il faut encore préciser que la composition isotopique originelle des dolomies a pu être modifiée au cours du temps par réaction avec des solutions aqueuses de compositions isotopiques différentes. Toutefois, l'altération isotopique post-dépôt ne semble pas jouer un rôle majeur pour les dolomies (voir par exemple Land, 1980, pp. 92-93 et Veizer, 1983, pp. 296-297).

Un des intérêts de la mesure de la composition isotopique de l'O des calcaires réside dans la possibilité d'en déduire leur température de formation. Le fractionnement isotopique calcite-eau est fonction de la température. Il est donné par l'équation $\delta_1 - \delta_2 = A (10^6 \cdot T^{-2}) + B$ où :

δ_1 et δ_2 sont respectivement les $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de la calcite et de l'eau dans laquelle elle a précipité;

A et B, des constantes;

T, la température absolue.

En considérant pour $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ moyen des calcaires, la moyenne arithmétique des 5 valeurs renseignées au tableau 4 (soit 20,7 ‰), en supposant que le $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de la mer frasnienne était nul (hypothèse qui est généralement acceptée mais qui n'est cependant pas nécessairement vraie pour les mers anciennes) et en prenant $A = 2,78$ et $B = 2,89$ (O'Neil *et al.*, 1969), on obtient 70°C pour température de dépôt. Ce chiffre ne doit pas étonner étant donné que les océans paléozoïques étaient jusqu'à environ 70°C plus chauds que les océans actuels (Knauth & Epstein, 1976 - Knauth & Lowe, 1978 - *In*: Veizer, 1983, p. 296).

LE CARBONE

Les $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ des 5 calcaires varient de + 1,2 à + 2,9 ‰; ceux des 22 dolomies, quel que soit leur type, varient de + 2,0 à + 3,0 ‰ (tabl. 4, fig. 5). Ces valeurs tombent dans la gamme des valeurs

obtenues pour les carbonates sédimentaires, en particulier ceux d'âge dévonien (Veizer & Hoefs, 1976; Land, 1980; Veizer, 1983).

Les échantillons de carbonates de Merlemont, classés selon leur position stratigraphique relative, montrent une tendance vers un appauvrissement en ^{13}C de la base au sommet de la série. Seul l'échantillon 7 s'en écarte légèrement. Les calcaires du sommet de la série (éch. 11 et 12) possèdent des $\delta^{13}\text{C}$ particulièrement faibles par rapport aux autres échantillons. La valeur du $\delta^{13}\text{C}$ du calcaire de Sautour (éch. 17), également situé au sommet stratigraphique de la série, s'accorde bien avec cette tendance.

Les dolomies rubanées se comportent différemment selon les cas :

- dans 2 cas sur 6 (éch. 13 et 14), les différentes générations de dolomies rubanées ne présentent pas de variation significative de leurs $\delta^{13}\text{C}$;
- dans 4 cas sur 6 (éch. 6 à 9), les bandes claires sont légèrement appauvries en ^{13}C (de l'ordre de 0,3 à 0,5 ‰) par rapport aux bandes foncées.

Cette diminution du $\delta^{13}\text{C}$ pourrait être attribuée à l'une des 4 causes suivantes ou à une combinaison de plusieurs de ces causes :

- 1) les solutions dolomitantes responsables des bandes claires et sombres possédaient des compositions isotopiques différentes;
- 2) la température des solutions déposant les bandes claires était plus basse que celle des solutions responsables de la mise en place des bandes sombres;
- 3) le système dans lequel la dolomitisation s'est effectuée est devenu, au moins partiellement, fermé à la migration des fluides. Dans ce cas, la concentration préférentielle des isotopes plus lourds dans les carbonates formés précocement a appauvri le fluide résiduel en ^{13}C (Kelts & McKenzie, 1983; Hannah & Stein, 1984; Fontboté & Gorzawski, 1988);
- 4) l'oxydation de la matière organique au cours de la diagenèse a influencé la composition isotopique du carbone des fluides responsables de la génération de dolomie claire. En effet, on sait que le carbone d'origine organique (biogénique) possède des $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ considérablement plus faibles ($-50\text{‰} < \delta^{13}\text{C}_{\text{org}} < -10\text{‰}$) que ceux du carbone d'origine inorganique ($-4\text{‰} < \delta^{13}\text{C}_{\text{inorg}} < +4\text{‰}$).

V.2. COMPOSITION ISOTOPIQUE DU STRONTIUM

V.2.a. Procédure expérimentale

Les échantillons ont subi une attaque simple à l'acide chlorhydrique suprapur (HCl 6M) pendant une nuit. Le strontium a été extrait par la technique classique des colonnes à résine échangeuse d'ions; cette procédure a été répétée une seconde fois pour tous les échantillons afin d'assurer une séparation optimale Sr-Ca (il est en effet bien connu que le Ca peut perturber l'ionisation du Sr). La détermination de la composition isotopique du strontium, exprimée par le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, a été effectuée au moyen du spectromètre de masse FINNIGAM MAT 260, après normalisation pour $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,3752$, aux Laboratoires associés de Géologie-Pétrologie-Géochronologie de l'U.L.B. dans le cadre du «Centre Belge de Géochronologie». Le standard NBS 987 mesuré pendant la période d'analyse a donné $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71022 \pm 0,00002$ (2σ).

A priori, seule la composition isotopique de la phase carbonatée nous intéresse. C'est pourquoi les échantillons ont fait l'objet d'une simple attaque HCl 6M. Théoriquement, ce type d'attaque ne devrait pas concerner la fraction argileuse. Toutefois, il se peut qu'une partie du ^{87}Sr radiogénique de la phase insoluble ait été légèrement lessivée. Pour tester cette possibilité, quatre échantillons ont été soumis à trois types d'attaques :

- une attaque HCl 6M décrite ci-dessus;
- une attaque HF + HClO₄ qui dissout complètement l'échantillon (carbonates et phase argileuse);
- une attaque HCl 0,5 M, pendant deux heures seulement, afin de minimiser le lessivage éventuel du ^{87}Sr de la fraction argileuse.

Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a été déterminé dans chaque cas. Les résultats sont présentés au tableau 5.

On constate que les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés sont nettement et systématiquement plus élevés dans le cas d'attaques totales (HF + HClO₄). La contribution de la fraction argileuse dans le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesuré est donc appréciable lors de telles attaques. Par contre, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ne sont que très légèrement inférieurs (de l'ordre de 0,0002 en moyenne) dans le cas d'attaque HCl 0,5 M (2 heures) par rapport aux attaques HCl 6M (une nuit). Pour l'échantillon 1, il n'y a d'ailleurs pratiquement pas de différence entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés par les deux types de mise en solution HCl, ce qui suggère qu'il s'agit d'un calcaire dont la fraction argileuse est insignifiante. Ces résultats indiquent donc que c'est l'attaque HCl 0,5 M (2 heures) qui convient le mieux. Avec le mode de mise en solution choisi (HCl 6M), on ne peut pas ignorer une très légère influence de la fraction argileuse sur le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesuré.

Tableau 5.- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (précision : 2σ) de divers échantillons de carbonates frasniens soumis à des attaques différentes.

N° Echantillon	Nature Echantillon	Attaque HCl 0,5M (2h)	Attaque HCl 6M (une nuit)	Attaque totale (HF + HCl 04)
6a	Ruban foncé dolomie type 3	$0,70874 \pm 0,00005$	$0,70897 \pm 0,00020$	$0,70947 \pm 0,00005$
8c	Ruban foncé dolomie type 3	$0,70880 \pm 0,00002$	$0,70904 \pm 0,00004$	$0,71363 \pm 0,00006$
18	Dolomie grise type 4	$0,70927 \pm 0,00012$	$0,70954 \pm 0,00004$	$0,71012 \pm 0,00005$
1	Calcaire	$0,70828 \pm 0,0002$	$0,70830 \pm 0,00003$	/

Cette remarque s'applique surtout aux dolomies grises de types 1 et 4 et aux bandes foncées des dolomies rubanées (type 3.1) pour lesquelles un résidu insoluble, notamment argileux, a été observé lors des mises en solution. Par contre, elle ne devrait pas être prise en considération pour la dolomie blanchâtre à jaunâtre (type 2) et pour les bandes claires des dolomies rubanées (types 3.2 et 3.3). Nous avons donc effectué les corrections suivantes, renseignées dans la colonne située à l'extrême droite du tableau 4 :

- les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des dolomies grises de types 1 et 4 et des bandes foncées de dolomies rubanées de type 3.1 ont été diminués d'une valeur de 0,00025 (moyenne des écarts mentionnés au tableau 5 entre les compositions isotopiques des dolomies résultant d'attaques partielles HCl 0,5M et 6M);
- les analyses chimiques des tableaux 1, 2 et 3 montrent que les teneurs en Al_2O_3 des calcaires ne sont pas, en moyenne, inférieures à celles des dolomies de types 1 à 3. Nous avons donc également diminué le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de tous les calcaires d'une valeur de 0,00025. Nous sommes toutefois conscients du fait que, dans le cas de calcaires très purs (échantillon 1 du tableau 5), cette correction n'est pas justifiée;
- les dolomies blanchâtres à jaunâtres de type 2 et les bandes claires des dolomies rubanées de types 3.2 et 3.3 n'ont pas subi de correction.

V.2.b. Interprétation des résultats

Dans l'ensemble, les échantillons présentent des compositions isotopiques en Sr assez voisines. Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des 5 calcaires varient de 0,70805 à 0,70846; ceux des 22 dolomies, quel que soit leur type, varient de 0,70845 à 0,71005 (tabl. 4, fig. 3). La variation est plus faible encore (0,70805 - 0,70933) si on exclut l'échantillon 13b. Les valeurs des calcaires sont en bon accord avec celles admises pour l'eau de mer au Frasnien: 0,7083 - 0,7088 (Burke *et al.*, 1982). Les valeurs des dolomies sont légèrement mais significativement plus élevées que celles des calcaires.

Deux cas doivent être envisagés :

1er cas : si le processus de dolomitisation a eu lieu juste après la sédimentation des calcaires (dolomitisation diagénétique précoce), le rapport isotopique plus élevé de la dolomie semblerait indiquer qu'il a existé, à côté du Sr d'origine marine, une deuxième source de Sr plus radiogénique que l'eau de mer et qui pourrait provenir d'eaux continentales météoriques.

2ème cas : si, par contre, la dolomitisation a eu lieu beaucoup plus tard (plus de 20 à 30 millions d'années après la sédimentation), le même phénomène de mélange de deux types de Sr, l'un provenant du calcaire initial, l'autre de la solution dolomitisante, peut encore être invoqué. Cependant, on doit aussi tenir compte de la désintégration radioactive in situ du ^{87}Rb entre le moment de la sédimentation et celui de la dolomitisation.

L'évolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des phases claires et sombres des dolomies rubanées s'effectue également dans le même sens. Les rubans clairs présentent, dans 5 cas sur 6, des compositions isotopiques égales ou plus élevées que les rubans foncés. Il s'agit d'une évolution isotopique déjà mise en évidence par Fontboté & Gorzawski (1988) et qui serait essentiellement due, selon ces auteurs, à l'influence au cours de la diagenèse d'eaux d'origine continentale. Etant donné que, dans le cas présent, les bandes claires (blanchâtres) des dolomies rubanées ont pu se former beaucoup plus tard que les bandes sombres (grisâtres), il convient d'également tenir compte d'une contribution isotopique due à la désintégration radioactive in situ du ^{87}Rb .

VI.- COMPARAISON DES RESULTATS ET CONCLUSIONS

Trois types de diagrammes de corrélations binaires ont été réalisés : $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de $\delta^{13}\text{C}$ (fig. 4), $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (fig. 5) et $\delta^{13}\text{C}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (fig. 6). Dans chaque diagramme, les échantillons se regroupent au sein de 4 domaines :

Groupe I : les calcaires

Bien que le nombre d'échantillons soit faible (5) et les résultats assez dispersés, les calcaires occupent un domaine spécifique dans les diagrammes des figures 4 à 6, avec des valeurs les plus élevées en $\delta^{18}\text{O}$ et les plus faibles en $\delta^{13}\text{C}$.

Groupe II : les dolomies grises de type 4

Sur la figure 4, et plus encore, sur la figure 5, on voit que les deux échantillons de dolomies grises de type 4 se placent dans une position intermédiaire aux groupes I et III.

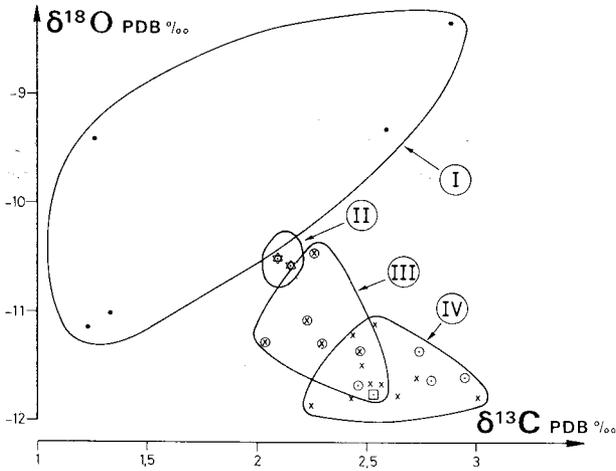


Fig. 4.- $\delta^{18}\text{O}$ PDB en fonction de $\delta^{13}\text{C}$ PDB de divers carbonates frasniens du Massif de Philippeville. Symboles identiques à ceux de la figure 5.

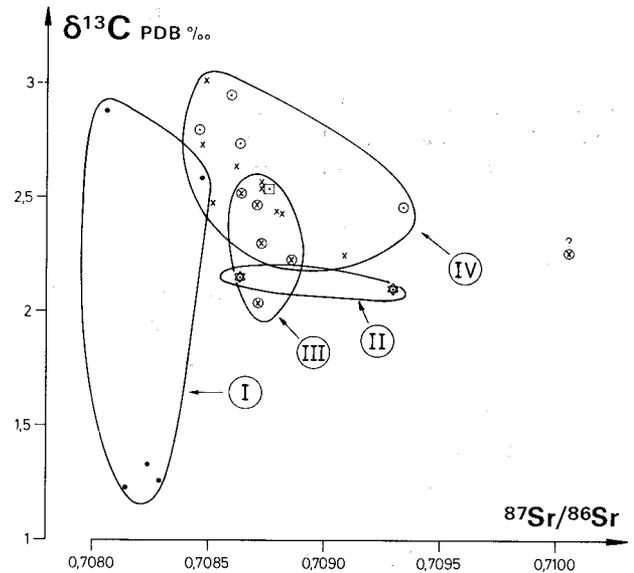


Fig. 6.- $\delta^{13}\text{C}$ PDB en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de divers carbonates frasniens du Massif de Philippeville. Symboles identiques à ceux de la figure 5.

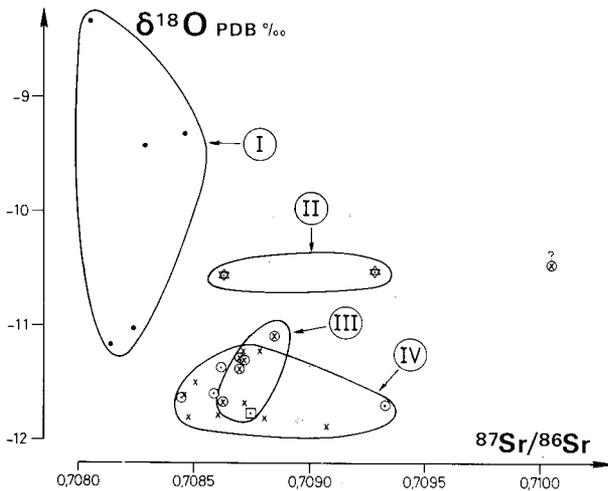


Fig. 5.- $\delta^{18}\text{O}$ PDB en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de divers carbonates frasniens du Massif de Philippeville. Symboles identiques à ceux de la figure 5.

Groupe III : les dolomies blanchâtres de type 2 et les bandes claires des dolomies rubanées de type 3.2.

Les points correspondants sont relativement groupés dans les figures 4 à 6 si on excepte l'échantillon 13b qui présente un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ anormalement élevé (de même qu'un ^{18}O élevé) par rapport au ruban voisin de dolomie grise. Cet échantillon correspond peut être à la troisième génération de dolomie rubanée (dolomie de type 3.3).

Groupe IV : les dolomies grises de type 1 et les bandes foncées des dolomies de type 3.1.

Ce groupe recouvre partiellement le groupe III. C'est également celui qui, dans les figures 4 et 5,

occupe la position la plus éloignée du groupe I, avec des faibles valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ et, par contre, des valeurs plus élevées en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Cette constatation est quelque peu surprenante étant donné que c'est dans le groupe IV que se rangent les dolomies de type 1 pour lesquelles une origine précoce a été déduite des observations de terrain (voir ch. III).

Les diagrammes des figures 4 à 6 nous incitent donc à situer l'histoire des dolomitisations du Massif de Merlemont en 2 temps :

- 1er temps :** dolomitisation précoce (de type 1) et évolution isotopique dans le sens du groupe I vers le groupe IV;
- 2e temps :** dolomitisations plus tardives (de types 2 et 3) et évolution isotopique dans le sens du groupe IV vers le groupe III.

La place des dolomies de type 4 (groupe II) dans la séquence paragénétique est difficile à préciser sur base des données isotopiques (on ne dispose en effet que de deux analyses de ce type d'échantillon).

- ou bien on considèrera qu'elles ont plus d'affinités isotopiques avec le groupe I et dans ce cas elles seront considérées comme extrêmement précoces;
- ou bien on considèrera qu'elles ont plus d'affinités isotopiques avec le groupe III et dans ce cas elles devront être interprétées comme les plus tardives.

Quoiqu'il en soit, cette étude isotopique montre que les dolomies de types 1 (groupe IV) et 4 (groupe

II) possèdent des histoires sensiblement différentes soit parce que les solutions dolomitantes provenaient de sources distinctes, soit parce que leurs températures de cristallisation étaient différentes. Mais il est difficile d'imaginer qu'au même endroit et au même moment des conditions très différentes aient pu exister. Autrement dit, il est fort vraisemblable que les dolomies de types 1 et 4 ne sont pas contemporaines. Le caractère grossièrement grenu des dolomies de type 4 et l'absence de reliques de fossiles ne nous incite pas à les considérer comme précoces.

En résumé :

1. les calcaires possèdent une signature isotopique typique de sédiments marins frasniens;
2. les dolomies grises de type 1 sont les plus anciennes. Par rapport aux calcaires, elles sont :

- nettement appauvries en ^{18}O (augmentation de la température par enfouissement ou influence de solutions appauvries en ^{18}O);
- légèrement plus radiogéniques (augmentation de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). L'augmentation en ^{87}Sr est peut-être due à l'influence des shales encaissant les calcaires (lessivage);

3. les bandes claires des dolomies rubanées (types 3.2 et 3.3) et les dolomies blanchâtres (type 2) sont plus jeunes. L'évolution isotopique de C, O et Sr peut être due à des causes diverses. Les processus de dolomitisation deviennent complexes;
4. les dolomies de type 4 sont probablement les plus récentes. Par rapport aux autres dolomies, leur appauvrissement en ^{13}C est peut être dû à l'oxydation de la matière organique et leur appauvrissement en ^{18}O , à des températures de cristallisation plus faibles.

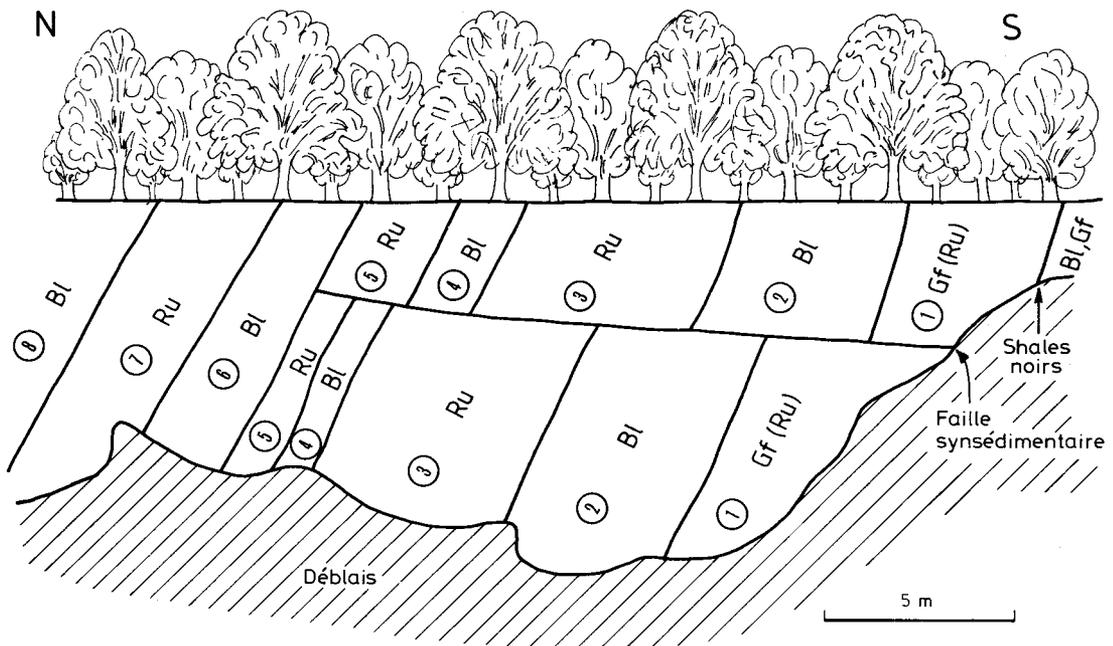
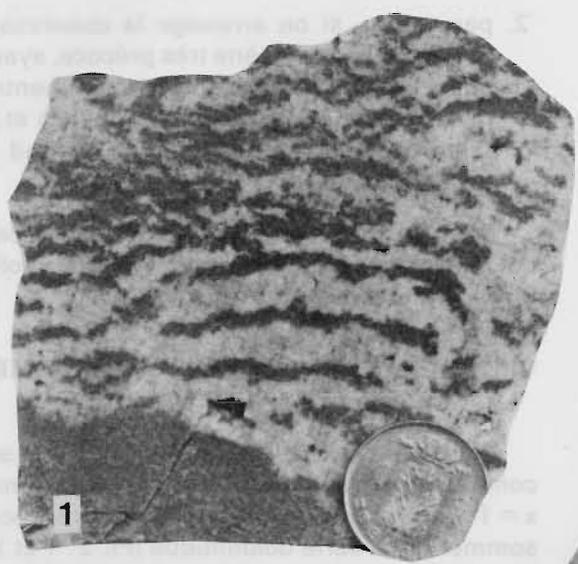


Fig. 7.- Merlemont, carrière exploitée par la société «Matissen». Coupe verticale NS montrant la base de la série dolomitique comprise dans la Formation Récifale Supérieure. Par rapport à la description donnée au chapitre IV, cette coupe se positionne comme suit : le niveau de 10 à 20 cm d'épaisseur de shales très noirs est situé immédiatement sous l'ensemble 1. En outre, les ensembles 3 à 7 ont été regroupés dans la description sous 12 m de dolomies rubanées dominantes. Signification des abréviations : Gf: dolomie gris foncé, Bl: dolomie blanchâtre; Ru: dolomie rubanée.

PLANCHE I

1. Alternances de plaques de dolomies grisâtres et blanchâtres. Structure intermédiaire entre la structure rubanée s.s. (type 3) et la structure bréchique (type 3.8).
2. Dolomie mouchetée. La base des mouchetures géodiques de dolomie blanchâtre est soulignée par la présence de dolomie noire finement grenue (structure géopétale). Petit côté de la photo: 5 cm.



Rappelons que les dolomies de type 4 sont systématiquement minéralisées. Par contre, nous n'avons jamais rencontré de dolomie rubanée minéralisée. Il est possible qu'au cours des phases de dissolution précédant la formation des dolomies de type 4, les métaux contenus dans les roches encaissantes aient été lessivés. Ces métaux ont pu être reconcentrés au niveau de fronts de dolomitisation et précipiter dans des conditions particulières : zones à haute perméabilité (gros grain des dolomies de type 4), dans des espèces de cul-de-sac où les saumures étaient quasi immobiles (partie haute des séries dolomitiques).

VII.- ANNEXES

Deux observations sont jointes en annexe : la première, étant donné sa liaison indirecte avec le sujet traité; la seconde, à cause des interprétations différentes qui découlent de la nature qu'on lui attribue.

VII.1. FAILLE SYNSEDIMENTAIRE AU SEIN DE LA SERIE DOLOMITIQUE

Dans la carrière Matissen, existe une faille synsédimentaire subhorizontale schématisée à la figure 7 (faille F). Elle décale de 2,5 m les ensembles 1 à 3 qui ont la même épaisseur de part et d'autre du plan de faille. Les ensembles 4 et 5, également affectés par cette faille, possèdent par contre des épaisseurs beaucoup plus fortes dans le compartiment affaissé. Les ensembles 6 et suivants ne sont pas affectés par la faille. L'époque pendant laquelle cette faille était active est donc contemporaine du dépôt des ensembles 4 et 5. Deux cas peuvent être envisagés :

1. si on considère la dolomitisation comme un phénomène tardif, il faut cependant admettre qu'il n'a pas oblitéré les structures telles que limites de bancs et faille synsédimentaire alors qu'il a partiellement ou complètement effacé les fossiles.

2. par contre, si on envisage la dolomitisation comme un phénomène très précoce, ayant agi quasi immédiatement après la sédimentation, la conservation des limites de bancs et de la faille synsédimentaire se comprend plus aisément.

Dans les deux cas, les différents types de dolomies peuvent toujours dériver de profaciès ou de protolithologies particuliers.

VII.2. LENTILLE CALCAIRE AU SOMMET DE LA SERIE DOLOMITIQUE

Dans la carrière de dolomie située sur la commune de Franchimont (coordonnées Lambert : $x = 168,9$; $y = 96,5$), une lentille calcaire repose au sommet de la série dolomitique (Pl. 2: 1 et 2). Sa base est soulignée par un niveau argileux.

Deux interprétations peuvent être proposées :

1. si la lentille remplit une cuvette qui ravine la dolomie sous-jacente, cela implique que la dolomitisation était terminée avant le dépôt des derniers mètres de calcaire de la Formation Récifale Supérieure. Dans ce cas, la dolomitisation serait antérieure à la fin du Frasnien F2gh.
2. si la lentille est une masse calcaire préservée de la dolomitisation, par exemple à cause de sa très faible porosité, on ne peut plus assigner de limite chronostratigraphique à la fin du phénomène de dolomitisation.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient M. Mardaga (Service géologique de Belgique) pour son aide sur le terrain ainsi que C. Chaval (Université libre de Bruxelles) et P. Gérard (Laboratoire central du Ministère des Affaires Economiques de Belgique) pour leurs contributions sur le plan analytique.

PLANCHE II

1. Franchimont, carrière exploitée par la société «Dolomies-Villers-le-Gambon». Lentille calcaire située au sommet de la série dolomitique comprise dans la Formation Récifale Supérieure. Coupe approximative EW.
2. Idem, vue plus rapprochée.



BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ, G.C. & FONTBOTE, L., 1983. Observations on the Genesis of Strata-Bound Pb-Zn (F-Ba) Deposits in Carbonate Rocks. Int. Conference on Mississippi Valley Type Lead - Zinc Deposits. *Proc. Vol. Univ. Missouri-Rolla* : 536-545.
- BURKE, W.H., DENISON, R.E., HETHERINGTON, E.A., KOEPNICK, R.B., NELSON, H.F. & OTO, J.B., 1982. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10 : 516-519.
- CRAIG, H., 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12 : 133-149.
- FAURE, G., 1977. Principles of isotope geology. Wiley & Sons, New York, etc., 464 p.
- FONTBOTE, L. & GORZAWSKI, H., 1988. Isotopic tracing of diagenetic ore formation in carbonate-hosted ore deposits (illustrated on the F-(Pb-Zn) deposits in the Alpujarrides, Spain and the San Vicente Zn-Pb Mine, Peru). In : Boissonnas & Omenetto (eds.) Mineral Deposits within the European Community. Springer Verlag: 465-484.
- HANNAH, J.L. & STEIN, H.J., 1984. Evidence for changing ore fluid composition : stable isotope analysis of secondary carbonates, Bonneterre Format. *Econ. Geol.*, 79 : 1930-1935.
- KELTS, K. & MCKENZIE, J.A., 1982. Diagenetic dolomite formation in Quaternary anoxic diatomaceous muds of deep sea drilling project leg 64, Gulf of California. In : Initial Rep. Deep. Sea Drill. Proj., Volume LXIV, Part 2 : 553-569.
- LAND, L.S., 1980. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite : the state of the art. *SEPM Special Publication* 28 : 87-110.
- LECOMPTE, M., 1963. VIe Congrès international de sédimentologie - Hollande - Belgique 1963. Excursions C-D. Note préliminaire introductive, Bruxelles, 27 p.
- MAILLIEUX, E. & DEMANET, F., 1929. L'échelle stratigraphique des terrains primaires de la Belgique. *Bull. Soc. belg. Géol. Pal. Hydr.*, 38 : 124-131.
- McCREA, J.M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.*, 18 : 849-857.
- O'NEIL, J.R., CLAYTON, R.N. & MAYEDA, T.K., 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.*, 51 : 5547-5558.
- SHARMA, T. & CLAYTON, R.N., 1965. Measurement of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of total oxygen of carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29 : 1347-1353.
- TSIEN, H.H., 1980. Les régimes récifs dévoniens en Ardenne. *Bull. Soc. belg. Géol.*, 89 : 71-10.
- VEIZER, J., 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. 265-299. In : Carbonates : mineralogy and chemistry. Reviews in mineralogy. *Mineral. Soc. America*, 11 : 394 p.
- VEIZER, J. & HOEFS, J., 1976. The nature of $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ and $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40 : 1387-1395.
- VEIZER, J., HOLSER, W.T. & WILGUS, C.K., 1980. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44 : 579-587.