

FACIÈS GRANULITE ET FLUIDES CARBONIQUES

J. TOURET (*)

ABSTRACT

Granulite facies rocks contain water deficient assemblages which occur in high grade metamorphic rocks (catazone) if P_{H_2O} is lower than P_{total} . A specific type of inclusions containing high density CO_2 rich fluids is abundant in most samples from all over the world and interpreted as an evidence of a water free and carbonic (mainly CO_2 , but possibly hydrocarbons) rich fluid phase during granulite facies metamorphism. The source of CO_2 is essentially juvenile (upper mantle). From the location and features of granulite facies rocks, a model of the distribution of fluids within the continental crust is proposed, CO_2 being concentrated in the lower part of the crust between Conrad and Mohorovičič discontinuities.

Le développement récent des études des vieux boucliers a fait progresser de façon spectaculaire la connaissance des domaines catazonaux profonds qui, longtemps considérés comme des curiosités pétrographiques, sont aujourd'hui décrits en de très nombreux points du globe. Le moins curieux n'est pas la redécouverte dans des régions classiques (par exemple le Massif Central français) de provinces d'extension régionale totalement inconnues jusqu'à une période très récente (Série du Haut Allier, Forestier *et al.*, 1974, etc.). En outre, les modèles actuels de la structure de la croûte sialique, supportés par de très nombreux arguments de terrain (Belousov, 1966) géophysiques et géochimiques (Heier, 1973), supposent l'existence d'une couche continue de roches métamorphiques de faciès granulite à la base de la croûte, entre les discontinuités de Conrad et de Mohorovičič, qui rénove l'ancienne notion de couche basaltique des géophysiciens. Dans cette hypothèse, les roches du faciès granulite représentent en volume plus de la moitié des masses continentales (fig. 1).

NOMENCLATURE ET DÉFINITIONS

La confusion terminologique actuelle (Behr *et al.*, 1971 ; Winkler et Sen, 1973) impose certaines précisions liminaires, moins pour tenter de résoudre un problème actuellement insoluble, que pour assurer une compréhension mutuelle. Je ratta-

(*) Equipe de recherches « Equilibres entre fluides et minéraux », Université de Nancy I, C.O. 140, 54037 Nancy Cedex.

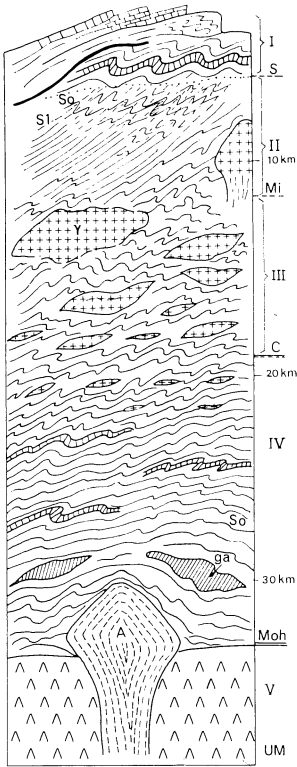


FIG. 1. — *Modèle de la structure de la croûte continentale, inspiré de Mattauer (1973, p. 185) et de Belousov (1966), modifié. I. Sédiments. — II. Epizone (faciès schiste vert), avec développement d'une schistosité de plan axial S_1 qui oblitère la stratification S_0 et devient rapidement la structure planaire prédominante. S, front supérieur de la schistosité. — III. Mésosome et catazone (faciès amphibolite) : domaine des migmatites granitiques. γ , granites ; Mi, limite supérieure du domaine d'anatexie. — IV. Catazone profonde : faciès granulite. C, discontinuité de Conrad ; ga, gabbros et intrusions basiques profondes ; A, asthénolithe (au sens de Belousov) ; Moh, discontinuité de Mohorovičić. — V. Manteau supérieur (UM), de composition probablement lherzolitique.*

cherai au faciès granulite l'ensemble des roches du métamorphisme régional et les roches ignées associées qui renferment les paragenèses anhydres ou déficientes en eau de la catazone profonde et en premier lieu les assemblages suivants :

FACIÈS GRANULITE

Lignée	Basse pression	Intermédiaire	Haute pression (transition vers les Eclogites)
Minéral ou assemblage diagnostique du faciès (granulite au sens de Winkler et Sen, 1973)	ORTHOPYROXÈNE		Clinopyroxène + Almandin
Paragenèse caractérisant la lignée (Green et Ringwood, 1967)	Cordiérite Olivine + Plagioclase		

Bien entendu, la présence de ces minéraux caractéristiques est soumise à de sévères limitations chimiques, mais l'expérience prouve que la composition des roches et des minéraux est suffisamment variée pour que l'on soit pratiquement assuré de rencontrer le chimisme adéquat à l'échelle régionale. Par ailleurs, la distinction entre roches du métamorphisme régional (Série des granulites, Leyreloup, 1973) et roches ignées associées (Série des charnockites, Streckeisen, 1967) est souvent délicate, sinon impossible : les deux séries s'interpénètrent intimement à l'échelle de l'affleurement et les critères structuraux qui permettent théoriquement de les distinguer sont souvent inapplicables en raison de la recristallisation intense qui affecte systématiquement toutes ces roches.

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES ROCHES DU FACIÈS GRANULITE

Toute interprétation du faciès granulite doit obligatoirement tenir compte d'un certain nombre de faits essentiels, qui ne sont certes pas présents de façon systématique dans tous les gisements, mais qui doivent pouvoir être expliqués par tout modèle général du développement du faciès granulite.

1. Les roches du faciès granulite sont associées et passent de façon progressive à des migmatites mésozonales banales. La transition est soit « prograde », soit plus souvent « rétrograde » au voisinage du faciès granulite, c'est-à-dire que certains domaines au moins du faciès amphibolite sont auparavant passés par un stade catazonal profond. Mais, quelle que soit la nature du contact, qui ne peut du reste être précisée que dans des cas exceptionnels, il existe toujours un domaine de transition de puissance variable (0,5 à 3 km dans les « border migmatites » de la région d'Arendal (Bugge, 1943) au sein duquel paragenèses hydratées (faciès amphibolite) ou déficientes en eau (faciès granulite) coexistent, apparemment en équilibre, à l'échelle de l'affleurement ou même de l'échantillon. L'apparition de l'orthopyroxène est plus précoce dans certaines roches, en particulier dans les

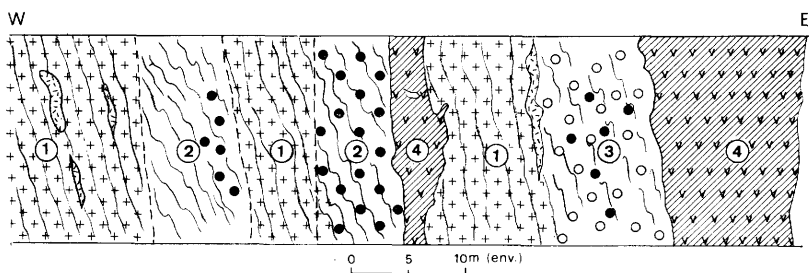


FIG. 2. — Coupe de l'affleurement de Hagefjord brygge, île de Borøya, près Tvedestrand, sud de la Norvège (d'après carnet de terrain). 1, migmatites granitiques avec nombreux filons pegmatitiques. Assemblage type : quartz, feldspath, biotite ; 2, migmatites rubanées, souvent plissées isoclinalement, contenant de nombreux grenats (cercles noirs) dans le néosome et le paléosome ; 3, migmatites rubanées à cordiérite (cercle blanc), sillimanite et grenat ; 4, pyribole à clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende verte (assemblage caractéristique du faciès granulite).

filons basiques et l'isograde de l'orthopyroxène, qui définit le domaine régional d'extension du faciès granulite ne peut être tracé que lorsque ce minéral est présent dans un grand nombre de variétés pétrographiques (apparition ubiquiste de l'orthopyroxène, Touret 1971a). Mais même dans ce cas, on peut toujours observer sporadiquement des masses de taille variable, aux contours mal définis, de roches du faciès amphibolite au sein du faciès granulite; aucun critère objectif ne permet en général d'établir de relation chronologique entre les deux faciès, qui à l'observation immédiate paraissent ainsi contemporains (fig. 2).

2. Les roches du faciès granulite peuvent être migmatitiques, c'est-à-dire que l'on y reconnaît une partie plus mobile (néosome ou mobilisat) qui tend à recouper le paléosome métamorphique (fig. 3). Mais il s'agit de migmatites « sèches » au sens de Den Tex (1965), dans lesquelles le mobilisat occupe un volume beaucoup moins important que dans les migmatites granitoïdes du faciès amphibolite. Corollaire de cette affirmation, les structures d'origine supracrustale sont très fréquentes, bien que souvent non immédiatement décelables en raison d'une recristallisation générale (voir ci-dessous) et de l'absence ou de la rareté de minéraux phylliteux (biotite) qui soulignent la foliation des roches métamorphiques. Néanmoins la possibilité de restes sédimentaires dans le faciès granulite n'est pas discutable, et va de l'observation immédiate de surfaces considérables de roches indubitablement supracrustales : marbres de la série de Grenville (Canada), marbres à graphite du Sahara (Latouche, communication personnelle), métasédiments du Bamble (Norvège méridionale, Touret, 1969) à la mise en évidence de figures de sédimentation : granoclassement (gneiss de Selås, Norvège méridionale, Touret, 1966), paléosol et karst (très probablement le célèbre gisement Pb-Zn de Broken-Hill, en Australie), ou même de restes fossilifères (microflore dans les dolomites des séries granulitiques du Haut Allier, Forestier, 1973, fig. 3).

On pourrait multiplier les exemples mais l'un des plus spectaculaires reste à mes yeux la découverte par G. Noizet (1969) d'évaporites dans le Groupe de Tranomaro du sud-est de Madagascar, aujourd'hui transformés en pyroxénites à scapolite et à anhydrite (wernérite d'Ampanrandava). Dans de nombreux cas on constate qu'en dépit d'un style général de plissement de flux très souple (fig. 3), le rubanement lithologique est une surface S_0 , correspondant par conséquent à l'ancienne surface de sédimentation (Touret, 1969). Ceci pose le problème de l'absence d'une schistosité de plan axial lors du métamorphisme prograde qui s'oppose à tout ce que l'on connaît des segments épizonaux et mésozonaux actuellement accessibles à l'observation (Mattauer, 1973). Par ailleurs, la migmatitisation n'est pas systématique. Certaines séries métamorphiques semblent intégralement paradérivées sans trace visible de mobilisation anatectique (Série des Gour Oumelalen, Sahara — Latouche, communication personnelle).

3. La texture des roches du faciès granulite est souvent équante, granoblastique ou granuloblastique ⁽¹⁾. Mais dans certains cas, qui correspondent en particulier à la définition originale du terme granulite au sens allemand (Rosenbusch et Ozann, 1922) apparaît une foliation blastomylonitique soulignée par des « rubans »

(1) « A granoblastic texture is characterized by an aggregate of mostly xenomorphic, equant grains with sutured boundaries, whereas « granuloblastic » is a special case of granoblastic texture insofar as it is characterized by grains having smooth boundaries and forming polygonal mosaics similar to those of annealed metals » (Winkler et Sen, 1973).

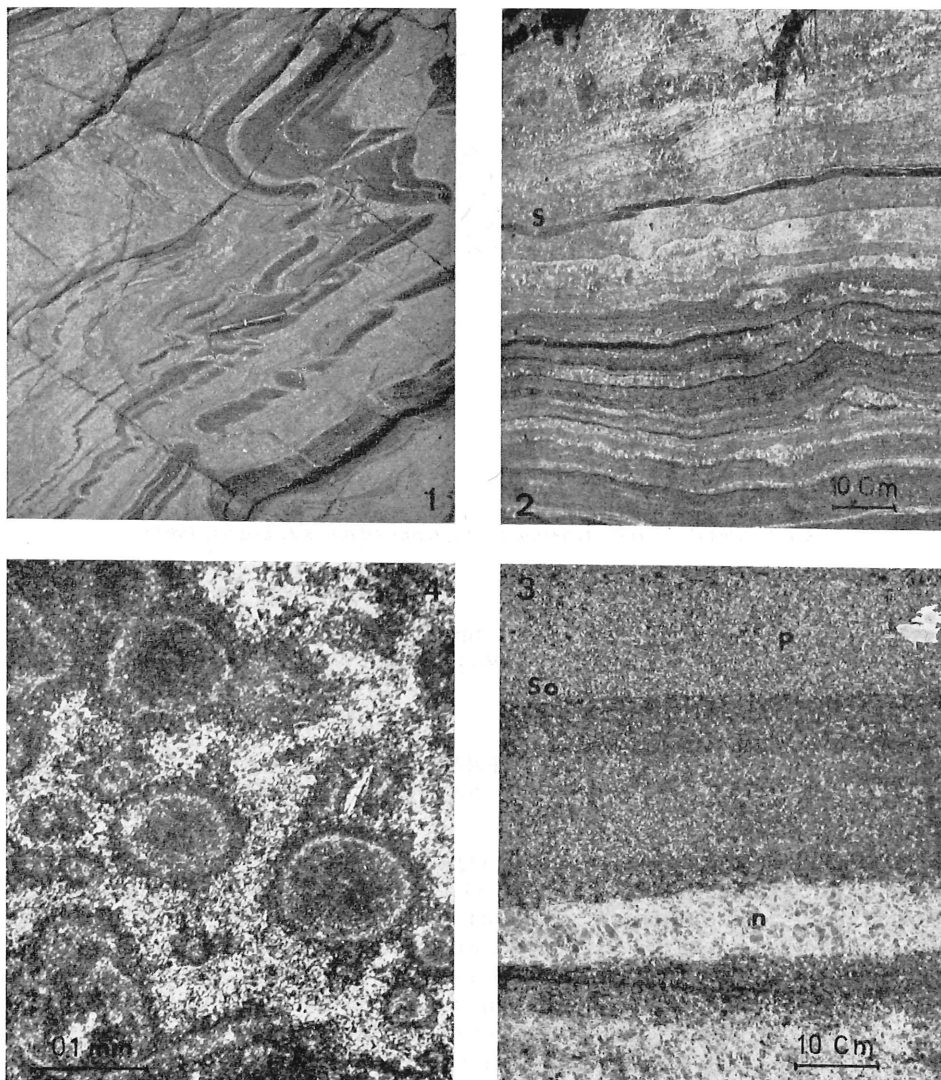


FIG. 3. — Migmatites et restes sédimentaires dans le faciès granulite. 1, migmatites de Tromoy, près Arendal, sud de la Norvège; 2, migmatites rubanées du Bamble (voir Touret, 1969, 1971a); 3, granoclassement des gneiss rubanées de Selås (Bamble) (Touret, 1966), montrant que les surfaces *S* visibles sur les photos 1 et 2 sont d'anciennes surfaces de stratification S_0 ; 4, microflore (algue ?) dans cipolin à forstérite, humite, spinelle, calcite, dolomite, graphite de la série granulitique du Haut Allier, Massif Central, France (Cerzat du Dragon, Haute-Loire, F. H. Forestier et B. Lasnier, *com. pers.*).

(Spry, 1969) de quartz. Tous les auteurs s'accordent aujourd'hui à souligner le caractère secondaire de ce « quartz discordant » (Michot, 1938), qui bien que très répandu, n'est pas spécifique du climat granulitique (Touret, 1969) et qui, dans

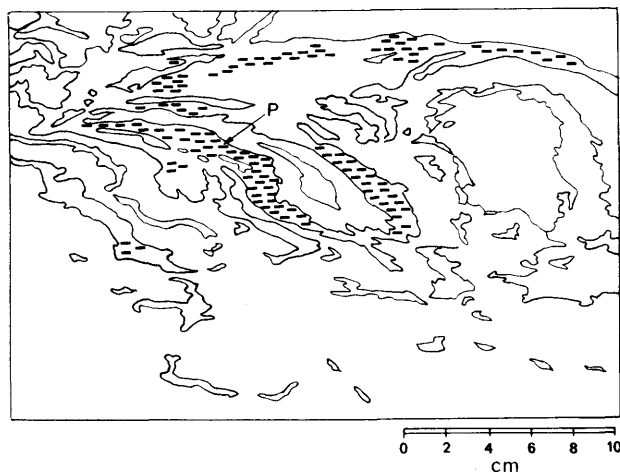


FIG. 4. — Quartz aplati ($P = \text{Plattenquartz}$) recoupant une ancienne structure migmatitique. Granulites de Valjok, Laponie norvégienne (d'après J. Losert, 1967).

certains cas, se surimpose clairement à une ancienne texture migmatitique ayant déjà atteint le faciès granulite (Losert, 1967) (fig. 4).

CONDITIONS THERMODYNAMIQUES D'APPARITION DU FACIÈS GRANULITE

Tous les thermomètres géologiques classiques basés sur la pétrologie expérimentale, les coefficients de répartition, la géochimie isotopique, etc. (tableau 1) donnent des températures élevées (maxima de l'ordre de 700-800 °C) correspondant au maximum de ce que l'on peut observer dans le métamorphisme régional. Néanmoins les résultats sont très variables dans le détail et les valeurs déterminées d'après les coefficients de répartition sont souvent relativement basses. Ceci ne fait que traduire les possibilités de réarrangement par diffusion dans le solide, lors de la décroissance des températures métamorphiques postparoxysmales, comme cela a été démontré avec beaucoup de clarté par J. C. Duchesne (1969, 1972), pour les oxydes de Fe-Ti de l'intrusion norito-mangéritique de Bjerkrem-Sogndal, dans le Rogaland.

La confusion entre température d'équilibre des géothermomètres et température maximale du métamorphisme a conduit certains auteurs, en particulier Turner (1968) à relier la transition faciès amphibolite/faciès granulite à une augmentation de température. Or, cette hypothèse est incompatible avec certains caractères de terrain décrits précédemment (en particulier la coexistence des deux faciès dans les zones de transition qui impose l'égalité de la température et de la pression lithostatique) et ce fut le mérite de l'école de Göttingen (Althaus, 1968) de montrer et d'analyser clairement le rôle respectif des diverses pressions (pression lithostatique, pression totale des fluides, pression partielle d'eau). Les conclusions, déjà

partiellement contenues dans la synthèse de Den Tex (1965) et précisées par l'analyse théorique de Weisbrod (1970), sont maintenant classiques et généralement admises : le faciès granulite peut se développer dans tout le champ PT du métamorphisme de degré élevé (domaine où se produit le phénomène de la fusion anatectique en présence d'eau) si la condition

$$P_{\text{H}_2\text{O}} \ll P_{\text{tot. fluides}} = P_{\text{lithostatique}}$$

est remplie. Dans ces conditions, une anatexie limitée peut se produire, mais elle est rapidement limitée par le manque d'eau et n'atteint pas le foisonnement anarchique des migmatites humides du faciès amphibolite.

Ceci n'empêche pas que les roches du faciès granulite puissent être portées à des températures généralement supérieures à celles des roches du faciès amphibolite, ce qui semble normal en raison de leur position structurale au sein de la croûte sialique (fig. 1). Mais il s'agit à notre avis d'une conséquence beaucoup plus que d'une cause, l'absence de mobilisation anatectique (phénomène endothermique) ne contrôlant pas la température comme cela se produit probablement dans le faciès amphibolite.

Causes de la condition $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{tot}}$: le faciès granulite, métamorphisme en milieu carbonique

De nombreux mécanismes, souvent fort ingénieux, ont été imaginés pour réaliser la condition fondamentale $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{tot}}$: métamorphisme de roches « sèches », par exemple des tufs rhyolitiques ou des ignimbrites, polymétamorphisme (Winkler, 1967), anisotropie des contraintes (Touret, 1969), variation de perméabilité (Autran *et al.*, 1970). Toutefois des arguments structuraux [style plastique des déformations symmétamorphiques (Touret, 1969)] suggèrent, non seulement l'existence d'une phase fluide — bien évidente par les réactions minéralogiques de déshydratation qui marquent l'avènement du faciès granulite —, mais surtout l'égalité de la pression lithostatique et de la pression totale des fluides. La seule possibilité de concilier ces deux hypothèses :

$$P_{\text{lith.}} = P_{\text{tot. fluide}}, P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{lith.}}$$

est d'imaginer qu'un autre constituant que l'eau constitue une large part de la phase fluide (Althaus, 1968). C'est à partir de cette hypothèse qu'une recherche systématique des vestiges d'une phase fluide anhydre a été tentée, par les techniques spécifiques d'étude des inclusions fluides, surtout utilisées en métallogénie (Roedder, 1967) ou dans l'étude des fentes alpines (Poty, 1969).

On a alors découvert que, si certaines conditions évidentes sont remplies (présence de quartz, absence de déformation ou recristallisation postmétamorphique), tous les échantillons renferment des quantités parfois considérables d'inclusions caractéristiques contenant un fluide « carbonique » (CO_2 principalement, accessoirement hydrocarbures) (Touret, 1971*b*) de densité variable, souvent élevée. En dehors du sud de la Norvège (Touret, 1971*a*), des gisements très divers ont été ou sont en cours d'étude et le présent travail, synthèse des résultats obtenus au cours des 3 dernières années, cherche à dégager les données essentielles et la signification de cette phase fluide carbonique, responsable à notre avis du développement du faciès granulite (Touret, 1970).

TABLEAU 1. — Estimation de la température et des pressions (pression lithostatique totale ou pression des solides P_s , pression totale des fluides ou P_f , pression partielle d'eau ou P_{H_2O}) pour la formation des paragenèses du faciès granulite

Auteur	Région	Méthode	T	Pressions			Commentaires
				P_s	P_f	P_{H_2O}	
WINKLER (1967) (p. 115-399)	Général	Diagrammes de stabilité expérimentaux	700-800 °C	Variabile (2-10 kb)	n.s.	$P_{H_2O} \ll P_s$	Analyse détaillée dans ALTHAUS (1968)
TURNER (1968) fig. 8-6, p. 366	Général	Diagrammes de stabilité expérimentaux	700-800 °C	3-11 kb	$P_s = P_f = P_{H_2O}$		
DEN TEX (1965)	Général	Diagrammes de stabilité expérimentaux	600-800 °C	6-14 kb			Fig. 6
GREEN et RINGWOOD (1967)	Général	Diagrammes de stabilité expérimentaux	BP 800-1 200 °C Int 800-1 200 °C HP 800-1 200 °C	6-10 kb 8-12 kb 10-15 kb	$P_s = P_{H_2O}$ (?)		
TOURET (1969)	Bamble (sud Norvège)	Paragenèses minérales, densité des inclusions fluides carboniques	750 °C	6-7 kb	6-7 kb	≈ 2 kb	
LASNIER (1970)	Régional (gabbros)	Associations minérales dans les gabbros	700-800 °C	3-9 kb			Fig. 3
LEVRELOUP (1971)	Enclaves de granulites dans laves du Massif central	Paragenèses minérales charnockites acides	760 °C	8-9 kb		≈ 2 kb	
LUTZ (1964)	Massif d'Anabat (Sibérie)	Méthodes variées (mais sommairement décrites) de répartition d'éléments : therm. Barth, Ti dans magnétite, inversion, propriétés optiques de l'hyperstène et de la cordiérite, etc.	600-950 °C	3-10 kb			

WILSON (1964)	Musgrave Range (Australie)	Distribution Mg/Fe dans pyroxènes (méthodes de Kretz)	840 °C			Charnockites intrusives
WILSON <i>et al.</i> (1970)	Musgrave Range (Australie)	Rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	550 °C (ou 400-765 °C) Voir commentaires (1)			(1) Données recalculées d'après les équations de fractionnement isotopique de JAVOY <i>et al.</i> (1970) (in FOURCADE et JAVOY, 1973) : 400 à 765 °C
KRETZ (1963)	Province de Grenville (Canada)	Distribution Fe/Mg entre orthopyroxène et clinopyroxène	680 à 1.150 °C 1.150 °C			Assemblages métamorphiques Assemblages ignés
SAXENA (1963), p. 54	Général (théorique)	Fe dans orthopyroxène	800 °C			
BUDDINGTON et LINDSLEY (1964)	Northwestern Adirondacks	Assemblages oxydes Fe-Ti	600-665 °C			In TURNER (1968), p. 364
ENGEL et ENGEL (1962)	Northwestern Adirondacks	Compositions de solutions solides (dolo-mies magnésiennes, blends ferrifères...)	600-625 °C	3-6 kb		In TURNER (1968), p. 364
FOURCADE et JAVOY (1973)	In Ouazzal (Sahara algérien)	Rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	725-800 °C			
KORNPROBST (1971)	Beni-Bouchera (Rif interne, Maroc)	Analyse des paragenèses minérales	850 < T < 950 °C	9 < P < 14 kb	$P_{\text{H}_2\text{O}} < P_s$	f. granulite de haute pression à disthène
DAHLBERG (1969)	Rogaland	Distribution de Na entre phases feldspathiques (thermomètre de Barth)	T ≈ 800 °C			Température correspondant à la coexistence de phases feldspathiques avant démixtion recalculée par J. TOURET. Température finale d'équilibre : 400 °C

LES DONNÉES DES INCLUSIONS : LES FLUIDES CARBONIQUES

Méthodes d'étude et types d'inclusions

Trois techniques, classiques dans l'étude des inclusions fluides et largement décrites par ailleurs (Roedder, 1967 ; Poty, 1969), ont été utilisées de façon systématique (surplatine à écrasement, microthermométrie et analyse chimique par chromatographie en phase gazeuse) (Touret, 1972).

En dépit ou en raison de sa simplicité, la surplatine à écrasement donne des résultats spectaculaires (Al Khatib et Touret, 1973) : l'écrasement de fragments de quartz dans la glycérine anhydre provoque presque systématiquement un dégagement abondant, parfois tumultueux de bulles gazeuses où domine le CO_2 (test micro-chimique à l'eau de baryte).

Lorsque le dégagement est faible ou absent, il s'agit en général de roches fortement recristallisées, à texture granuloblastique (p. 270). En revanche, le dégagement est souvent abondant pour d'autres minéraux que le quartz, ce qui est exceptionnel dans les roches métamorphiques : feldspath (plagioclase et feldspath potassique), amphibole, pyroxène, etc.

L'étude microthermométrique montre que ce dégagement est lié à la présence de nombreuses inclusions de petites tailles (5 à 10 μ), disposées en général le long de plans de fissures recristallisées contenant un fluide « carbonique » (CO_2 pur ou mélangé à une certaine quantité d'hydrocarbures) dont le point de fusion est égal ou voisin de $-56,6^\circ\text{C}$ (point triple du CO_2 pur) (fig. 5).

À côté des inclusions carboniques, dont l'abondance est caractéristique des roches du faciès granulite, on peut observer deux autres types d'inclusions fluides, courantes dans toutes les roches métamorphiques :

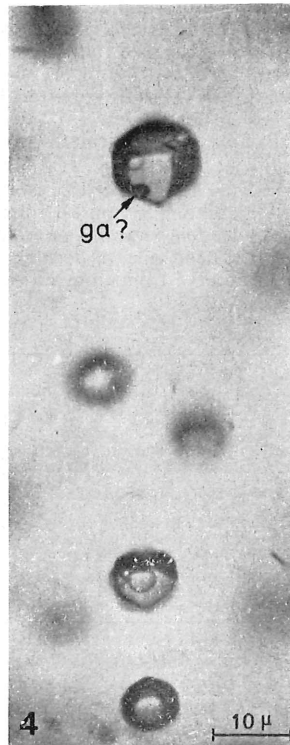
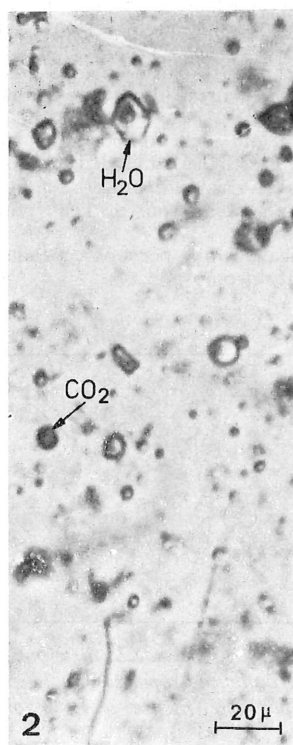
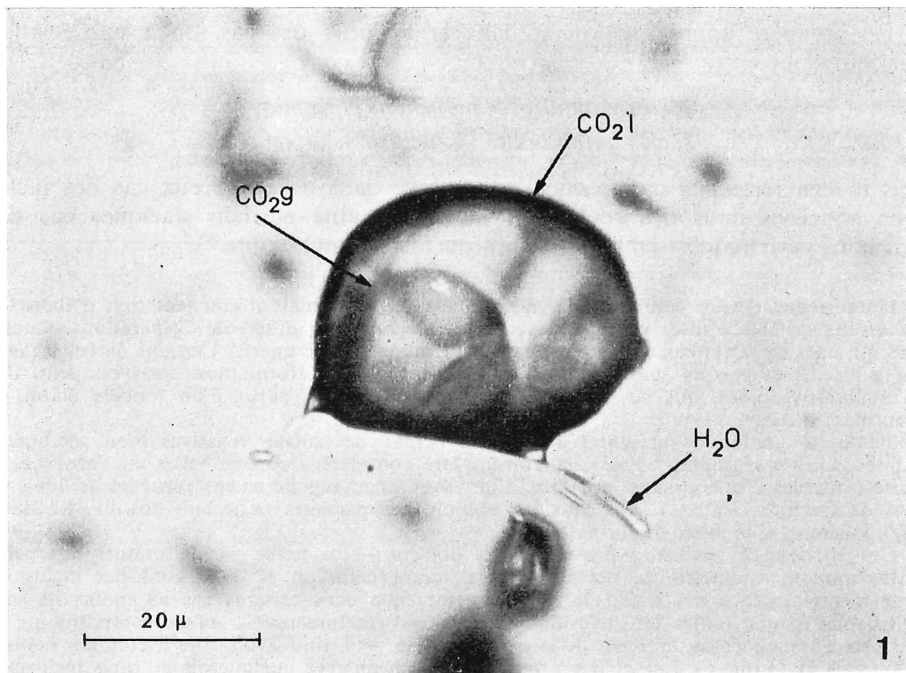
— des inclusions à trois phases fluides (H_2O , CO_2 liquide, CO_2 gaz), assez rares et liées semble-t-il à des zones de déformation postérieures au paroxysme métamorphique (Touret, 1972) ;

— de très nombreuses et banales inclusions aqueuses à salinité variable ($-40^\circ\text{C} < T_{\text{fusion}} < 0^\circ\text{C}$) contenant parfois un cube de ClNa .

Relations entre inclusions carboniques et aqueuses : critères de miscibilité et d'immiscibilité

En raison du nombre limité d'inclusions à trois phases fluides, l'analyse de la répartition des inclusions fluides dans les roches du faciès granulite repose pour l'essentiel sur la distinction entre inclusions carboniques et inclusions aqueuses.

FIG. 5. — Types d'inclusions fluides dans les roches catazonales. 1, inclusion carbonique (CO_2 gaz + CO_2 liquide), contenant une très faible quantité d' H_2O . Pegmatite de Narestø, Flosta près Tvedestrand, Norvège ; 2, inclusions biphasées (H_2O) et quelques inclusions carboniques montrant des évidences d'immiscibilité (cf. fig. 6) dans une roche granitique banale du faciès amphibolite (quartz, gneiss aillé, Ramsli près Flekkefjord, Norvège, Col. J. T. 65-243) ; 3, inclusions carboniques éclatées (réchauffement lors du métamorphisme nord-pyrénéen) dans la charnockite d'Ansignan, Massif de l'Agly, Pyrénées-Orientales, France ; 4, inclusions carboniques (ga = graphite ?) dans l'orthose ferrière d'Irongay (Madagascar).



En première approximation et dans la majorité des cas, on a une relation non équivoque entre

faciès granulite → *inclusions carboniques*
faciès amphibolite → *inclusions aqueuses*

mais il n'en reste pas moins que l'on observe dans de nombreux cas des inclusions aqueuses dans des roches du faciès granulite et dans quelques cas des inclusions carboniques dans des roches du faciès amphibolite.

L'état actuel de nos connaissances est donné ci-dessous, mais il convient tout d'abord de préciser les critères utilisés pour l'analyse chronologique des différentes générations d'inclusions qui coexistent systématiquement dans un même cristal de quartz. Certains de ces critères sont subjectifs et parfois ambigus. Ils fixent les limites des informations que l'on peut tirer des inclusions fluides, qui ne peuvent être interprétées qu'à partir d'un modèle établi de façon indépendante.

Toutes les inclusions présentes dans les minéraux des roches massives (non géodiques) sont secondaires (Ermakov, 1965) ou doivent être considérées comme telles en l'absence de critères valables d'une origine primaire. Elles sont donc régulièrement réparties le long de plans de fracture cicatrisés avec tous les phénomènes parasites (« necking-down », Roedder, 1967), inhérents à ce mode de formation.

Ces phénomènes parasites peuvent — et doivent — se tester par la mesure des paramètres microthermométriques (températures d'homogénéisation et de fusion) des inclusions d'une même fracture cicatrisée. On constate alors que dans certains cas au moins ils sont négligeables et que toutes les inclusions d'une même fracture ont la même composition : le fluide était homogène au moment de la capture et on peut ainsi avoir côte à côte des fissures à CO_2 et à H_2O (fig. 6). Lorsqu'il y a intersection, on observe quelquefois de rares inclusions à trois phases fluides avec un rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ sensiblement constant. Ceci indique que l'une des fissures est tardive par rapport à l'autre, mais que leur formation peut s'être faite dans le domaine de miscibilité du système $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ (Todheide et Franck, 1963). En dehors de considérations indirectes sur les densités, on ne peut apprécier l'ordre chronologique qu'en fonction des critères habituels d'intersection des structures planaires, dont on connaît amplement les limites.

Parfois, au contraire, les inclusions d'une même fracture ont des compositions très variables : H_2O , CO_2 , $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$ avec des rapports très variables (fig. 6). Les densités sont faibles, les homogénéisations en phase vapeur fréquentes. Dans ce cas, la capture s'est faite dans le domaine d'immiscibilité du système $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, ce qui, au moins pour de l'eau pure, impose des températures inférieures à 300°C .

On conçoit que ce dernier critère soit d'une application délicate. Nous pensons cependant l'avoir observé fréquemment, surtout dans les granulites fortement rétro-morphosées.

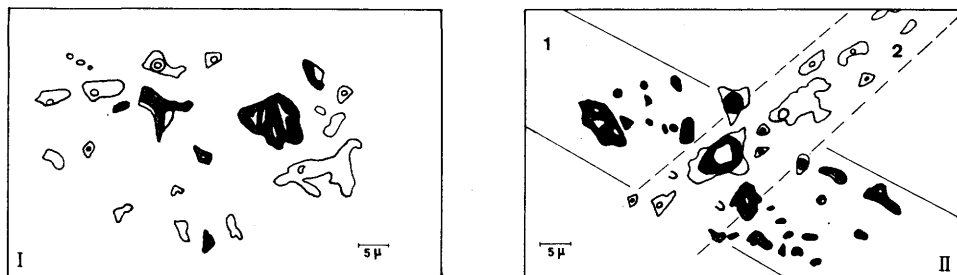


FIG. 6. — Critères de miscibilité et d'immiscibilité entre H_2O et CO_2 à partir de la distribution des inclusions fluides. I, immiscibilité (inclusions carboniques et aqueuses réparties au hasard dans un plan de fissure); II, fissure à CO_2 (1), recoupée par une fissure à H_2O plus tardive (2).

RÉPARTITION DES INCLUSIONS FLUIDES : MICROSCOPIE ET MICROTHERMOMÉTRIE

Inclusions carboniques et aqueuses

En fonction des critères précédents, il existe une opposition marquée entre fluides des faciès granulite et amphibolite.

Dans le faciès granulite, les inclusions carboniques sont toujours présentes, largement dominantes et représentent typiquement 60 à 100 % de l'ensemble des inclusions. Elles sont souvent beaucoup plus abondantes que dans les autres variétés de roches métamorphiques (fig. 8).

Certaines au moins ont une densité élevée ($T_h < 0$ °C) ; une relation semble exister entre la lignée métamorphique et les densités maximales, définies par les températures d'homogénéisation les plus basses :

	Lignée métamorphique	T_i	T_h min	Densité CO_2
Iles Lofoten (Heier, 1973)	Intermédiaire à haute pression	$\approx - 57$ °C	$- 50$ °C	1,2 g/cm ³ (2)
Bamble (Touret, 1971 a)	Basse pression	$\approx - 57$ °C	$- 26$ °C	1 g/cm ³ (2)

La température de fusion, relativement constante pour un échantillon déterminé, est proche de $-56,6$ °C et indique la prédominance du CO_2 . Elle peut cependant être notablement plus basse, surtout dans les métasédiments et dans les roches contenant du graphite, ce qui indique la présence possible d'hydrocarbures dont la nature et la complexité ont été vérifiés par chromatographie en phase gazeuse (Masson *et al.*, 1973).

Les températures d'homogénéisation sont au contraire très variables, sauf dans les rares échantillons directement remontés à la surface (enclaves de granulites dans les basaltes du Massif Central, fig. 7). Elles indiquent l'existence de nombreuses générations de fissures qui se sont formées tout au long de la remontée isostatique du matériel catazonal profond.

Les inclusions aqueuses s'opposent point par point aux inclusions carboniques ; presque toujours présentes, leur abondance est très variable et généralement subordonnée. Elles manquent totalement dans les enclaves des basaltes. La salinité est très variable au sein d'un même échantillon ; les inclusions à H_2O appartiennent à de nombreuses générations tardives par rapport aux inclusions carboniques les plus précoces. Les évidences d'immiscibilité entre H_2O et CO_2 sont très rares ; elles sont cependant fréquentes dans de petits domaines fortement rétro-morphosés où les inclusions carboniques sont paradoxalement plus grosses et plus abondantes que dans l'encaissant catazonal.

(2) En supposant que le CO_2 est pur, ce qui a été vérifié par chromatographie en phase gazeuse pour le Bamble, mais non pour les Lofoten.

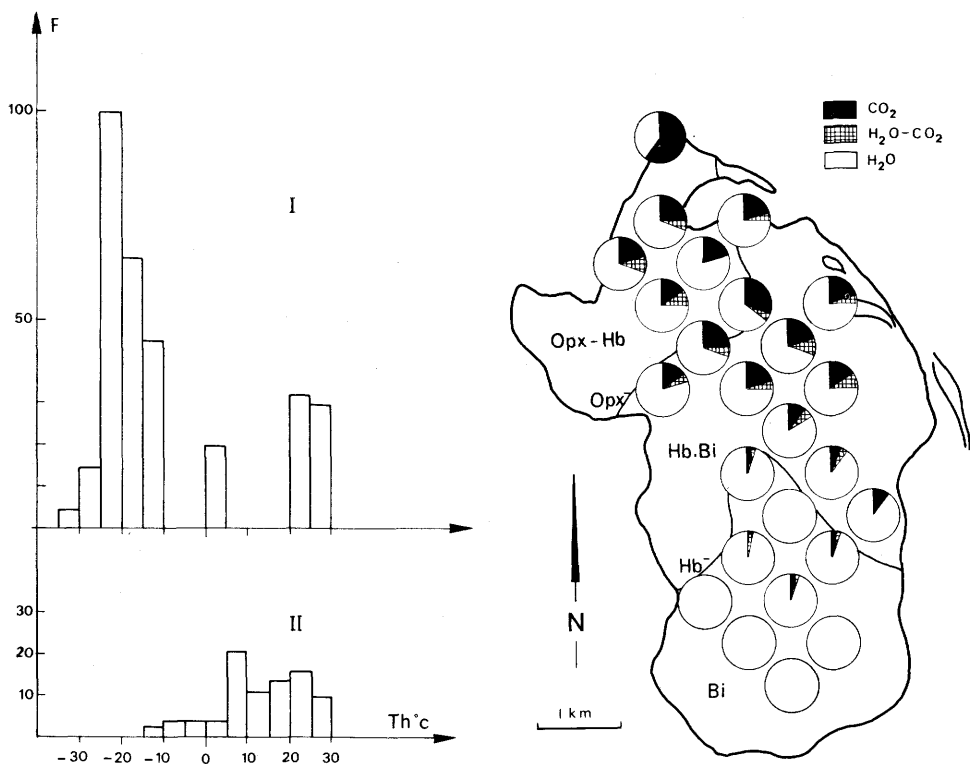


FIG. 7. — Températures d'homogénéisation (T_h) des inclusions carboniques (F = fréquence). I, enclaves de granulites dans basaltes, Bournac, Massif Central français (Leyreloup, 1973). 287 mesures (d'après A. Bilhal, com. pers.); II, quartzites du Bamble, 87 mesures (Touret, 1972).

FIG. 8. — Distribution des inclusions carboniques (noir), à 3 phases fluides ($H_2O + CO_2$) (hachuré carré) et aqueuses (blanc) dans le massif de Kleivvatn (région de Farsund, sud de la Norvège) (d'après J. Madsen, com. pers.). Opx-Hb, zone à orthopyroxène-amphibole; Hb-Bi, zone à amphibole-biotite; Bi, zone à biotite seule. Proportion relative des inclusions estimée à l'observation microscopique dans des lames épaisses (cf. Touret, 1972).

Dans le faciès amphibolite, les inclusions aqueuses sont dominantes, mais la situation est sensiblement plus complexe que les premiers résultats (Touret, 1971a) ne le laissent prévoir. Dans de nombreux cas, les inclusions carboniques sont absentes : seules existent des inclusions aqueuses, plus petites souvent et relativement plus rares que les inclusions carboniques du faciès granulite. Les métasédiments (paragneiss, quartzites) sont à cet égard typiques et, dans les exemples étudiés jusqu'à présent (Touret, 1973), l'apparition des inclusions carboniques coïncide exactement avec l'isograde de l'hypersthène.

En revanche, le cas des mobilisats est sensiblement plus complexe. On y observe en effet fréquemment des inclusions carboniques, surtout lorsque la roche contient de l'amphibole. C'est en particulier le cas de nombreux granites du sud de la Norvège (Bamble et Telemark), où les types d'inclusions observés ne diffèrent

pas *a priori* de ceux que l'on observe dans le faciès granulite. Toutefois, dans le détail, des différences significatives apparaissent :

— l'abondance des inclusions carboniques est en général plus faible que dans le faciès granulite ; cependant, leur proportion relative (inclusions CO_2 /inclusions H_2O) peut être élevée ;

— la densité des inclusions carboniques est plus faible dans le faciès amphibolite que dans le faciès granulite. Ce facteur, qui nous paraît déterminant, a clairement été mis en évidence par l'étude détaillée de la transition faciès granulite/faciès amphibolite au sein de massifs granitiques homogènes (Madsen, en préparation) ;

— enfin, les critères d'immiscibilité entre H_2O et CO_2 sont fréquents, alors que les fissures à CO_2 précoces sont exceptionnelles ou absentes.

Inclusions à trois phases fluides

D'une façon générale, les inclusions à trois phases fluides apparaissent sporadiquement dans toutes les roches catazonales (fig. 8). Elles peuvent être abondantes dans certains domaines, obliques en général sur les isogradés de métamorphisme et correspondant souvent à des zones déformées (apparition de foliation dans les roches, traces de cataclase, etc. (Touret, 1971a).

COMPOSITION CHIMIQUE DES FLUIDES CARBONIQUES

La microthermométrie ne fournit que des renseignements indirects sur la composition des fluides, que l'on ne peut atteindre que par une analyse chimique directe. La méthode, par chromatographie en phase gazeuse, est connue (Masson *et al.*, 1973), mais on conçoit que la présence dans les roches de plusieurs générations d'inclusions pose des problèmes presque insolubles. La libération des gaz se fait par écrasement sous vide ou décrépitation ménagée, mais de nombreux phénomènes parasites (adsorption sur les surfaces des grains de quartz, réactions des mélanges gazeux) interviennent, de sorte que les résultats restent qualitatifs. Ils font ressortir la prédominance du CO_2 dans la plupart des cas, surtout dans les mobilisats et dans les roches dépourvues de graphite. Toutefois les hydrocarbures (méthane, éthane, propane, etc.) apparaissent parfois en quantité importante. Mais trop de problèmes restent à résoudre pour que l'on puisse pour le moment avancer des résultats définitifs et, dans l'état actuel de nos connaissances, nous conservons le modèle d'une phase fluide carbonique constituée de CO_2 pur, qui correspond à la plupart des résultats dont nous disposons.

SIGNIFICATION DES INCLUSIONS FLUIDES

La multiplicité et la variabilité des inclusions fluides dans les minéraux des roches posent incontestablement des problèmes d'interprétation : chaque inclusion est, en première approximation, un système isolé à partir de la fermeture de la cavité et ne peut fournir des informations que sur la phase fluide existant à ce

moment. Des inclusions peuvent se former à tout moment du cycle endogène lorsqu'un gradient quelconque permet la percolation de fluides au travers d'une masse rocheuse et ce n'est pas le moindre intérêt de l'étude des inclusions fluides que de prouver que de telles percolations sont non seulement possibles mais constantes à tous les niveaux de la croûte sialique et probablement du manteau supérieur. Les roches du faciès granulite sont caractérisées par l'abondance des inclusions carboniques à haute densité, mais cette donnée, que l'on peut maintenant tenir pour acquise, peut être interprétée de diverses façons :

1. Les inclusions sont les témoins d'une phase fluide carbonique synmétamorphique qui, réalisant la condition fondamentale ($P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{total}}$) est responsable du développement du faciès granulite dans les conditions du métamorphisme régional de degré élevé. C'est le « faciès granulite, métamorphisme en milieu carbonique » que j'ai défini précédemment (p. 273).

2. Les inclusions carboniques résultent d'une élimination de l'eau postérieurement au paroxysme métamorphique, soit par mobilité différentielle de l'eau et du CO_2 lors du processus de formation de l'inclusion, soit par utilisation de l'eau d'un mélange $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ lors des réactions rétrogrades (Fyfe, 1973).

Pour intéressantes qu'elles soient, ces deux hypothèses ne peuvent à mon avis s'appliquer au cas général du faciès granulite. La première objection, évidente, réside dans la quantité absolue de CO_2 , bien plus importante dans le faciès granulite que dans le faciès amphibolite. Si l'on sait que CO_2 et H_2O n'ont pas la même mobilité dans le métamorphisme régional (Poty, 1969), il n'existe aucun indice d'un comportement différentiel lors de la formation des inclusions, ainsi que l'atteste, par exemple, l'homogénéité fréquente des inclusions à trois phases fluides dans une fracture recristallisée. Pour ce qui est du rôle des réactions rétrogrades, elles ne peuvent évidemment expliquer, ni l'abondance particulière du CO_2 dans le faciès granulite, ni l'absence totale d'inclusions aqueuses dans les échantillons ayant échappé à toute action des fluides superficiels (enclaves de granulites dans les basaltes). On peut, en revanche, les invoquer pour expliquer la présence des inclusions carboniques dans certains granites (p. 280) dont il n'est pas exclu qu'ils aient pu passer à un moment de leur histoire par un stade catazonal profond.

On se retrouve donc confronté à la première hypothèse, d'autant que l'extrapolation des isochores déduits de l'étude microthermométrie, hasardeuse certes, mais conforme aux résultats expérimentaux actuellement connus, conduit à des valeurs raisonnables de la pression (quelques kilobars) lorsque l'on fixe la température probable du métamorphisme (700 à 800 °C) (Touret, 1971a). Tout ce faisceau de preuves nous fait donc penser que les inclusions carboniques à haute densité sont bien les témoins de la phase fluide synmétamorphique. Remarquons au passage que le CO_2 ne peut pas entrer normalement dans les structures minérales aux températures élevées du faciès granulite, de sorte qu'il ne peut y avoir d'autres témoins que les inclusions fluides de cette phase fluide.

Elles n'en représentent en tout état de cause qu'une fraction infime, de sorte que son volume total n'est pas connu, mais rien ne s'oppose à ce qu'il soit élevé, comme le laisse supposer l'importance des réactions minéralogiques qui se passent à ce niveau.

ORIGINE DES FLUIDES CARBONIQUES

Si l'on admet la démonstration précédente du rôle de la phase fluide carbonique dans le développement du faciès granulite et si l'on retient le domaine d'extension de ce faciès, entre les discontinuités géophysiques de Conrad et de Mohorovičić (p. 267), on doit imaginer l'existence d'une phase fluide carbonique dans toute la base de la croûte continentale. Quels sont donc les processus pouvant expliquer l'existence de cette phase fluide à ce niveau :

1. L'origine du carbone peut être double : soit *superficielle* par déstabilisation des carbonates ou de la matière organique au cours du métamorphisme, soit *profonde* par apport de carbone juvénile provenant du manteau. De nombreux arguments montrent que l'origine profonde est sans doute la plus importante :

— la plupart des carbonates sont détruits dans les stades précoces du métamorphisme régional ; l'eau est alors largement dominante dans la phase fluide, les teneurs en CO_2 dépassant rarement quelques moles % (Poty, 1969 ; Poty *et al.*, 1974) ;

— les fluides carboniques existent dans des roches qui ne sont jamais passées par un stade sédimentaire, ou dans des sédiments qui n'ont jamais contenu de carbonates ;

— les carbonates du faciès granulite restent fréquemment intacts (p. 270), bien que les températures qu'ils ont subies soient très élevées. Ceci vient à l'appui d'une pression externe de CO_2 stabilisant les carbonates dans le métamorphisme régional ;

— toutes les roches provenant du manteau peuvent contenir du carbone libre (graphite ou diamant) et surtout renferment des inclusions carboniques, souvent en quantité considérable (Roedder, 1965). H. W. Green (1972) suppose l'existence de CO_2 libre dans certaines zones de l'asthénosphère. Les carbonatites, tant par leur composition minéralogique que par leur mode de gisement, prouvent l'existence de CO_2 profond. Sur le terrain, la liaison entre faciès granulite et roches basiques orthodérivées (Touret, 1969) est infiniment plus nette et fréquente que la liaison entre faciès granulite et sédiments carbonatés, qui existe pourtant dans certaines régions privilégiées (Otto, 1972).

2. Une phase fluide carbonique suppose, non seulement un apport de CO_2 , mais surtout l'élimination de l'eau. Il est certain qu'un rôle essentiel doit être assuré par les magmas basiques et surtout acides (granite) : dans les conditions mésozonales à catazonales, l'eau est environ 10 fois plus soluble que le CO_2 dans les magmas granitiques (Kadik et Lukanin, 1972) si bien que la phase fluide sera fortement enrichie en CO_2 . Le phénomène d'anatexie est lui-même contrôlé par la quantité disponible d'eau dans la catazone profonde (Winkler, 1967). Nous avons souligné par ailleurs (Touret, 1969) l'importance que pouvait avoir localement l'amphibolitisation de corps gabbroïques probablement synmétamorphiques.

3. Enfin, la permanence de la phase fluide carbonique est assurée par le phénomène bien connu de l'inversion des densités de CO_2 et H_2O dans le domaine supercritique : sur le schéma de la figure 9 ont été représentés (avec une large extrapolation) les isochores de CO_2 et de H_2O (avec une certaine teneur en NaCl) pour des densités voisines de $0,90 \text{ g/cm}^3$, que je tiens pour représentatives des fluides de catazone profonde. Ils se coupent pour des pressions de l'ordre de

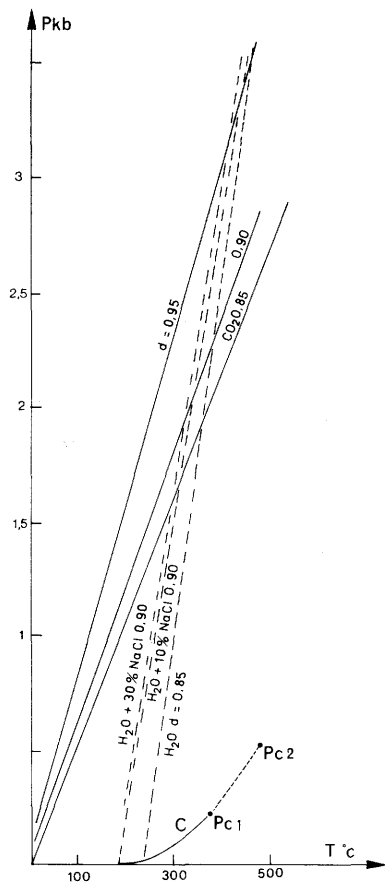


FIG. 9. — Inversion des densités de l'eau et du CO_2 dans le domaine supercritique d'après l'extrapolation des isochrones (voir texte). Traits pleins : isochrones du CO_2 . Tiretés : isochrones de l'eau (d = densité). C : courbe critique de l'eau (PC_1 = point critique eau pure ; PC_2 = $\text{H}_2\text{O} + 10\% \text{ NaCl}$).

2 à 3 kb (profondeur environ 6 à 11 km). Au-dessus du point d'intersection, à P et T donnés, l'isochore 0,90 du CO_2 recoupe des isochores de l'eau de densité inférieure alors que l'inverse se produit sous le point d'intersection. Donc, à forte pression, le CO_2 supercritique est plus dense que l'eau et tendra donc à s'enfoncer, en supposant bien entendu que les masses fluides ne se mélangent pas, bien que, à ces T et P , CO_2 et H_2O soient vraisemblablement miscibles.

CONCLUSION : MODÈLE D'UNE RÉPARTITION DES FLUIDES DANS LA CROÛTE CONTINENTALE

Toute réaction métamorphique fait intervenir des fluides qui sont, soit éliminés (cas général du métamorphisme prograde), soit incorporés aux minéraux néoformés (cas général du métamorphisme rétrograde) et suppose par conséquent l'existence d'une certaine perméabilité d'ensemble. Les fluides s'accumulent dans des vides (fissures) qui, lorsque la pression des solides augmente, vont tendre à se

refermer jusqu'à égalité des pressions fluide et solide. A ce moment le système est stable et la condition $P_s = P_f$ subsistera quelle que soit la pression ⁽³⁾.

En négligeant les hydrocarbures, H₂O et CO₂ sont les seuls fluides importants, donc

$$P_f = P_{CO_2} + P_{H_2O}$$

L'analyse des conditions d'apparition du faciès granulite et de sa position au sein de la croûte continentale conduit ainsi à proposer un comportement antagoniste de CO₂ et H₂O.

L'eau, fluide de surface, est en équilibre dans l'hydrosphère et constitue la presque totalité des fluides de surface, mais son importance ne cesse de décroître en profondeur, cependant qu'augmente corrélativement la part du CO₂. A partir de la mésozone, l'importance relative de CO₂ et de H₂O s'inverse, le CO₂ devenant le seul fluide libre à la base de la croûte. Ce modèle n'exclut certes pas la possibilité de petites quantités d'eau à ce niveau, mais elle se trouve exclusivement contenue dans certains minéraux (amphiboles, micas) et ne constitue en tout état de cause qu'une faible fraction de la quantité de CO₂. On voit dans ces conditions l'importance fondamentale des déterminations expérimentales de phases minérales sous P_{CO_2} élevée (cordiérite, Newton, 1972 ; phlogopite, Yoder, 1968), car ce paramètre est susceptible de modifier considérablement les champs de stabilité, même lorsque CO₂ n'intervient pas directement dans la structure du minéral. Il est certain que les estimations P et T ne pourront être affinées que lorsque nous disposerons d'un plus grand nombre de données. Enfin il reste à expliquer comment, dans certains cas au moins, des segments superficiels de la croûte ont pu accéder au niveau catazonal profond sans autre perturbation qu'une recristallisation sur place, en conservant fidèlement structure et composition chimique. Lorsque nous le saurons, nous aurons certainement fait un grand pas dans la connaissance du métamorphisme régional et, par là, de la formation des masses continentales.

REMERCIEMENTS

Ce travail repose sur de très nombreuses déterminations (surtout microthermométriques), pour la plupart non publiées, réalisées en grande partie par les étudiants du D.E.A. de Géologie de l'Université de Nancy I et a bénéficié, dans sa forme finale, des critiques constructives de B. Poty. Des subventions du C.N.R.S (R.C.P. n° 193) et du Conseil général de Meurthe-et-Moselle ont apporté une aide matérielle indispensable et ont été accueillies avec beaucoup de gratitude.

Bibliographie

- ALTHAUS, E. (1968). — Der Einfluß des Wassers auf Mineralreaktionen. *N. Jb. Min. Mh.*, 9, p. 289-306.
- AUTRAN, A., FONTEILLES, M. et GUITARD, G. (1970). — Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point

⁽³⁾ Sauf localement, P_f ne peut être très supérieur à P_s , en raison de la faible résistance des roches à l'extension ou au cisaillement.

- de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées-Orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 12, 4, p. 673-731.
- AL KHATIB, R. et TOURET, J. (1973). — Fluides carboniques dans les roches du faciès granulite. Utilisation semi-quantitative de la surplatine à écrasement. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 15, 3/4, p. 321-325.
- BEHR, H. J. *et al.* (1971). — Granulites. Results of a discussion. *N. Jb. Miner. Mh.*, 3, p. 97-123.
- BELOUSSOV, V. V. (1966). — Modern concepts of the structure and development of the Earth's crust and the upper mantle of continents. *O. Jl. Geol. Soc. Lond.*, 122, p. 239-314.
- BUDDINGTON, A. F. and LINDSLEY, D. H. (1964). — Iron-Titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrology*, 5, p. 310-335.
- BUGGE, J. A. W. (1943). — Geological and petrological investigations in the Kongsberg-Bamble Formation. *Norg. Geolog. Unders.*, 160, p. 1-150.
- DAHLBERG, E. H. (1969). — *Feldspars of charnockitic and related rocks, Rogaland, South-Western Norway*. Ph.D. Thesis, Utrecht.
- DEN TEX, E. (1965). — Metamorphic lineages of orogenic plutonism. *Geologie en Mijnbouw*, 44-4, p. 105-132.
- DUCHESNE, J. C. (1969). — *Les minerais noirs dans le massif magmatique stratiforme de Bjerkrem-Sogndal (Rogaland) et leur évolution dans la différenciation*. Thèse Univ. Liège, vol. 1, 130 p.
- DUCHESNE, J. C. (1972). — Iron-Titanium oxide minerals in the Bjerkrem-Sogndal massif, South-Western Norway. *J. Petrology*, 13, p. 57-81.
- ENGEL, A. and ENGEL, C. (1962). — Progressive metamorphism of amphibolite, Northwest Adirondack mountains, New York. *Buddington Volume, Geol. Soc. America*, p. 37-82.
- ERMAKOV, N. P. (1965). — Nature des inclusions dans les minéraux, leur diagnose et classification (en russe). Moscou, *Univ. vestnik*, sér. 4, Geol., p. 18-30.
- FORESTIER, F. H., LASNIER, B., LEYRELOUP, A. et MARCHAND, J. (1974). — Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français et le Massif Armoricain de l'affleurement au Moho. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 15.
- FORESTIER, F. H. (1973). — *Première réunion An. Sc. Terre*, Paris, résumé, p. 190.
- FOURCADE, S. et JAVOY, M. (1973). — Rapports $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans les roches du vieux socle catazonal d'In Ouzzal (Sahara algérien). *Contr. Mineral. and Petrol.*, 42, p. 235-244.
- FYFE, W. S. (1973). — The granulite facies, partial melting and the Archaean Crust. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 273, p. 457-461.
- GREEN, D. H. and RINGWOOD, A. E. (1967). — An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, p. 767-833.
- GREEN, H. W. (1972). — A CO_2 charged asthenosphere. *Nature*, 238, p. 2-5.
- HEIER, K. S. (1973). — Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 273, p. 429-442.
- KADIK, A. A. and LUKANIN, O. A. (1973). — Behaviour of water and carbonic acid in magmatic processes which is determined by solubility (en russe). *Geokhimiya*, 2, p. 163-179.
- KORNPROBST, J. (1971). — *Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif*. Thèse, Paris, 376 p.
- KRETZ, R. (1963). — Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. *J. Geology*, p. 773-785.
- LASNIER, B. (1970). — Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Etude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif Armoricain et du Massif des Maures (France). *Trav. Lab. Pétr. Minér. Nantes*, 5, 297 p.
- LEYRELOUP, A. (1973). — Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes ; son thermométamorphisme et sa lithologie : granites et série charnockitique (Massif Central français). *Trav. Lab. Pétr. Minér. Nantes*, 8, 356 p.
- LOSERT, J. (1967). — The geology and petrography of the Valjok, Norwegian Lapland, granulite area. *Int. rep., Nor. Geol. Unders. Trondheim*.
- LUTZ, B. G. (1964). — The charnockites series of Anabat massif in Siberia. *22nd Int. Geol. Cong.*, Vol. 13, p. 142-150.
- MASSON, D., MARTIN, R., RICHARD, C. et TOURET, J. (1973). — Etude par chromatographie gazeuse des fluides carboniques du faciès granulite. *C. R. Acad. Sc. Paris*, sér. D, 276, p. 461-464.
- MATTAUER, M. (1973). — *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*, 1 vol. Hermann, 493 p.

- MICHOT, P. (1938). — Etude pétrographique et géologique du Ruwenzori septentrional. *Mém. Inst. Col. belge*, t. 8.
- NEWTON, R. C. (1972). — An experimental determination of the high pressure stability limits of cordierite under wet and dry conditions. *J. Geol.*, 80, p. 398-420.
- NOIZET, G. (1969). — *Contribution à l'étude géochimique des formations métamorphiques du faciès granulite dans le sud de Madagascar*. Thèse Nancy, 1 vol. ronéo, env. 150 p.
- OTTO, J. D. T. (1972). — The mineral paragenesis of a granite dyke which crystallized in a semi-closed system of calcite wall rock. *24th Int. Geol. Cong.*, sect. 2, p. 276-283.
- POTY, B. (1969). — La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg-d'Oisans) et des filons du Massif du Mont-Blanc. *Sc. de la Terre*, Nancy, *Mém.* 17, 161 p.
- POTY, B., STALDER, H. A. and WEISBROD, A. (1974). — Fluid inclusions studies in quartz from fissures of Western and Central Alps. *Bull. suisse Min. Pétr.*, sous presse.
- ROEDDER, E. (1967). — Fluid inclusions as samples of ore fluids. Chap. 12, p. 515-574. In *Hydrothermal Ore Deposition*. H. L. Barnes, ed., 1 vol., Holt, Rinehart & Winston, 670 p.
- ROEDDER, E. (1965). — Liquid CO₂ inclusions in olivine bearing nodules and phenocrysts from basalts. *Am. Miner.*, 50, p. 1746-1780.
- ROSENBUSCH, H. und OSANN, A. (1922). — *Elemente der Gesteinslehre*. 1 vol., Stuttgart.
- SAXENA, S. K. (1973). — *Thermodynamic of Rock Forming Crystalline Solutions*, 1 vol. Springer Verlag, 188 p.
- SPRY, A. (1969). — *Metamorphic Textures*, 1 vol. Pergamon Press, 350 p.
- STRECKEISEN, A. L. (1967). — Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 107, p. 144-240.
- TODHEIDE, K. und FRANCK, E. U. (1963). — Das Zweiphasengebiet und die kritische Kurve im System Kohlendioxid-Wasser bis zum Drucken von 3 500 b. *Zeitsch. Phys. Chemie*, 37, p. 387-401.
- TOURET, J. (1966). — Sur l'origine supracrustale des gneiss rubanés de Selås (formation de Bamble, Norvège méridionale). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 262, p. 9-12.
- TOURET, J. (1969). — *Le socle précambrien de la Norvège méridionale*. Thèse Nancy, 3 vol. ronéo, 609 p.
- TOURET, J. (1970). — Le faciès granulite, métamorphisme en milieu carbonique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 271 D, p. 2228-2231.
- TOURET, J. (1971a). — Le faciès granulite en Norvège méridionale. I : Les associations minéralogiques. *Lithos*, 4-3, p. 239-249. II : Les inclusions fluides. *Lithos*, 4-4, p. 423-436.
- TOURET, J. (1971b). — Contrôle du faciès granulite dans le Bamble par le CO₂ de la phase fluide. *C. R. Som. Soc. Géol. France*, 6, p. 143-145.
- TOURET, J. (1972). — Le faciès granulite en Norvège méridionale et les inclusions fluides : paragneiss et quartzites. *Sc. de la Terre*, Nancy, 17, 1/2, p. 179-193.
- TOURET, J. (1973). — Minerais de fer-titane, roches plutoniques et zonéographie métamorphique dans le sud de la Norvège. In *Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux*. Coll. E. Raguin, 1 vol. Masson et C^{ie}, Paris, p. 249-260.
- TURNER, F. J. (1968). — *Metamorphic Petrology*, 1 Vol. MacGraw-Hill, 403 p.
- WEISBROD, A. (1970). — Remarques sur le faciès granulite. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 270, p. 581-583.
- WILSON, A. F. (1964). — The petrological features and structural setting of Australian granulites and charnockites. *22nd Int. Geol. Congr. India*, 13, p. 21-42.
- WILSON, A. F., GREEN, D. C. and DAVIDSON, L. R. (1970). — The use of oxygen isotope geothermometry on the granulites and related intrusives, Musgrave Ranges, Central Australia. *Contr. Miner. and Petrol.*, 27, p. 166-178.
- WINKLER, H. G. F. (1967). — *Die Genese der metamorphen Gesteine*, 2nd ed. Springer Verlag, 234 p.
- WINKLER, H. G. F. and SEN, S. K. (1972). — Granulites and charnockites; a proposal for a unified nomenclature. *Com. Nomenclature and Systematics Igneous Rocks I.U.G.S.*, Contr. No. 25, p. 1-8.
- WINKLER, H. G. F. and SEN, S. K. (1973). — Nomenclature of granulites and other high grade metamorphic rocks. *Neues Jb. Miner., Mh.*, 9, p. 393-402.
- YODER, H. S. Jr. (1968). — Phlogopite-H₂O-CO₂. An example of the multicomponent gas problem. *Ann. Rept. Geophy. Lab. Carneg. Inst.*, 1560, p. 237-240.

