

PYROMÉTAMORPHISME INDUIT PAR LA GAZÉIFICATION SOUTERRAINE DE NIVEAUX CHARBONNEUX DU WESTPHALIEN DANS LE BASSIN DE MONS (BELGIQUE)

Timothée NZALI¹, Jean Clair DUCHESNE¹,
Christiane JACQUEMIN² & Jacqueline VANDER AUWERA¹

(7 figures & 3 tableaux)

1. L.A. Géologie-Pétrologie-Géochimie, Université de Liège, B-4000 Sart Tilman

2. ISSEP, Rue du Chéra 200, B-4000 Liège

Résumé. Le processus de gazéification souterraine effectué à Thulin (Belgique) a provoqué la fusion partielle des roches encaissantes (schistes et grès westphaliens). Plusieurs échantillons ont été prélevés au toit de la veine de charbon qui a été gazéifiée. L'étude pétrographique, les analyses chimiques à la microsonde électronique et l'examen par diffraction des rayons X et au microscope électronique à balayage ont permis d'identifier les phases minérales qui ont cristallisé à partir des liquides ainsi obtenus. Ces minéraux sont: cordiérite, orthopyroxène, olivine, spinelle, cristobalite, mullite, osumilite, feldspath potassique, ilménite, hématite, wollastonite, calcite, andradite, monticellite, pyrrhotite et chalcopryrite. La proportion de verre autour de ces minéraux varie entre 20 et 40%. Dans certains cas, la fusion et la cristallisation qui a suivi ont abouti à la formation d'un gabbro composé de plagioclase, clinopyroxène et magnétite. Ce gabbro contient une enclave de roche sédimentaire (relique) dans laquelle ont été identifiés la sillimanite, la mullite et le corindon. Les textures métamorphiques suggèrent que la sillimanite a été remplacée par de la mullite, et la mullite par du corindon. Des températures du processus de combustion situées dans l'intervalle de 1083°C à 1500°C ont été estimées par plusieurs méthodes: diagrammes de phase dans les systèmes (FeO, MgO)-Al₂O₃-SiO₂, modélisation thermodynamique numérique de la cristallisation du gabbro, cristallisation des polymorphes de la cordiérite et étude des réactions métamorphiques.

MOTS-CLES: gazéification souterraine, fusion partielle, pyrométamorphisme, cordiérite, Belgique

Abstract. Pyrometamorphism induced by underground coal gasification of Westphalian beds in the Mons basin (Belgium). During the underground coal gasification experiment conducted at Thulin (Belgium), partial melting occurred in the surrounding rocks (Westphalian shales and sandstones). Samples were collected at the roof of the coal bed. Minerals which crystallized from the partial melts were identified under the polarizing microscope, with electron probe microanalysis, by X-ray diffraction and scanning electron microscopy. They include cordierite, orthopyroxene, olivine, spinel, cristobalite, mullite, osumilite, K-feldspar, ilmenite, hematite, wollastonite, calcite, andradite, monticellite, pyrrhotite, and chalcopryrite. In these paralavas, the glass proportion ranges from 20 to 40%. In some cases, melting and subsequent crystallization have produced a magnetite-bearing gabbro. This gabbro contains an inclusion of sedimentary rock (relic) in which sillimanite, mullite and corundum were recognized. Metamorphic textures suggest that sillimanite is replaced by mullite, and mullite by corundum. Temperatures in the range of 1083°C up to 1500°C have been estimated for the underground coal gasification process by several methods: phase diagrams in the system (FeO, MgO)-Al₂O₃-SiO₂, numerical modelling of gabbro crystallization, cordierite polymorphs crystallization, and metamorphic reactions.

KEYWORDS: underground coal gasification, partial melting, cordierite, pyrometamorphism, Belgium

1. Introduction

Le pyrométamorphisme se produit dans des conditions de températures élevées (>1000°C) et sous de faibles

pressions (<1kb). Il entraîne souvent la fusion partielle des sédiments à de faibles profondeurs (Cosca *et al.*, 1989). Ses effets sont généralement observés au contact des intrusions basaltiques et dans les enclaves

sédimentaires qu'elles peuvent contenir (Grapes, 1986; Smith, 1969). Le pyrométamorphisme peut aussi résulter de la combustion de couches sédimentaires bitumineuses et de couches souterraines de charbon. Cette combustion peut être naturelle, déclenchée par la chaleur produite par l'oxydation de la matière organique ou des sulfures (Bentor *et al.*, 1981), ou artificielle, provoquée par un processus de gazéification souterraine. Bien que les roches pyrométamorphiques aient été largement étudiées, il existe toujours une grande incertitude sur les conditions physiques de leur transformation (Cosca *et al.*, 1989), notamment sur la température.

Lors de l'essai de gazéification souterraine du charbon réalisée à Thulin (Bassin de Mons, Belgique) (Patigny, 1987), vu l'absence de mesures locales fiables pour estimer la température et les écoulements in situ, diverses techniques indirectes ont été utilisées. Les essais de traçage et le développement de modèles théoriques ont montré que les écoulements dans le réacteur présentaient un fort degré de rétro mélange

(Debelle *et al.*, 1992; Coëme *et al.*, 1993; Mathy *et al.*, 1994; Pirlot *et al.*, 1998). Des températures calculées à partir des équilibres chimiques et isotopiques des gaz produits peuvent par conséquent servir en première approximation d'indicateur des conditions de fonctionnement, mais elles ne donnent aucune information sur les températures locales atteintes dans le gazogène (Dufaux *et al.*, 1990a, 1990b; Chandelle *et al.*, 1993). Par contre, les méthodes pétrologiques et minéralogiques qui sont utilisées dans le présent travail permettent d'estimer les températures minimales atteintes en divers endroits lors du processus de gazéification souterraine.

Les échantillons analysés proviennent de deux forages (PbII et PbIII) réalisés une fois le processus de gazéification terminé. Il s'agit de roches situées au toit de la veine de charbon qui a brûlé. Des minéraux de haute température, cristallisés à partir de liquides formés par fusion partielle du matériau préexistant ou résultant de transformations métamorphiques, y ont été reconnus. Une description détaillée du gisement, des

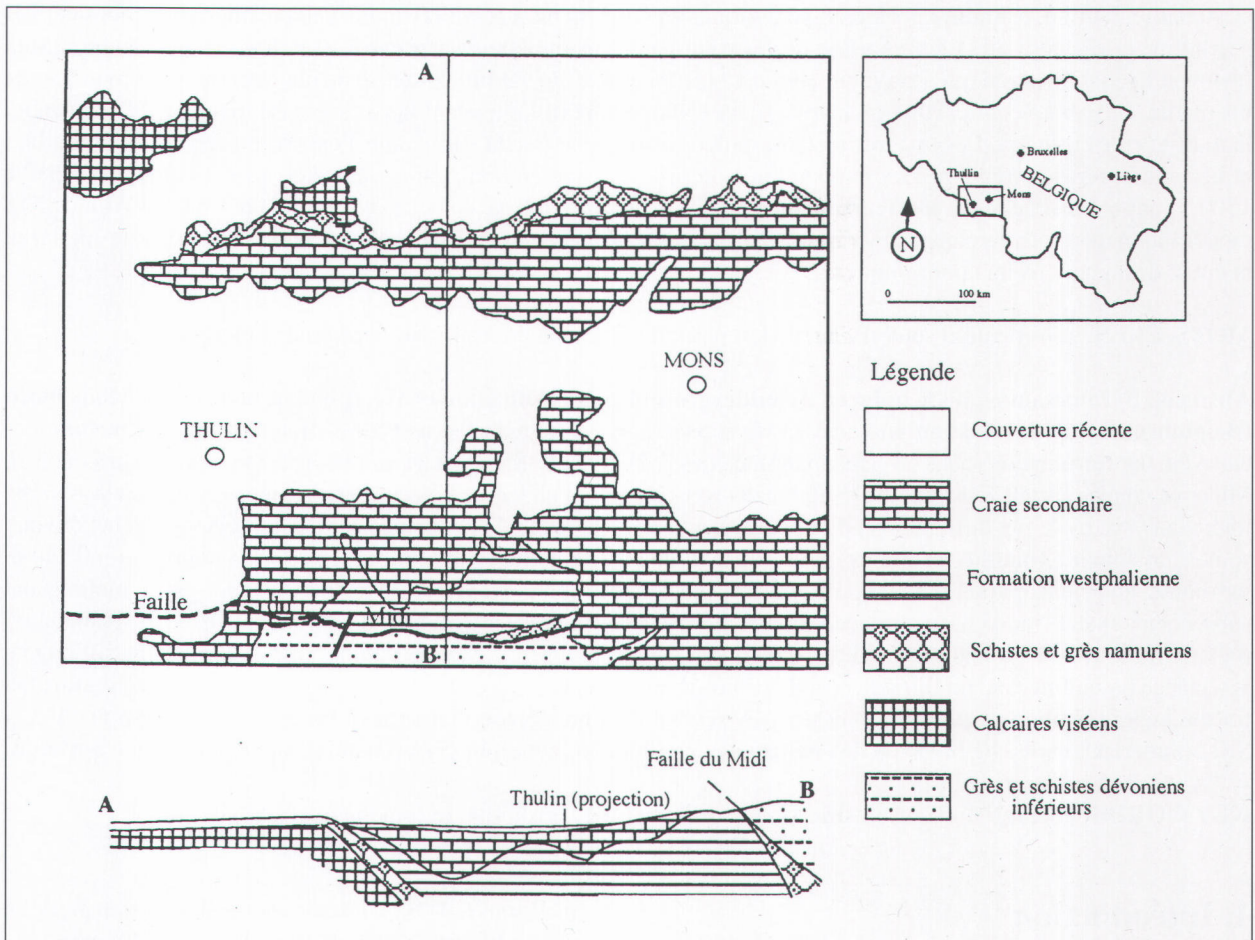


Figure 1. Carte géologique schématique de la localité de Thulin.
Schematic geological map of the Thulin site.

équipements mis en oeuvre et des conditions de fonctionnement du gazogène est donnée ailleurs (Dufaux *et al.*, 1990a, 1990b; Debelle *et al.*, 1992; Chandelle *et al.*, 1993; Coème *et al.*, 1993; Mathy *et al.*, 1994; Pirlot *et al.*, 1998).

2. Pétrographie des échantillons étudiés

2.1. Localisation

La localité de Thulin est située à environ 15 km à l'ouest de Mons, Belgique (Fig. 1). Dans cette région, la couche de charbon étudiée se trouve à environ 861 m de profondeur, dans le Westphalien. De part et d'autre de cette veine charbonneuse (Fig. 2), on observe des schistes micacés ou carbonatés, des lentilles de sidérose, des grès micacés compacts, parfois parcourus par des joints charbonneux ou des fractures à kaolin. Les échantillons analysés proviennent de la couche située au toit du niveau de charbon lequel se trouve à une profondeur de 861.50 m (Fig. 2). Les profondeurs et les numéros des échantillons sont les suivants: 856.48 m (4 PbIII); 859.18 m (4 PbII); 859.50 m (5 PbII); 860.07 m (7 PbII); 860.44 m (8 PbII).

2.2. Méthodes d'analyse

Etant donnée la très faible granulométrie (20 à 30 mm) des roches étudiées, leur composition minéralogique a été déterminée essentiellement à l'aide de la microsonde électronique. 152 analyses ponctuelles ont été réalisées par le Centre d'Analyse par Microsonde pour les Sciences de la Terre (C.A.M.S.T.) situé à Louvain-La-Neuve (Belgique). Pour chacune d'elles, dix éléments ont été dosés (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O) (Tableau 1). Cependant, même pour la microsonde électronique certains grains se sont avérés de trop fine granulométrie et les analyses correspondantes présentent des totaux significativement inférieurs à 100% (feldspath potassique, biotite, osumilite et ilménite) et des sommes de cations s'écartant de la valeur idéale (clinopyroxène 8PbII, feldspath potassique, mullite, ilménite 4PbIII). On remarquera également que les pyroxènes présentent des teneurs relativement élevées en Al_2O_3 . La diffraction des rayons X (diffractogramme de poudre désorientée sur un support de verre, anticathode de Cu: 30kV, 30mA) et le microscope électronique à balayage (SEM) ont également servi à préciser l'identification de certains minéraux.

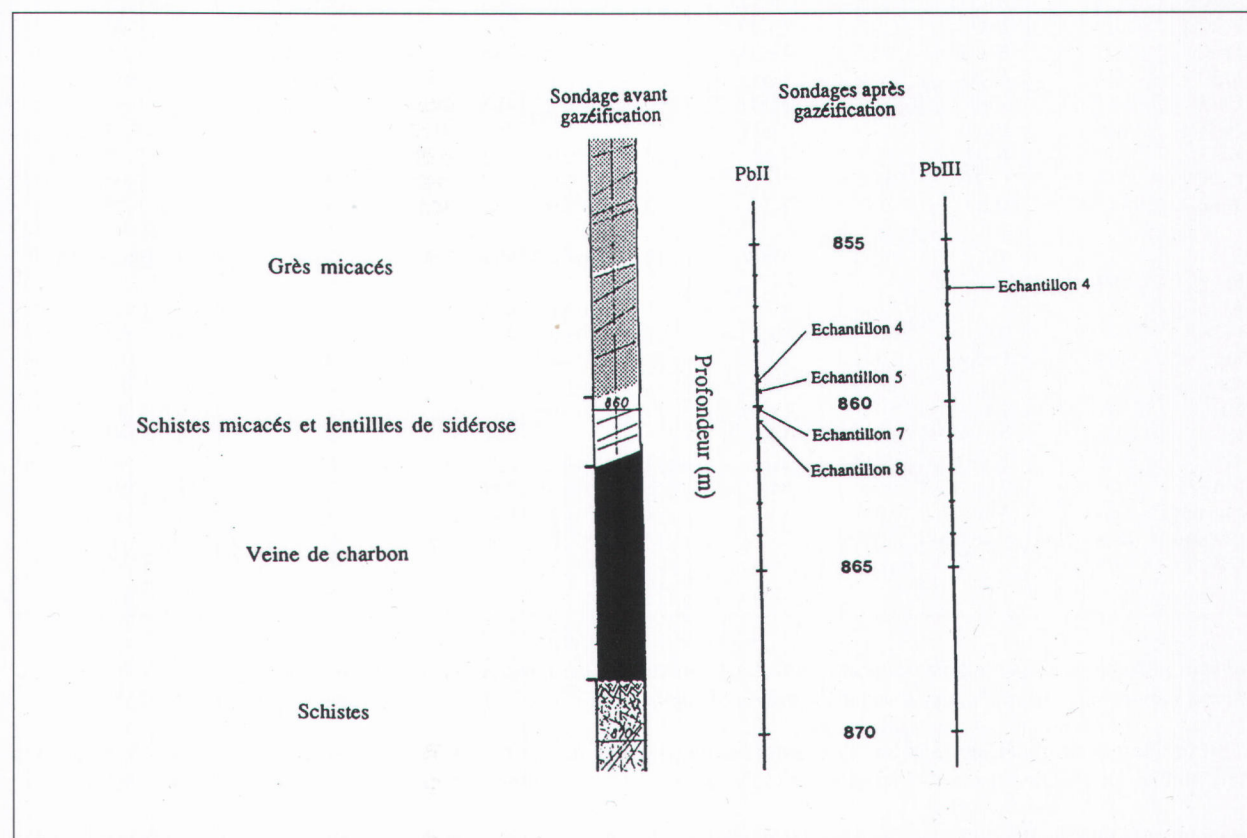


Figure 2. Coupe synthétique globale du sondage avec la position des échantillons.
Cross section of the core with samples location.

Sample	Cpx 8PbII	Opx 4PbIII	Opx 5PbII	Opx 7PbII	FK 8PbII	FK 7PbII	Plag 8PbII	Cor 8PbII	OI 4PbIII	OI 5PbII	Mull 8PbII	Mont 4PbII	Wo 4PbII	Osu 4PbIII	Osu 5PbII	Osu 7PbII
SiO2	41,34	47,32	46,27	43,27	64,23	67,22	44,11	0,83	30,53	31,09	23,15	37,02	50,39	50,48	59,10	57,10
TiO2	2,01	0,43	0,41	0,53	1,16	0,57	0,04	0,15	0,10	0,13	0,60	0,05	0,00	0,35	0,23	0,08
Al2O3	8,52	3,48	2,58	10,19	17,15	15,27	33,29	98,85	0,91	0,14	74,25	0,05	0,15	35,40	22,53	26,08
FeO	12,17	33,64	41,30	30,69	0,99	0,49	1,57	0,20	57,87	61,99	0,28	2,99	0,22	4,99	6,69	1,10
MnO	0,19	0,80	1,64	1,29	0,01	0,07	0,00	0,02	1,26	1,07	0,00	0,33	0,04	0,21	0,16	0,22
MgO	10,37	12,88	7,32	12,54	0,36	0,22	0,12	0,10	8,36	5,92	0,06	22,99	0,06	3,56	5,00	7,23
CaO	23,88	0,15	0,22	0,13	0,17	0,26	18,17	0,00	0,02	0,05	0,06	36,34	48,15	0,12	0,10	0,08
Na2O	0,12	0,04	0,01	0,06	0,59	1,05	0,58	0,00	0,05	0,00	0,08	0,05	0,00	0,62	0,38	0,65
K2O	0,01	0,02	0,06	0,04	12,06	10,51	0,64	0,06	0,02	0,02	0,12	0,04	0,00	1,99	3,01	5,35
Cr2O3	0,00	0,03	0,00	0,00	0,07	0,01	0,02	0,08	0,00	0,00	0,18	0,01	0,00	0,03	0,02	0,02
Total	98,61	98,79	99,81	98,74	96,79	95,67	98,54	100,29	99,13	100,41	98,79	99,86	99,02	97,75	97,22	97,91
Si	1,629	1,897	1,917	1,719	3,015	3,143	2,087	0,014	0,979	1,000	1,679	0,985	0,985	8,615	10,190	9,707
Ti	0,060	0,013	0,013	0,016	0,041	0,020	0,001	0,002	0,002	0,004	0,033	0,001	0,000	0,045	0,030	0,010
Al	0,396	0,164	0,126	0,477	0,949	0,842	1,857	1,973	0,035	0,004	6,348	0,002	0,002	7,123	4,580	5,227
Fe	0,401	1,128	1,431	1,020	0,039	0,019	0,062	0,003	1,551	1,670	0,017	0,067	0,004	0,712	0,965	0,156
Mn	0,006	0,027	0,058	0,043	0,000	0,003	0,000	0,000	0,035	0,029	0,000	0,007	0,001	0,030	0,023	0,032
Mg	0,609	0,769	0,452	0,742	0,025	0,015	0,008	0,002	0,399	0,284	0,006	0,912	0,001	0,905	1,285	1,832
Ca	1,008	0,006	0,010	0,006	0,009	0,013	0,921	0,000	0,000	0,002	0,005	1,036	1,006	0,022	0,018	0,015
Na	0,009	0,003	0,001	0,005	0,054	0,095	0,053	0,000	0,002	0,000	0,011	0,003	0,000	0,205	0,127	0,214
K	0,001	0,001	0,003	0,002	0,722	0,627	0,039	0,001	0,000	0,000	0,011	0,001	0,000	0,433	0,662	1,160
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,004	0,003	0,003
Catsum	4,118	4,010	4,009	4,030	4,856	4,777	5,029	1,997	3,003	2,993	8,120	3,015	1,999	18,096	17,883	18,355

Sample	Grt 4PbII	Sample	Bt 8PbII	Sample	Mt 8PbII	Sp 8PbII	Sp 5PbII	Sp 7PbII	Sample	Ilm 4PbIII	Ilm 5PbII	Ilm 7PbII
SiO2	35,67	SiO2	37,42	SiO2	0,02	0,09	0,62	0,37	SiO2	0,62	0,49	1,95
TiO2	0,18	TiO2	4,84	TiO2	1,74	0,20	19,40	0,50	TiO2	58,30	53,43	38,00
Al2O3	5,56	Al2O3	13,27	Al2O3	6,58	62,04	8,81	56,50	Al2O3	6,07	0,25	7,75
Fe2O3	23,50	FeO	11,22	Fe2O3	0,63	0,19	0,25	0,24	Cr2O3	0,10	0,00	0,02
MnO	0,10	MnO	0,15	Fe2O3	61,91	2,83	19,64	4,64	Fe2O3	0,00	0,05	16,63
MgO	0,66	MgO	18,28	FeO	23,91	22,14	49,21	28,91	FeOt	26,89	46,61	32,27
CaO	34,76	CaO	0,07	MnO	0,64	0,14	0,68	0,37	MnO	0,12	0,99	0,10
Na2O	0,07	Na2O	0,17	MgO	6,21	12,95	0,02	7,59	MgO	2,16	0,24	1,01
K2O	0,08	K2O	9,28	CaO	0,06	0,01	0,02	0,01	CaO	0,04	0,03	0,08
Cr2O3	0,00	Cr2O3	0,00	Na2O	0,00	0,02	0,00	0,03	Na2O	0,00	0,00	0,00
Total	100,58	H2O	2,02	K2O	0,00	0,01	0,02	0,14	K2O	0,13	0,11	0,37
		Total	96,72	Total	101,70	100,62	98,67	99,30	Total	94,43	102,20	98,18
Si	2,894	Si	5,544	Si	0,006	0,019	0,180	0,083	Si	0,030	0,024	0,096
Al	0,532	Al	2,318	Ti	0,365	0,032	4,235	0,084	Ti	2,095	1,975	1,403
Fe3+	1,435	Fe2+	1,391	Al	2,163	15,443	3,015	14,932	Al	0,342	0,014	0,449
Mg	0,080	Mg	4,036	Cr	0,139	0,032	0,057	0,043	Cr	0,002	0,000	0,000
Ca	3,022	Ca	0,011	Fe3+	12,989	0,450	4,290	0,783	Fe3+	0,000	0,002	0,614
Na	0,011	Na	0,048	Fe2+	5,574	3,910	11,946	5,420	Fe2+	1,075	1,916	1,325
K	0,008	K	1,754	Mn	0,151	0,025	0,167	0,070	Mn	0,005	0,041	0,004
Ti	0,011	Ti	0,54	Mg	2,580	4,075	0,009	2,536	Mg	0,154	0,018	0,074
Mn	0,007	Mn	0,019	Ca	0,018	0,002	0,006	0,002	Ca	0,002	0,002	0,004
Catsum	8,000	Catsum	23,985	23,988	23,905	23,953	Na	0,000	0,000	0,000	0,000	
Catsum	15,66								K	0,003	0,003	0,006
OH	2,000								Catsum	3,708	3,995	3,975

Tableau 1. Compositions chimiques (% poids) et formules structurales des minéraux (voir Tableau 3 pour les analyses de cordiérite).
Chemical compositions (wt%) and structural formula of minerals (see Table 3 for chemical analyses of cordierite).

Abbreviations: Bt: biotite, Cor: corindon, FK: feldspath potassique, Grt: grenat, Ilm: ilménite, Mont: monticellite, Mt: magnétite, Mull: mullite, Ol: olivine, Opx: orthopyroxène, Cpx: clinopyroxène, Osu: osumillite, Plag: plagioclase, Sp: spinelle, Wo: wollastonite.

Formules structurales: Bt: 22O, Cor: 3O, Cpx, Opx: 6O, FK, Plag: 8O, Grt: 12O, Ilm: 6O, Mt, Sp: 32O, Mont: 4O, Mull: 13O, Ol: 4O, Osu: 30O, Wo: 3O.

Conditions opératoires à la microsonde: 15kv, 20nA, 10sec, programme de correction PAP de Cameca.

2.3. Description détaillée

2.3.1. Echantillon 4PbIII

Macroscopiquement, cet échantillon présente une structure orientée due à l'allongement grossier des chapelets de minéraux probablement selon d'anciens plans de stratification. Au microscope, les minéraux principaux sont le quartz et les minéraux phylliteux. Ces derniers proviennent de la déstabilisation d'une phase antérieure et leur disposition générale est parallèle à la structure orientée. On observe en outre de nombreuses vacuoles de taille variable (20-100 μm). Des poches de liquide, représentant des zones de fusion partielle (Fig. 3), sont constituées de verre contenant les minéraux suivants: cordiérite, orthopyroxène, olivine, spinelle et magnétite. L'orthopyroxène se présente sous forme de petites baguettes vert pâle ou, localement, en plus grandes plages avec des inclusions de minéraux opaques. La cordiérite est sous forme de prismes blancs automorphes. Les minéraux opaques sont localement concentrés dans une même zone. Le feldspath potassique et l'osumilite n'ont pu être identifiés que par diffraction des rayons X.

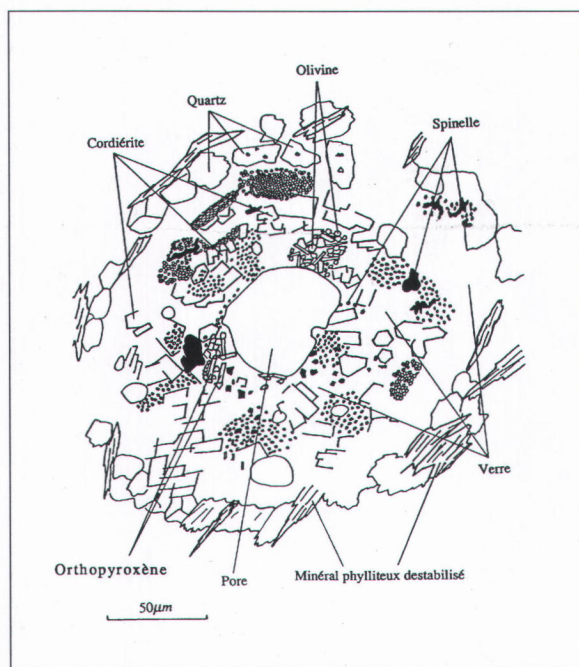


Figure 3. Poche de liquide formé par fusion partielle (éch 4PbIII).

Melt pocket produced by partial melting (sample 4PbIII).

2.3.2. Echantillon 4PbII

De couleur générale beige clair, cet échantillon présente de petites lentilles noires allongées parallèlement au plan de stratification. La partie beige clair est composée

de calcite, de grenat (andradite), et de plages mouchetées comprenant du grenat, de la wollastonite et de la monticellite. Ces deux derniers minéraux se présentent habituellement en couronne autour du grenat, suggérant ainsi qu'ils proviennent de sa déstabilisation. La teinte plus sombre des lentilles noires s'explique par une proportion plus faible de wollastonite et/ou de monticellite ainsi que par l'abondance de minéraux opaques tels que magnétite, pyrrhotine et chalcopryrite.

2.3.3. Echantillon 5PbII

De couleur brun foncé, cet échantillon est caractérisé par la présence de petites lentilles blanches allongées parallèlement aux anciens plans de stratification. La roche est composée de cordiérite, cristobalite, mullite, osumilite et minéraux opaques. Les lentilles blanches sont constituées de cordiérite prismatique, d'olivine, d'orthopyroxène, de spinelle et de verre interstitiel. L'analyse au SEM a montré la présence de baguettes automorphes de SiO_2 . Dans la partie brun foncé, les anciens plans de stratification sont soulignés par un litage compositionnel produit par métamorphisme. Par contre, dans les lentilles blanches, la présence de minéraux de haute température, comme l'olivine et l'orthopyroxène, et l'abondance de verre suggèrent la cristallisation d'un liquide magmatique formé par fusion partielle de la roche préexistante.

2.3.4. Echantillon 7PbII

Cette roche est composée de deux parties. La première, grise à noire, est localement litée et plissotée. Elle présente des vacuoles de grande taille (quelques millimètres). La seconde, de couleurs vives (jaune, rouge), est constituée de fins lits parallèles. En lame mince, la partie grise apparaît composée d'alternance de lits de 1 à 3 mm d'épaisseur, bruns et noirs, faisant localement place à des zones isotropes à structure vitreuse. Les vacuoles sont sphériques et ne montrent aucune déformation. Les lits bruns sont constitués de cordiérite et de verre alors que les lits noirs contiennent du spinelle et accessoirement de la cordiérite, de l'osumilite et du verre. Dans les zones non litées, relativement homogènes, à tous ces minéraux s'ajoutent des minéraux opaques. On y note une forme prismatique hexagonale de la cordiérite. Les couleurs vives de la seconde partie de la roche disparaissent en lame mince où on observe simplement une alternance de lits brun clair et de lits noirâtres. Les premiers sont composés de cordiérite, d'osumilite et de traces d'ilménite et d'hématite, alors que les seconds contiennent essentiellement du spinelle et accessoirement de la cordiérite. Cette partie de la roche contient en outre des poches allongées parallèlement au litage et composées de cordiérite, de spinelle, d'osumilite et

de verre. Elles représentent des parties fondues de la roche. Contrairement à ce qui est observé dans la partie grise, les vacuoles sont ici aplaties parallèlement au litage. De part et d'autre de certaines vacuoles, se développent des structures semblables à des auréoles d'étirement où cordiérite, spinelle et verre sont identifiés.

La limite entre les deux parties de la roche n'est marquée que par l'aplatissement des vacuoles et le litage plus fin dans la partie de couleur vive. Cette dernière représente vraisemblablement une zone marquée par un taux de fusion plus important car la proportion de verre y est plus abondante.

2.3.5. Echantillon 8PbII

C'est une roche à structure magmatique, de couleur gris clair, avec des microlites leucocrates. Elle contient une "enclave" gris foncé de granulométrie plus fine. On y note aussi la présence de vacuoles de grande taille

(plusieurs millimètres). Cette roche est pétrographiquement un gabbro puisqu'elle est composée de plagioclase (en latte) et de clinopyroxène (interstitiel). On y trouve aussi du spinelle (magnétite) automorphe ainsi que des traces de feldspath potassique et de biotite.

L' "enclave", très hétérogène, peut se subdiviser en trois zones (Fig. 4). La première est composée de gerbes de plagioclase, d'aiguilles de corindon gainées par un minéral opaque, et de zones interstitielles contenant feldspath potassique, plagioclase et verre. Dans la deuxième zone, les minéraux suivants ont été reconnus: spinelle, corindon, feldspath potassique, nids de mullite de section carrée, et sillimanite se transformant en mullite. La dernière zone est composée de corindon, de spinelle et de quelques rares mullites de section carrée. Dans les deux dernières zones, les minéraux forment une charpente dont les interstices sont occupés par du verre. La proportion de ce dernier varie entre 30 et 50%. Cette enclave représente probablement une relique non fondue de la roche initiale.

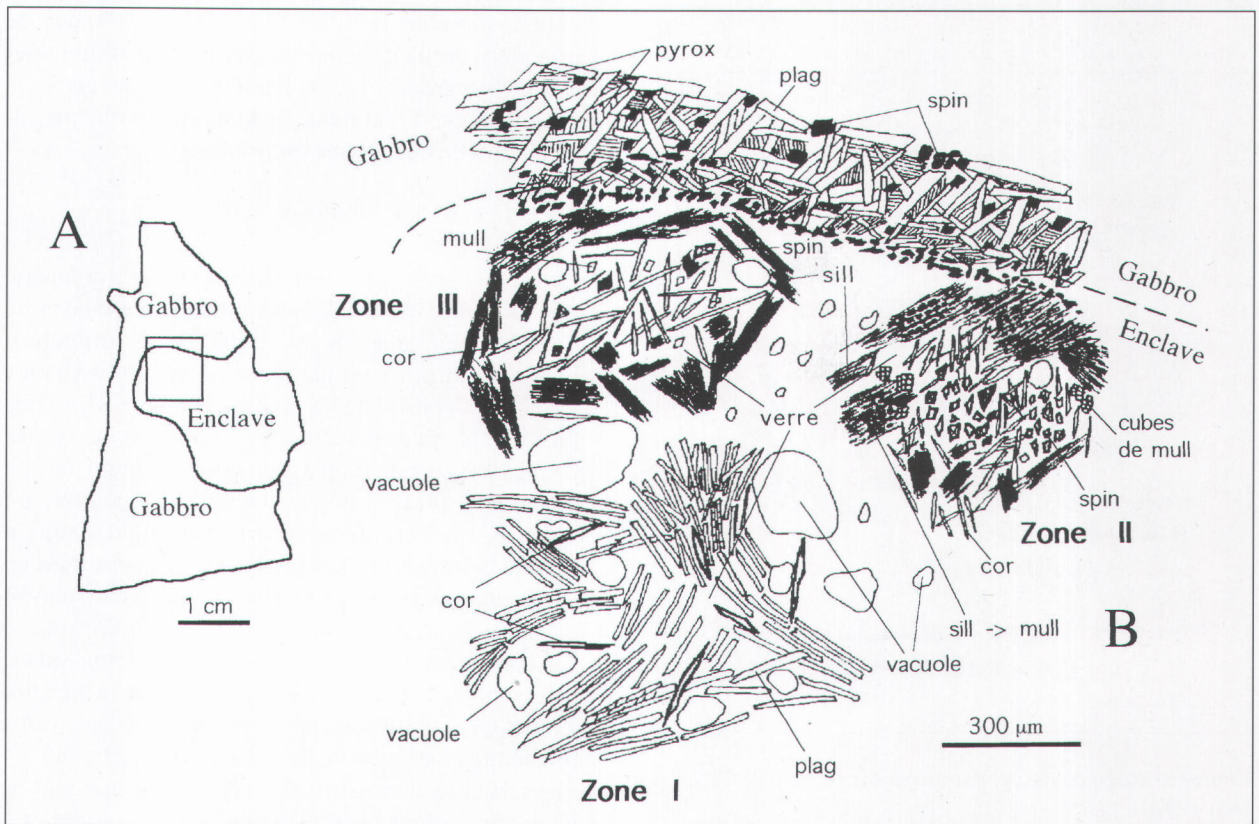


Figure 4. Associations minérales dans une enclave (relique) dans un gabbro produit par fusion partielle d'une roche. A. Schéma montrant la position de l'enclave dans le gabbro et la partie agrandie en B. B: Partie agrandie de l'enclave en contact avec le gabbro et les trois zones décrites dans le texte. Abréviations: cor: corindon; mull: mullite; plag: plagioclase; pyr: pyroxène; sill: sillimanite; spin: spinelle.

Mineral associations of an inclusion (relic) within a gabbro produced by melting of a rock. A: Sketch showing the inclusion location within the gabbro and the enlarged part in B. B: Enlarged part of the inclusion in contact with the gabbro and the three zones described in the text. Abbrev. cor: corundum; mull: mullite; plag: plagioclase; pyr: pyroxene; sill: sillimanite; spin: spinelle.

2.3.6. Synthèse

L'étude pétrographique des roches transformées par la combustion du gazogène de Thulin permet de les classer en trois types sur base de la nature de la roche de départ et de l'intensité du pyrométamorphisme. Dans le premier groupe (éch. 4PbIII, 5PbII et 7PbII), les structures sédimentaires sont relativement bien conservées et représentent probablement d'anciens plans de stratification, parfois interrompus par des poches vitreuses (100-300 mm) contenant des minéraux hypidiomorphes à automorphes. Ces minéraux sont: cordiérite, spinelle, orthopyroxène, olivine, cristobalite, mullite, osumilite, feldspath potassique, ilménite et hématite. Ils ont vraisemblablement cristallisé à partir des liquides formés par la fusion partielle du matériau originel. La proportion de verre varie entre 25 et 50%. Le deuxième groupe, illustré par l'échantillon 4PbII, représente des roches carbonatées métamorphosées. Les minéraux suivants y ont été reconnus: calcite, wollastonite, grenat (andradite), monticellite, magnétite, pyrrhotine et chalcopyrite. Enfin, le dernier groupe (éch. 8PbII) représente des roches où la fusion partielle du matériau initial a abouti à la formation d'un gabbro. Des transformations métamorphiques conduisant à la formation de minéraux comme la mullite ont été identifiées dans les parties non fondues.

Les roches encaissant la veine de charbon qui a brûlé témoignent de la complexité des transformations pyrométamorphiques du matériel sédimentaire originel. La formation d'un minéral au cours du processus dépend en effet de la composition de la roche initiale, de la température atteinte au cours de la combustion, du degré de fusion partielle et de la durée du processus. Ces variables influencent la stabilité et la cinétique de formation des minéraux à l'échelle de la lame mince (Cosca *et al.*, 1989) et on peut ainsi considérer ces roches comme des systèmes en équilibre mosaïque. Des équilibres locaux peuvent avoir gardé la mémoire des conditions de température atteintes lors de la combustion. Il est donc possible en principe de reconstituer par une étude pétrologique l'évolution des conditions de température au sein des roches transformées.

3. Thermométrie

3.1. Travaux antérieurs

Cosca *et al.* (1989) ont étudié des roches pyrométamorphiques formées par la combustion naturelle d'une veine de charbon dans le Wyoming (USA). La cristallisation du liquide formé par fusion partielle de la roche sédimentaire a conduit à l'apparition d'un

grand nombre de minéraux: olivine fayalite, tridymite, cristobalite, cordiérite, anorthite, magnétite, hercynite, ulvöspinelle, hématite, ilménite, pseudobrookite, clinopyroxène, andradite, wollastonite, mullite, enstatite, feldspath potassique et barique, apatite et néphéline. A partir de la composition des verres qui entourent ces minéraux, ces auteurs estiment que la température minimum de fusion est comprise entre 1020°C et 1400°C. Bantor *et al.* (1981) ont montré que le pyrométamorphisme de sédiments bitumineux californiens a abouti à la formation de liquides granitiques avec des températures atteintes comprises entre 1000°C et 1650°C. Dans les xénolites du volcan Wehr (Eifel, Allemagne), Grapes (1986) a montré que la cristallisation des liquides formés par fusion partielle s'est faite à une température maximale de 1054°C. Dans les xénolites d'origine sédimentaire du volcan Asama (Japon), Aramaki (1961) a reconnu la présence de sillimanite, d'andalousite, de corindon, de cordiérite, d'osumilite, d'hypersthène, de diopside, de wollastonite, de feldspath potassique et d'oxydes de fer. Le verre qui entoure ces minéraux fond à des températures comprises entre 945°C et 1005°C. Des études expérimentales synthétisées par Bantor *et al.* (1981) montrent cependant qu'il faut atteindre des températures comprises entre 1117°C et 1350°C pour observer un début de fusion des verres. En conclusion, l'ensemble de ces travaux indique que la fusion partielle des roches sédimentaires par pyrométamorphisme se produit selon un large intervalle de température allant de 945°C à 1650°C.

3.2. Modélisation de la cristallisation des liquides magmatiques

3.2.1. Le système haplogranitique

Dans le cas présent, la composition des verres résultant de la fusion partielle des roches encaissantes du gazogène a été déterminée à la microsonde (Tableau 2) pour les échantillons 4PbIII, 5PbII et 7PbII. La somme des éléments majeurs est inférieure à 100% : ceci peut être dû à la présence d'éléments volatils non dosés (H_2O , CO_2), à la volatilisation possible des éléments alcalins en cours d'analyse et/ou à des erreurs instrumentales. La composition normative de ces verres a été calculée dans le système CIPW (Tableau 2). La proportion normative d'hypersthène y est probablement surestimée car la teneur en Fe_2O_3 de ces verres ne peut pas être estimée. Il ressort que les phases normatives majeures de ces verres, totalisant plus de 80%, sont le quartz, l'albite et l'orthose. La composition de ces verres peut donc être représentée en première approximation (Johannes & Holtz, 1996) dans le système haplogranitique (Qz - Ab - Or - H_2O - CO_2) de Ebadi & Johannes (1991).

	L4PbIII		L5PbII		L7PbII	
	n = 5	s	n = 5	s	n = 5	s
SiO ₂	70,91	0,99	71,56	0,74	68,26	1,50
TiO ₂	0,33	0,20	0,58	0,26	1,27	0,53
Al ₂ O ₃	14,08	1,74	12,89	0,74	14,20	0,63
Cr ₂ O ₃	0,04	-	0,04	0,00	0,01	0,02
FeO	2,44	0,41	1,10	0,57	1,39	0,48
MnO	0,06	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05
MgO	0,15	0,07	0,03	0,02	0,17	0,06
CaO	0,76	0,22	0,72	0,34		
Na ₂ O	2,57	0,18	1,58	0,07	0,85	0,10
K ₂ O	4,51	0,09	6,57	0,40	8,31	0,32
Total	95,83	0,97	95,08	0,80	95,07	0,75
Normes CIPW						
qtz	36,47	2,61	36,86	2,35	30,93	3,13
or	27,85	0,76	40,82	2,29	51,04	1,07
ab	22,73	1,72	14,10	0,59	7,65	0,72
an	3,95	1,16	3,74	1,75	2,66	0,61
c	3,71	2,19	2,46	1,35	2,95	0,60
hy	4,63	0,61	1,41	1,39	1,09	0,67
il	0,82	0,17	0,97	0,31	2,12	0,60
ru	-	-	0,47	-	0,51	0,22

Tableau 2. Compositions moyennes et normes CIPW des verres ($s = \text{écart type}$).
Mean chemical compositions and CIPW norms of glass ($s = \text{standard deviation}$).

La gazéification s'est produite à une pression lithostatique de l'ordre de 300 bars (30Mpa) correspondant à une profondeur d'environ 850 m. La présence de roches carbonatées au contact du gazogène suggère que la fusion partielle s'est produite en présence d'une phase fluide dont les constituants majeurs étaient H₂O et CO₂. L'occurrence d'osumilite confirme cette suggestion puisque sa stabilité implique une activité de H₂O ($a_{\text{H}_2\text{O}} < 1$) (Hensen, 1977). Ces roches sont donc des analogues naturels des expériences conduites en laboratoire à faible pression et dans des conditions de sous-saturation en H₂O, et on peut étudier les compositions des verres dans le système expérimental Qz-Ab-Or de Ebadi & Johannes (1991) (Fig. 5). Ce diagramme montre qu'une diminution de l' $a_{\text{H}_2\text{O}}$ déplace les minima et eutectiques vers le côté Qz-Or du triangle. Dans ce diagramme, les points représentatifs de l'échantillon 4PbIII se situent sur la courbe d'évolution des eutectiques et minima avec la pression décroissante. Le verre de cette roche correspond donc à un liquide minimum formé à une pression inférieure à 1 kbar (100 MPa). Les points représentatifs de l'échantillon 5PbII sont relatifs à des verres de plus haute température, situés à ces mêmes pressions dans le domaine des liquides de première cristallisation de l'orthose. Quant aux points de l'échantillon 7PbII, ils représentent des liquides de plus haute température encore, plus franchement dans le domaine de première cristallisation de l'orthose.

Les températures des verres estimées à l'aide des données expérimentales de Ebadi & Johannes (1991) sont respectivement de 740°C à 780°C, de 740°C à 800°C et de 800°C à 840°C pour les échantillons 4PbIII, 5PbII et 7PbII, respectivement. Si on considère maintenant la position de ces échantillons par rapport à la veine de charbon (Fig. 2), on note que l'échantillon 4PbIII en est le plus éloigné (ca. 1 m), l'échantillon 5PbII occupe une position intermédiaire (ca. 0,5 m) et l'échantillon 7PbII est le plus proche (quelques cm). Les températures estimées sont donc en accord avec la localisation des échantillons. Il faut cependant souligner l'absence des feldspaths dans les minéraux cristallisant dans ces verres, alors que les liquides analysés ici ont une composition appropriée pour cristalliser ces phases. Ceci résulte vraisemblablement des grandes difficultés que présente la nucléation des feldspaths dans la cristallisation des liquides silicatés (Wager, 1959). Les températures obtenues ci-dessus dans le système haplogranitique doivent être considérées comme des valeurs minima pour le gazogène de Thulin. En effet, le verre de composition granitique correspond à un liquide résiduel obtenu après cristallisation d'une série de minéraux (olivine, spinelle, cordiérite, cristobalite,...) dans le liquide produit à plus haute température par fusion partielle des roches encaissant la veine de charbon. La modélisation de ce dernier liquide dans les premiers stades de sa cristallisation ne peut donc se faire complètement à l'aide du système haplogranitique.

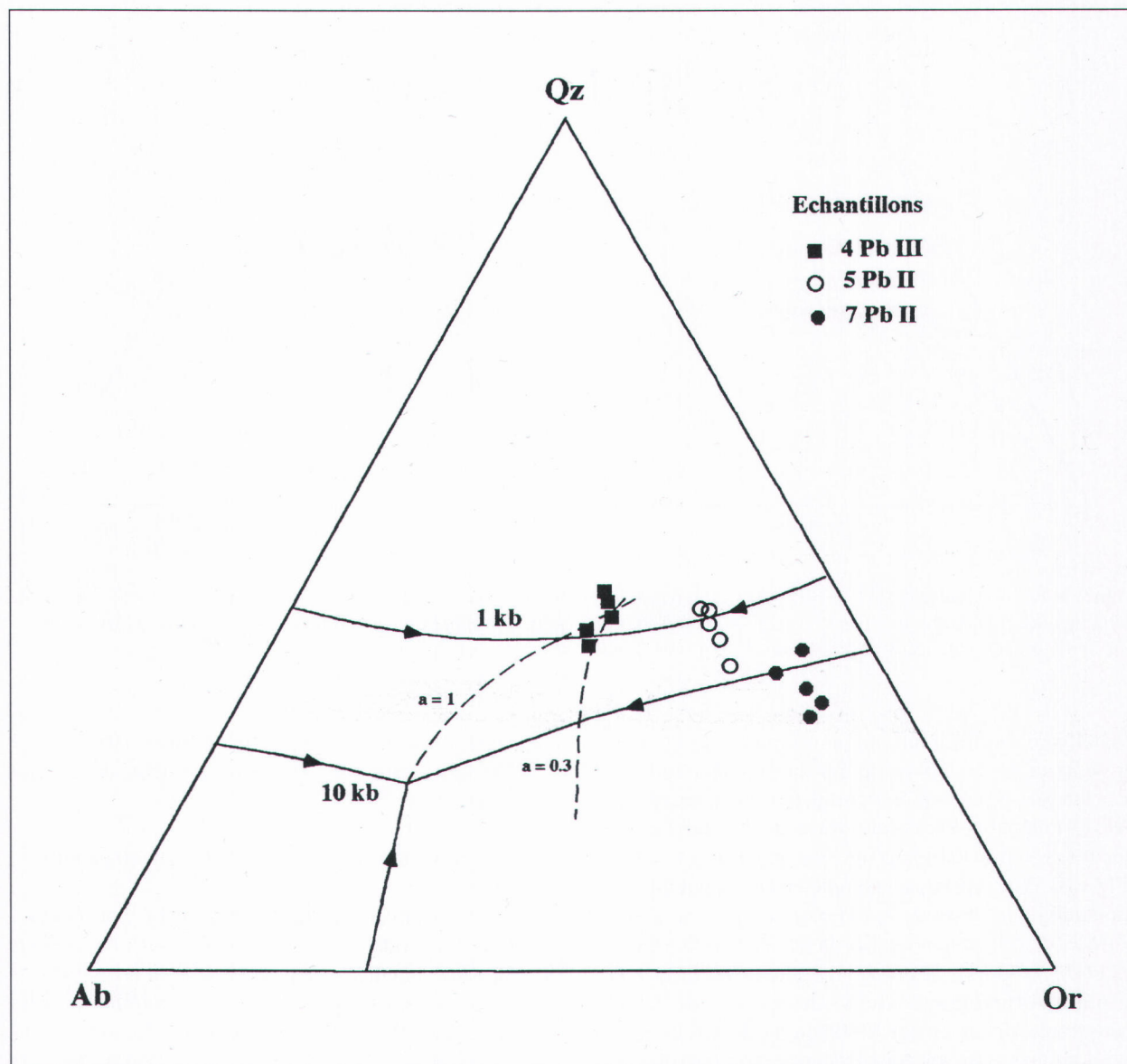


Figure 5. Composition des points minimum et eutectiques de 1 à 10 kb pour deux a_{H_2O} différentes (1 et 0.3) dans le système Qz-Ab-Or (d'après Ebadi & Johannes, 1991). Les courbes en tirets donnent la trajectoire des eutectiques et points minima avec la variation de la pression totale pour deux valeurs de a_{H_2O} .

Minimum and eutectic melt compositions determined from 1 to 10 kb for two different a_{H_2O} (1 et 0.3) in the system Qz-Ab-Or (after Ebadi & Johannes, 1991). Dashed lines gives the variation of eutectic and minimum melt points with total pressure at two a_{H_2O} values.

3.2.2. Les systèmes FeO- Al_2O_3 - SiO_2 et MgO- Al_2O_3 - SiO_2

Dans les échantillons examinés ci-dessus, les minéraux formés par cristallisation à partir du liquide résultant de la fusion partielle des roches encaissantes sont les suivants: cordiérite, olivine, orthopyroxène, spinelle, et un polymorphe du quartz (cf. section 1.3). L'assemblage minéralogique mentionné ci-dessus peut être représenté dans le système FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 (Fig. 6). Dans la projection FeO- Al_2O_3 - SiO_2 (Fig. 6A), la cordiérite ferrique, la fayalite et la tridymite forme un eutectique à 1083°C (point N) (Schairer & Yagi,

1952). Un liquide de composition X, par diminution de température, va cristalliser le spinelle jusqu'à la courbe cotecticale où apparaît la fayalite. Le long de cette courbe, spinelle et fayalite cristallisent ensemble. Lorsque la composition du liquide atteint le point M, le liquide réagit avec une partie du spinelle pour donner fayalite + cordiérite. Si la cristallisation se fait à l'équilibre, elle se terminera au point M et on obtient finalement l'assemblage minéralogique spinelle, fayalite et cordiérite. En cas de déséquilibre, elle se terminera au point eutectique N où cristallisera une phase supplémentaire, la tridymite. On peut ainsi

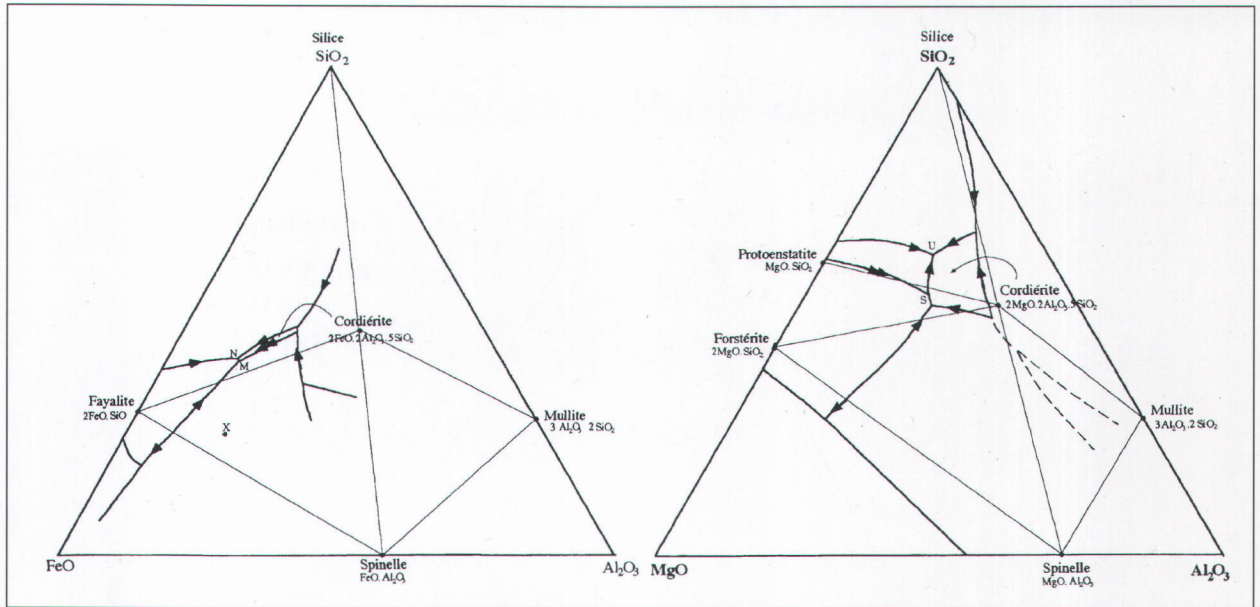


Figure 6. Les systèmes FeO-Al₂O₃-SiO₂ (A) (les points de réaction M et eutectical N sont situés aux extrémités d'une cotecticale où la fayalite et la cordiérite cristallisent ensemble) (Schairer & Yagi, 1952) et MgO-Al₂O₃-SiO₂ (B) (Osborn & Muan, 1960).
The systems FeO-Al₂O₃-SiO₂ (A) (Schairer & Yagi, 1952) and MgO-Al₂O₃-SiO₂ (B) (Osborn & Muan, 1960).

cristalliser les différents minéraux de l'assemblage présenté ci-dessus à l'exception du pyroxène qui ne présente pas de champ de stabilité dans le diagramme FeO-Al₂O₃-SiO₂. Par contre, il est stable sous forme de protoenstatite dans la projection MgO-Al₂O₃-SiO₂ (Fig. 6B). Pour représenter complètement l'assemblage minéralogique observé, le diagramme idéal se situe entre les deux systèmes étudiés du tétraèdre FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. On serait proche du pôle ferreux car les minéraux ferromagnésiens observés sont dans l'ensemble riches en fer (Tableau 1). Les relations topologiques entre les deux triangles montrent que le point eutectique S du triangle MgO-Al₂O₃-SiO₂ où coexistent olivine, protoenstatite et cordiérite, peut devenir un point de réaction avec l'augmentation du rapport FeO/MgO (comme l'est le point M du système FeO-Al₂O₃-SiO₂). Dans ces conditions, la cristallisation fractionnée permet d'atteindre un point eutectique équivalent des points U et N, où les phases cordiérite, orthopyroxène, polymorphe de SiO₂ peuvent coexister en équilibre métastable avec olivine et spinelle. Le point eutectique de ce diagramme intermédiaire (FeO,MgO)-Al₂O₃-SiO₂, fournissant une estimation minimum de la température atteinte lors de la fusion partielle, se situerait entre 1083°C (point N du système FeO-Al₂O₃-SiO₂) et 1355°C (système MgO-Al₂O₃-SiO₂).

Pour autant que les teneurs en CaO, Na₂O, K₂O et H₂O des roches n'abaissent pas significativement le liquidus du système, on peut donc considérer que les roches encaissantes du gazogène de Thulin ont atteint une

température minimum comprise entre 1083°C et à 1355°C et entraînant la fusion partielle des roches encaissantes.

3.2.3. Modélisation de la cristallisation du gabbro

Grâce au développement de l'outil informatique, plusieurs modèles ont été récemment proposés en pétrologie magmatique pour simuler la cristallisation des liquides silicatés (Weaver & Langmuir, 1990; Nielsen, 1990; Longhi, 1991; Ghiorso & Sack, 1995). Ces modèles diffèrent essentiellement par les hypothèses faites sur la structure des liquides silicatés, mais donnent généralement des résultats comparables pour les premiers stades de la cristallisation. Nous avons considéré MIXNFRAC3 (Nielsen, 1990) dans lequel le liquide silicaté est constitué de deux sous-réseaux indépendants se comportant chacun comme des solutions idéales. Nous avons estimé la température du liquidus de la roche de composition gabbroïque de l'échantillon 8PbII. La composition chimique globale de cette roche a été reconstituée à partir de la composition moyenne des minéraux observés dans cette roche (plagioclase, clinopyroxène, magnétite) et de leurs proportions modales (54% plagioclase + 38% clinopyroxène + 8% magnétite). Les proportions de FeO et Fe₂O₃ ont été calculées à une fugacité d'oxygène correspondant au tampon FMQ à l'aide de la relation proposée par Kress & Carmichael (1991). La modélisation montre que le premier cristal de clinopyroxène apparaît à une température de 1160°C. Le plagioclase cristallise ensuite lorsque le taux de

crystallisation atteint 18% (82% de liquide résiduel). Le spinelle et la magnétite sont les derniers minéraux à cristalliser. A la fin de la cristallisation, la roche obtenue a la composition modale suivante: 52% plagioclase + 42% clinopyroxène + 6% (spinelle + magnétite). Ces proportions sont proches de celles estimées en lame mince. Le spinelle, présent dans la modélisation, n'a pas été observé en lame mince, mais il faut remarquer que le spinelle riche en Fe (hercynite) est souvent pratiquement opaque en lame mince et que toutes les phases opaques de cette roche n'ont pas été analysées à la microsonde électronique. Il n'est donc pas impossible que ce minéral soit présent dans la roche. La principale information que fournit en définitive cette modélisation est la température du début de cristallisation du gabbro qui est de 1160°C. Cette valeur fixe donc une autre limite inférieure pour la température atteinte à proximité immédiate de la veine de charbon.

3.3. La cordiérite des roches de Thulin

L'étude pétrographique a permis d'identifier la cordiérite dans les échantillons 4PbIII, 5PbII et 7PbII, où des grains idiomorphes rectangulaires et hexago-

naux ont été observés en présence de verre. Les analyses chimiques à la microsonde électronique de ces cordiérites, présentées dans le Tableau 3, bouclent systématiquement à un total inférieur à 100%, ce qui suggère la présence potentielle de constituants volatils (H₂O, CO₂) dans ces cordiérites. On peut noter également des teneurs élevées en K₂O (0.14 à 1.24 %) de ces cordiérites. La teneur maximum en K₂O observée jusqu'à présent dans la cordiérite est de 1.71% (Blaue Kuppe, Allemagne : Schreyer *et al.*, 1990).

La cordiérite présente deux polymorphes. Une forme hexagonale de haute température (Meagher & Gibbs, 1977) et une forme orthorhombique de basse température (Gibbs, 1966). La première occurrence de cordiérite hexagonale, appelée indialite, a été décrite par Miyashiro & Iiyama (1954). Schreyer *et al.* (1990) ont étudié une série de cordiérites potassiques toutes issues du faciès sanidine (xénolithes volcaniques de l'Eifel, Allemagne; buchites de Blaue Kuppe, Allemagne; paralaves associées aux veines de charbon de Bokaro, Inde) et ont montré que ces cordiérites ont soit une structure hexagonale, soit une structure intermédiaire entre les formes de haute et basse température. Selon ces auteurs, ces cordiérites seraient

	Echantillon 4PbIII				Echantillon 5 PbII								Echantillon 7 PbII			
<i>n° anal.</i>	70	76	80	84	92	93	94	96	102	104	110	111	115	130	134	
SiO ₂	45,92	46,25	49,73	47,12	46,87	46,05	46,44	47,37	46,71	47,58	44,90	47,81	46,74	49,58	46,39	
TiO ₂	0,10	0,13	0,14	0,10	0,14	0,09	0,06	0,16	0,04	0,10	0,13	0,26	0,04	0,20	0,08	
Al ₂ O ₃	34,60	32,85	29,84	32,69	32,38	32,73	32,47	32,46	32,50	31,97	35,18	31,57	33,69	32,59	33,79	
Cr ₂ O ₃	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	
FeO _t	8,72	10,07	10,21	11,30	12,26	13,18	13,88	10,03	12,33	13,39	7,27	8,63	8,66	1,62	9,29	
MnO	0,18	0,27	0,34	0,25	0,15	0,21	0,31	0,20	0,19	0,30	0,21	0,22	0,11	0,32	0,32	
MgO	7,37	7,30	5,48	6,79	6,11	5,76	5,29	7,52	6,30	5,15	8,30	5,89	8,34	10,84	7,98	
CaO	0,05	0,04	0,28	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,07	0,08	0,03	0,07	0,03	
Na ₂ O	0,26	0,17	0,34	0,05	0,11	0,13	0,14	0,07	0,06	0,12	0,23	0,28	0,08	0,46	0,07	
K ₂ O	0,53	0,61	0,21	0,14	0,51	0,47	0,50	0,21	0,39	0,48	1,24	2,74	0,71	1,99	0,84	
Total	97,78	97,71	96,58	98,45	98,56	98,66	99,11	98,05	98,61	99,13	97,53	97,50	98,41	97,67	98,79	
Formules structurales sur base de 18 oxygènes																
Si	4,797	4,870	5,259	4,927	4,929	4,865	4,899	4,946	4,910	4,996	4,701	5,058	4,850	5,052	4,820	
Al	4,261	4,078	3,720	4,030	4,014	4,077	4,038	3,996	4,028	3,957	4,342	3,937	4,122	3,915	4,139	
ΣT	9,058	8,948	8,979	8,958	8,944	8,942	8,938	8,942	8,938	8,953	9,043	8,995	8,972	8,966	8,960	
Ti	0,008	0,010	0,011	0,008	0,011	0,007	0,005	0,013	0,003	0,008	0,010	0,021	0,003	0,015	0,006	
Fe 2+	0,762	0,887	0,903	0,988	1,078	1,165	1,225	0,876	1,084	1,176	0,637	0,764	0,752	0,138	0,807	
Mn 2+	0,016	0,024	0,030	0,022	0,013	0,019	0,028	0,018	0,017	0,027	0,019	0,020	0,010	0,028	0,028	
Mg	1,147	1,146	0,864	1,058	0,958	0,907	0,832	1,170	0,987	0,806	1,295	0,929	1,290	1,646	1,236	
ΣM	1,933	2,067	1,808	2,076	2,060	2,097	2,089	2,076	2,091	2,016	1,961	1,733	2,054	1,827	2,078	
Ca	0,006	0,005	0,032	0,001	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,005	0,008	0,009	0,003	0,008	0,003	
Na	0,053	0,035	0,070	0,010	0,022	0,027	0,029	0,014	0,012	0,024	0,047	0,057	0,016	0,091	0,014	
K	0,071	0,082	0,028	0,019	0,068	0,063	0,067	0,028	0,052	0,064	0,166	0,370	0,094	0,259	0,111	
ΣCanaux	0,129	0,121	0,130	0,030	0,094	0,093	0,098	0,046	0,068	0,093	0,220	0,436	0,113	0,357	0,129	

Tableau 3. Compositions chimiques (% poids) et formules structurales des cordiérites.
Chemical compositions (wt %) and structural formula of cordierites.

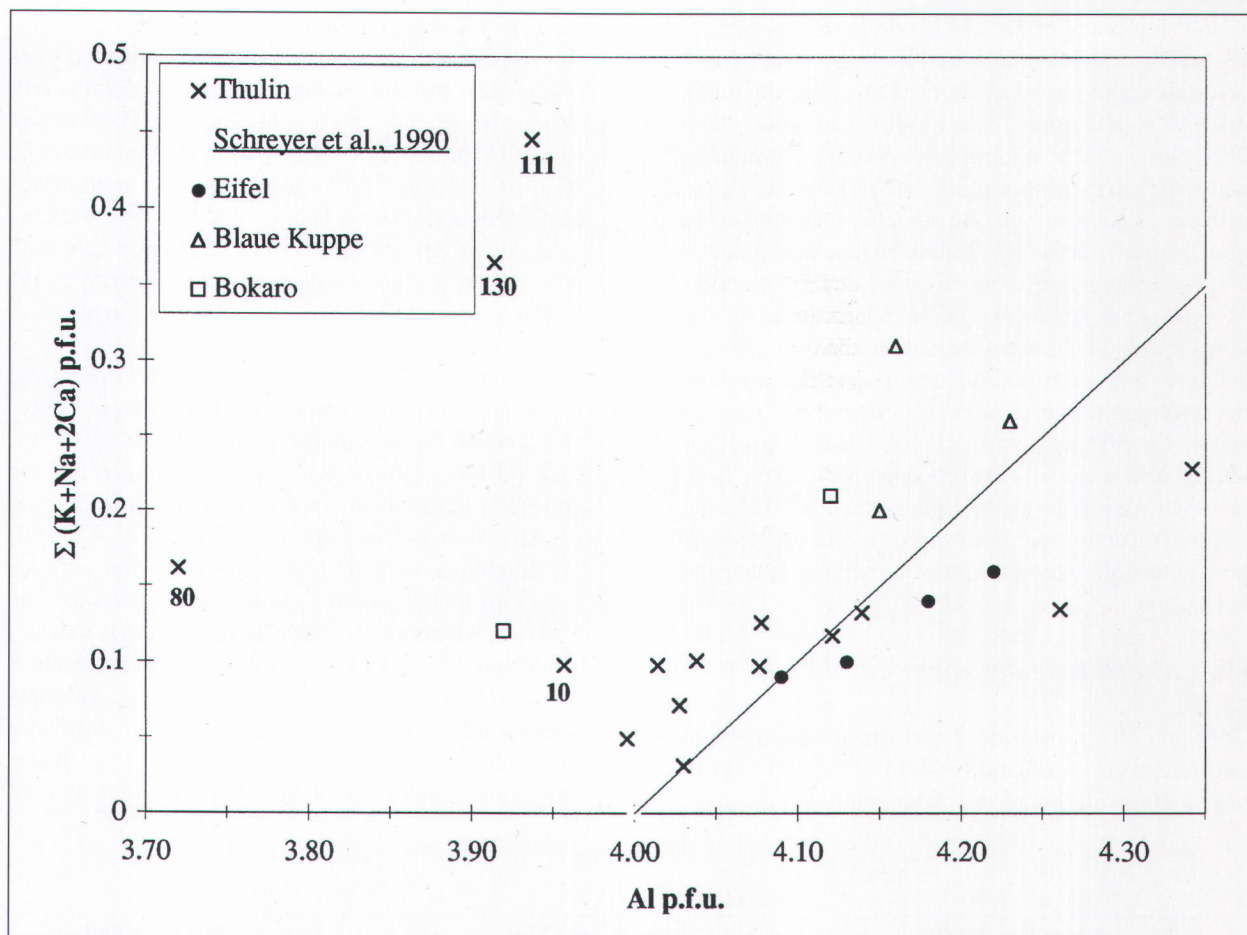


Figure 7. Somme des alcalins et du Ca en fonction de l'Al en site tétraédrique dans les cordiérites. Nombre de cations calculés sur base de 18 O. La droite donne la substitution idéale $\square + [4]\text{Si} \rightarrow \text{canaux}(\text{K}, \text{Na}) + [4]\text{Al}$.

Plot of the sum of alkalis and calcium versus Al in tetrahedral site in cordierites. Number of cations calculated on the basis of 18 O. Line represents the ideal substitution $\square + [4]\text{Si} \rightarrow \text{canaux}(\text{K}, \text{Na}) + [4]\text{Al}$.

caractéristiques d'environnements de haute température et de basse pression où le refroidissement a été très rapide (faciès de trempe), et l'introduction du potassium dans la structure cristalline se ferait essentiellement selon la substitution suivante:



Cette substitution induit des écarts importants par rapport à la valeur idéale 4:5 du rapport Al:Si. Par ailleurs, les cordiérites de Bokaro (Inde) se caractérisent par un déficit de cations en site tétraédrique corrélé à un excès de cations en sites octaédriques, ce qui suggère l'introduction de Fe^{3+} en site tétraédrique selon la substitution:



Les analyses des cordiérites de Thulin recalculées sur base de 18 O (Tableau 3) s'écartent aussi de la formule idéale puisque Si est généralement ≤ 5 et Al > 4 , sauf

pour les analyses 80, 104, 111 et 130. Ces analyses ont été reportées sur la Figure 7 et comparées aux analyses de Schreyer *et al.* (1990): la substitution $(\text{Na}, \text{K}) + \text{Al}$ pour $\square + \text{Si}$ rend largement compte de l'introduction des alcalins dans la structure des cordiérites de Thulin. Cependant, la majorité des cordiérites de Thulin (76, 84, 92, 93, 94, 96, 102, 104, 115, 134) présentent un excès de cations en site octaédrique, ce qui suggère la présence de Fe^{3+} en site tétraédrique. En outre, les analyses 80, 130 et 111 s'écartent largement de la droite de substitution idéale et se caractérisent par un déficit important en Al (site tétraédrique) qui, ici, ne peut pas être compensé par un excès de cations en site octaédrique (Fe^{3+}). Ceci pourrait indiquer une imprécision d'ordre analytique (due par exemple à une trop fine granularité) pour ces trois analyses.

La forme hexagonale et le contenu élevé en K_2O des cordiérites de Thulin ainsi que leur association à des minéraux de très haute température (olivine, pyroxène,

osumilite) suggèrent clairement que ces cordiérites possèdent une symétrie hexagonale (indialites) et qu'elles se seraient donc formées à des températures très élevées, de l'ordre de 1460°C (Daniels, 1992).

3.4. La mullite des roches de Thulin

Dans l'échantillon 8PbII, la sillimanite, mullite et corindon ont été identifiés (cfr. section 1.3.5). La mullite est un minéral de très haute température, relativement rare, qui a été reconnu dans les xénolites pélitiques des intrusions basiques (Deer *et al.*, 1997). Cameron (1977) a synthétisé les relations possibles entre mullite, sillimanite et corindon dans le système simple Al_2O_3 - SiO_2 . Selon ce diagramme de phases, la mullite analysée dans l'échantillon 8PbII (65% mol. Al_2O_3) (Tableau 1) aurait cristallisé à une température de l'ordre de 1650°C. La mullite de cet échantillon peut cependant aussi être produite par plusieurs réactions. La sillimanite naturelle, instable au-delà de 1545°C, est convertie en mullite+liquide, et au-delà de 1810°C, cette mullite est elle-même déstabilisée en corindon+liquide (Deer *et al.*, 1997). La très fine granularité de l'échantillon 8PbII ne nous permet pas de préciser la réaction engendrant la mullite, mais, quelle que soit cette réaction, la température y est toujours supérieures à 1500°C. On remarquera que cette température estimée dans l'échantillon 8PbII est plus élevée que celles déterminées dans les échantillons 4PbIII, 5PbII et 7PbII en accord avec le fait que cet échantillon 8PbII est le plus proche de la veine de charbon.

4. Conclusions

L'objectif de ce travail était d'estimer, à l'aide de méthodes pétrologiques et minéralogiques, la température atteinte lors du processus de gazéification souterraine effectué à Thulin. La rapidité du processus comparée à la durée des processus métamorphiques naturels a induit la cristallisation de minéraux de beaucoup plus fine granulométrie que dans les roches naturelles, à la limite des méthodes pétrographiques et minéralogiques classiques (XRD, microsonde électronique). De plus la mauvaise cinétique de réaction n'a permis d'atteindre l'équilibre que seulement à l'échelle locale. Néanmoins, l'information recueillie sur les compositions du cortège de minéraux et de substances vitreuses, interprétées par les diverses approches utilisées ici (diagrammes de phases, modélisation thermodynamique de la cristallisation, réaction d'équilibre) donne des résultats prometteurs et suggère des températures très élevées, dans l'intervalle de 1083°C à 1500°C.

5. Remerciements

Cette étude a été menée dans le cadre du contrat CECA 7220/EC/210. Les analyses à la microsonde ont été exécutées au CAMST de l'Université de Louvain-La-Neuve (Dir. D. Laduron). Nous tenons à remercier vivement A.-M. Fransolet, J. Verkaeren et J.-P. Pirard qui ont grandement amélioré le manuscrit par leurs remarques constructives.

6. Bibliographie

- ARAMAKI, S., 1961. Sillimanite and cordierite from volcanic xenoliths. *American Mineralogist*, 46: 1154-1165.
- BENTOR, Y., KASTNER, M., PERLMAN, I. & YELLIN, Y., 1981. Combustion metamorphism of melts of granitic and sedimentary composition. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 45: 2229-2255.
- CAMERON, W., 1977. Mullite, a substituted alumina. *American Mineralogist*, 62: 747-755.
- CHANDELLE V., MOSTADE, M., LETOLLE, R., PIRARD, J.P., JACQUEMIN, C. & SOMERS, Y., 1993. Underground gasification in the Thulin site. Results of analysis from postburn drillings. *Fuel*, 72: 949-963.
- COEME, A., PIRARD, J.P. & MOSTADE, M., 1993. Modelling of the chemical processes in a longwall face underground gasifer at great depth. *In situ*, 17: 83-104.
- COSCA, M., ESSENE, E., GEISMAN, J., SIMMONS, W. & COATES, D., 1989. Pyrometamorphic rocks associated with naturally burned coal beds, Powder River Basin, Wyoming. *American Mineralogist*, 74: 85-100.
- DANIELS, P., 1992. Structural effects of the incorporation of large-radius alkalis in high cordierite. *American Mineralogist*, 77: 407-411.
- DEBELLE, B., MALMENDIER, M., MOSTADE, M. & PIRARD, J.P. 1992. Modelling of flow at Thulin underground gasification experiments. *Fuel*, 71: 95-104.
- DEER, W., HOWIE, R. & ZUSSMAN, J., 1997. Orthosilicates. *In Rock-forming minerals vol 1a*. The Geological Society of London, ed., The Alden Press, 919 p.
- DUFAUX, A., GAVEAU, B., LETOLLE, R., MOSTADE, M., NOEL, M. & PIRARD J.P., 1990a. Modelling of the underground coal gasification at Thulin on the basis of thermodynamical equilibria and isotopic measurements. *Fuel*, 69: 624-632.
- DUFAUX, A., GAVEAU, B., LETOLLE, R., MOSTADE, M., NOEL, M. & PIRARD J.P., 1990b. Heavy water tracing test in the underground coal gasification process at Thulin (Belgium). *Fuel*, 69: 1454-1456.
- EBADI, A. & JOHANNES, W., 1991. Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz - Ab - Or - H_2O - CO_2 . *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116: 286-295.

- GHIORSO, M.S. & SACK, R.O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 197-212.
- GIBBS, G., 1966. The polymorphism of cordierite. I. The crystal structure of the low cordierite. *American Mineralogist*, 51: 1068-1087.
- GRAPES, R., 1986. Melting and thermal reconstitution of the pelitic xenoliths, Wehr Volcano, East Eifel, West Germany. *Journal of Petrology*, 27: 343-396.
- HENSEN, B., 1977. The stability of osunilite in high grade metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 64: 197-204.
- JOHANNES, W. & HOLTZ, F., 1996. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Springer Verlag, 335p.
- KRESS, V. & CARMICHAEL, I., 1991. The compressibility of silicate liquids containing Fe_2O_3 and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108: 82-92.
- LONGHI, J., 1991. Comparative liquidus equilibria of hypersthene-normative basalts at low pressure. *American Mineralogist*, 76: 785-800.
- MATHY, B., PIRLOT, P., PIRARD, J.P., COEME, A., MOSTADE, M. & DE RO, P., 1994. Flow modelling in an underground gasifer at great depth by the Boundary Element Method. *In Situ*, 18: 399-418.
- MEAGHER, E.P. & GIBBS, G.V., 1977. The polymorphism of cordierite. II. The crystal structure of indialite. *Canadian Mineralogist*, 15: 43-49.
- MIYASHIRO, A. & IYAMA, T., 1954. A preliminary note on a new mineral, indialite, polymorphic with cordierite. *Proceed Japan Acad* 30(8): 746-751.
- MÜLLER, W.F. & SCHREYER, W., 1991. Microstructural variations in a natural cordierite from the Eifel volcanic field, Germany. *European Journal of Mineralogy*, 3: 915-931.
- NIELSEN, R., 1990. Simulation of igneous differentiation processes. In J. Nicholls & J. Russell, eds., *Modern methods of igneous petrology: understanding magmatic processes*. Mineralogical Society of America, p. 65-105.
- OSBORN, F.E. & MUAN, A., 1960. Phase equilibrium diagrams of oxide systems. The system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. Plate 3. American Ceramic Society and the Edward Orton Jr. Ceramic Foundation, Columbus, Ohio.
- PATIGNY, J., 1987. L'expérience de gazéification souterraine de Thulin: bilan et perspectives. *Journal des ingénieurs*, 18: 7.
- PIRLOT, P., PIRARD, J.P., COEME, A. & MOSTADE, M., 1998. A coupling of chemical processes and flow in view of the cavity growth simulation of an underground gasifer at great depth. *In Situ*, 22: 141-156.
- SCHAIRER, J. & YAGI, K., 1952. The system $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. *American Journal of Science*, Bowen volume: 471-512.
- SCHREYER, W., MARESCH, W., DANIELS, P. & WOLFSDORFF, P., 1990. Potassic cordierites: characteristic minerals for the high-temperature, very low-pressure environments. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 15: 162-172.
- SMITH, D., 1969. Pyrometamorphism of phyllites by a dolerite plug. *Journal of Petrology*, 10: 20-55.
- WAGER, L., 1959. Differing powers of crystal nucleation as a factor producing diversity in layered igneous intrusions. *Geological Magazine*, 96: 75-80.
- WEAVER, J.S. & LANGMUIR, C.H., 1990. Calculation of phase equilibrium in mineral-melt systems. *Computers & Geosciences*, 16: 1-19.

Manuscrit reçu le 02.02.1999 et accepté pour publication le 02.07.1999.