

LA HAUTE TERRASSE A L'EST D'AUBRIVES

Brigitte VAN VLIET

Université de Bruxelles

Cet article est le résumé d'un mémoire en Géographie physique, présenté en Juin 1970 à l'ULB.

Il a pour cadre le complexe alluvial rubéfié visible dans la partie supérieure de l'exploitation des Minières du Rougé à Aubrives, à 5 kms en amont de Givet.

INTRODUCTION:

Le site topographique — La Haute Terrasse est visible en coupe, à 200 m à l'Est d'Aubrives où elle domine la rive droite de la Meuse. Le dépôt a été conservé au sommet du lobe de méandre que la Meuse suit à son entrée dans le « cirque » de CHOOZ (fig. 1). Il tronque le socle hercynien, à une altitude d'environ 175 m, tout en présentant une pente très faible vers le Nord. La formation a une épaisseur comprise entre une dizaine de mètres au Sud et 5 mètres ou moins, dans la partie Nord de la coupe. A cet endroit, un raccord avec les formations polygéniques du méandre actuel doit être visible sous le couvert forestier.

Le site géologique — La vallée actuelle, normalement surimposée au massif, est ici secondairement adaptée à la structure. Un accident tectonique de direction SSW — NNE, qui a eu pour conséquence le redressement des Grès de Vireux, au Sud, et des calcaires givetiens (carrière des Trois Fontaines) a fait apparaître un abrupt structural contre lequel la Meuse vient buter à deux reprises et méandrer par après. Cet accident est d'ailleurs visible dans la portion inférieure de la carrière du Rougé, où il affecte les Schistes de Winenne et les Grès de Vireux.

LES DIFFÉRENTES UNITÉS:

La coupe visible, dans l'état actuel de l'exploitation, permet de suivre sur quelques 150 m, orientées N-S, trois unités distinctes:

- le socle hercynien qui présente une mouille d'altitude 171 m dans la partie S du profil, et un seuil, d'altitude 176 m, correspondant à une loupe de Schistes de Winenne plaquée sur les Grès de Vireux.
- la formation alluviale proprement dite, rubéfiée;
- les colluvions qui remanient l'unité précédente.

L'unité alluviale. — Celle-ci peut-être décomposée en deux dépôts de dynamique différente.

- La base de cette unité est formée par un dépôt en vrac de matériel non calibré, dont l'épaisseur décroît vers l'aval. Sa partie sommitale présente une pente de l'ordre de 2 degrés. Ce matériel pourrait correspondre à un dépôt de compétence au débouché de la Meuse dans le cirque de Chooz, et s'être mis en place grâce à un régime de crue brutale, voir de débauches, comme semble le prouver la présence d'un certain nombre de blocs de calibre imposant:
 - bloc de quartzite revinien, strié et émoussé, évalué à 10 tonnes, et de distance minimale d'affleurement de 15 Kms.
 - bloc anguleux d'Arkose d'Haybes, 4 tonnes, 14 Kms.
 - bloc émoussé de schistes gedinien gélivés, 2 tonnes, environ 12 Kms.
 - bloc émoussé de cuirasse de type

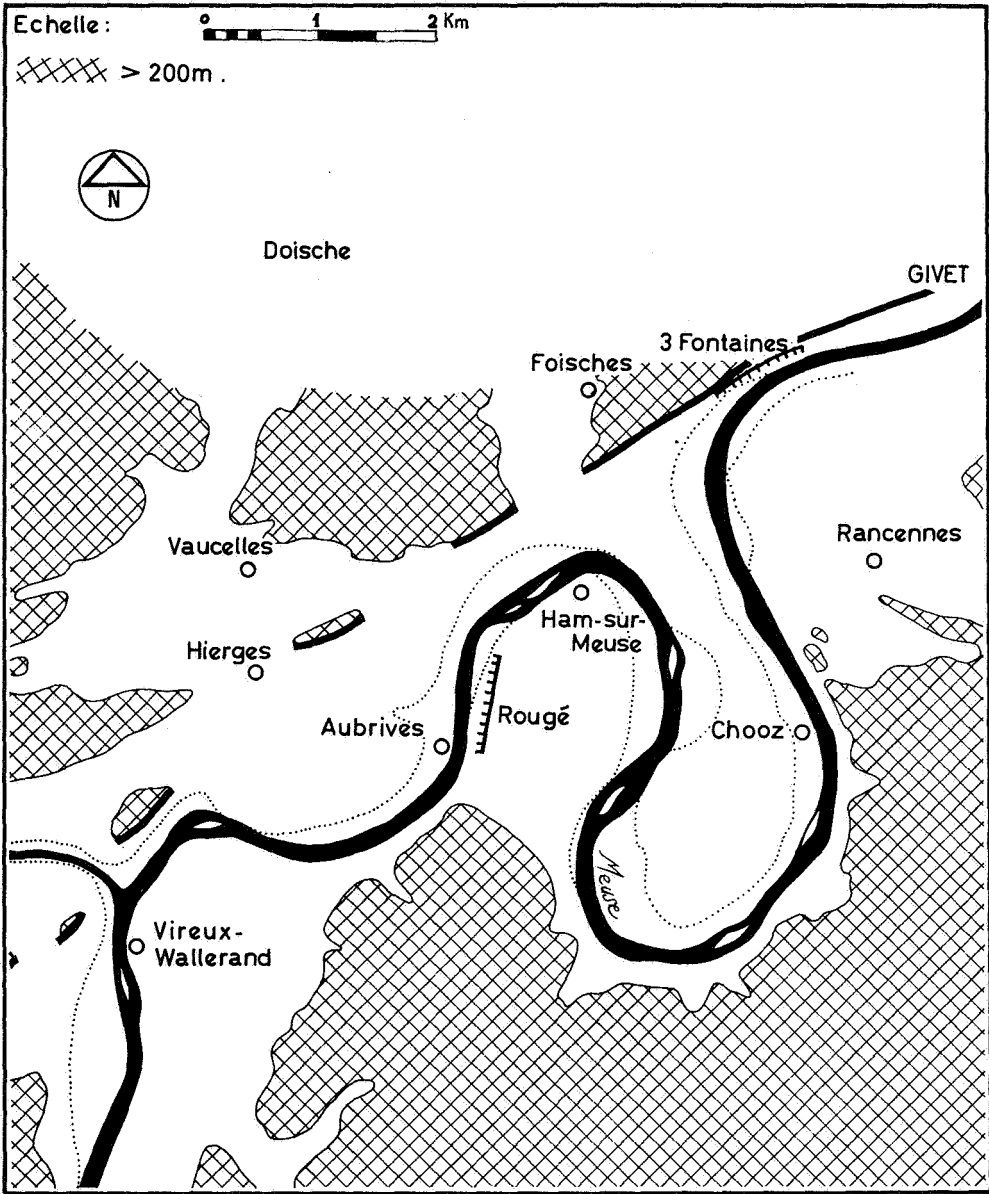


Fig. 1

Hirtzenberg¹, 2 tonnes plus induré que les croutes ferrugineuses du plateau de Rocroi, plus de 100 Kms ?

(¹) voir travaux de Madame Souchez-Lemmens sur les cuirasses tertiaires de Lorraine belge, thèse de Doctorat en cours.

Nous avons le choix entre deux alternatives pour en expliquer le transport. Ou bien, ils ont été entraînés par le glissement de loupes entières de sédiments lors d'une chasse d'eau brutale, ce que TRICART (1961) a pu observer pour la crue du GUIL de 1957, ou bien ils ont été véhiculés par un radeau ou une masse de glace dans

laquelle ils ont pu être incorporés.

Si l'on recourt à cette explication du phénomène, il faut tenir compte d'un grand nombre d'inconnues tels que les propriétés mécaniques de la glace de rivière à la dérive, la prise en charge et l'ancrage du matériel, le débit de crue, etc..., autant de problèmes qui doivent être étudiés au préalable.

Par contre, selon l'autre hypothèse, le dépôt n'est plus conditionné d'une manière absolue par un climat de type périglaciaire.

Notons que de tels blocs sont visibles sur toutes les terrasses du méandre de Ham-sur-Meuse.

— Quant au reste de l'unité fluviale, il est constitué d'une alternance de dépôts limoneux microlités et de bancs de galets mieux orientés et calibrés que la base, toujours empâtés dans une matrice limoneuse.

Ce second dépôt pourrait correspondre à un régime de crues saisonnières moins brutales, suivies d'une période d'étiage, avec chenaux anastomosés. Les passées limoneuses correspondent à une période de décrue et comportent la trace indubitable de transport de galets et autres matériaux sur glaçons.

La preuve en est la présence de galets erratiques posés à plat dans le limon, s'ils sont de petit calibre, ou de guingois et perturbant en plus le microlitage si leur taille est plus importante.

Deux hypothèses s'offrent à nous: ou bien ils ont été mis en place par chute, à la suite du chavirement d'un glaçon, ou bien, après l'ancrage de ce dernier dans le limon, la fonte sur place du radeau a permis le dépôt en douceur du matériel véhiculé. Ceci paraît être le cas dans la partie supérieure des bancs de limons, là où il ne semble pas y avoir eu de remaniement du sédiment.

Les indices de forme des galets n'ont pas été étudiés vu la forte gélivation, l'altération chimique et le caractère anisotrope du matériel (schistosité, etc...).

Par contre l'étude pétrographique a

permis, dans une certaine mesure, de délimiter l'aire de provenance du matériel: on arrive à des proportions de l'ordre du % pour le bassin lorrain de la Meuse et de la Semois, de 2 % pour la bordure Sud du massif de Rocroi, de 62 % pour le massif même et sa bordure d'Arkose d'Haybes et de 35 % pour la retombée Nord (pourcentage moyen calculé pour les galets et les blocs). Il faut cependant remarquer l'absence de Kieseloolithes et de matériel susceptible de provenir des Vosges, malgré la présence d'éléments remaniés d'autres terrasses et poudingues. Les roches éruptives semblent être seulement représentées par la Silixite de Willerzie.

D'autre part il ne subsiste pas d'éléments calcaires dans le profil par suite de la rubéfaction à caractère acide (pH 4.95) Mais un lot de fossiles silicifiés du Jurassique Supérieur (faciès récifal), provenant probablement de la Côte de Meuse au Sud de Verdun, nous permet d'en supposer la présence initiale¹.

Cette unité a été érodée puis affectée par une pédogénèse rubéfiante qui se développe au Sud sur la séquence contrastée limoncailloutis, tandis qu'au Nord de la coupe, elle le fait directement sur les dépôts en vrac.

Les colluvions postérieures ont tronqué le paléosol tout en le remaniant. Leur composition pétrographique ne diffère d'ailleurs pratiquement pas de celle de l'unité alluviale. Des structures de solifluxion et des phénomènes de cryoturbation (fig. 2), comme par exemple le redressement des galets empâtés dans le limon, sont visibles tout au long de la coupe.

Cette unité a probablement été mise en place au cours de plusieurs épisodes, comme paraissent le prouver, bien que sporadiquement, certains alignements des galets. Mais ce matériel est par trop homogène et toute la limite stratigraphique interprétable a été masquée par l'illuviation de la dernière pédogénèse.

LES PÉDOGÉNÈSES — leur interprétation.

(¹) Détermination paléontologique: Monsieur G. Mortelmans, professeur ULB.

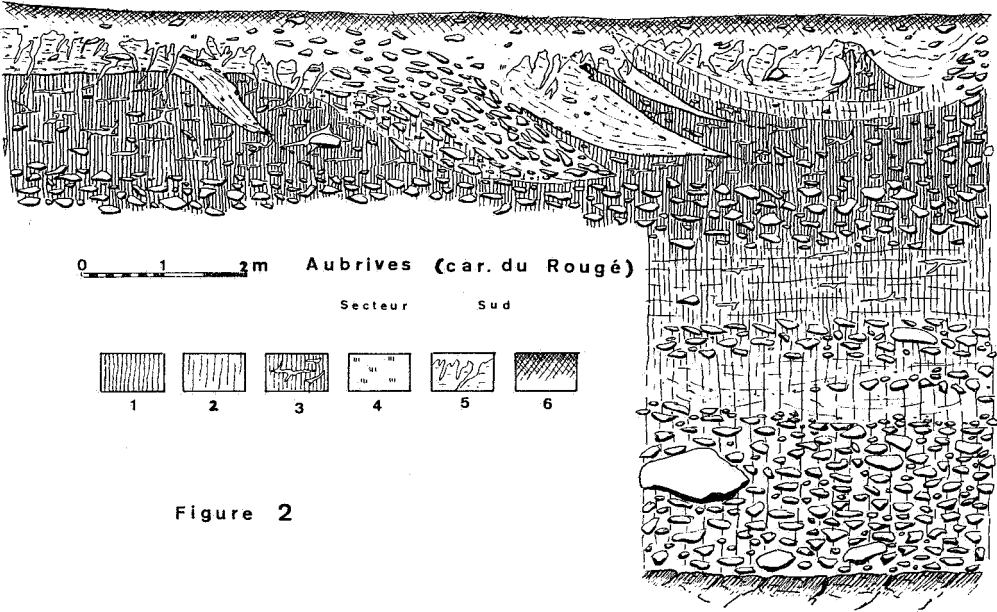


Figure 2

Fig. 2

Sur la coupe, deux pédogénèses sont visibles : l'une, complexe, se développe sur les colluvions, et constitue le sol actuel ; l'autre, tronquée et localement réaffectée par le sol actuel, s'est développée sur l'unité alluviale et constitue le paléosol.

Le paléosol. — Il subsiste sous la forme d'un horizon Bt, dynamique du point de vue micromorphologique, du moins dans la partie supérieure du profil visible. Il est caractérisé par une couleur rouge, en moyenne 2,5 YR, 4/8 atteignant 10 R 4/8 pour les revêtements cutaniques (ferroargilanes). Extrêmement lourd et compact à l'état humide (23 % d'argiles) cet horizon montre une structure prismatique à polyédrique moyenne nette à l'état sec, et devient très dur (fig. 2, N° 1).

Il montre une légère hydromorphie, développée postérieurement à la rubéfaction, probablement due à l'imperméabilisation de l'horizon et aussi à la dégradation podzologique du sol actuel (fig. 2, n° 2) par interpénétration des 2 profils. L'argile dominante est l'illite, (dont la proportion est accrue par la présence dans la roche mère d'environ

2 % de glauconie héritée des placages landéniens et autres); la kaolinite est nettement moins importante et fort probablement héritée des placages tertiaires du plateau de Rocroi, de l'arkose, etc...

Toutes ces caractéristiques, un horizon B dynamique, c'est-à-dire avec des traces de tensions internes du matériel résultant d'une alternance d'humidification et de dessiccation, la présence de l'illite comme argile dominante, et la forte rubéfaction, font penser à un climat méditerranéen, sec, comme on le trouve à l'heure actuelle, au Liban.

Plus évolué que les paléosols eemiens du Bassin de Paris, il semble l'être un peu moins que ceux de l'interglaciaire Mindel-Riss où la kaolinite est l'argile dominante, toujours pour cette même région et selon les travaux de N. FÉODOROFF (1969).

L'absence de kaolinite néformée et la moindre évolution (conservation de la glauconie) n'exclut cependant pas la possibilité d'une interprétation telle que sa formation, lors de l'interglaciaire nedien-hoxnien. Il faut tenir compte du fait que nous sommes ici plus au Nord que la région étudiée par N

FÉODOROFF, et de la fraîcheur du microclimat due à la proximité des Ardennes.

Le sol actuel semble être l'héritage de différentes conditions climatiques. L'examen macro- et microscopique du profil nous montre un sol brun extrêmement lessivé avec développement d'un faciès de pseudo-gley dans sa partie basale résultant de l'illuviation d'argile et de la présence d'une nappe aquifère temporaire au-dessus du paléosol quasi imperméable. Le lessivage est accentué au point de créer un contact brutal entre l'horizon A, meuble et grisâtre, et l'horizon B, argileux et compact; le contact en forme de langue (glossisol) (fig. 2, n° 5) est frangé de précipitations d'hydroxydes, que l'on retrouve d'ailleurs presque partout dans le profil (fig. 2, n° 4). Le sol brun n'est pas en équilibre avec le climat actuel et montre une dégradation podzolique (horizon Bt pH 4,3).

CONCLUSION.

L'étude de la terrasse d'Aubrives permet de proposer une chronologie de la formation.

Compte tenu du fait que ce dépôt constitue la Haute Terrasse c'est-à-dire celle qui s'est formée durant la glaciation de Mindel, la base de l'unité alluviale, caractérisée par un régime de débâcle, se serait constituée sous un climat plus humide que la séquence contrastée.

La base pourrait donc s'être formée lors de la dégradation climatique en fin d'interglaciaire Cromérien, alors que le reste de l'unité correspondrait à un maximum du glaciaire Mindel. Le paléosol se serait développé pendant l'interglaciaire Mindel-Riss (l'importance de la percolation d'argile rubéfiée, phénomène qui continue toujours actuellement (fig. 2, n° 2) semble attester une telle ancienneté).

Quant au colluvionnement, il aurait été actif, soit seulement au Riss, si le sol brun correspond à une paléopédogénèse de l'Eemien, soit au Riss et au Würm, si ce sol correspond à l'optimum climatique de l'Atlantique ou l'un des grands interstades du Würm.

La toute dernière des hypothèses paraît être celle qui concorde le plus avec les observations de FÉODOROFF pour le bassin de Paris.

BIBLIOGRAPHIE

FÉODOROFF, N. 1969: Les pédogénèses quaternaires en France. (Fasc. Laboratoire de Géologie-Pédologie de l'E.N.S.A. Grignon).

TRICART, J., 1961: Observations sur le charriage

des matériaux grossiers par les cours d'eau. (Revue de Géomorphologie dynamique, n° 2, T. XII).

Communication présentée le 15 décembre 1970.

LA CÉLESTINE DE DENÉE, PROVINCE DE NAMUR

R. VAN TASSEL

(Institut royal des Sciences naturelles de Belgique)

En souvenir à mon collègue ANDRÉ PASTIELS
mort accidentellement à Denée le 31 juillet 1970.

SUMMARY. Celestite crystals, up to 1½ cm, occur in vugs in Viséan limestone at Denée, Belgium. X-ray powder data, specific gravity and optical goniometer measurements are given.

La célestine fut signalée, pour la première fois en Belgique, en 1939, par P. DE BÉTHUNE, en cristaux prismatiques, dans des géodes du calcaire frasnien ou givetien de la grotte de Rochefort. Ensuite, en 1949, le même auteur décrit des cristaux prismatiques (10 mm de long) épigénisés en calcite dans le calcaire givetien à Verdenne, près de Marche-en-Famenne, et, en 1961, le présent auteur reconnut de petits cristaux tabulaires de célestine (3 mm de long) dans une géode du calcaire givetien d'un sondage à Tournai, à 1135 m de profondeur.

A ces occurrences il y a lieu d'ajouter maintenant celle dans des calcaires plus jeunes, notamment viséens, à Denée, dans la vallée de la Mollignée. La célestine s'y présente essentiellement dans des géodes d'un calcaire noir viséen (Marbre noir de Denée V1a) de la tranchée du chemin de fer désaffecté, à l'ouest du tunnel, au passage à niveau de la route conduisant de Denée à Maredsous. Cette coupe longue de 200 m, signalée par B. MAMET (1964) sous le numéro 18 des affleurements de la région de Denée-Salet, montre des bancs généralement massifs inclinant vers le sud. A 120 m à l'ouest du passage à niveau se présente, dans la paroi nord-ouest, un banc avec pli en chaise mais se terminant en biseau vers le bas, de 0,8 à 1,4 m de puissance, de calcaire noir bourré de géodes ouvertes,

d'environ 5 cm de diamètre⁽¹⁾. Ces géodes montrent des scalénoèdres limpides de calcite et souvent des cristaux parfois bleuâtres de célestine qui peuvent atteindre jusqu'à 17 mm de longueur. Généralement les cristaux de célestine ont des dimensions de 3 à 6 mm.

A part les cristaux la célestine s'observe encore, dans le même banc, comme remplissage, associée à la calcite, de minces filonets sillonnant le calcaire. A d'autres endroits de la tranchée la célestine se présente, dans des filonets, en association avec de la calcite, de la fluorine incolore ou bleuâtre et de petits cubes de pyrite, ou encore dans des nids blancs de plusieurs centimètres (géodes colmatées) où elle est noyée dans la calcite. Sous ces dernières formes la célestine n'est repérée que dans les résidus après attaque à l'acide ou dans les préparations microscopiques.

Dans les géodes la célestine est parfois si bien masquée par l'abondance des scalénoèdres de calcite, que l'on s'étonne parfois des quantités considérables de célestine dégagées par un traitement à l'acide (HCl n). Pour se faire une idée il peut être signalé que, dans

⁽¹⁾ Des remerciements sont dus à mon collègue A. Vandercammen et aux préparateurs P. De Kleermaeker et L. Verbist pour leur concours précieux sur le terrain.

un cas, 500 g de matériel géodique (des géodes avec un minimum de calcaire adhérent) ont fourni 10 % de célestine. Toutes les géodes du banc décrit n'ont toutefois pas cette même richesse en célestine et il s'en trouve même qui en sont dépourvues.

La célestine se présente, dans les géodes, sous diverses formes:

- 1) en cristaux bleuâtres plus ou moins isométriques, de 8 à 17 mm, bien repérables au centre des géodes,
- 2) en cristaux incolores, limpides, tabulaires de 2 à 6 mm (Fig. 1),

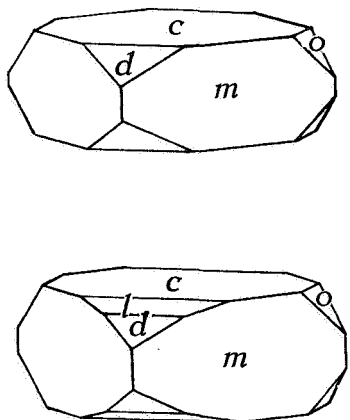


Fig. 1. Fréquent de la célestine de Denée.

- 3) en petits cristaux fortement enchevêtrés formant une croûte blanche épousant parfois grossièrement la paroi de la géode.

L'identification de la célestine de Denée s'appuie sur le radiogramme, les mesures du poids spécifique et les lectures au goniomètre optique.

Le radiogramme de poudre consigné dans le tableau I est identique pour les gros et les petits cristaux, pour la célestine formant croûte et celle dégagée des filonets. Les mesures y sont mises en regard des valeurs signalées pour la célestine dans les tables de MIKHEEV (1957).

La détermination du poids spécifique du minéral de Denée a été effectuée au moyen de la balance analytique hydrostatique (BH), du picnomètre (P) et de la micro-balance de Berman (MB). Quelques résultats sont énumérés ci-dessous, les valeurs marquées de * étant obtenues sur du matériel dégagé par l'acide.

Gros cristaux (10 mm et $2 \pm$ g) 3,93 et 3,94 (BH)

Lot de cristaux moyens (3 à 5 mm) 3,83* (P)

Lot de petits cristaux 3,80* (P)

Cristaux parfaitement limpides (8 à 15 mg) 3,86 à 4,0* (MB)

TABLEAU 1. Radiogramme de la célestine de Denée.

Denée (1)		in MIKHEEV (1957)	
<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>
3,29	Å F	3,298	Å 7
3,16	f	3,181	5
2,96	TF	2,963	7
2,74	m	2,734	6
2,67	m	2,668	5
2,04	F	2,042	10
2,00	F	1,999	10
1,77	m	1,765	7
1,60	m	1,595	8
1,47	m	1,472	8

¹ Radiation filtrée du cuivre, caméra de 5,7 cm de diamètre.

TF: très fort, F: fort, m: moyen, f: faible.

Croûte blanche (14 mg) 3,94* (MB)
 Croûte grise, criblée de trous (10 à 20 mg)
 3,54 à 3,81* (MB)

Ces mesures suggèrent immédiatement la célestine en écartant la barytine (*in* DANA, 7^e édit., 1951 : célestine 3,95 à 3,97 et barytine 4,3 à 4,6).

Les cristaux des géodes se prêtent bien aux mesures goniométriques. Une cinquantaine de cristaux de 1 à 3 mm ont été mesurés, ainsi que quelques rares cristaux de 10 mm et plus. Les formes c {001}, d {101}, l {102}, o {011}, m {210}, b {010}, z {211} et {312} ont été reconnues (notations suivant Dana's System of Mineralogy, 1951). Les formes c , d et m sont omniprésentes. La forme b se rencontre presque exclusivement dans les gros cristaux, tandis que l'association c , d , o , m ou c , d , l , o , m se présente surtout dans les cristaux tabulaires qui sont d'ailleurs les plus fréquents (Fig. 1). Les formes z {211} et {312} sont rares; le développement de leurs faces est faible et la réflexion de qualité médiocre. Les mesures goniométriques sont consignées dans Tableau II.

D'après l'examen au microscope la célestine des géodes peut être parfaitement homogène

ou parfois être criblée de nombreuses inclusions informes de calcite différemment orientées. Les cristaux présentent dans ce dernier cas, après attaque à l'acide, des surfaces ternes et un aspect poreux. L'examen microscopique apprend aussi que la célestine n'est par uniformément répartie dans les minces filonets (1 mm d'épaisseur): tantôt elle enjambe les parois du filonet, tantôt elle y est mélangée à la calcite, tantôt la calcite seule colmate le filonet.

En dehors des géodes et des filonets, la célestine est encore observée, au microscope, dans de rares nids minuscules répartis au sein du calcaire.

Dans les géodes à calcite et célestine on observe encore la présence rare de barytine sous forme de lamelles crêtées blanches de l'ordre du mm et la présence plus abondante de touffes soyeuses radiées blanches (0,4 mm de diamètre) ou d'une fine croûte mamelonnée fibreuse de même couleur (0,2 mm d'épaisseur) d'aragonite couvrant les faces libres des cristaux de calcite et de célestine. Les identifications de la barytine et de l'aragonite ont été effectuées au moyen des radiogrammes.

TABLEAU II. Mesures goniométriques

Zone	Faces	Nombre de bonnes lectures	Angle mesuré moyen	Angle calculé ¹
[010]	$c:d$	36	39° 16'	39° 23'
	$c:l$	8	22° 16'	22° 19'
[100]	$c:o$	18	51° 57'	52° 03'
[001]	$m:m$	24	75° 33'	75° 44'

Face	Azimut φ	Angle polaire ρ
z (211)	52° obs. 52° 03' calculé ¹	45° obs. 44° 43' calc.
(312)	33° obs. 32° 40' calc.	44° obs. 43° 58' calc.

¹ D'après DANA's System of Mineralogy, 1951.

BIBLIOGRAPHIE

- DE BÉTHUNE, P. (1939). Découverte de célestine, à Rochefort. *Bull. Soc. belge Géol.*, **49**, 128-131.
- DE BÉTHUNE, P. (1949). Cristaux de célestine épigénisés en calcite. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **72**, Bull. B 221-222.
- MAMET, B. (1964). Sédimentologie des Faciès « Marbres noirs » du Paléozoïque franco-belge. *Mém. Inst. roy. Sci. nat. Belgique*, **151**, 131 pp., 5 pl.
- VAN TASSEL, R. (1960). Anhydrite, célestine et barytine du Givetien au sondage de Tournai. *Bull. Soc. belge Géol.*, **69**, 351-361.
- Communication présentée le 16 mars 1971.