

## SUR L'AGE HERCYNIEN DES MICROGRANITES DU MASSIF CAMBRIEN DE ROCROI

(DONNÉES PÉTROGRAPHIQUES ET ANALYSE PAR THERMOLUMINESCENCE) (\*)

par A. BEUGNIES (\*\*) et J. M. CHARLET (\*\*)

(8 figures dans le texte et 1 hors-texte)

### RÉSUMÉ

Par la mise en évidence de certains caractères pétrographiques, chimiques et physiques, les auteurs établissent l'existence d'une filiation génétique entre les sills de microgranites enclavés dans le Massif Cambrien de Rocroi et les phénoblastes de quartz dihexaédrique résultant d'une injection siliceuse éohercynienne dans la couverture dévonienne. Les courbes de thermoluminescence tant naturelle qu'artificielle des phénocristaux de quartz permettent de distinguer parmi ceux-ci un type  $q_I^R$  confiné au faciès potassique, un type  $q_{II}^R$  caractérisant les faciès sodiques et un type  $q_{III}^R$  commun au faciès siliceux des microgranites et aux phénoblastes hercyniens de la couverture. Il s'en suit que les intrusions microgranitiques appartiennent au même cycle hercynien que le quartz dihexaédrique en phénoblastes dans la couverture dévonienne.

\* \* \*

### ABSTRACT

By the use of certain petrographic, chemical and physical criteria, the authors establish the existence of a genetic relationship between the microgranite sills penetrating the Cambrian of the Rocroi Massif and the porphyroblasts of bipyramidal quartz resulting from an eo-Hercynian siliceous injection into the Devonian cover. Both natural and artificial thermoluminescence curves of the quartz phenocrysts permit the recognition of a type  $q_I^R$  confined to the potassic facies, a type  $q_{II}^R$  characteristic of the sodic facies, and a type  $q_{III}^R$  common in the siliceous facies of the microgranites and in the Hercynian porphyroblasts of the cover. It follows that the microgranitic intrusions belong to the same Hercynian cycle as the bipyramidal quartz porphyroblasts in the Devonian cover.

### INTRODUCTION

Connus de longue date (Sauvage et Buvignier, 1842; Gosselet, 1860; Dewalque, 1868), les sills de microgranite enclavés dans les formations cambriennes du Massif de Rocroi ont fait l'objet de plusieurs études détaillées (de la Vallée Poussin et Renard, 1876; de Lapparent, 1909; Beugnies, 1963). Toutefois, l'âge de ces intrusions

(\*) Communication présentée durant la séance du 2 juin 1970. Manuscrit déposé à la même date.

(\*\*) Faculté Polytechnique, laboratoire de géologie, rue de Houdain, 7000 Mons, Belgique.

magmatiques reste encore controversé, certains auteurs les considérant comme des manifestations calédoniennes (Waterlot, 1937), d'autres les interprétant comme des émissions hercyniennes (Beugnies, 1963).

Comme les intrusions microgranitiques ne se retrouvent jamais dans la couverture dévonienne environnante, il ne semblait pas possible de fixer l'âge des consolidations sans recourir à une méthode radioisotopique envisagée depuis 1961 (Beugnies, 1962, p. 71) mais à laquelle on n'a donné aucune suite jusqu'à présent. Dépourvue de véritable intrusion microgranitique, la bordure dévonienne du Massif de Rocroi montre cependant, à son extrémité orientale, un faciès d'injection siliceuse se traduisant par le développement de porphyroblastes de quartz dihexaédrique (Gosselet, 1882; Bailly, 1936; Beugnies, 1963, 1969). Les roches à quartz dihexaédrique du Franc-Bois de Willerzie sont bien développées dans le bassin de la Hulle non loin des Vieux Moulins de Thilay (fig. 1), soit à 2500 m au N.E. de l'affleurement de

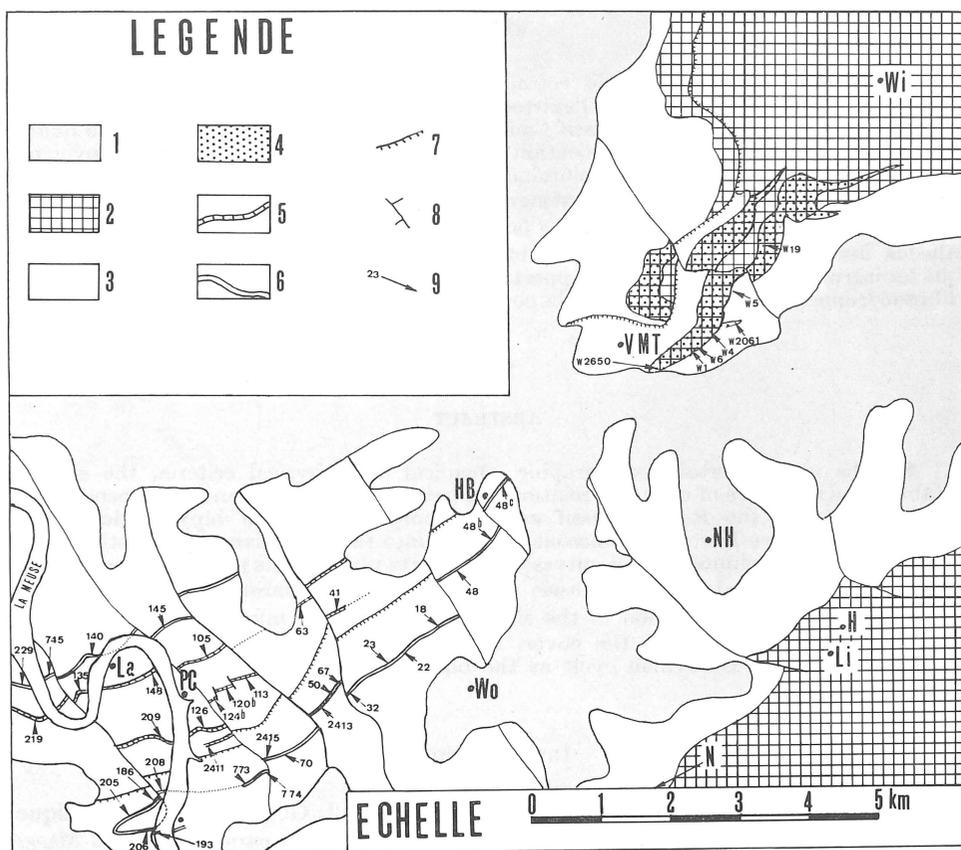


Fig. 1. — Les manifestations magmatiques à l'extrémité orientale du Massif cambrien de Rocroi.

*Légende* : 1 : Limon des plateaux; 2 : Couverture gedinnienne indifférenciée; 3 : Socle cambrien indifférencié; 4 : Faciès à quartz dihexaédrique du Franc-Bois de Willerzie; 5 : Sill de microgranite de la Grande-Commune; 6 : Sill de microgranite de Mairupt; 7 : Faille de chevauchement de la Grande-Commune; 8 : Dérochement; 9 : Localisation de l'échantillon.

microgranite des Hauts-Buttés, dans le Revinien du Massif de Rocroi, point le plus oriental où l'on ait reconnu le prolongement du sill microgranitique de Mairupt. Les deux roches montrent certaines analogies notamment par la présence commune de cristaux de quartz dihexaédrique, aux contours plus ou moins rongés et envahis par une pâte quartzreuse microgrenue. La relative proximité des affleurements jointe aux analogies précitées, avaient déjà conduit Ch. Barrois (1883) à émettre l'hypothèse d'une relation génétique possible entre les deux types pétrographiques.

Mais pour sortir du domaine de l'hypothèse, il faut nécessairement apporter de nouvelles preuves de continuité entre les deux roches. Devant l'impossibilité d'établir, sur le terrain, un passage graduel entre les deux formations séparées par le plateau des Hauts-Buttés à couverture limoneuse épaisse, nous avons entrepris une étude pétrographique détaillée qui a permis de mettre en évidence dans le sill de Mairupt, des variations de faciès progressives dans le sens d'une convergence de plusieurs propriétés vers les caractères spécifiques des roches à quartz dihexaédrique de Willerzie. Parmi les propriétés étudiées, la thermoluminescence du quartz confirme l'existence d'une liaison génétique évidente entre la roche du Franc-Bois de Willerzie et les sills de microgranites de Mairupt et de la Grande-Commune.

#### LES SILLS DE MICROGRANITE DE MAIRUPT ET DE LA GRANDE-COMMUNE

##### *Localisations stratigraphiques et extensions géographiques.*

*Le sill de Mairupt* se localise vers le milieu de la formation d'Anchamps représentant le Revinien moyen (RV3) du Massif Cambrien de Rocroi (Beugnies, 1963). Il est connu au flanc nord du synclinal de Mairupt sur près de 8 km depuis le ravin de Mairupt (205) (\*) jusqu'à l'église des Hauts-Buttés (48c). Par contre, au flanc sud, sa présence n'a été effectivement reconnue que dans la vallée de la Meuse (206 à 193). Au Nord du chevauchement de la Grande-Commune, le sill réapparaît au flanc nord du synclinorium de même nom où on peut le suivre depuis les Dames-de-Meuse (229) jusqu'à l'Est de Laifour (145). Le sill atteint ses plus grandes épaisseurs à Mairupt (10 m) et aux Dames-de-Meuse (8 m) pour se réduire progressivement vers l'Est : 3 à 4 m entre (70) et (18) et 1 à 2 m entre (48) et (48c).

*Le sill de la Grande-Commune* se localise vers la base de la formation de la Petite-Commune (RV4) ; il est connu sur les deux flancs du synclinorium principal : de (219) à (63) et de (209) à (41) ; grâce à un anticlinal secondaire, il affleure encore à proximité de la faille de la Grande-Commune (2411). Les maxima d'épaisseur ont été relevés aux environs de la Grande-Commune : 7 m en (209) et 5 m en (126). Vers l'Est, et le Sud-Est, sa puissance diminue pour atteindre un peu plus de 1 m aux points 63, 41 et 1421.

##### *Textures.*

Les microgranites réalisent partout une *texture porphyrique* à phénocristaux de plusieurs mm à plusieurs cm, de quartz généralement dihexaédrique et d'albite souvent maclée (lois de Carlsbad ou de l'Albite) avec ou sans microcline très fréquemment albitisé et séricitisé. Les cristaux de quartz présentent généralement des contours rongés et profondément échancrés.

(\*) Les chiffres entre parenthèses désignent la localisation de l'affleurement telle qu'elle est précisée sur la figure 1.

La pâte microcristalline à microlitique, de composition quartzo-albitique, est ponctuée d'amas et de paillettes de chlorite et de mica blanc; les micropegmatites de dévitrification n'y sont pas rares, surtout au contact d'enclaves schisteuses ou diabasiques localement très nombreuses dans la porphyroïde.

La texture porphyrique se double très souvent d'une *structure schisteuse* bien développée au voisinage des épontes ou elle se marque par l'alignement des minéraux phylliteux. Partout la schistosité est parallèle à celle des phyllades encaissants. Au contact des phénocristaux, la réfraction des lits phylliteux implique la postériorité du clivage par rapport à la cristallisation.

#### *Compositions minéralogiques,*

Les microgranites du Massif de Rocroi se présentent sous deux types bien distincts, l'un à *tendance potassique* réalisé dans le sill de Mairupt à phénocristaux de microcline, l'autre à *tendance sodique* réalisé dans le sill de la Grande-Commune sans microcline.

La pâte contient essentiellement, à côté de l'albite microlitique et du quartz microgrenu, de la séricite, de la chlorite et des oxydes de fer. Les autres minéraux tels que la biotite, généralement claire, la calcite, l'épidote, l'apatite et le zircon, sont accessoires ou accidentels. Aux observations détaillées antérieures (de Lapparent, 1909; Beugnies, 1993) nous ajouterons les précisions suivantes :

Aux Dames-de-Meuse (229) la roche contient des houppes d'aiguilles de tourmaline verte, en inclusions dans plusieurs phénocristaux d'albite.

Aux endroits où le mica blanc a cristallisé en lamelles plus trappues dans les nids sériciteux, nous avons identifié une phengite dont l'angle des axes varie de 0° (48b) à une trentaine de degrés (145 et 186).

#### *Variations de faciès.*

Le sill de Mairupt dont l'extension orientale est le mieux marquée et la plus continue se prête particulièrement bien à une étude de ses variations de faciès.

De l'Ouest (205) vers l'Est (48c) le faciès évolue non seulement par réduction progressive de l'épaisseur du sill mais encore par modification de la taille, de la nature et des fréquences respectives des phénocristaux.

Les plus gros cristaux s'observent au voisinage immédiat du ravin de Mairupt où ils peuvent atteindre des dimensions pugilaires (205 et 206); vers l'Est, ils deviennent centimétriques puis millimétriques.

Mais les variations les plus significatives concernent la composition minéralogique quantitative des phénocristaux, dont les pourcentages pondéraux, obtenus à l'aide du compteur de points, sont repris au tableau I ci-dessous.

Les faciès les plus potassiques, à prédominance du microcline sur l'albite, sont presque tous confinés aux zones occidentales environnant les centres émissifs des Dames-de-Meuse (229) et de Mairupt (208, 193, 206, 773 et 70). Vers l'Est, par contre, une tendance sodique s'affirme par la prédominance de l'albite sur le microcline (50, 32, 140 et 145) les faciès potassiques ne réapparaissant que sporadiquement (22 et 48b). Enfin, dans les zones les plus orientales (18, 48, 48c) se développe un faciès siliceux caractérisé par la nature exclusivement quartzreuse des phénocristaux. En conclusion on peut dire que le microgranite potassique de Mairupt montre une répartition zonaire de ses faciès : au faciès potassique, à microcline

TABLEAU I

Répartition quantitative des phénocristaux des microgranites

Sill	Phéocristaux	205	186	208	773	70	50	32	22	18	48	48b
Sill de Mairupt (branche de Mairupt)	Q en %	70	43	45,5	33,5	77,5	76,0	32	44,4	100	100	60
	M en %	13	0	34,0	57,5	15,0	3,0	5	33,6	0	0	28,5
	A en %	17	57	20,5	9,0	7,5	21,0	63	22,0	0	0	11,5
Sill de Mairupt (branche des Dames-de-Meuse)		206	193	229	140	145						
	Q en %	80	69	45,5	74	59,0						
	M en %	10	20,5	35,3	3,6	3,0						
	A en %	10	10,5	21,2	22,4	38,0						
Sill de la Grande-Commune		135	126	2411	41							
	Q en %	70	63	81	100							
	M en %	5	0	3	0							
	A en %	20	37	16	0							

Légende : Q : quartz; M : microcline; A : albite; le chiffre en tête de chaque colonne désigne la position de l'échantillon telle qu'elle est précisée sur la figure 1.

dominant à l'Ouest, succèdent vers l'Est, d'abord un faciès sodique à albite dominante puis un faciès siliceux à phénocristaux de quartz.

Lorsqu'on procède à une analyse semblable pour le *microgranite de la Grande-Commune*, on enregistre une répartition zonaire comparable (tableau I) : le faciès sodique, très généralisé, passe au faciès siliceux vers l'extrémité orientale du sill (41). En outre, c'est dans la zone avoisinant le centre émissif de la Grande-Commune que se localisent les types pétrographiques à microcline (135 et 209). Enfin, les phénocristaux de quartz s'individualisent suivant deux habitus différents : un type I caractérisé par le quartz dihexaédrique déjà observé dans le sill de Mairupt et un type II réalisé par des agrégats de cristaux allotriomorphes, ce dernier type étant plus fréquent à l'Est (41) qu'à l'Ouest (135, 2411).

Les variations de faciès que nous venons de mettre en évidence en suivant l'extension orientale des sills à partir de leurs centres émissifs, se reproduisent à l'échelle locale sur l'épaisseur de l'intrusion en allant du cœur vers les épontes. Ainsi, pour le sill de Mairupt au ravin de même nom (205), le faciès passe d'un type subpotassique au centre ( $Q = 70$ ,  $M = 13$ ,  $A = 17$ ) à un type nettement plus sodique vers les épontes ( $Q = 7,8$ ,  $M = 0$ ,  $A = 92,2$ ). Le même fait se répète aux Dames-de-Meuse (229) où l'on a au centre  $Q = 45,5$ ,  $M = 35,3$ ,  $A = 21,2$  et vers les épontes :  $Q = 88,0$ ,  $M = 1,6$ ,  $A = 10,4$ ). Les causes de telles variations doivent être recherchées dans une différenciation magmatique normalement commandée par la température décroissante faisant succéder une phase sodique à une phase potassique plus précoce. Effectivement, au moment de l'intrusion, la répartition des isothermes sur l'épaisseur du sill à un endroit donné, implique logiquement une décroissance de la température du centre vers les épontes. A l'échelle régionale il est non moins certain que la température décroît depuis les zones d'émission occidentales vers les extrémités orientales de l'intrusion. Enfin, le gradient géothermique joue lui aussi dans le sens d'une diminution de la température pour des niveaux d'intrusion plus élevés. Précisément, par suite de l'ennoyage général des plis vers l'Est, les affleurements actuels, de plus en plus orientaux correspondent à des niveaux normalement plus élevés au moment de l'intrusion. De la même manière, on peut expliquer le faciès sodique généralisé du sill de la Grande-Commune qui s'insère dans des formations stratigraphiquement supérieures (RV4) au niveau d'intrusion du microgranite potassique de Mairupt (RV3) dans une même unité structurale.

#### *Variations de composition chimique.*

Dans le but de préciser les variations de composition chimique des microgranites, nous avons procédé au dosage des alcalis (Na et K) et des ferromagnésiens (Fe et Mg) pour toute une série d'échantillons échelonnés sur la longueur connue des sills (tableau II). L'examen des résultats appelle les considérations suivantes.

*Les alcalis* du sill de Mairupt évoluent dans le sens d'une diminution des teneurs en  $K_2O$  de l'Ouest vers l'Est depuis les centres émissifs des Dames-de-Meuse (3,4 % au point 229) et de Mairupt (4,4 % au point 186) jusqu'aux terminaisons orientales où les teneurs tombent en-dessous de 1 % (48 et 32). Les courbes d'isoteneurs en  $K_2O$

(fig. 2) ou celles d'égale valeur du rapport pondéral  $\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O}$  (fig. 3) illustrent bien la tendance sodique croissante de l'intrusion vers l'Est. On remarquera encore que c'est dans les régions orientales que le rapport précité atteint des valeurs minimales (19,6 à 26,4) tout à fait comparables à celles qui caractérisent le microgranite à tendance sodique de la Grande-Commune (22,3 au point 2411). On enregistre des

TABLEAU II

*Teneurs pondérales des alcalis et des ferromagnésiens des microgranites*

	Sill de Mairupt (branche de Mairupt)									Sill de Mairupt (branche des Dames-de-Meuse)			Sill de la Grande-Commune			
	205	186 (*)	193 (*)	773	70	50	32	22	48	229(c) (*)	229D	145 (*)	209	2411	126	219
K <sub>2</sub> O	2,70	4,40	2,30	2,05	1,69	2,08	0,57	1,12	0,42	2,10	3,40	1,36	0,50	0,78	0,21	1,24
Na <sub>2</sub> O	2,75	4,10	5,10	0,46	4,71	2,02	2,33	4,34	0,20	4,60	4,10	6,50	3,41	3,69	2,85	
100 K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	49,3	51,7	3,19	81,7	26,4	50,7	19,6	20,5	67,7	31,8	45,3	24,2	7,15	22,3	5,9	30,3
MgO	1,28	0,40	1,00	1,34	0,68	0,32	0,70	0,73	1,53	2,30	0,80	0,36	2,51	1,24	1,01	,
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,07	1,80	4,10	3,44	3,91	2,37	2,62	5,53	2,96	2,90	1,50	4,27	1,40	4,05	5,82	3,38
100 MgO/MgO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,3	18,2	19,7	28,0	14,8	11,8	21,1	11,7	34,0	44,3	34,8	7,8	26,3	38,3	16,2	23,0

*Remarques* : Le fer total est exprimé en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; les analyses repérées par un astérisque (\*) sont extraites du mémoire de de Lapparent (1909); les autres analyses ont été exécutées au laboratoire de minéralogie de la Faculté polytechnique de Mons (Analystes : O. BALEINE et R. BAYART).

variations dans le même sens à l'échelle de l'affleurement, pour des échantillons de plus en plus proches des épontes, comme c'est le cas pour le sill de Mairupt aux points 186 et 229 où l'on a respectivement

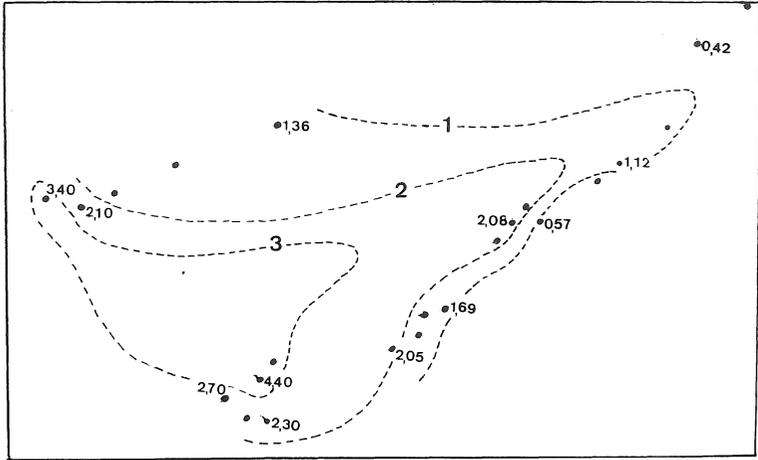


Fig. 2. — Carte des courbes d'égale teneur en  $K_2O$  du sill de Mairupt.

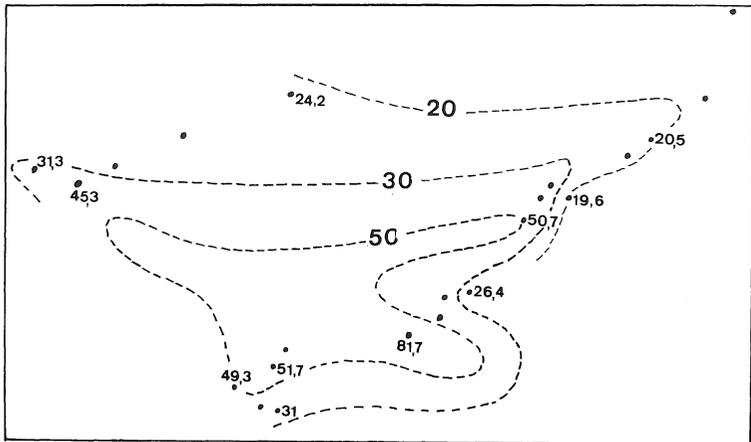


Fig. 3. — Carte des courbes d'égale valeur du rapport  $\frac{100 K_2O}{K_2O + Na_2O}$  pour le sill de Mairupt.

186 au cœur du sill :	$K_2O = 4,40 \%$ ;	$Na_2O = 4,10 \%$
à l'éponte :	$K_2O = 0,50 \%$ ;	$Na_2O = 5,90 \%$
229 au cœur du sill :	$K_2O = 3,40 \%$ ;	$Na_2O = 4,10 \%$
à l'éponte :	$K_2O = 0,70 \%$ ;	$Na_2O = 5,40 \%$

L'évolution des concentrations en *ferromagnésiens*, moins nette que celle des alcalis, se traduit cependant par une diminution de la teneur relative en  $MgO$  illustrée

par les courbes de même valeur du rapport  $\frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$  (fig. 4) dont les maxima sont réalisés au voisinage du centre émissif des Dames-de-Meuse (34,8 à 44,3 au point 229) et les minima dans la région orientale à l'exception de l'échantillon 48 (environ 10 et moins de 10 aux points 50, 22 et 145).

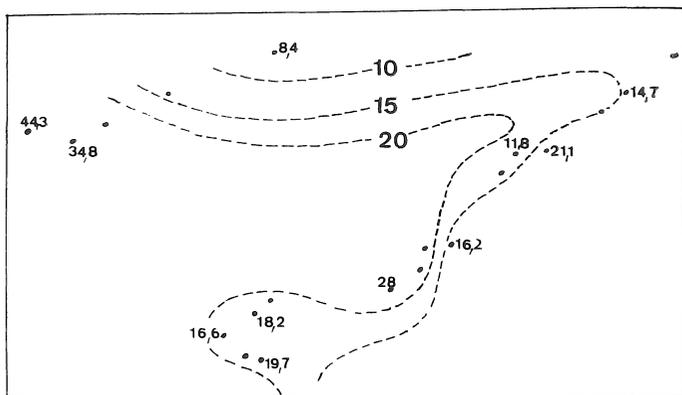


Fig. 4. — Carte des courbes d'égalité de valeur du rapport  $\frac{100 \text{ MgO}}{\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$  pour le sill de Mairupt.

Comme les variations de faciès, les variations de composition chimique reflètent les effets d'une décroissance de la température de consolidation en des points de plus en plus éloignés des centres d'émission occidentaux.

#### *Les roches à quartz dihexaédrique du Franc-Bois de Willerzie.*

Les roches à quartz dihexaédrique du Franc-Bois de Willerzie résultent d'une injection siliceuse éohercynienne dans les roches du Gedinnien inférieur (conglomérat de Fepin, arkose d'Haybes et schistes de Mondrepuits) ou plus rarement du Revinien (RV5 et RV4), de part et d'autre de la discordance, à la bordure orientale du Massif cambrien de Rocroi (Beugnies, 1969).

Elles sont essentiellement constituées de deux entités :

- une *trame sédimentaire* quartzophylliteuse à prédominance de quartz dans les grès et les quartzites ou à prédominance de séricite et de chlorite dans les schistes et les phyllades.
- des *porphyroblastes de quartz* de trois types distincts partiellement ou totalement représentés dans chaque roche :
  - un type I constitué de quartz idiomorphe dihexaédrique,
  - un type II formant des amygdales de quartz allotriomorphe macrogrenu ;
  - un type III de quartz microgrenu de génération postérieure aux deux autres.

Pour plus de détails, nous renvoyons le lecteur à l'étude pétrographique déjà citée.

## ANALYSE DU QUARTZ PAR THERMOLUMINESCENCE

*Principe de la méthode.*

La thermoluminescence d'un minéral définit pour celui-ci la propriété d'émettre des radiations lumineuses lorsqu'il est porté à une température inférieure au seuil d'incandescence. On la caractérise généralement par une courbe expérimentale exprimant l'intensité de l'émission en fonction de la température atteinte par l'échantillon, courbe qu'on enregistre au cours d'un essai thermique. Elle apparaît toujours thermiquement sélective, ce qui se traduit par une courbe comportant un ou plusieurs pics de hauteur  $H_n$  pour la température  $T_n$  correspondante. C'est ainsi que le quartz donne lieu à une courbe à deux pics (fig. 5) qu'on peut caractériser par plusieurs paramètres comme le rapport  $R = \frac{100 H_1}{H_1 + H_2}$  (où  $H_1$  est la hauteur du pic de basse température) et l'écart de température  $\Delta T$  entre les pics.

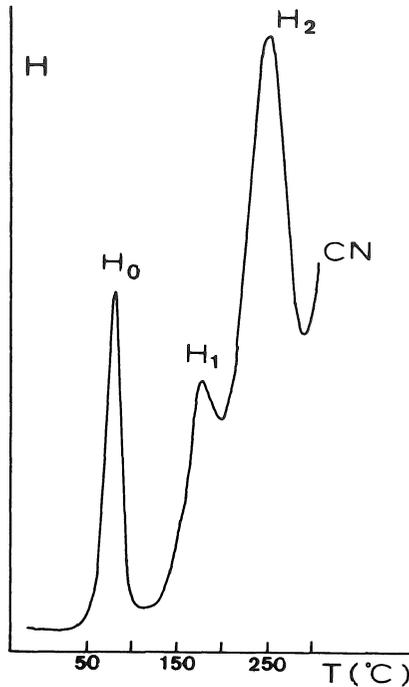


Fig. 5. — Courbe TLN du quartz de l'échantillon 48c.

*Légende* : H : intensité de thermoluminescence en unités arbitraires; T : température en °C;  $H_0$  : pic à 60°C de l'étalon interne de température;  $H_1$  et  $H_2$  : pics caractéristiques de l'échantillon 48c;  $T_1 = 177^\circ\text{C}$ ;  $T_2 = 250^\circ\text{C}$ ;  $R = 29,5$ ;  $\Delta T = 73^\circ$ ; CN : début de l'émission du corps noir.

Pour le géologue, l'intérêt de la thermoluminescence d'un minéral réside dans le fait qu'elle n'a pu être acquise qu'à la faveur de certains facteurs syngénétiques ou épigénétiques comme les potentiels de cristallisation, la pression, la température, les concentrations et les énergies d'irradiation émises par des sources radioactives naturelles. Pour un minéral donné, d'origine magmatique par exemple, l'incidence

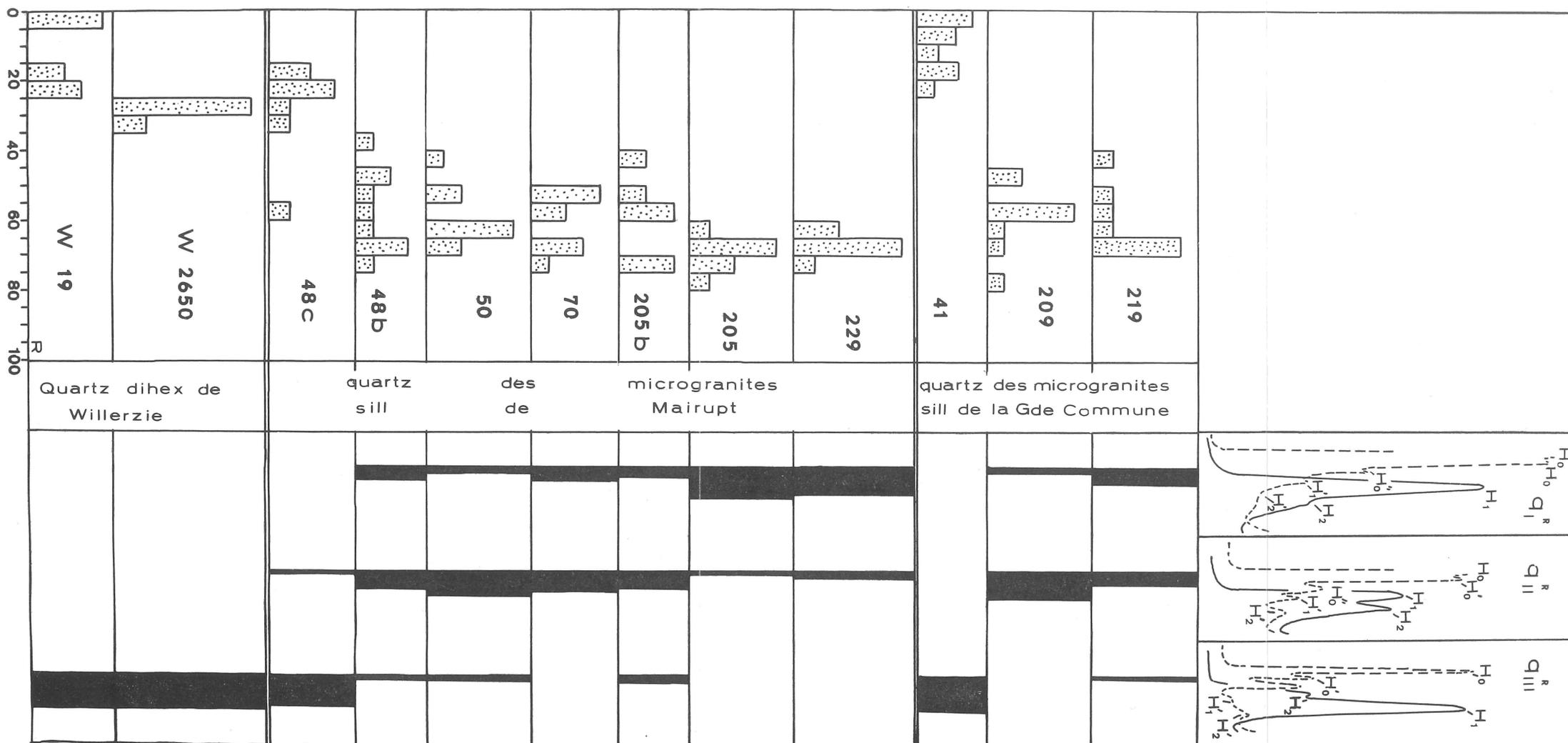


Fig. 6.

en haut : histogramme du rapport  $R = \frac{100 H^r}{H_2 + H_2}$  porté en abscisses; en ordonnée fréquence relative en %.

à droite en bas : courbes caractéristiques de micro TLN (en trait plein) et de micro TLA (en pointillé) et leur désignation ( $q_I^R$ ,  $q_{II}^R$ ,  $q_{III}^R$ ).

à gauche en bas : diagramme de fréquence des divers types de micro TLN.

des divers facteurs génétiques est différente selon l'époque, le lieu et les conditions de mise en place de la roche éruptive. Il en résulte, pour la thermoluminescence du minéral, une courbe *spécifique d'un ensemble de conditions naturelles* dont la probabilité de se reproduire ultérieurement d'une façon strictement identique est extrêmement faible.

La courbe de thermoluminescence du minéral apparaît ainsi comme un moyen particulièrement précieux d'identification d'un milieu. Parmi les minéraux thermoluminescents les plus importants en tant que constituants des roches, on peut citer : le quartz, les feldspaths potassiques, les plagioclases et la calcéite.

La thermoluminescence d'une roche est plus complexe puisqu'elle traduit l'ensemble des émissions de ses constituants thermoluminescents avec leurs teneurs respectives.

Selon les cas, il existe divers moyens pour discriminer la thermoluminescence globale en ses composantes spécifiques.

Lorsque les minéraux constituants sont de taille suffisante, on peut procéder à une concentration sélective mécanique ou manuelle après un broyage préalable de la roche. Le cas se présente pour les phénocristaux de quartz des microgranites ou des roches de Willerzie qui ont été concentrés par piquage manuel.

On parvient ainsi à préparer un volume suffisant de cristaux pour les divers essais thermiques.

On peut encore enregistrer séparément l'émission de chaque minéral grain par grain, par un procédé de microanalyse; la courbe obtenue dans de telles conditions porte alors le nom de *microthermoluminescence* (Charlet, 1970).

Lorsqu'un minéral thermoluminescent a été porté à une température de 500° C il n'est plus thermoluminescent mais on peut lui restituer une thermoluminescence en le soumettant à certains traitements particuliers dont le plus courant consiste à l'irradier à l'aide d'une source radioactive pendant un laps de temps déterminé. La thermoluminescence obtenue de cette manière est dite *induite* ou *artificielle* pour la distinguer de la thermoluminescence *naturelle*. La thermoluminescence artificielle est parfois utile lorsqu'il s'agit d'établir l'identité des actions syngénétiques sur des minéraux dont les courbes de thermoluminescence naturelle divergent par les effets différents des facteurs épigénétiques (Charlet, 1969).

#### *Représentation des résultats.*

La thermoluminescence d'un minéral ou d'une roche étant définie par une courbe expérimentale, il est évident que la forme de celle-ci dépend encore de plusieurs constantes expérimentales comme la vitesse de chauffe, le poids et la granulométrie de l'échantillon, les modalités d'enregistrement, la technique thermométrique, etc.

Une étude comparative n'est donc valable que si elle est conduite dans les mêmes conditions expérimentales qu'il est toujours souhaitable de préciser. C'est la raison pour laquelle la courbe de thermoluminescence d'un minéral donné n'est pas identique à sa courbe de microthermoluminescence.

La sensibilité de la thermoluminescence aux fluctuations des facteurs génétiques est encore responsable d'une certaine dispersion des courbes obtenues pour un même minéral échantillonné en divers points d'un même affleurement. Toutefois, les fluctuations obéissant à une répartition statistique, les courbes correspondantes se groupent au voisinage d'une forme la plus fréquente qu'on retiendra comme courbe

spécifique. Pour traduire la répartition statistique on utilise généralement une représentation des paramètres en histogrammes (fig. 6).

Après son identification, la thermoluminescence doit enfin être désignée. Provisoirement, nous utilisons :

- une lettre qui rappelle le nom du minéral ( $q$  pour le quartz);
- un symbole en exposant qui rappelle la province géologique d'origine (R pour le Massif de Rocroi);
- un chiffre romain en indice qui caractérise le genre de thermoluminescence lié à une valeur déterminée d'un paramètre jugé fondamental (par exemple I si le rapport  $R > 70$ );
- un chiffre arabe comme second indice qui précise l'espèce, en liaison avec un paramètre jugé plus accessoire (par exemple 1 si  $\Delta T$  est faible).

Dans la suite de l'exposé, nous utiliserons encore les abréviations suivantes :

- TLN pour la thermoluminescence naturelle;
- TLA pour la thermoluminescence artificielle;
- micro TL pour la microthermoluminescence.

Signalons enfin que le lecteur désireux de se documenter sur le sujet trouvera une abondante bibliographie dans plusieurs ouvrages consacrés à la thermoluminescence dans ses applications à la géologie (Mac Dougall, 1968b).

#### *Micro-TLN du quartz des microgranites et des roches de Willerzie.*

L'étude comparée de la micro-TLN du quartz est basée sur l'analyse (Tableau III) de deux roches à quartz dihexaédrique de Willerzie (W19 et W2650), de six échantillons de microgranite à tendance potassique du sill de Mairupt (229, 205, 70, 50, 48b et 48c) et de quatre échantillons de microgranite à tendance sodique, en provenance du sill de la Grande-Commune (219, 209, 40) et d'un faciès marginal du sill de Mairupt (205b). A partir d'une dizaine de mesures effectuées sur chacun d'eux, la répartition statistique de la micro TLN est illustrée (fig. 6) par l'histogramme du paramètre R. L'examen des courbes et des histogrammes permet de définir les micro TLN suivantes se rapportant aux phénocristaux de quartz dihexaédrique.

$q_I^R$  caractérisée par un pic intense à basse température ( $R_{\max} = 65$  à  $70$ ).

$q_{II}^R$  avec ses deux pics distincts de hauteur approximativement égale ( $R_{\max} = 55$  à  $60$ ).

$q_{III}^R$  caractérisée par un pic dominant à haute température ( $R_{\max} = 20$  à  $30$ ).

Les phénoblastes de quartz macrogrenu (type II) des roches de Willerzie ainsi que certains quartz allotriomorphes de la porphyroïde de la Grande-Commune (41) appartiennent au genre  $q_{III}^R$  mais avec une accentuation encore plus marquée du pic à haute température ( $R = 0$ ).

#### *Micro TLA du quartz des microgranites et des roches de Willerzie.*

Les courbes de micro TLA de tous les phénocristaux de quartz présentent généralement 5 pics (fig. 6) :

$H_0$  à  $60^\circ C$ ;  $H'_0$  à  $90^\circ$ ;  $H''_0$  à  $120^\circ C$  (émission de basse température).

$H'_1$  à  $170^\circ C$ ;  $H'_2$  à  $250^\circ C$  (émission de haute température).

TABLEAU III

*Paramètre R de la micro TLN du quartz des microgranites et des roches de Willerzie*

Échantillon n°	Valeur de R pour divers essais									
W 19	0	0	0	0	16,8	20	21,7	21,9	17,8	
W 2650	26,9	25,8	33,8	28,1	31,1	29,6	29,3	28,4	29	
W 2650 pâte	20	0	16,9	20	17,8	11,6	16,6	21,7	16,6	
48 c	18	21,4	15,7	59,6	27,2	31,1	20,4	24,1		
48 b	67,5	38,3	63,1	66,3	59	70,1	54	49,2	66,3	47
50	60,6	41,7	55	50,7	69,1	64,1	67,8	64,2	64,5	81,8
70	58,8	67,1	67,2	51,4	57,3	67,1	51,8	54,5	72,6	
205	72,7	63,8	65,3	66,6	76,1	68,6	70,2	67,1		
229	67,1	68,2	72	68,7	62,8	61,9	65,1	65,8		
205 b	75	51,5	75	43,3	56,7	55,5				
219	63,8	58,8	54,7	69,6	66	67,8	41,3	65,5		
209	55,3	78,8	68,4	48,4	58,4	56,9	58,8	62,9	59	48,4
41	7,2	0	8,8	0	15,8	17,9	14,6	21,1	0	28,1

L'émission de haute température est tout à fait comparable à la micro TLN; on remarquera notamment qu'on a toujours

$$H'_1 < H'_2 \text{ pour les quartz } q_I^R \text{ et } q_{II}^R$$

et

$$H'_1 \gg H'_2 \text{ pour le quartz } q_{III}^R$$

Toutes les courbes de micro TLA des phénocristaux sont encore caractérisées par une émission de basse température ( $H_0$ ,  $H'_0$  et  $H''_0$ ) beaucoup plus intense que l'émission de haute température ( $H'_1$ ,  $H'_2$ ). Il s'agit là d'un caractère spécifique à la TLA des phénocristaux qui permet de la distinguer de la TLA du quartz détritique des roches reviniennes ou gedinniennes avec un seul pic aigu à basse température ( $H_1$ ) et l'absence ou l'atténuation très sensible des pics  $H'_0$  et  $H''_0$ .

C'est ce dernier type de courbe de micro TLA qui caractérise notamment la trame sédimentaire des roches à quartz dihexaédrique de Willerzie (fig. 8d).

*TLN du quartz des microgranites et des roches de Willerzie.*

Les histogrammes de R et de  $\Delta T$  et les valeurs moyennes correspondantes (tableau IV) se rapportant aux courbes TLN des phénocristaux de quartz (fig. 7) permettent de distinguer les espèces suivantes :

$q_I^R$  caractérisé par un pic élevé à basse température ( $R \geq 70$ ) et un écart  $\Delta T$  faible ( $\Delta T \simeq 55^\circ$ ) (fig. 8a).

$q_{II}^R$  montrant deux pics à peu près de même hauteur ( $50 < R < 60$ ) et comportant accessoirement l'espèce  $q_{II,1}^R$  à  $\Delta T$  faible ( $\simeq 55^\circ$ ) et l'espèce  $q_{II,2}^R$  à  $\Delta T$  élevé (70 à  $75^\circ$ )

$q_{III}^R$  dont le pic principal se situe vers les hautes températures ( $R < 40$ ) avec un écart  $\Delta T$  élevé (70 à  $75^\circ$ ) (fig. 8b).

En première approximation on peut établir les correspondances suivantes entre les micro TLN et la TLN des phénocristaux de quartz

$$q_I^R = q_I'^R; \quad q_{II}^R = q_{II}'^R; \quad q_{III}^R = q_{III}'^R$$

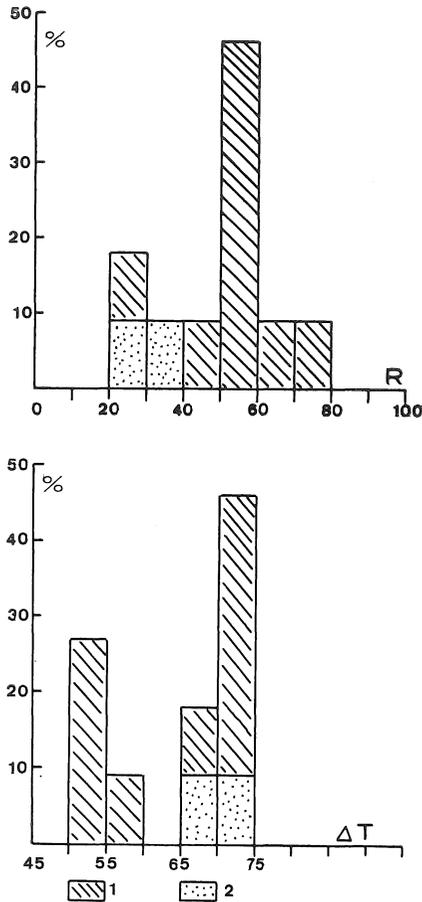


Fig. 7. — Histogrammes des paramètres R et  $\Delta T$  de la TLN du quartz des microgranites et des roches de Willerzie.

Légende : 1 : quartz des microgranites; 2 : quartz des roches de Willerzie.

TABLEAU IV

*TLN et TLA du quartz dihexaédrique des microgranites et des roches de Willerzie*

Échantillon n°	TLN				TLA				
	H <sub>1</sub>	H <sub>2</sub>	R	ΔT	H' <sub>0</sub>	H <sub>1</sub>	H <sub>2</sub>	R	
205	5,8	2,3	71,1	52	9,2	4,2	2,8	60	q <sub>I</sub> <sup>R</sup>
205 b	1,5	1,9	43,5	52	3	2	2,3	46,5	q <sub>II,1</sub> <sup>R</sup>
70	2,5	1,8	58,1	55	3	2,1	1,6	56,7	q <sub>II,1</sub> <sup>R</sup>
70	2,9	1,8	61,6	57	3,5	2,4	1,6	60	q <sub>II 1</sub> <sup>R</sup>
50	5,7	3,8	60	72	7,6	4,5	2,5	64,2	q <sub>II,2</sub> <sup>R</sup>
50	4,9	3,3	59,3	72					q <sub>II,2</sub> <sup>R</sup>
48 c	5,4	13	29	73	7,8	5,5	5,4	50,4	q <sub>III</sub> <sup>R</sup>
48 c	5	13,4	27,1	65	—	4,5	5,2	46,3	q <sub>III</sub> <sup>R</sup>
209	4,2	2,9	59,7	70	8	5,9	2,5	70,1	q <sub>II,2</sub> <sup>R</sup>
209	4,7	3,7	56,1	75	9,1	5,4	3	04,2	q <sub>II,2</sub> <sup>R</sup>
5	2	3,6	35,7	75	3	—	1,2	0	q <sub>III</sub> <sup>R</sup>
W 2061	46	162	22,1	70	8,2	1,9	4	32,2	q <sub>III</sub> <sup>R</sup>

*TLA des phénocristaux de quartz.*

Les courbes TLA (fig. 8a, b) montrent en général 4 pics :

- le pic H<sub>0</sub> confondu avec celui de l'étalon de température à 60° C dilué dans la poudre à étudier;
- le pic H'<sub>0</sub> vers 140° C toujours plus important que les pics H'<sub>1</sub> et H'<sub>2</sub> de haute température;
- les pics H'<sub>1</sub> et H'<sub>2</sub> qui se caractérisent toujours par
  - 1) de hauteurs relatives dans le même rapport que celui des pics H<sub>1</sub> et H<sub>2</sub> de TLN;
  - 2) des températures T<sub>1</sub> et T<sub>2</sub> identiques aux températures T'<sub>1</sub> et T'<sub>2</sub> de la TLN.

Elles sont tout à fait comparables aux courbes de micro TLA.

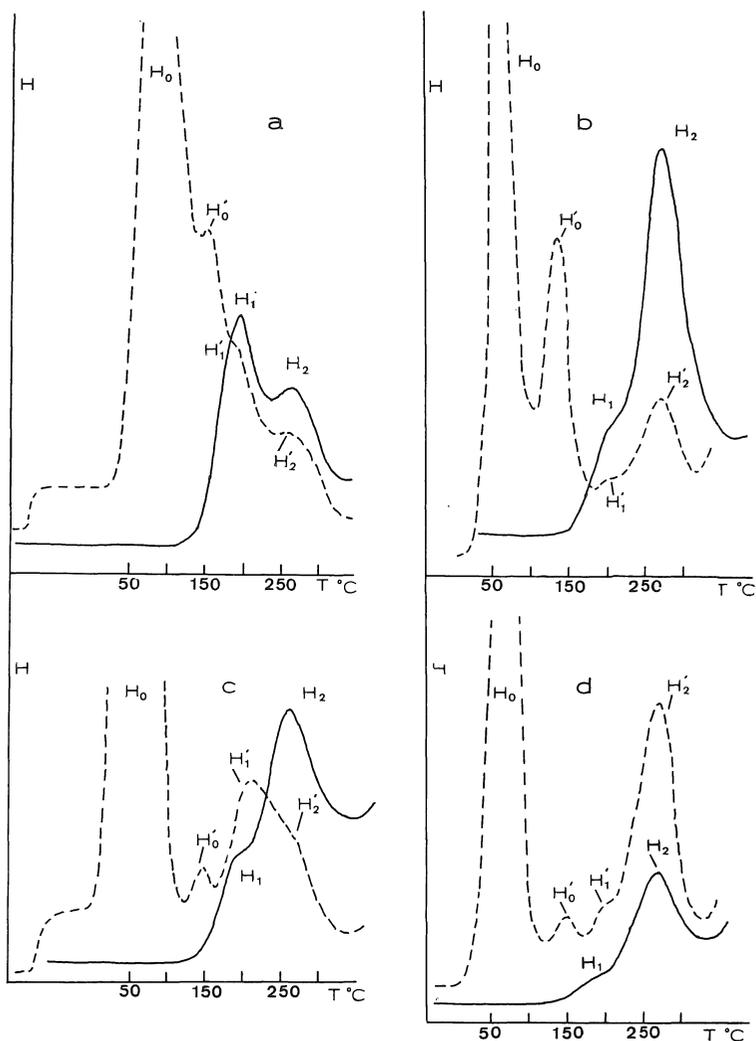


Fig. 8. — Courbes TLN et TLA de divers types de quartz.

Légende : en trait plein : courbe TLN; en trait pointillé : courbe TLA.

a : quartz du microgranite de Mairupt (Ech. 50);

b : quartz dihexaédrique des roches de Willerzie (Ech. W2061);

c : quartz d'un quartzite devillien en galet dans le conglomérat de transgression à Naux (Ech. N<sub>1</sub>);

d : quartz de la trame sédimentaire de la roche de Willerzie (Ech. 2061).

*TLN et TLA du quartz de la trame sédimentaire des roches de Willerzie.*

La courbe TLA de la trame quartzophylliteuse des roches de Willerzie (fig. 8d) montre une sensible atténuation du pic  $H'_0$  à 140° C ce qui permet de la distinguer de la courbe TLA des phénocristaux de quartz, même si les courbes TLN se ressemblent.

TABLEAU V

*TLN et TLA de la trame sédimentaire des roches de Willerzie et des quartzites de Naux*

Échantillon n°	T L N				T L A			
	H <sub>1</sub>	H <sub>2</sub>	R	ΔT	H' <sub>0</sub>	H' <sub>1</sub>	H' <sub>2</sub>	R
W <sub>1</sub>	1,6	5,6	22,2	75				
W <sub>6</sub>	0,9	3	23	70	2,8	3,3	3,6	47,8
W <sub>4</sub>	0,4	1,4	17,6	75	0,5	—	0,5	0
W <sub>5</sub>	0,5	3,3	13,1	70	3,5	3,2	5,1	38,5
W 2061	1,5	10	13	80	2	2,2	7	23,9
N <sub>1</sub>	2,8	6,5	30,1	65	2,7	5	—	100
25R-N <sub>1</sub>	1,5	2,3	39,4	70	0,7	1	—	100
N <sub>2a</sub>	1,5	2,9	34	60	0,2	0,5	—	100
N <sub>3</sub>	1,8	4,3	29,5	65	0,7	1,4	—	100
N <sub>5</sub>	1,8	5,2	25,7	60	1	2,7	—	100
N <sub>7a</sub>	1,1	3,1	26,1	70	0,3	0,6	—	100
N <sub>7b</sub>	1,2	4,6	20,6	50	0,4	1	—	100

*Légende* : W : échantillon de roches de Willerzie; N : quartzite de Naux; H'<sub>0</sub> : pic à 140° C; H<sub>1</sub> : pic à 200° C; H<sub>2</sub> : pic à 270° C.

On sait par ailleurs (Charlet, 1966, 1969) que l'atténuation du pic H'<sub>0</sub> à 140° C de la TLA constitue un caractère spécifique des quartzites du Massif de Rocroi et, à titre documentaire, nous avons reproduit les paramètres mesurés (tableau V) et les courbes TLN et TLA (fig. 8c) d'un quartzite devillien en galet dans le poudingue de transgression à Naux.

#### *Variations de la thermoluminescence du quartz des microgranites.*

Les phénocristaux de quartz du *sill de Mairupt* qui réalisent partout le même faciès dihexaédrique se classent par leur thermoluminescence en trois genres distincts précédemment définis,  $q_{\text{I}}^{\text{R}}$ ,  $q_{\text{II}}^{\text{R}}$  et  $q_{\text{III}}^{\text{R}}$  qui se répartissent d'une façon zonale dans l'aire d'extension du sill.

A proximité des centres émissifs (205, 229) le genre  $q_{\text{I}}^{\text{R}}$  largement dominant (fig. 6) est associé au seul genre  $q_{\text{II}}^{\text{R}}$ .

Vers l'Est, l'évolution se marque d'abord par la diminution de  $q_I^R$  au profit de  $q_{II}^R$  (70) puis par l'apparition de  $q_{III}^R$  (50, 48b) qui devient ensuite prépondérant après la disparition totale de  $q_I^R$  (48c).

Une évolution comparable s'observe à l'échelle de l'affleurement lorsqu'on va du cœur du sill vers les faciès schisteux de bordure. C'est ainsi qu'au ravin de Mairupt (fig. 6) le cœur du sill est caractérisé par la prédominance du quartz  $q_I^R$  (205) tandis que vers les épontes (205b) le quartz  $q_{II}^R$  réalise le maximum de fréquence associé aux quartz  $q_I^R$  et  $q_{III}^R$ .

Les quartz du *microgranite de la Grande-Commune* obéissent à une évolution analogue; ils sont caractérisés dans la vallée de la Meuse par la dominance de  $q_{II}^R$  (209) ou par la présence simultanée de  $q_I^R$ ,  $q_{II}^R$ ,  $q_{III}^R$  tandis que vers l'Est le quartz  $q_{III}^R$  est seul représenté (41),

*Filiation génétique des porphyroblastes de Willerzie aux microgranites,*

Le quartz *dihexaédrique* des roches du Franc-Bois de Willerzie, par ses propriétés de thermoluminescence, s'identifie au quartz  $q_{III}^R$  (ou  $q_{III}^R$  si l'on se base sur la micro TL) caractéristique de la phase siliceuse de différenciation des microgranites (fig. 9) et particulièrement abondant vers les extrémités orientales du sill de Mairupt (fig. 6) notamment aux Hauts-Buttés (48c) mais déjà individualisé au cours de la phase sodique aussi bien dans le sill de Mairupt (50, 48b, 205b) que dans celui de la Grande-Commune (219, 41).

Phases	Micro-cline.	Albite	quartz dihexaédrique		
			$q_I^R$	$q_{II}^R$	$q_{III}^R$
K					
Na					
Si					

Fig. 9. — Répartition des minéraux typomorphes des phases de différenciation des microgranites.

L'identité des propriétés de thermoluminescence tant en TLN qu'en TLA entraînant la communauté des conditions de cristallisation en milieu magmatique, il en résulte que le quartz dihexaédrique des roches du Franc-Bois de Willerzie trouve son origine dans la phase siliceuse de différenciation des microgranites de la vallée de la Meuse.

La position géographique des roches de Willerzie est d'ailleurs conforme à la répartition zonaire des faciès du sill de Mairupt dont les types siliceux apparaissent aux extrémités orientales.

Le quartz des *porphyroblastes macrogrenus* (type II) des roches de Willerzie par ses propriétés de thermoluminescence apparaît comme une espèce particulière du genre  $q_{III}^R$  caractérisée par un seul pic à haute température, tout à fait comparable à la thermoluminescence des amas de quartz allotriomorphe qu'on observe

dans certaines variétés sodiques de microgranites (41), nouvelle preuve d'une relation génétique entre l'injection siliceuse de Willerzie et les microgranites de la vallée de la Meuse.

Il n'est pas possible de préciser à laquelle des deux intrusions de Mairupt ou de la Grande-Commune se rattache l'injection siliceuse du Franc-Bois de Willerzie mais on peut affirmer que les trois manifestations magmatiques sont génétiquement liées et traduisent une communauté d'origine.

#### CONCLUSIONS

Au terme de l'analyse précédente, l'établissement d'une filiation génétique entre les porphyroblastes des roches de Willerzie et les microgranites du Massif de Rocroi entraîne plusieurs conséquences importantes dans le cadre de la géologie de l'Ardenne.

##### *L'âge éohercynien des intrusions en sills du Massif cambrien de Rocroi.*

L'injection siliceuse responsable du faciès à quartz dihexaédrique du Franc-Bois de Willerzie date d'une phase éohercynienne de déformation marquée par le développement d'une schistosité de fracture dans les roches dévoniennes (Beugnies, 1969).

La filiation génétique des roches de Willerzie aux microgranites implique pour ces derniers la même époque de mise en place. L'activité magmatique qui a engendré les sills de diabase et de microgranite dans le Massif de Rocroi est donc bien une manifestation hercynienne (Beugnies, 1963).

##### *L'âge éohercynien de la schistosité de flux des roches cambriennes.*

La structure schisteuse qui apparaît dans les parties marginales des sills de microgranites, identique à la schistosité de flux des phyllades encaissants est postérieure à la cristallisation magmatique. Comme cette dernière est hercynienne, la schistosité de flux est à fortiori hercynienne conclusion qui s'était déjà dégagée au terme de l'étude des roches de Willerzie (Beugnies, 1969).

##### *L'âge hercynien du métamorphisme régional qui affecte le Massif de Rocroi.*

Lorsqu'on compare les courbes TLN et TLA d'un quartzite de la zone méridionale, à caractère métamorphique, du massif de Rocroi, on constate une modification du rapport R d'une courbe à l'autre. C'est ainsi qu'un galet de quartzite devillien provenant du conglomérat de Naux (fig. 8c) montre une courbe TLA caractérisée par un pic  $H_1'$  vers  $180^\circ\text{C}$  toujours plus grand que le pic  $H_2'$  vers  $260^\circ\text{C}$ , qui ne se marque que par une inflexion de la courbe vers les hautes températures. Au contraire, la courbe TLN du même quartzite montre une distribution des pics telle que

$$H_1 < H_2$$

La modification de la courbe TLN par rapport à la courbe TLA résulte d'une action épigénétique déclenchée par le métamorphisme épizonal qui réduit le pic  $H_1$  original et accentue au contraire le pic  $H_2$ . (Charlet, 1966, 1969; Mc Dougall, 1968, 1969).

Nous avons par ailleurs souligné l'allure semblable des courbes TLN et TLA des phénocristaux de quartz des microgranites et des roches de Willerzie impliquant

pour ceux-ci l'absence d'une action épigénétique (fig. 8a et b). On peut en conclure que le métamorphisme qui a affecté la Haute-Ardenne était achevé ou en voie d'achèvement lorsque s'est effectuée la mise en place des microgranites. S'il en était autrement en effet, le métamorphisme n'aurait pas manqué d'affecter la TLN des phénocristaux de quartz. L'action métamorphique décelable dans le Massif de Rocroi et sa couverture gedinnienne est donc antérieure à la phase éohercynienne aboutissant au développement de la schistosité conclusion confirmée par la présence de halos de décollement autour des porphyroblastes de magnétite, de chloritoïde ou d'ilménite caractérisant les phyllades épizonaux (Beugnies, 1963).

Les manifestations éohercyniennes qui ont laissé leur empreinte sur le Massif de Rocroi se sont donc succédées de la façon suivante :

- 1) Développement d'un métamorphisme épizonal;
- 2) Mise en place des sills de diabases et de microgranites dans le massif cambrien et injection siliceuse dans la couverture à Willerzie.
- 3) Déclenchement de la schistosité qui a pris les caractères d'une schistosité de flux dans les roches cambriennes et ceux d'une schistosité de fracture dans la couverture dévonienne.

#### BIBLIOGRAPHIE

- BAILLY, R., 1936. — Étude des roches dites arkoses métamorphiques du Franc-Bois de Willerzie. *Ann. Soc. Géol. Belg., Mém.*, **49**, 31-49.
- BARROIS, Ch., 1883. — Sur l'analogie des roches du Franc-Bois de Willerzie avec certaines porphyroïdes, celles des Buttés, celles de la Passée-Colmar et Laifour, etc. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **11**, 666-667.
- BEUGNIES, A., 1962. — Compte-rendu de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie, du 15 au 18 septembre 1961. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **85**, 81-84.
- BEUGNIES, A., 1963. — Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. C. Géol. Fr.*, **270**, 355-520.
- BEUGNIES, A., 1969. — Les roches à quartz dihexaédrique du Franc-Bois de Willerzie. *Bull. Soc. belge. géol.*, **77**, 311-329.
- CHARLET, J. M., 1963. — La thermoluminescence des roches et son utilité en géologie. *Soc. Géol. Nord., Ann. Fr.*, **83**, 4, 243-258.
- CHARLET, J. M., 1966. — La thermoluminescence des roches quartzo-feldspathiques (application à l'étude des séries sédimentaires détritiques, intérêt dans la datation des granites). Thèse de Doctorat en Sciences appliquées, Fac. polytechnique de Mons. Parue dans les bulletins du *BRGM*, 1969, 2<sup>e</sup> série, section II, n° 2-3.
- CHARLET, J. M., 1969. — Utilisation des courbes de thermoluminescence artificielle dans l'étude des séries sédimentaires détritiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> série, t. XI, 287-297.
- CHARLET, J. M., 1970. — Le photomètre de microthermoluminescence, son intérêt dans les applications de la T.L. à la géologie. *Soc. Géol. Nord., Ann., Fr.*, **90**, 1, 23-31.
- DEWALQUE, G., 1868. — Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Liège.
- GOSSELET, J., 1860. — Mémoire sur les terrains primaires de la Belgique, des environs d'Avesnes et du Boulonnais. Paris, Martinet.
- GOSSELET, J., 1882. — L'arkose d'Haybes et du Franc-Bois de Willerzie. *Ann. Soc. Géol. N.*, **10**, 194-207.
- LAPPARENT, J. (DE), 1909. — Étude comparative de quelques porphyroïdes françaises. *Bull. Soc. Fr. Min.*, **32**, 7, 174-304.

- Mc DOUGALL, D. J., 1968. — A « lattice defect-free energy » approach to replacement processes in ore deposition. *Economic geology*, **63**, 671-681.
- Mc DOUGALL, D. J., 1968 b. — Thermoluminescence of geological materials. *Acad. Pr. London*.
- Mc DOUGALL, D. J., 1969. — La thermoluminescence des roches métamorphiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*
- SAUVAGE, C. et BUVIGNIER, A., 1842. — Statistique minéralogique et géologique du département des Ardennes. Mézière, 1842.
- VALLÉE POUSSIN, Ch. (DE LA) et RENARD, A. F., 1876. — Mémoire sur les caractères stratigraphiques et minéralogiques des roches dites plutoniennes de la Belgique et de l'Ardenne française. *Mém. Ac. r. Belg.*, **40**, X.
- WATERLOT, G., 1937 a. — Sur la stratigraphie et la tectonique du massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. C. Géol. Fr.*, **195**.
- WATERLOT, G., 1937 b. — Sur l'âge des plis et accidents du massif cambrien de Rocroi. *C. R. Ac. Sc.*, 104-281.

