

## マントル内での炭素の相平衡

## Stability of Carbon Phase in the Mantle

山下浩之・小出良幸  
神奈川県立生命の星・地球博物館

Hiroyuki Yamashita & Yoshiyuki Koide

Kanagawa Prefectural Museum of Natural History, 499 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan

**Abstract.** Carbon phase in the mantle should be as constituents of minerals or fluid studied by the petrology, mineralogy and high pressure and high temperature experiment. The information of carbon phase in the mantle derived from igneous rocks (kimberlite, carbonatite and lamproite), minerals of diamond and carbonate minerals and fluids in diamond inclusion.

The high pressure and high temperature experimental results of the simple-component systems such as C, CaO-CO<sub>2</sub> and CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>, show that diamond, aragonite, dolomite and magnesite are stable in the mantle conditions. On the other hand, diamond and magnesite are stable in the complex system. The stable field of magnesite might expand to the lower mantle condition.

Kimberlite and carbonatite petrogenesis are closely related with carbon phase in the mantle. The magmas are considered to derived from partial melting of carbonate bearing peridotite. The geochemical character of this partial melts is similar to the diamond inclusion fluid.

**key words** : carbon, high pressure and high temperature experiment, carbonate minerals

## I はじめに

地球に存在する炭素は、地球の材料と考えられている炭素質コンドライトからおおよその量が見積られている。その見積りによれば、地表に存在する炭素の量より、多量の炭素がマントル内に存在する可能性が指摘されている。地表に存在する炭素の一部は、海溝から沈み込むプレートによってマントルに供給される。また、マントル内の炭素は、火成活動によって再び地上にもたらされる。炭素の一部は、マントルと地表の間を絶えず循環している。

マントル内部での炭素は、ダイヤモンドや炭酸塩鉱物、そして二酸化炭素、メタンなどを含んだ流体もしくはメルトなど、様々な形で存在すると考えられている。

グラファイトは、マントル条件下でダイヤモンドへ相転移することが高温高压実験によって明らかにされている (Bundy et al., 1961など)。そのため、ダイヤモンドは、マントル起源であると考えられている。炭酸塩鉱物は、マントル起源の火成岩から産出することや、マントル条件下での高温高压実験の結果から存在が支持されている。流体は、ダイヤモンドに包有されて産出することが報告されている (Navon et al., 1988)。

炭素は、マントル内で流体として存在する場合、火成活動に多大な影響を及ぼす。このことは、マントル深部

が起源と考えられているキンバライトやカーボナタイトが二酸化炭素や水などの揮発性成分に富むことから裏付けられる。炭素は鉱物として安定に存在する一方、何らかの形で火成作用にも影響を及ぼす可能性がある。

マントル内における炭素の存在状態についての研究は、ダイヤモンドもしくは炭酸塩鉱物の物理的・化学的性質、ダイヤモンドや炭酸塩鉱物を含むマントル起源火成岩の岩石学的性質、そして、ダイヤモンドあるいは炭酸塩鉱物を含む岩石の高温高压実験が主要である。本論では、これらのデータを整理し、マントル内における炭素の存在状態を把握する。さらに、炭素が液体もしくは気体として存在するときの、まわりのマントルへの影響、特に火成活動について議論する。

## II マントル内に存在する炭素および炭素化合物を含む岩石・鉱物

マントル内に存在する炭素の存在状態を解明するには、火成活動によって地表にもたらされた炭素を含むマントル起源物質を調べる方法と、推定されるマントル組成の物質をマントルの物理条件下において状態を観察する方法が有効である。前述の方法には、地表にもたらせた火山岩そのものを岩石学的に調べる方法と、火山岩に含まれている鉱物もしくは、外来結晶 (xenocryst) を調べる

方法がある。

ここでは、火成活動によって地表にもたされた炭素を含むマントル起源物質について、火山岩、鉱物、流体の3つに区分し、まとめる。

## 1. 火山岩

火成岩中では、炭素は炭酸塩鉱物として固定されている。マグマには、二酸化炭素ガスが含まれている。しかし、二酸化炭素ガスは噴火時に放出される。噴出時に抜け出した二酸化炭素ガスの量を見積るのは難しい。そのため、岩石学では一般に、鉱物に固定されている炭素のみを扱うことが多い。炭素を多量に含むマントル起源の火山岩には、大陸でみられるキンバライトやカーボナタイト、ランプロアイトなどがある。以下、これらの火山岩について、定義および化学的特徴、岩石学的特徴、産状、活動年代、分布などについてまとめる。

### i) キンバライト

キンバライトは、小規模のパイプ・岩脈・岩床として産出する揮発成分に富んだ超塩基性アルカリ岩と定義されている (Clement et al., 1984)。揮発性成分に富むことから、噴火形態は非常に爆発的であると考えられている。

斑状組織を持ち、斑晶は、オリビンおよびフロゴバイト

表 1. キンバライトの全岩化学組成

	group I A	group I B	group II
major element (wt.%)			
SiO <sub>2</sub>	32.1	25.7	36.3
TiO <sub>2</sub>	2.0	3.0	1.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.6	3.1	3.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.2	12.7	8.4
MnO	0.2	0.2	0.2
MgO	28.5	23.8	29.7
CaO	8.2	14.1	6.0
Na <sub>2</sub> O	0.2	0.2	0.1
K <sub>2</sub> O	1.1	0.6	3.2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.1	1.1	1.1
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.1	0.5	0.7
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	8.6	7.2	5.3
CO <sub>2</sub>	4.3	8.6	3.6
total	99.2	100.8	99.8
trace element (ppm)			
Nb	165	210	120
Zr	200	385	290
Y	13	30	16
Sr	825	1020	1140
Rb	50	30	135
Th	18	27	30
Ni	1360	800	1400
Cr	1400	1000	1800
V	75	170	85
Ba	1000	850	3000
Sc	13	20	20
La	90	125	200
Ce	140	220	350
Nd	90	100	145
Gd	4	8	6
U	4	6	5
Pb	7	10	30

データは、Smith et al. (1985) より引用。

ト、カルサイト、サーペンティン、単斜輝石、モンチセライト、アパタイト、スピネル、ペロプスカイト、イルメナイトからなる。ドロマイトを伴うこともある。石基は細粒の斑晶と同じ鉱物やガラスからなる。また、マントル起源の外來結晶として、他形のオリビンやフロゴバイト、イルメナイト、クロムスピネル、マグネシウムザクロ石、単斜輝石、斜方輝石からなる巨大結晶 (megacryst) がある。まれにダイヤモンドを含むこともある。巨大結晶は、オリビンが他の鉱物と比べて多い。捕獲岩として、マントル起源の超苦鉄質岩や地殻起源の岩片を含む。

キンバライトは、岩石組織および鉱物学的特徴によって分類されている。岩石組織によって、巨大結晶を多量に含む斑晶質キンバライトと、巨大結晶が乏しいか又は無い無斑晶質キンバライトの2つに分類される (Mitchell, 1989)。

化学的特徴としては、玄武岩と比較して、少い SiO<sub>2</sub>、多い MgO および K<sub>2</sub>O、CO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>O、LIL (Large Ion Lithophile)、LREE (Light Rare Earth Elements) 含有量と高い Mg/(Mg+Fe) 比などがあげられる (表 1)。特に Rb や K、Ba などの LIL は、始原的なマントルと比較して、200~500倍も濃集している。

鉱物学的・化学的・同位体化学的に、Group I キンバライトと Group II キンバライトの2つに区分される (Smith et al., 1983; Skinner, 1989)。Group I キンバライトは特徴的に巨大結晶 (オリビンやフロゴバイト、モンチセライト、カルサイト、サーペンティン) を含む。Group II キンバライトは、斑晶と石基にフロゴバイトを多く含み、Group I キンバライトに比べ、SiO<sub>2</sub> や K、Ba に富む。

両者の差異は同位体組成に顕著に現れ、<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd-<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 図で、Group I キンバライトは OIB (Oceanic island basalt) の領域付近に、Group II キンバライトは OIB とランプロアイトの中間の領域にプロットされる (図 1)。

キンバライトの分布は、北アメリカ・南アメリカ・南

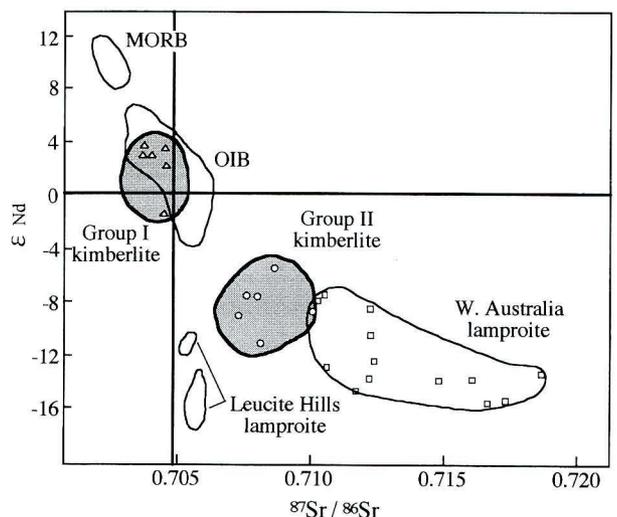


図 1. Nd および Sr の同位体比。

Group I および Group II キンバライトのデータは南アフリカのものをもちいた。ランプロアイトは、Western Australia および Leucite Hills (Wyoming, U.S.A.) のものをもちいた。Egglar, D. H. (1989) より引用した。

アフリカ・中国・インド・オーストラリアなどの大陸地塊の分布と一致する (Dawson, 1989)。

キンバライトの活動年代は、およそ1800Ma (原生代)、およそ1200Ma (原生代)、およそ800Ma (原生代)、500~50Ma (オルドビス紀から白亜紀) の、約3~4億年の周期性による4つの時期に分類され、大陸下部のリソスフェアに達する大陸プレートの断裂活動に伴うものと考えられている (Allsopp et al., 1989)。

キンバライトに含まれるダイヤモンドの包有物の輝石やザクロ石、またはカンラン岩ゼノリス中の輝石やザクロ石は、約4~6 GPa (地下120km~180km) の圧力で形成されたと推定されている (Shee et al., 1989)。このことから、キンバライトマグマは、地下120~180km以深で形成されたことになる。ダイヤモンドの包有物には、より深部で形成されたと考えられるメジャライト組成に富んだザクロ石が発見され (Moore & Gurney, 1985)、キンバライトマグマの生成深度はかなり深いとの見積りもある。

## ii) カーボナタイト

カーボナタイトは、炭酸塩鉱物からできている珪酸塩鉱物に乏しい火成岩である。炭酸塩鉱物は体積比で50%以上占めている。

化学的特徴として、SiO<sub>2</sub>に異常に乏しく、CaOやNa<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>O、CO<sub>2</sub>などに非常に富み、特にCO<sub>2</sub>の含有量は30wt%を越える(表2)。Na<sub>2</sub>Oの含有量は岩体により大きく異なり、30wt%をこえるもの(natrocronatite)からほとんど含まないものまで存在する。カーボナタイトは、BaOやSrO、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>などの微量元素も多量に含む。LREEの含有量も異常に高く、キンバライトやランプロアイトよりも数倍高い含有量をもつ。岩体によって濃集する元素が異なるが、NbやZr、REE、Ta、Th、Ba、Srなどの鉱床を形成することもある。<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd-<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr図では、OIBの領域と似る。

カーボナタイトの構成鉱物は、カルサイトやドロマイト、アンケライトなどの炭酸塩鉱物を主とし、オリビンやマグネサイト、赤鉄鉱なども含む (Hall, 1987)。まれに、モンチセライトやメリライト、アパタイト、パイロクロアを含むことがある。

ほとんどのカーボナタイトはプレカンブリア時代の盾状地に産出する。キンバライトの分布と似ているが、ニュージーランドなどの島弧や南大西洋東部の海底にも産出する点で異なる (Le Bas, 1987)。

カーボナタイトは、貫入岩として産出し、アルカリ岩やカンラン岩、輝岩と複合岩体を形成することが多いが、溶岩流と火山灰の互層を形成することもある。カーボナタイトの周辺部では、カーボナタイトによるアルカリ交代作用によって、フェナイトが形成されている。

カーボナタイトは、現在も活動している。37万年前から活動していると考えられているタンザニアのOldoinyo Lengaiでは、natrocronatiteの溶岩流と、火山灰の互層が見られ、1983年まで活動している。

カーボナタイトマグマの成因は、岩石学的に以下の3つが考えられている (Hall, 1987)。

表2. カーボナタイトの全岩化学組成

	1	2	3	4	5	6
major element (wt.%)						
SiO <sub>2</sub>	0.05	0.88	0.16	6.12	3.24	0.83
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.18	0.07	0.68	trace	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.37	0.17	1.31	0.2	0.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.41	2.62	4.04	7.55	11.5	11.00
MnO	0.48	0.39	0.41	0.75	5.18	5.53
MgO	0.48	0.31	0.67	12.75	10.74	0.36
CaO	14.43	53.6	51.2	39.03	25.85	43.6
Na <sub>2</sub> O	33.89	0.09	0.25	0.14	-	0.05
K <sub>2</sub> O	8.39	0.03	0.01	0.79	-	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.93	3.18	1.52	2.66	1.27	0.42
CO <sub>2</sub>	30.53	38.38	39.5	37.03	32.62	30.42
F	2.71	0.06	-	0.09	-	-
Cl	3.81	trace	-	-	-	-
SO <sub>3</sub>	2.88	-	-	0.89	0.49	-
SrO	1.35	0.23	0.1	0.01	0.73	0.07
BaO	1.26	0.08	0.17	0.11	2.48	>4.0

1: Natrocronatite lava (Oldoinyo Lengai, Tanzania); 2: Sovite dyke (Tundulu, Malawi); 3: alvikite cone sheet (Homa Mountain, Kenya); 4: dolomite carbonatite (Alno, Sweden); 5: ferrocronatite-high Mg (Kangankunde, Malawi); 6: ferrocronatite-low Mg (Homa Mountain, Kenya). データは、LeBas (1987) より引用。

・炭酸塩鉱物を含むマントル物質の部分融解  
・融解した炭酸塩を含むケイ酸塩メルトの分化作用の最後のメルト

・初生的に均質である炭酸塩を含むケイ酸塩メルトの不混和作用

しかし、最近の高温高圧実験の結果からは、炭酸塩鉱物を含むマントル物質の部分融解が有力である。カーボナタイトマグマの成因については、高温高圧実験が盛んになされているのでそちらで触れる。

## iii) ランプロアイト

ランプロアイトとは、広義にはK<sub>2</sub>Oに富んだ塩基性岩のことで、キンバライトやランプロファイアーも含む。狭義のランプロアイトは、キンバライトと同様にK<sub>2</sub>OやMgOに富んだ過アルカリ質塩基性~超塩基性岩で、キンバライトより高いSiO<sub>2</sub>およびK<sub>2</sub>O、低いAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含有量で特徴づけられ、キンバライトほどCO<sub>2</sub>を含まない(表3)。

さらに、キンバライトと同様に、RbやBa、LREEなどの液相濃集元素が異常に高い含有量をもつ。<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd比および<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr比は、それぞれ0.5112~0.5123、0.705~0.718で、MORB~OIB~group I キンバライト~group II キンバライトを通るマントルアレーの延長上にプロットされる(図1)。

ランプロアイトの斑晶鉱物は、オリビンおよびフログパイト、アルカリ角閃石、単斜輝石、白榴石、カリ長石からなり、石基はフログパイトや単斜輝石、オリビン、スピネル、イルメナイト、K-Ba-Ti-oxideからなる(有馬, 1987)。ごくまれに含まれるダイヤモンドはマントル起源の外來結晶と考えられている。初生的な炭酸塩鉱物は見られない(Mitchell, 1989)。

ランプロアイトは、溶岩流や岩脈、岩床、碎屑丘や噴

表3. ランプロアイトの全岩化学組成

	1	2	3	4
major element (wt.%)				
SiO <sub>2</sub>	50.3	48.9	54.8	49.7
TiO <sub>2</sub>	2.3	4.9	1.4	2.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.3	7.1	10.0	8.5
FeO*	4.9	6.8	5.1	6.4
MnO	0.9	0.1	0.1	0.1
MgO	8.0	11.2	10.0	11.7
CaO	6.4	5.7	4.7	5.8
Na <sub>2</sub> O	1.2	0.5	1.9	1.3
K <sub>2</sub> O	9.9	7.9	6.3	6.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.4	1.0	1.1	1.2
BaO	0.6	1.1	0.3	0.7
ZrO <sub>2</sub>	0.2	0.1	0.1	0.1
H <sub>2</sub> O*	2.5	2.9	2.7	2.5
CO <sub>2</sub>	1.0	1.8	1.6	2.6
total	99.9	100	100.1	99.9

1: Leucite Hills, U.S.A.; 2: Murcia-Almeira, Spain; 3: West Kimberley, Australia; 4: 世界に産出するランプロアイトの平均値。\*: FeはFeOとして計算。データは、Bergman (1987) より引用。

石丘などの玄武岩と類似の産状を示すほか、キンバライトのようなダイアトリームやパイプ型の爆発的噴火をするものもある。ランプロアイトのダイアトリームは、キンバライトのものより底が浅い。これは、H<sub>2</sub>OとCO<sub>2</sub>に富むキンバライトマグマの方が、より深部で揮発性成分の沸騰が起こったためと考えられている(有馬, 1987)。

ランプロアイトの分布は、キンバライトと似ており、北アメリカ・南アメリカ・南アフリカ・中国・インド・オーストラリアなどに産出する。これ以外にも、ヨーロッパ、南極大陸にも分布するが、大陸地殻上に限定される。

ランプロアイトは、原生代から第四紀まで広い範囲にわたって活動しており、キンバライトのような活動の周期性は見られない。

## 2. 鉱物

マントル起源の鉱物は、ダイヤモンドや炭酸塩鉱物が見つかっている。いずれの鉱物も、マントル内で炭素を貯蓄する重要な役割を果たす。マントル内におけるこれらの鉱物の安定領域は、高温高压実験によって明らかにされている。

ここでは、ダイヤモンドと炭酸塩鉱物の鉱物学的特徴についてまとめる。また、ダイヤモンドについては、包有物がマントルの情報を与えてくれるので、そちらについてもふれることにする。

### i) ダイヤモンド

単体の炭素は、マントル内でダイヤモンドもしくはグラファイトとして存在する。

ダイヤモンドについての詳細については、有馬(1997)でまとめられている。ここでは、マントルの物理・化学条件を反映するダイヤモンドの包有物についてまとめる。

ダイヤモンドは、比重3.56718、硬度10で地球上で最も硬く化学的に安定な鉱物である。立方晶系で、8面体もしくは12面体構造をなす。一方、グラファイトは比重2.09~2.23、硬度1~2の六方晶系で、軽く軟らかい。

現在、ダイヤモンドは、キンバライトやランプロアイトから見つかっている。また、マントルゼノリスのエクログジャイトや、まれではあるが石灰岩からも微小なものが見つかっている。

ダイヤモンドは、炭素の同位体比からも、マントルを解明するための情報を与えてくれる。しかし、それ以上にダイヤモンドに含まれる包有物は、マントルの情報を与える。ダイヤモンドはマントル中で生成する際に、まわりのマントルに存在する鉱物や流体を取り込んで成長することがある。一度ダイヤモンドに取り込まれた鉱物は、ダイヤモンドが物理的・化学的に非常に安定なために、取り込まれてから周辺の物質と反応することはない。ダイヤモンドの包有物は、地表にもたらされてもマントルの情報を保存している。ダイヤモンドに含まれる鉱物からは、マントルの物理・化学条件を読みとることができ、流体からはダイヤモンド生成時の化学条件を読みとることができる。

輝石やザクロ石などのダイヤモンドの包有物から、ダイヤモンドの生成した温度圧力条件が推定されている。包有物は、約4~6 GPa(地下120km~180km)のリソスフェア起源のものが報告されている (Shee et al., 1989)。一方、Monastery Mine (南アフリカ) より産出した Group II キンバライト中のダイヤモンドの包有物からは、より高压のアセノスフェアで形成されたと考えられるメジャライト組成に富んだザクロ石が報告されている (Moore & Gurney, 1985)。近年、メジャライト組成に富んだザクロ石の報告が相次ぎ (Haggerty & Sautter, 1990; Sautter et al., 1991)、地下400km付近で生成したと思われるものも見つかっている。

### ii) 炭酸塩鉱物

マントル内に存在する炭酸塩鉱物は、マントル起源の火山岩やそのノジュールなどによって調べられている。炭酸塩鉱物は含水鉱物に比べ、非常に種類が少ない。主なものとしては、CaCO<sub>3</sub>とMgCa(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>、MgCO<sub>3</sub>である。まれに、CaとSrが置換したSrCO<sub>3</sub>などもあるが、ここでは扱わない。

炭酸カルシウム (CaCO<sub>3</sub>) は、低压側では三方晶系、硬度3、比重2.72のカルサイトとして、高压側では斜方晶系、硬度3.5~4、比重2.929のアラゴナイトとして存在する。

マグネサイト (MgCO<sub>3</sub>) は三方晶系、硬度4、比重3.0として産出する鉱物である。

ドロマイト (MgCa(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>) は、三方晶系、硬度3.5~4、比重2.85~3.02の鉱物である。しかし、FeやMnがMgと置換し、アンカライト (Ca(Fe<sup>2+</sup>, Mg, Mn)(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>) になるため比重は若干異なる。また、MgとCaは、連続的な固溶体をもつ。

炭酸塩鉱物がマントル下でどこまで安定に存在するかは、高温高压実験のデータによって条件が明らかにされ

表4. ボツワナ産ダイヤモンドに包有される流体の化学組成

sample points*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub> **	23.9	25.1	25.6	28.4	29.4	36.5	41.3	44.1	45.1	47.8	50.1	50.3	52.3	58.4	13.6
TiO <sub>2</sub>	4.6	4.7	5.1	4.9	4.8	4.5	4.6	4.3	4.9	4.2	5.0	4.6	4.2	4.3	4.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.5	2.5	2.0	2.2	2.9	4.2	4.9	4.6	5.4	5.5	6.2	5.3	5.6	6.8	0.8
FeO***	15.2	16.1	17.5	14.9	16.1	13.5	11.1	10.5	10.7	9.9	9.8	12.2	8.8	7.6	19.5
MgO	10.9	10.1	10.8	10.6	8.2	7.8	5.1	5.8	5.7	4.8	4.6	4.4	5.1	3.3	13.2
CaO	13.5	15.6	16.3	12.6	13.4	9.1	6.8	5.6	5.1	4.7	3.2	3.3	5.5	0.0	20.5
Na <sub>2</sub> O	2.2	2.6	2.2	3.0	2.3	2.5	2.4	2.2	1.6	3.0	0.3	2.8	2.0	2.2	2.2
K <sub>2</sub> O	22.2	18.3	15.4	18.4	18.1	16.9	18.7	17.8	16.4	15.3	15.9	12.1	11.5	12.3	20.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.3	2.4	1.4	2.6	1.9	1.1	2.0	1.4	1.0	1.2	0.5	0.9	0.7	0.7	2.4
Cl	1.5	1.3	1.0	1.7	0.9	0.7	1.1	1.0	0.8	0.8	1.4	1.2	0.7	0.9	1.3
Mg/(Mg+Fe)	0.56	0.53	0.52	0.56	0.48	0.51	0.45	0.5	0.49	0.46	0.46	0.39	0.51	0.44	0.55
H <sub>2</sub> O (ppm)		192	320	38	128	99	64	384	506	192	19	173	115		
CO <sub>2</sub> (ppm)		910	940	75	420	250	120	135	540	285	15	130	70		
H <sub>2</sub> O/(H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub> )		0.3	0.5	0.6	0.4	0.5	0.6	0.9	0.7	0.6	0.8	0.8	0.8	0.9	0.3

1: JWN108; 2: JWN90; 3: JWN87; 4: JWN106; 5: JWN89; 6: JWN112; 7: JWN110; 8: JWN99; 9: JWN91; 10: JWN92; 11: JWN88; 12: JWN115; 13: JWN93; 14: H<sub>2</sub>Oに富む流体の端成分; 15: CO<sub>2</sub>に富む流体の端成分。\*: 分析点数。\*\*: 9つの酸化物の合計が95%になるように、揮発性成分なしで再計算してある。\*\*\*: FeはFeOで計算。データは、Schrauder & Navon (1994) より引用。

ている。CaCO<sub>3</sub>およびMgCa(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>、MgCO<sub>3</sub>のいずれの組成も、高温高压実験によって、マントルに相当する圧力では安定に存在することがわかっている。高温高压実験の結果については後でふれる。

### 3. 流体包有物

マントル内には、CO<sub>2</sub>を多量に含むメルトもしくは流体が存在する可能性が高い。メルトや流体はマントル起源の火山岩から直接得ることはできないが、鉱物などに包有されればマントルに存在したときの化学組成を見ることができる。しかし、珪酸塩鉱物では、相転移によって、鉱物と流体が反応して、流体の組成が変わるおそれがある。その点、化学的、物理的に安定なダイヤモンドに包有される流体は、マントルの状態を保持している。

ダイヤモンドに包有される流体のデータは、coatedダイヤモンドおよびcubicダイヤモンドから得られている。coatedダイヤモンドでは、octahedralダイヤモンドのまわりに成長する針状ダイヤモンドの境界付近に流体がよく見られる。coatedダイヤモンドは、流体が存在する場で成長したことを示している。流体の大きさは、数十～数百μm程度である。

流体の化学組成を表4に示す。流体の化学組成の特徴は、H<sub>2</sub>OおよびCO<sub>2</sub>、SiO<sub>2</sub>、K<sub>2</sub>O、CaO、FeOに富み、一見キンバライトなどのアルカリ岩的な特徴を示すが、MgOに乏しい点で異なる。また、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>やBaO、SrOを、数%も含んでいる。La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>やCe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>などのLREEの含有量も非常に多い。CO<sub>2</sub>とH<sub>2</sub>Oの割合は、H<sub>2</sub>Oのほうが多い傾向が見られる。

Schrauder & Navon (1994) は、流体に2つの端成分があることを示唆している。一つは、carbonatitic fluidで、CO<sub>2</sub>やCaOやFeO、MgO、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>に富むものである。

もう一つはhydrous fluidで、H<sub>2</sub>OやSiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>に富むのである。K<sub>2</sub>Oの含有量に関しては両流体とも高い。

Schrauder & Navon (1994) は、ダイヤモンドの包有物から固体のCO<sub>2</sub>を報告している。CO<sub>2</sub>は、5 GPa以上の圧力では、酸素分圧やまわりの鉱物（化学組成）の条件によっては、固体として存在しうる。炭酸塩鉱物を含む堆積岩は、プレートとともに沈み込み、220~270kmの深さのマントルで温められる。炭酸塩鉱物は、珪酸塩鉱物と反応しCO<sub>2</sub>を放出する。放出されたCO<sub>2</sub>は、ダイヤモンド中に固体として固定されると考えられている (Schrauder & Navon, 1994)。

### III 炭素を含む系の高温高压実験

高温高压発生装置の開発に伴って、様々な系の実験がなされてきた。炭素を含んだ系の高温高压実験も、1970年代から盛んにおこなわれている。成果の一部を表5にまとめた。

高温高压実験は、炭素を含む系が高温高压下でどのような相や組成で存在するかを知ることが目的である。出発物質には、マントル内で最も普通に見られるカルシウムやマグネシウムなどの金属元素と炭素との化合物が用いられる。化合物は、マントル内でまわりの物質と反応を起こす。1種の化合物のデータは、マントルを構成する鉱物としての1つの可能性にすぎず、むしろ物性データとして重要になる。

より現実に近い情報を得るには、マントル内に多量に存在するケイ素やアルミニウムなどを含めた4、5成分系の実験が必要になる。多成分系の実験は、マントルを構成するペリドタイトとの関係を知る上でも重要になる。ペリドタイトのソリダスよりも高温域で、炭素化合物が固相として安定に存在するのか、液として存在するのか、

表 5. 炭素を出発物質に含んだ、主な高温高压実験の論文リスト

著者	年	出発物質	圧力 (GPa)	温度 (°C)	液
<b>合成物</b>					
Kennedy & Kennedy	1979	C	4.3 - 6.3	1100 - 1600	
赤石 實	1990	C	7.7	2150	
Arima et al.	1992	C+ キンバライト	7.7	2200	
Katsura et al.	1991	MgO - CO <sub>2</sub>	1.0 - 55	1300	
Irving & Wyllie	1973	MgO - CO <sub>2</sub>	2.0 - 3.6	1300 - 1700	
Irving & Wyllie	1973	CaO - CO <sub>2</sub>	1.0 - 3.6	800 - 1700	
Crawford et al.	1972	CaO - CO <sub>2</sub>	0.352 - 0.518	50 - 150	
Huang et al.	1980	CaO - SiO <sub>2</sub> - CO <sub>2</sub>	0 - 3.0	1150 - 1750	
平山・藤井	1993	MgO - SiO <sub>2</sub> - CO <sub>2</sub>	7.0, 9.0, 11.5	1500 - 1900	
Newton & Sharp	1975	MgO - SiO <sub>2</sub> - CO <sub>2</sub>	2.0 - 4.0	100 - 1500	
Katsura & Ito	1990	MgO - SiO <sub>2</sub> - CO <sub>2</sub>	8.0, 15, 26	1400 - 2100	
Martinez et al.	1996	CaO - MgO - CO <sub>2</sub>	0.3 - 8.17	25 - 1000	
Byrnes & Wyllie	1981	CaO - MgO - CO <sub>2</sub>	1.0	1350	
Brey et al.	1983	CaO - MgO - SiO <sub>2</sub> - CO <sub>2</sub>	2.0 - 5.0	800 - 1300	
Liu & Lin	1995	CaO - MgO - SiO <sub>2</sub> - CO <sub>2</sub>	4.0 - 26	1000	
Canil & Scarfe	1990	CaO - MgO - SiO <sub>2</sub> - CO <sub>2</sub>	4.0 - 12	1000 - 1590	
Kushiro et al.	1975	CaO - MgO - SiO <sub>2</sub> - CO <sub>2</sub>	2.3 - 7.7	800 - 1400	
Boettcher et al.	1980	CaO - MgO - H <sub>2</sub> O - CO <sub>2</sub>	0.075 - 4.0	505 - 853	
Boettcher et al.	1980	CaO - MgO - SiO <sub>2</sub> - H <sub>2</sub> O - CO <sub>2</sub>	0.1 - 1.0	570 - 750	
Canil & Scarfe	1990	CaO - MgO - SiO <sub>2</sub> - H <sub>2</sub> O - CO <sub>2</sub>	5.0 - 10	1150 - 1420	
Canil & Scarfe	1990	CaO - MgO - SiO <sub>2</sub> - Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - CO <sub>2</sub>	4.5 - 11	1200 - 1590	
<b>天然物</b>					
Ringwood et al.	1992	平均的キンバライトの化学組成を合成	10, 16	1300 - 1700	未測定
山下・大谷	1995	group II キンバライト	1.0 - 8.7	1300 - 170	測定
Yamashita & Arima	1995	group II キンバライト	1.0 - 8.7	1300 - 170	未測定
Edgar et al.	1988	group I キンバライト	1.0 - 4.0	1000 - 1525	未測定
Edgar et al.	1993	group I キンバライト	5.0 - 10	1300 - 1675	未測定
Wallance & Green	1988	ペリドタイト+炭酸塩鉱物+角閃石	1.5 - 3.2	900 - 1200	測定
Sweeney, R. J.	1994	海洋性および大陸性ペリドタイト	1.8 - 4.75	985 - 1300	測定
Sweeney et al.	1995	初生的なカーボナタイト組成	5.0 - 2.7	650 - 1225	測定

また液として存在する場合は化学組成を知る必要がある。しかし、炭素を含んだ4成分系以上の高温高压実験は意外と少ない。その理由は、炭素の封入や炭酸塩鉱物の分析が困難なためである。

以下に炭素を含む系の高温高压実験の結果について、出発物質（合成物と天然物）ごとにまとめた。

### 1. 合成物

合成物に関しては、1成分系から4成分系まで分け、それぞれについてまとめている。4成分系と5成分系は、多成分系と見なして一括してまとめた。6成分系以上の系は、キンバライトやカーボナタイトなどの火山岩の化学組成を見立てて、出発物質を合成しているの、天然物のところでまとめる。

#### i) 1成分系

##### ・C

炭素の単体は、マントルではグラファイトもしくはダイヤモンドという相として存在する。

炭素のP-T図を、図2に示す。炭素の低压相はグラファイトとして、高压相はダイヤモンドとして存在する。南アフリカ付近を構成するKaapvaal cratonでは、炭素はおおよそ4.5GPa以上の圧力でダイヤモンドとして存在

すると考えられる (Boyd & Gurney, 1986)。沈み込むプレートの場合では、地温は大陸の地殻よりも熱いため、グラファイトの安定領域が広がり、ダイヤモンドの安定

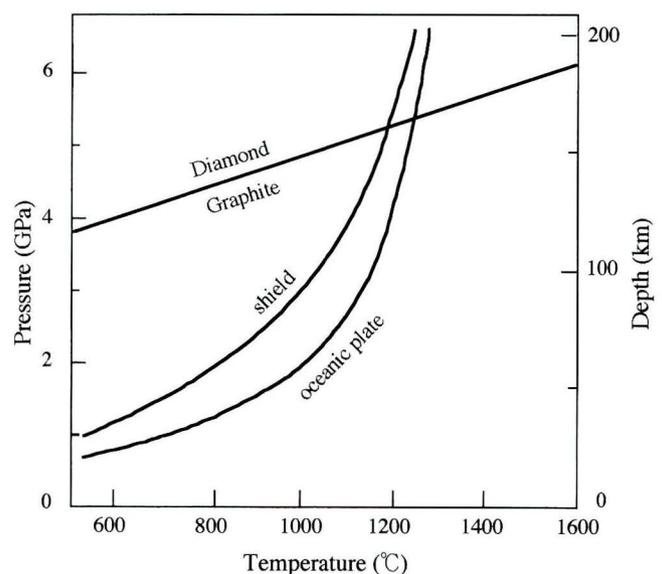


図2. 炭素 (C) の P-T 図。グラファイト→ダイヤモンドの相転移のデータは、Kennedy & Kennedy (1979) を用いた。大陸地殻および海洋地殻の地温のデータは、Boyd & Gurney (1986) を用いた。

領域が狭くなる。ダイヤモンドに相転移した後は非常に安定で、上部マントル-下部マントルの境界にあたる670 km付近でも安定である。

20GPa、2360°Cの温度圧力条件（transition zone 付近）で、珪酸塩メルトとダイヤモンドが密度逆転を起こし、ダイヤモンドが層状に存在する可能性が、実験的に指摘されている（Suzuki et al., 1995）。地球初期に多量の炭素がマントル内部にもたらされ、それが上部マントル-下部マントル境界付近に滞留しているとすれば、マントル内部の絶対的な炭素の見積もりが変わるであろう。

ダイヤモンドの合成実験は、19世紀後半から試みられている。合成実験では、触媒としてFeもしくはCo、Niなどの金属触媒を入れるために、これらの実験の成果を天然に応用できない。赤石(1990)は、触媒により天然に近い炭酸塩を用いて合成実験に成功している。さらに、Arima et al., (1993)では、キンバライト+ダイヤモンドを高温高压状態にして、キンバライトメルト中で天然の結晶と同じ八面体のダイヤモンドを成長させている。キンバライトを触媒に用いたダイヤモンドの合成は、天然のダイヤモンドの成因を解明する手がかりとなる。

## ii) 2成分系

### ・CaO-CO<sub>2</sub>

CaOとCO<sub>2</sub>の化合物の炭酸カルシウムは、地表で普通に見られる鉱物である。地球形成時の大気は、CO<sub>2</sub>に富んでいたと考えられている。CO<sub>2</sub>は、約20億年から生物によって炭酸カルシウムとして岩石に固定された。この岩石は石灰岩として大陸に存在している。現在でも、CO<sub>2</sub>は、海洋域でサンゴや石灰藻などによって炭酸カルシウムとして固定されている。かなりの量の石灰岩は、プレートの沈み込みによってマントル内部にもたらされる可能性がある。

図3はCaO-CO<sub>2</sub>系のP-T図である。1.0GPa以下のデータはCrawford et al., (1972)を、1.0~3.5GPaの圧力

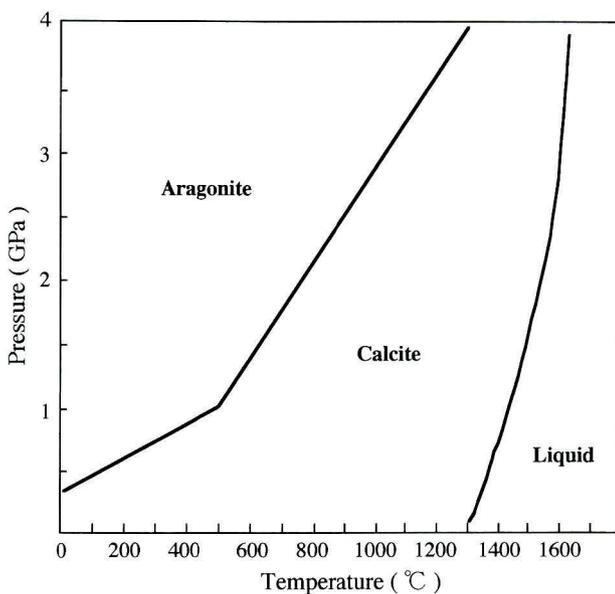


図3. CaCO<sub>3</sub>のP-T図。

10kbar、500°C以下の条件は、Crawford et al. (1972)、10kbar、500°C以上の条件は、Irving & Wyllie (1973)を引用した。

域はIrving & Wyllie(1973)のデータを用いた。Crawford et al. (1972)は、1.0GPa以下におけるカルサイトからアラゴナイトの転移が、13.8bars/degreeでおこるという結果を得ている。Irving & Wyllie(1973)は、リキダスまで求めている。CaCO<sub>3</sub>のリキダスは、3GPa、1600°Cから2 GPa、1550°Cで、温度依存性が非常に強く、圧力による影響をあまり受けない。この温度は地温勾配と比較するとかなり高い。CaCO<sub>3</sub>はマントルの条件下でアラゴナイトとして安定に存在する可能性がある。外挿によって求めた

CaCO<sub>3</sub>の不変点は、5.5GPa、1700°Cにあり、これより高温側では液として、高压側ではアラゴナイトとして、低圧側ではカルサイトとして存在する。この温度圧力条件は、無水のカンラン岩のソリダスと非常に近いため、炭酸カルシウムの融解が、カンラン岩の融解に影響を与えている可能性を指摘している（Irving & Wyllie, 1973）。

### ・MgO-CO<sub>2</sub>

マントル内においてマグネシウムはカルシウムよりもはるかに多く存在するため、MgOを含んだ高温高压実験がより重要になる。MgO-CO<sub>2</sub>のP-T図を図4に示す。MgCO<sub>3</sub>は、1GPa、1100°Cから2GPa、1400°Cにかけて、MgCO<sub>3</sub>→MgO+CO<sub>2</sub>

マグネサイト→ペリクレス+二酸化炭素

の反応が起こる（Irving & Wyllie, 1973）。不変点は2.6 GPa、1550°Cにあり、これより高温高压側では液として、低温側ではマグネサイトとして、高温低圧側ではペリクレス+CO<sub>2</sub>として存在する。MgO ペリクレスは常圧では、立方晶系、硬度5.5、比重3.56の鉱物である。3 GPaにおけるマグネサイトのリキダスは1585°Cで、カルサイトのリキダス（1610°C）よりも25°C低い。

Katsura et al. (1991)は、MgCO<sub>3</sub>が55GPaの下部マントル領域までマグネサイトとして安定に存在することを確認している。Irving & Wyllie (1973)やKatsura et al. (1991)の結果から、マグネサイトはマントル内で幅広い圧力にわたり安定に存在し、炭素を固定する鉱物となりうる。

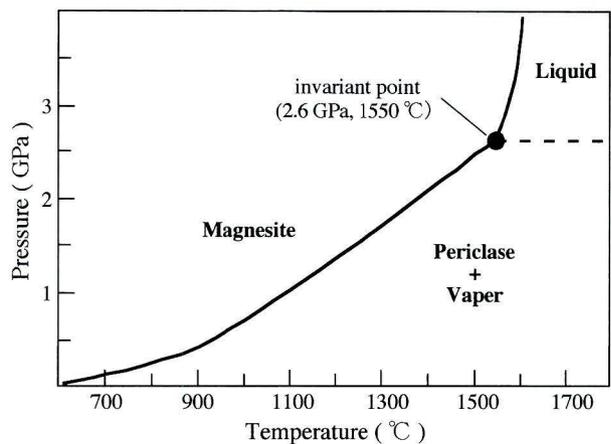


図4. MgCO<sub>3</sub>のP-T図。

Irving & Wyllie (1973)より引用、単純化した。

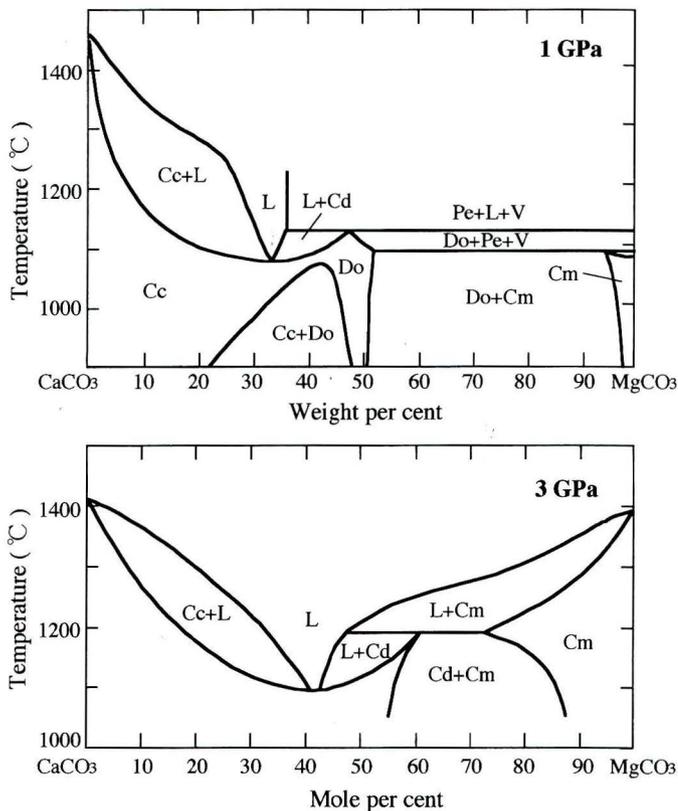
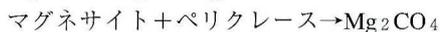


図5. MgO-CaO-CO<sub>2</sub>系のP-T図。

1 GPaのデータはByrnes & Wyllie (1981)、3 GPaのデータはIrving & Wyllie (1973)を引用した。Cc: calcite; Do and Cd: dolomite; Cm: magnesite; Pe: periclaese; V: vapor; L: liquid。

Katsura et al. (1991)では、下部マンツルの深部でマグネサイトがMgOペリクレスと反応を起こし、Mg<sub>2</sub>CO<sub>4</sub>となる可能性もあると考えている。



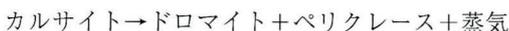
しかしながら、高温高压実験の結果からはMg<sub>2</sub>CO<sub>4</sub>は確認されてない。

### iii) 3成分系

#### ・CaO-MgO-CO<sub>2</sub>

CaCO<sub>3</sub>やMgCO<sub>3</sub>は固溶体をつくる。より天然に近い系を考えるためには、MgO-CaO-CO<sub>2</sub>組成を出発物質に用いた高温高压実験が必要になる。

1 GPaにおけるCaO-MgO-CO<sub>2</sub>系の高温高压実験はByrnes & Wyllie(1981)が、3GPaにおける高温高压実験はIrving & Wyllie(1973)が行っている(図5)。いずれの実験も、Ca/Mg比を0~1までかえている(Byrnes & Wyllie(1981)では重量比、Irving & Wyllie(1973)ではモル比)。1 GPaのリキダスは、MgCO<sub>3</sub>を30wt.%加えたときが最も低く、1075℃であった。この温度は、カルサイトのリキダス(1460℃)に対して、385℃も低い。Ca:Mg=1:1の組成では、およそ1100℃までドロマイトは存在しない(さらに低温では存在する可能性がある)。1100℃において、

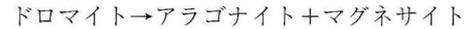
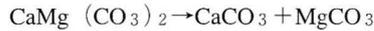


の反応が起こる。そして、1120℃で、ドロマイトは分解

し、液+蒸気になる。

3 GPaのリキダスの温度は、Mg:Ca=4:6のときが最も低く、およそ1300℃であった。

Martinez et al.,(1996)は、さらに高压域での実験をX線その場観察を用いて行った。ドロマイトは、およそ600℃、5~6 GPaでマグネサイトとアラゴナイトに分解することを指摘した。



この実験は、その場観察を用いているため信頼性は高いが、温度が低いために直接天然に応用できない。圧力だけを考慮すれば、ドロマイトは、マンツル内に存在する可能性はある。しかし、Irving & Wyllie (1973)は、3 GPaの実験ではあるが、1100℃以上ではドロマイトは安定に存在せず、カルサイトとして存在するとしている。ドロマイトは通常のマンツルでは安定に存在しない可能性がある。

#### ・CaO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>

地殻および上部マンツルはおもに珪酸塩鉱物によって構成されている。炭酸塩と珪酸塩を出発物質に含んだ系の高温高压実験はより天然に近く、マンツル内での炭素の状態を知る上で重要である。しかしながら、CaO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>系の実験はあまりなされておらず、特にマンツル領域での実験についてはほとんどデータがない。

Hung et al., (1980)は、3 GPaまでの実験を行いP-T図を作成した(図6)。CaSiO<sub>3</sub>:CaCO<sub>3</sub>=1:1における不変点は、1.85GPa、1325℃であった。不変点よりも低压側では珪灰石+CO<sub>2</sub>、低温高压側ではカルサイト+石英、高温側では石英+液になる。これらの反応は以下の通りである。

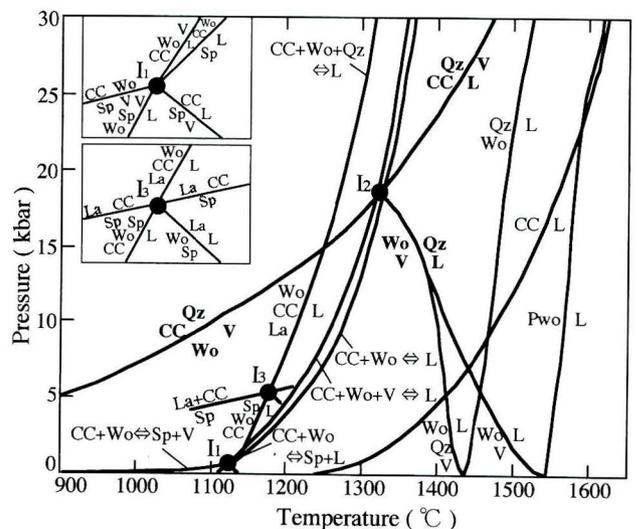
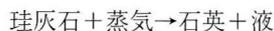
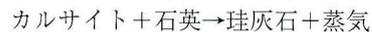
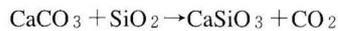


図6. CaO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>系のP-T図。

CC: calcite; Qz: quartz; Wo: wollastonite; La: larnite (Ca<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>);

Pwo: parawollastonite; Sp: spurrite (starting material broke down during runs); L: liquid。Huang et al. (1980)を引用した。



カルサイト+石英→石英+液

CaO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>を出発物質に用いた実験では、不変点を含む反応線を境に、高温低圧側ではカルサイトが存在しない。不変点でのリキダスは、CaO-CO<sub>2</sub>系のリキダス(1550℃)よりおよそ225℃低いことになる。

CaO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>系の実験では、カルサイト以外にスパーライトやティレー石などの炭酸塩鉱物を生成する。スパーライトは、Ca<sub>5</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>·CO<sub>3</sub>で表され、単斜晶系、硬度5、比重3.025である。ティレー石は、Ca<sub>5</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>で表され、単斜晶系、比重2.84である。両鉱物ともスカレン鉱床でよく見られる。スパーライトおよびティレー石組成を出発物質にした、高温高圧実験の報告はない。Liu & Lin (1995) は、CaO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>系の実験でスパーライトやティレー石がおよそ4 GPa 以下の圧力で安定に存在すると報告している。

#### ・ MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>

オリピンは、マントルを構成する鉱物で、化学式はMg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>であらわされる。MgO-SiO<sub>2</sub>組成は、高圧になるに従って、オリピン→β-スピネル→γ-スピネル→MgSiO<sub>3</sub>-ペロブスカイトへと相転移していく(例えば Irifune & Ringwood, 1987など)。これらの鉱物と炭素との相関は、マントル内での炭素の存在状態を知る上で大変重要である。

MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>系の高圧実験の出発物質では、マグネサイト(MgCO<sub>3</sub>)+エンスタタイト(MgSiO<sub>3</sub>)が用いられている。図7は、マグネサイト+エンスタタイトの15GPaまでのP-T図である。MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>組成を出発物質に用いた高温高圧実験からは、2 GPa、1000℃から4 GPa、1500℃にかけて以下の反応が起こる(Newton & Sharp, 1975)。

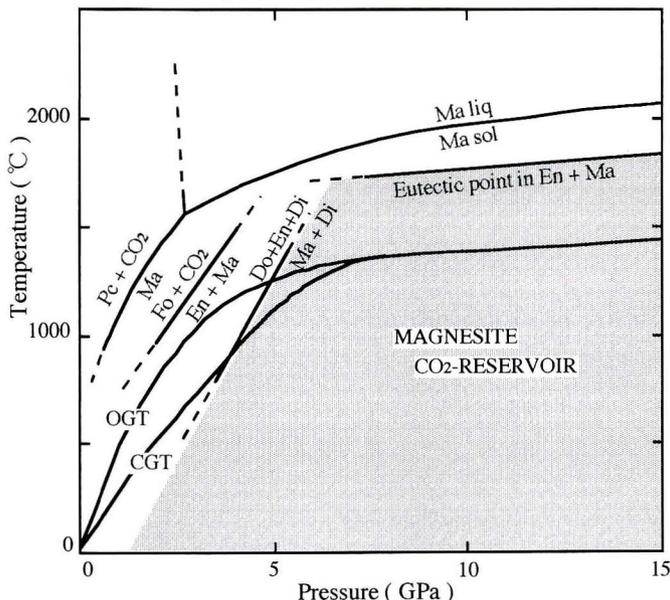
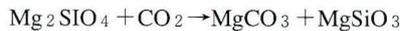


図7. CO<sub>2</sub>を含んだマントルにおけるマグネサイトの安定。

Pc: peliclaise; Ma: magnesite; Fo: forsterite; En: enstatite; Do: dolomite; Di: diopside; liq: liquidus; sol: solidus; OGT: oceanic geotherm; CGT: continental geotherm. Katsura & Ito(1990)より引用した。

フォルステライト+蒸気→マグネサイト +エンスタタイト



フォルステライト+蒸気の安定領域は、海洋の地温と比較して高温である。マグネサイトやエンスタタイトは、海洋の地温勾配で安定に存在する。

Katsura & Ito (1990) は、MgSiO<sub>3</sub>と MgCO<sub>3</sub>を出発物質に用いて、8 GPa および15GPa での共融点を求めている。両圧力の共融点は、正確な温度は求められてないが、マグネサイトのリキダスと、海洋および大陸の地温勾配の間であった。ケイ酸塩鉱物と共存するマグネサイトは、通常の地温勾配においてかなりの圧力まで安定に存在することを示している。Katsura & Ito (1990) は、さらに高圧の下部マントルにあたる26GPa での実験を行っている。MgSiO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub>組成は、下部マントルにおいてマグネサイトと MgSiO<sub>3</sub>-ペロブスカイトとして安定に存在するという結果が得られている。マグネサイトは、上部マントルから下部マントルにわたり安定で、炭素を固定する鉱物として重要である。

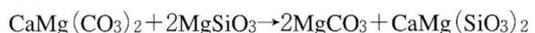
平山・藤井(1993)では、マグネサイトとエンスタタイト、フォルステライトが共存する系での高温高圧実験を行っている。9GPa におけるこれらの組成の共融点温度は1600℃で、MgSiO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub>系の共融点温度よりも約150℃低い。共有点でのメルトの組成は、MgO-45wt%、SiO<sub>2</sub>-20wt%、CO<sub>2</sub>-35wt%となり、SiO<sub>2</sub>に非常に乏しかった。

#### iv) 多成分系 (4成分系以上)

##### ・ CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>

CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>系の高圧実験は、炭酸塩鉱物の物性的データを得ることが目的ではなく、マントル起源マグマの成因を解明するための実験を目的とする。

Kushiro et al., (1975) は、MgSiO<sub>3</sub>:CaCO<sub>3</sub>=2:1を出発物質に用いた高温高圧実験を行った(図8)。4~4.5 GPa、1000℃から4.5~5 GPa、1200℃を境に、低圧側ではドロマイト+エンスタタイト+ディオプサイドが、高圧側ではマグネサイト+ディオプサイドが安定に存在する。



ドロマイト+エンスタタイト→マグネサイト+ディオプサイド

この反応は、CaO-MgO-CO<sub>2</sub>系よりも、およそ1 GPa 低い圧力で起こる。Kushiro et al., (1975)は、この反応が起こる温度圧力条件が、グラファイト-ダイヤモンドの相転移とほぼ同じであることに着目している。Ca<sub>0.5</sub>Mg<sub>0.5</sub>SiO<sub>3</sub>:MgCO<sub>3</sub>=1:1を出発物質に用いた4.5GPa 以下の実験では、すべての鉱物組み合わせが、ドロマイト+ディオプサイド+エンスタタイトとなり、MgSiO<sub>3</sub>:CaCO<sub>3</sub>=2:1を出発物質に用いた実験と同じ結果になった。また、Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>:CaCO<sub>3</sub>=2:3を出発物質に用いた実験では、5.5GPa~8 GPa までの圧力で、フォルステライト+アラゴナイトの鉱物組み合わせになった。Kushiro et al., (1975)の実験結果からは、いずれの組成を出発物質に用いても、マントル条件下で炭酸塩鉱物が安定に存在することを示している。

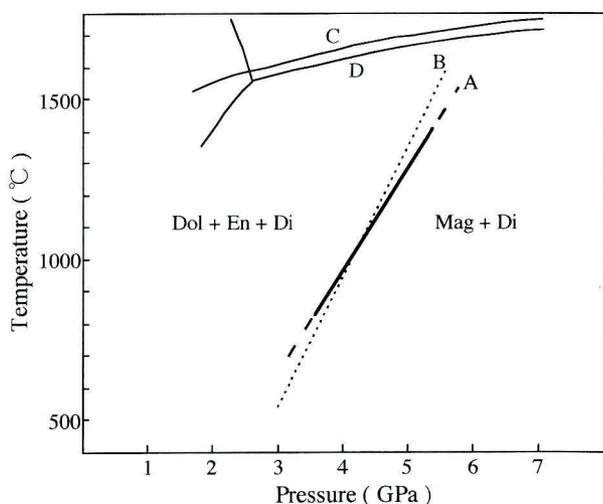


図8. CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>系のP-T図。

Kushiro et al. (1975) より引用した。出発物質は、enstatite (En 95.3:Fs4.7):calcite=2:1 (mol ratio)。Dol: dolomite; En: enstatite; Di: diopside; Mag: magnesite。Aは、Dol + En + Di ⇌ Mag + Diの反応曲線。Bは、graphite-diamondの相転移曲線 (Bundy et al., 1961)。Cは、CaCO<sub>3</sub>のリキダス (Irving & Wyllie, 1973)。Dは、MgCO<sub>3</sub>のリキダス (Irving & Wyllie, 1973)。

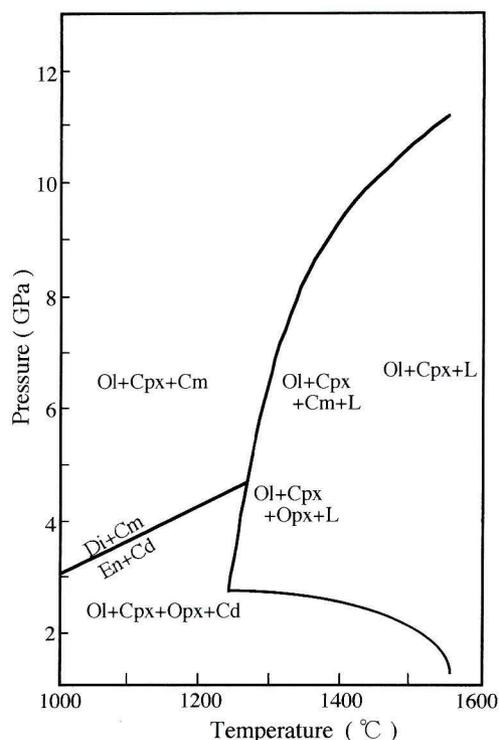


図9. CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>系のP-T図。

Ol: olivine; Cpx: clinopyroxene; Opx: orthopyroxene; Cm: magnesite; Cd: dolomite; Liq: melt; Di: diopside; En: enstatite. Canil & Scarfe (1990) より引用、単純化した。

Brey et al., (1983) も 4 GPa までの CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> 系の実験を行っている。Brey et al., (1983) が用いた出発物質は、エンスタタイトおよびドロマイト、デオプサイド、マグネサイトを3つのパターンで混合したものである。Kushiro et al., (1975) と比べると、若干複雑な組成になっている。ドロマイト+エンスタタイト→マグネサイト+デオプサイドの反応は、2.7~2.8GPa、

970°Cから3.4~3.5GPa、1100°Cで起った。Kushiro et al., (1975) の結果と比較すると、約 1 GPa 低い圧力で反応が起こった。いずれにせよ、マントル条件下で炭酸塩鉱物が安定に存在する。

Canil & Scarfe (1990) は、Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>:MgSiO<sub>3</sub>:Ca<sub>0.5</sub>Mg<sub>0.5</sub>SiO<sub>3</sub>:CaCO<sub>3</sub>=6:2:1:1 を出発物質に用いて、最大 12GPa までの高温高圧実験を行い、生成した液の化学組成について分析を行った。サブソリダスの鉱物組み合わせは、オリビン+単斜輝石+マグネサイトで、マグネサイトは常に安定であった (図9)。ソリダスは、5 GPa、1260~1310°Cから、7 GPa、1300~1360°C、9 GPa、1350~1400°Cであった。ソリダスでは、オリビン+単斜輝石+マグネサイト→オリビン+単斜輝石+マグネサイト+液の反応が起こった。マグネサイトは、ソリダスを越えても安定に存在し、ソリダスよりおよそ300°C高温側では存在しなかった。5~7 GPa におけるソリダスの近くの液の組成は、天然に産出するキンバライトの組成と似る。9 GPa 付近の液の組成は、Mgが多くなり天然に産出するキンバライトの組成と似ない。

#### • CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> および CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub>

Canil & Scarfe (1990) は、CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> および CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub> 系で高温高圧実験を行っている。CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 系は Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>:MgSiO<sub>3</sub>:Ca<sub>0.5</sub>Mg<sub>0.5</sub>SiO<sub>3</sub>:CaCO<sub>3</sub>:Mg(OH)=54.5:18.2:9.1:9.1:9.1、CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub> 系は Mg<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>:MgSiO<sub>3</sub>:Mg<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>:CaCO<sub>3</sub>=40:43:12:5 を出発物質に選んだ。

CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 系のソリダスは、3.1 GPa、1200°Cから 8 GPa、1200°Cで、温度依存性がたいへん強く、10GPa までの実験では圧力による影響をほとんど受けない (図10)。7 GPa でのソリダスの温度は、CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> 系のソリダスよりも約100°C低い。Kaapvall craton の地温勾配 (Boyd & Gurney, 1986) とは、およそ6.5GPa でソリダスと交差する。CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 系において、含水鉱物および炭酸塩鉱物は、6.5GPa 以上のアセノスフェア領域では存在しない。

サブソリダスの鉱物組み合わせは、オリビン+単斜輝石+ブルーサイト+マグネサイトだが、ソリダスをこえるとオリビン+単斜輝石+液となった。含水鉱物および炭酸塩鉱物は、サブソリダスでは安定に存在するが、ソリダスよりも高温側では存在せず、これらはすべて液に含まれる。

CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub> 系でのソリダスは、4.5 GPa、1200°Cから 9 GPa、1400~1450°Cであった (図11)。CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> 系と同様に、サブソリダスでは、低圧側ではドロマイトが、高圧側ではマグネサイトが安定に存在した。サブソリダスにおける 4 GPa 以上の鉱物組み合わせは、オリビン+斜方輝石+単斜輝石+ザクロ石+マグネサイトであった。ソリダスよりも高温では、炭酸塩鉱物は存在せず、鉱物組み合わせはザクロ石レルゾライト (オリビン+斜方輝石+単斜輝石+ザクロ石)

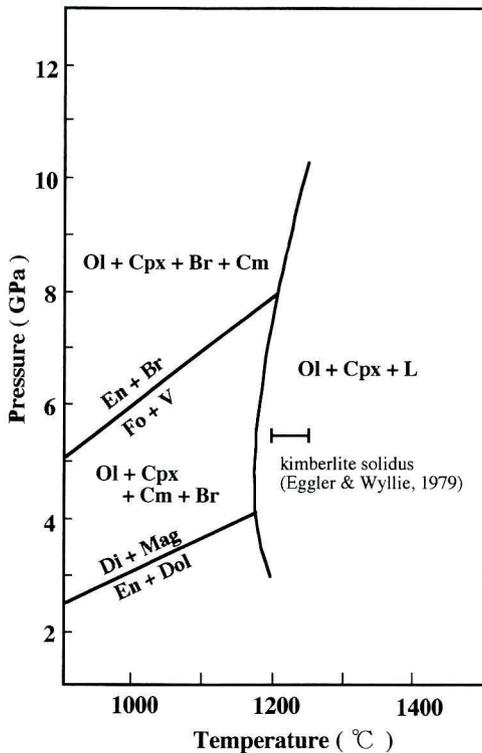


図10. CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>系のP-T図。

Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxene ; Br : brucite ; Cm : magnesite ; Cd : dolomite ; Liq : melt ; Di : diopside ; En : enstatite ; Fo : forsterite ; Dol : dolomite ; Mag : magnesite。Canil & Scarfe(1990)より引用、単純化した。

+液となった。

## 2. 天然物

CO<sub>2</sub>を含むマントル起源火山岩は、キンバライトおよびランプロアイト、カーボナタイトが有名である。特に、キンバライトおよびカーボナタイトは、成因にCO<sub>2</sub>が関与している可能性が高く、高温高压実験のCO<sub>2</sub>を含んだ出発物質が必要不可欠である。ランプロアイトに関しては、CO<sub>2</sub>含有量はあまり多くない。CO<sub>2</sub>は、ランプロアイトを出発物質に用いた高温高压実験を行う際には封入されないことが多い。

ここでは、キンバライトとカーボナタイトについて、いくつかの高温高压実験の結果をまとめる。

### i) キンバライト

キンバライトは、岩体による化学組成のバリエーションが大きいことや、斑晶質キンバライトと無斑晶質キンバライトが存在すること、Group I キンバライトとGroup II キンバライトが存在することなどから、出発物質の化学組成を限定するのが難しい。

Ringwood et al., (1992)は、平均的なキンバライトの化学組成を合成(CO<sub>2</sub>=5.0wt%、H<sub>2</sub>O=5.3wt%)し、10 GPaと16GPaで実験を行った。キンバライトマグマは、400kmよりも深いところで、メジャライト+β-Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>と平衡に存在する起源物資の部分融解で生成するとした。10GPaと16GPaのいずれの実験においても、炭酸塩鉱物は、ソリダスに近いところに存在するとの報告があった。

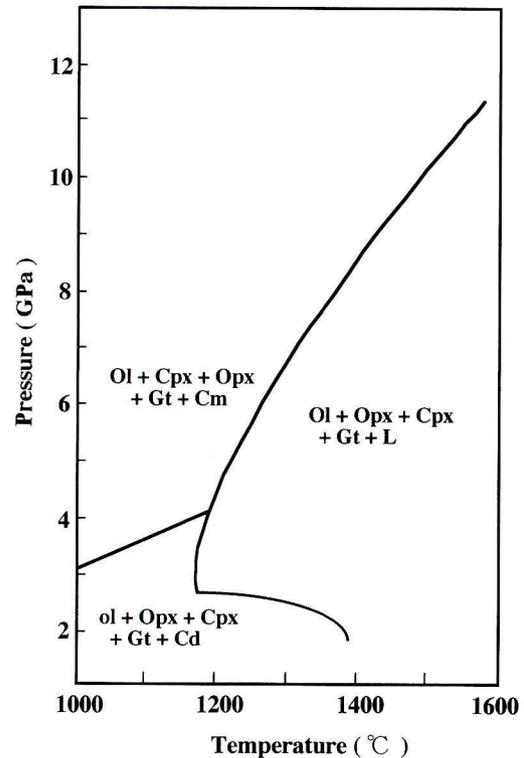


図11. CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub>系のP-T図。

Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxene ; Opx : orthopyroxene ; Gt : garnet ; Cm : magnesite ; Cd : dolomite ; Liq : melt。Canil & Scarfe (1990)より引用、単純化した。

化学分析は行ってないために、この鉱物が何であるかは不明である。含水鉱物は出現しなかった。

Yamashita et al., (1992)は、南アフリカ共和国のマクガニオン鉱山に産出するGroup IIの無斑晶質キンバライト(CO<sub>2</sub>=6.7wt%、H<sub>2</sub>O=1.94wt%)および、斑晶質キンバライト(CO<sub>2</sub>=4.4wt%、H<sub>2</sub>O=3.4wt%)を用いて、1~8.7GPaの圧力で実験を行った(図12)。無斑晶質および斑晶質キンバライトのリキダスと、7 GPa以上の鉱物組み合わせを決定した。リキダスは、無斑晶質キンバライトが4 GPa、1300°Cから7 GPa、1500°Cで、斑晶質キンバライトが3 GPa、1500°Cから8 GPa、1550°Cであった。鉱物組み合わせは、無斑晶質キンバライトが7 GPa以上でザクロ石+単斜輝石のエクロジャイト組成に、斑晶質キンバライトが6 GPa以上で、ザクロ石+斜方輝石+単斜輝石+オリピンのザクロ石レルズライト組成になった。フロゴパイトは、無斑晶質および斑晶質キンバライトの両実験ともに約6 GPaで分解した。1300~1700°Cの温度範囲では、すべての実験で液と共存した。Group II キンバライトは、ソリダスよりも高温では、炭酸塩鉱物は見られずに含水鉱物(フロゴパイト)のみが見られた。

山下・大谷(1995)は、7 GPaの圧力における無斑晶質キンバライトの部分融解による液の組成を、ダイヤモンド粉末を用いて明らかにした。液の組成は、SiO<sub>2</sub>に著しく乏しく、K<sub>2</sub>OやCO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>Oに富む。Kaarvaal cratonの地温勾配にあたる、およそ1350°Cの液の組成は、Schrauder & Navon(1994)で報告されたダイヤモンドに包有される流体の組成と似る。

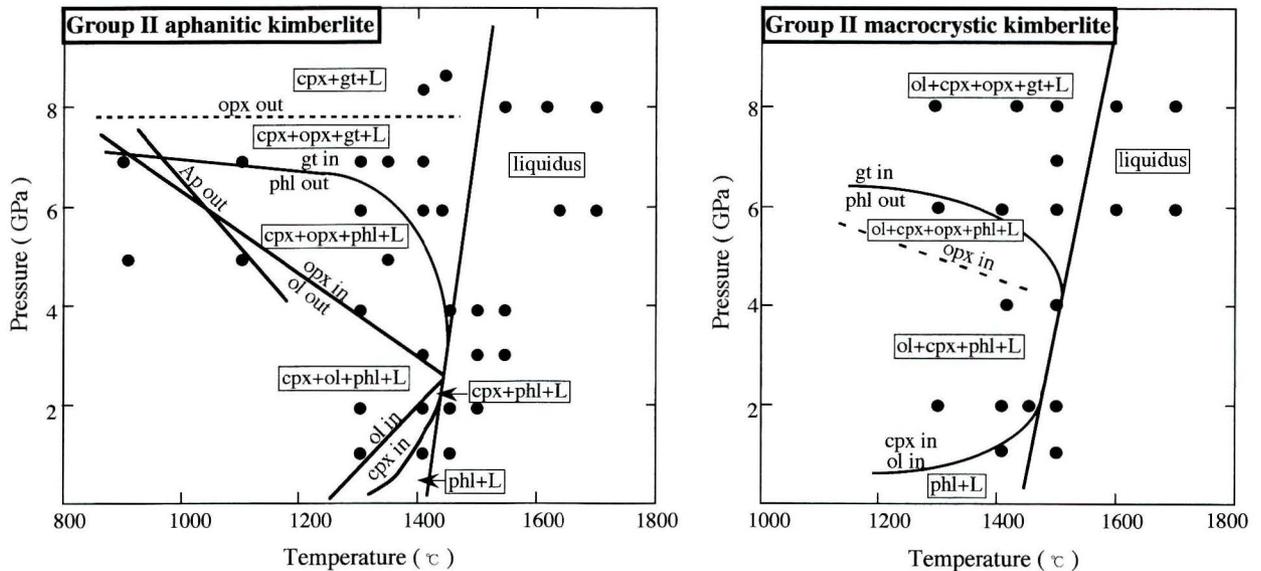


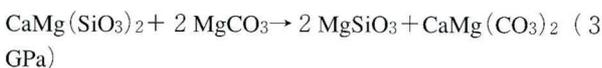
図12. Group II キンバライトのP-T図.

ol : olivine ; cpx : clinopyroxene ; opx : orthopyroxene ; gt : garnet ; phl : phlogopite ; Ap : apatite ; L : liquid。点線は推測。

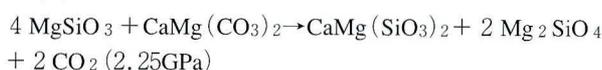
Edgar et al. は、南アフリカ共和国のウエゼルトン鉱山に産出する、Group I の無斑晶キンバライト ( $\text{CO}_2=4.77\text{ wt}\%$ 、 $\text{H}_2\text{O}=6.2\text{ wt}\%$ ) を用いて実験を行った (Edgar et al., 1988; Edgar et al., 1993)。4 GPa までの実験 (Edgar et al., 1988) については、 $\text{CO}_2$  をさらに加え ( $\text{CO}_2=10.34\text{ wt}\%$ 、 $\text{H}_2\text{O}=6.2\text{ wt}\%$ )  $\text{CO}_2$  に飽和した状態でも実験を行った。 $\text{CO}_2=4.77\text{ wt}\%$ 、 $\text{H}_2\text{O}=6.2\text{ wt}\%$  の実験のリキダスの温度は、2 GPa、1425°C から 3 GPa、1450°C であった。3 GPa、1300°C よりも低温側ではカルサイトが見られた。 $\text{CO}_2$  に飽和した状態の実験のリキダスの温度は、2 GPa、1450~1485°C から 3 GPa、1525°C で、飽和していない状態よりもおよそ75°C 高かった。3 GPa、1400°C よりも低温低圧側ではカルサイトが、高圧側ではドロマイトが見られた。

5~10GPa での実験では、低温側で炭酸塩鉱物が見られた。 $\text{CaCO}_3$  (多分アラゴナイト) とマグネサイトは、5~10GPa にわたって存在が報告されている。含水鉱物は、いずれの実験でも見られなかったため、 $\text{H}_2\text{O}$  はすべて液として存在する可能性が高い。

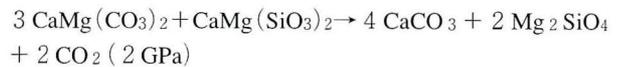
Eggler (1989) は、実験と計算によるシミュレーションからサブソリダスでのP-T図を作成した (図13)。ソリダスは、2 GPa、1000°C から 4.25GPa、1100°C である。サブソリダスでは、含水鉱物、炭酸塩鉱物とも見られた。この研究では、炭酸塩鉱物とマントル鉱物との反応による脱ガス作用に着目している。(括弧内は反応の起こる圧力)



ディオプサイド+マグネサイト→エンスタタイト+ドロマイト



エンスタタイト+ドロマイト→ディオプサイド+フォルステライト+蒸気



ドロマイト+ディオプサイド→カルサイト+フォルステライト+蒸気

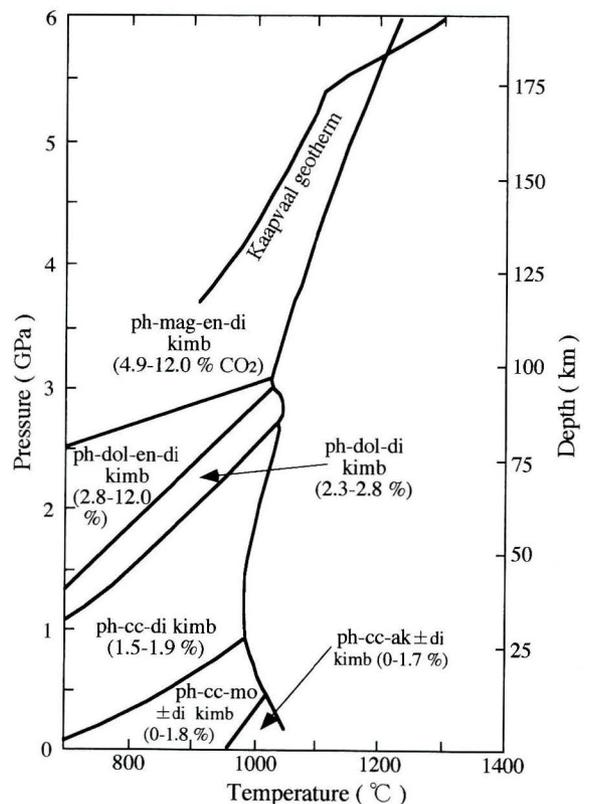


図13. キンバライトのソリダス下のP-T図.

Eggler, D. H. (1989) より引用、簡略化した。ph : phlogopite ; mag : magnesite ; en : enstatite ; di : diopside ; dol : dolomite ; cc : calcite ; mo : monticellite ; ak : akermanite。すべての条件下で、オリビンおよびザクロ石 (もしくはスピネル)、イルメナイト、ペロプスカイトを含む。鉱物組み合わせの下の括弧は、計算によって求められた  $\text{CO}_2$  の含有量。

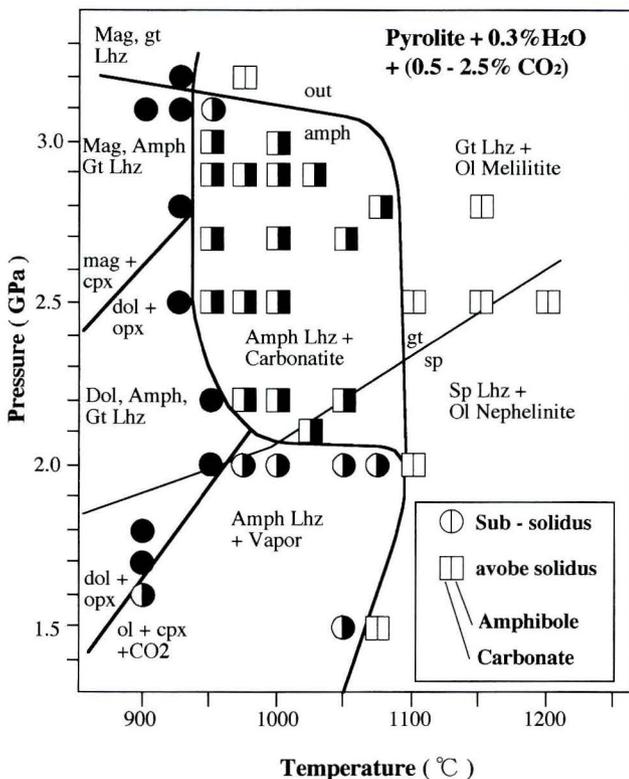
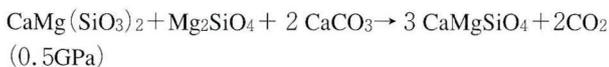


図14. Hawaiian Pyrolite (0.3% $H_2O$ ) + 5% dolomite or 1.4% magnesite のP-T 図。

Ol: olivine; Cpx: clinopyroxene; Opx: orthopyroxene; Gt: garnet; Amph: amphibole; Sp: spinel; Mag: magnesite; Dol: dolomite; Liq: melt; Lhz: lherzolite. カーボナタイトメルトの領域は、炭酸塩鉱物のソリダスより高温側と、角閃石の安定領域。Wallace & Green(1988)より引用。



ディオプサイド+フォルステライト+カルサイト→モンテセライト+蒸気

キンバライト組成のサブソリダスでは、マグネサイトおよびドロマイト、カルサイトが安定に存在する。

## ii) カーボナタイト

カーボナタイトはキンバライトよりも $CO_2$ 含有量がはるかに多く、高温高压実験を行いにくい。Wallace & Green (1988) は、ペリドタイト+炭酸塩鉱物+角閃石( $H_2O=0.3\%$ 、 $CO_2=0.5-2.5\%$ )を出発物質に用いて、圧力1.5~3.2GPa、温度900~1200°Cの範囲で実験を行った。カーボナタイトのメルトは、2.1~3.0GPa、930~1080°Cの範囲で、角閃石レルゾライトの鉱物組み合わせと平衡に存在した(図14)。出発物質の化学組成(wt%)は、 $SiO_2-45.56$ 、 $Al_2O_3-6.02$ 、 $FeO-7.44$ 、 $MgO-29.49$ 、 $CaO-6.41$ 、 $Na_2O-5.51$ 、 $K_2O-0.15$ で、2.2GPa、1000°Cにおけるメルトの組成(wt%)は、 $SiO_2-2.49$ 、 $Al_2O_3-1.95$ 、 $FeO-4.61$ 、 $MgO-14.19$ 、 $CaO-21.29$ 、 $Na_2O-4.99$ 、 $K_2O-0.35$ で、ナトリウムに富んだドロマイト的であった。メルトは、Na、Mg、Ca、Feに富み、Siに乏しいという化学的特徴を持つ。この特徴は、カルシウムに富むカーボナタイト(calcic carbonatite)やナトリウムに富んだ初生的と考えられているカーボナタイト(natrocronatite)

とは異なる。Oldoinyo lengaiに産出するようなカーボナタイト(natrocronatite)は、実験によって得られた液から、結晶分化作用によってオリビン、スピネル、ドロマイトを取り除けば生成するというモデルを計算で導き出している。

これらの結果は、従来から考えられてきた、カーボナタイトの成因モデル、すなわち、

- ・融解した炭酸塩を含むケイ酸塩メルトの分化作用の最後のメルト

- ・初生的に均質である炭酸塩を含むケイ酸塩メルトの不混和作用

とは異なる結果となった。

Sweeney et. al. (1995)は、Wallace & Green(1988)の結晶分化作用による natrocronatite の生成モデルを検証するために、2.2GPa、1000°Cで得られたメルトの組成に $H_2O$ を、2 wt%および4 wt%加えたものを出発物質に用いて、圧力0.5~2.7GPa、温度600~1200°Cで実験を行った。

$H_2O$ を4 wt%加えた実験のソリダスは、1 GPa、800°Cから1.5GPa、850°C程度で、リキダスは、1 GPa、1000°Cから1.5GPa、1100°Cであった。 $H_2O$ を2 wt%加えた実験のソリダスでは、1.5GPa、800°Cで、4 wt%加えたときよりも30°C低く、リキダスは、0.5GPa、1000°Cから1.5GPa、1100°Cであった。 $H_2O$ を2 wt%加えた実験のリキダスの温度は、低圧側では4 wt% $H_2O$ を加えたときよりも高温であった。水の量は相間あまり影響を与えなかった。高温低圧の実験生成物を走査型電子顕微鏡(SEM)で観察したときに見られる多孔質の構造は、液→液+流体(fluid)

の反応により、メルトからでた揮発性成分によるものである。蒸気(fluid)は、主に水( $H_2O$ )および二酸化炭素( $CO_2$ )から構成され、ナトリウムやカリウム、塩素も含む。液→液+蒸気(fluid)の反応は、0.5GPa、800°Cから1 GPa、950°C(4 wt%  $H_2O$ )、0.5GPa、850°Cから1 GPa、950°C(2 wt%  $H_2O$ )で起こった。サブソリダスの鉱物組み合わせは、4 wt%・2 wt% $H_2O$ を加えた実験ともオリビンおよびドロマイト、角閃石であった。角閃石は、ソリダスーリキダス間の1.8GPa以上の圧力でのみ安定に存在する。ドロマイトは低温から高温まで広い範囲にわたって安定であった。この温度圧力条件下の実験では、ケイ酸塩メルトとの不混和作用は見られなかった。

Sweeney(1994)は、K/Na比が低い海洋性の特徴を持つペリドタイト(fertile-peridotite)と、K/Na比が高い大陸性の特徴を持つペリドタイト(refractory-peridotite)を出発物質に用いて、圧力18~47.5kbar、温度985~1300°Cの範囲で実験を行った。すべての実験で、カーボナタイト質メルトが生成した(図15)。海洋性の特徴を持つペリドタイトから生成したカーボナタイトメルトは、2.5GPa、1170°Cでフロゴパイトレルゾライトと平衡に存在した。鉱物の化学組成は、ハワイアンペリドタイトのような海洋性ペリドタイトのものと似ている。大陸性の特徴を持つペリドタイトから生成したカーボナタイトメルトは、3.2GPa、1120°Cでフロゴパイトレルゾライトと平衡に存在した。鉱物の化学組成は、Kaapvaal リソ

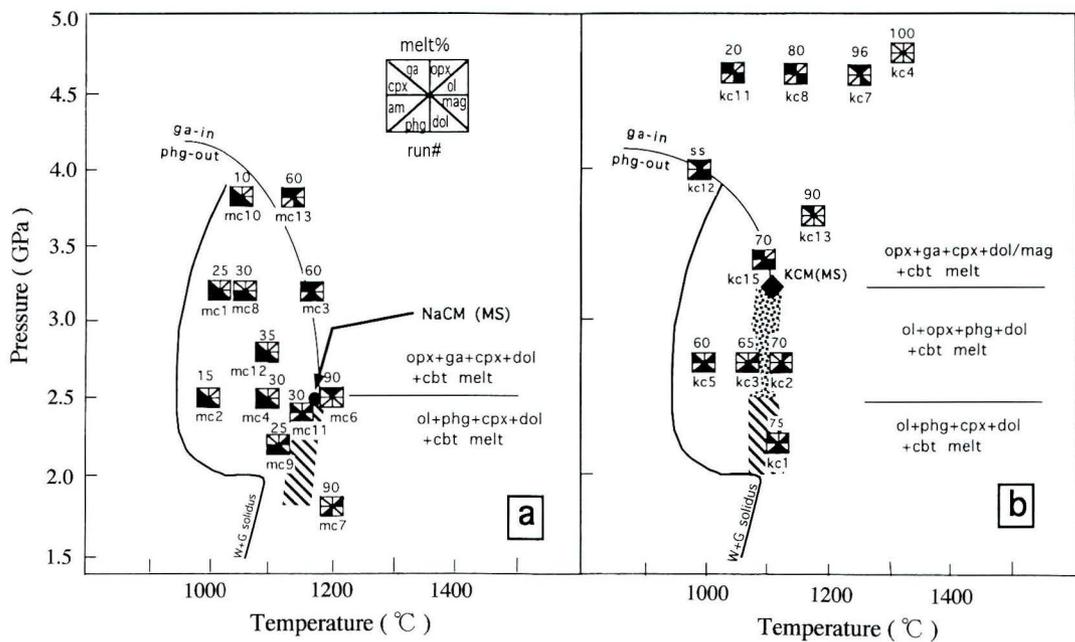


図15. Low K/Na (海洋性ペリドタイト) および High K/Na (大陸性ペリドタイト) の P-T 図。

Sweeney, R. J. (1994)より引用。Run symbol の上の数字は、メルトの割合。MS は、ol + opx + cpx + ga + phg (+dol or -dol) のペリドタイト組成と飽和している条件。ソリダスは、Wallace & Green (1988) を引用した。

スフェアーのフロゴパイト・レルズライトものと似ている。カーボナタイトの K/Na 比は、マンツルの組成によってコントロールされるという結果を指摘している。

#### IV 議論

##### 1. マンツル内に存在する炭素を含んだ鉱物

マンツル内では、マンツル起源火山岩の岩石学的・鉱物学的研究および高温高压実験の結果から、アラゴナイトおよびドロマイト、マグネサイトなどの炭酸塩鉱物、もしくはダイヤモンドが安定に存在する。

ダイヤモンドは、マンツル条件下では安定領域が非常に広く(図2)普通に存在すると考えられる。

CaCO<sub>3</sub>は、カルサイトもしくはアラゴナイトとして存在する。カルサイトは、低圧で安定だが、13.8bars/degreeで、アラゴナイトに転移してしまうので、マンツル条件下では安定に存在しない。アラゴナイトは、圧力に関してどの程度まで安定か実験データがないために不明である。キンバライトを出発物質にした高温高压実験が示すように、カンラン石が安定に存在する、マグネシウムに飽和したマンツルでは、カルシウムがマグネシウムに置換され、マグネサイトが安定に存在する。海洋プレートなどのカルシウムに富みマグネシウムに乏しい物質が沈み込みによってマンツル深部にもたらされた場合、アラゴナイトがどこまで安定であるか興味深い。アラゴナイトのリキダスが、地温勾配と交差するまでの高温高压実験のデータが必要となる。CaCO<sub>3</sub>組成の不変点は、5.5 GPa、1700°Cで、無水のペリドタイトのソリダスと非常に近い。CaCO<sub>3</sub>の融解は、ペリドタイトの融解のひきかえになる可能性が指摘されている (Irving & Wyllie, 1973)。この温度は、マンツルの地温と比較して非常に高いため、現実には考えにくい。

ドロマイト (MgCa(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>) は、5~6 GPa 付近で、マグネサイトとアラゴナイトに分解する (Martinez et al.,

1996)。そのため、あまり深部まで存在しないと考えられる。ドロマイトは、キンバライトを出発物質に用いたサブソリダスの実験 (Eggler, 1989) では、約 3 GPa 以下でのみ安定であった。ドロマイトは天然のマンツルでは安定に存在しない鉱物かもしれない。

マグネサイトは、Katsura et al. (1991) によって、55 GPa の下部マンツル領域まで安定に存在することが確認されている。炭酸塩鉱物の中では、マンツルでもっとも安定な鉱物であろう。マグネサイトは、リキダスが 10 GPa で 2000°C 程度なので、ホットブルーム等の高温の物質の上昇が起これば存在しない。

MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>系の実験では、通常フォルステライト+マグネサイトもしくはエンスタタイト+マグネサイトを出発物質として用いる。これらの実験は、すべて MgO に飽和している。フォルステライトやエンスタタイトは、マンツルを構成する主要な鉱物のため、出発物質として適当である。

沈み込むプレートに伴ってマンツルにもたらされた堆積物のような、MgO に乏しく SiO<sub>2</sub> や CO<sub>2</sub> に富んだ物質がマンツル深部でどのような状態になるかは興味深い。MgO:SiO<sub>2</sub>:CO<sub>2</sub>=1:1:1 を出発物質に用いた高温高压実験が必要である。この場合、石英 (SiO<sub>2</sub>) + マグネサイト (MgCO<sub>3</sub>) が安定に存在するか、もしくはエンスタタイト (MgSiO<sub>3</sub>) + ガス (CO<sub>2</sub>) が安定に存在するか興味深い。炭素の供給源には、沈み込むプレートによってもたらされるものと、地球誕生当時から存在するものの 2 つが考えられる。

地球誕生当時からマンツル内に存在する炭素は、ダイヤモンドとして存在する可能性がある。ダイヤモンドの包有物の研究により年代値が推定されるためである。地球誕生当時にマグマオーシャンが存在していたとすれば、ダイヤモンドはマグマよりも高密度のため地球深部に向かって沈む。670 km 付近の transition zone では、珪酸塩メ

ルトとダイヤモンドの密度逆転が起こり、ダイヤモンドの層を形成する可能性がある(Suzuki et al., 1995)。

マグマオーシャンの地温は、現在よりもかなり高温であったと考えられている。炭素は、マントル浅部ではグラファイトとして安定(図2)で、より深部でないとダイヤモンドとして安定に存在しないと考えられる。マントル浅部に存在する、低密度のグラファイトは、沈み込めずに地表付近に留まった可能性もある。

カルサイトやマグネサイトの3 GPaのリキダスは、カルサイトが1610°C、マグネサイトが1585°Cである。現在のマントルの3 GPaにおける地温は、およそ1200°C程度である。この温度では、カルサイトやマグネサイトは安定に存在する。マグマオーシャン時の地温は、現在よりも200–300°C程度高かったと考えられている。この温度は、カルサイトやマグネサイトのリキダスとかなり近い。カルサイトとマグネサイトは、互いに固溶体をつくるために融点はさらに低くなる。Mg:Ca=4:6のときの融点は、およそ1300°C(Irving & Wyllie, 1973)であった。この温度は、マグマオーシャン時の地温よりも低い。カルサイトやマグネサイトは、マグマオーシャン時には存在できなかった可能性がある。

## 2. ダイヤモンドから得られる情報

ダイヤモンドが地球誕生当初から存在する説はダイヤモンドの生成年代から支持される。また、マントル内で成長する説は、キンバライトを触媒に用いてダイヤモンドが成長したこと(Arima et al., 1993)や、CO<sub>2</sub>に富んだ流体がダイヤモンドの包有物に見つかったことから支持される。

ダイヤモンドの生成深度は、ダイヤモンドに包有される鉱物から推定されている。ダイヤモンドは、浅いものでは200km程度の上部マントル、深いものでは400kmよりも深部の上部マントルで生成したと考えられている。ダイヤモンドが生成される深度は、非常に幅広い。

ダイヤモンドが400kmよりも深部からもたらされたという報告は、キンバライトやランプロアイトマグマの生成深度の議論にとっても重要である。従来の研究結果から、キンバライトマグマは、200km程度の上部マントルで形成されたと考えられていた。400kmよりも深部からもたらされたダイヤモンドの発見は、キンバライトマグマ成因に2つの可能性を示している。1つは、キンバライトマグマが400kmよりも深部で生成し、様々な深度で形成されたダイヤモンドを捕獲して上昇する説。もう一つは、ブルームやダイアピルなどの上昇に伴って、マントル深部に存在するダイヤモンドが200km程度までもたらされ、そこでキンバライトマグマが形成する説である。

ランプロアイトは、キンバライトと同様にダイヤモンドを産出するが、マグマの生成深度はキンバライトほど深くはないと考えられている。つまり、ランプロアイトマグマが、地下400kmよりも深部でできたとは考えにくい。従って、ダイヤモンドは、ブルームやダイアピルなどの上昇に伴って、様々な深度から上昇し、適当な深さでキンバライトもしくはランプロアイトマグマに取り込まれたと考えるべきである。

ダイヤモンドの包有物には、珪酸塩鉱物の他に、CO<sub>2</sub>やK<sub>2</sub>O、REE、LILに富んだ流体もしくはメルトが報告されている(Navon et al., 1988)。これらの流体もしくはメルトの起源は全く不明である。CO<sub>2</sub>の起源は、マントル内に元々存在していたものと、プレートテクトニクスにより運搬されたものの2つが考えられる。

流体もしくはメルトの存在は、ダイヤモンドの成因と密接な関係がありうる。流体もしくはメルトの一番の特徴は、CO<sub>2</sub>に富むことである。キンバライトメルトや炭酸塩を触媒にダイヤモンドが成長したことから、流体もしくはメルトを触媒にダイヤモンドが成長するかもしれない。キンバライトの部分融解のメルト(山下・大谷, 1995)は、ダイヤモンドに包有される流体もしくはメルトと化学組成が似る。キンバライトの部分融解のメルト中でダイヤモンドを成長させる実験を試みるのも面白い。

二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)は、マントル内で気体として存在する可能性は少ないと考えられる。CO<sub>2</sub>は高圧下でメルトに溶解するためである。気体のCO<sub>2</sub>は、CaO–CO<sub>2</sub>系(図3)やMgO–CO<sub>2</sub>系(図4)のP–T図が示すように、ごく高温低圧部でメルトから遊離し気体として存在する。

## 3. CO<sub>2</sub>に富んだ火山岩の成因

CO<sub>2</sub>に富んだマントル起源火山岩の化学的特徴は、レルゾライトやハルツパーシャイトなどのマントルを構成する岩石と比較して、揮発性元素やLIL、希土類元素特にLREEに非常に富むことである。H<sub>2</sub>Oは必ずしも富むわけではなく、カーボナタイトのようにCO<sub>2</sub>にだけ富むものもある。

キンバライトは、ザクロ石レルゾライトやエクロジャイトなどの、ザクロ石を含んだ岩石の、少量の部分融解(small degree of partial melting)によって生じると考えられてきた。カーボナタイトは、炭酸塩鉱物を含むマントル物質の部分融解や融解した炭酸塩を含むケイ酸塩メルトの分化作用の最後のメルト、もしくは初生的に均質である炭酸塩を含むケイ酸塩メルトの不混和作用などが考えられてきた。近年の高温高圧実験の結果からは、炭酸塩鉱物を含むマントル物質の部分融解がもっとも有力である。

キンバライトもしくはキンバライト組成を出発物質に用いた高温高圧実験の結果から、キンバライトマグマは、高温高圧下でレルゾライトやエクロジャイトの鉱物組み合わせと平衡に存在することが確認されている(Edgar et al., 1993やYamashita et al., 1992など)。少量の部分融解を成因に考えるのは、枯渇したマントル物質からLILやLREEを濃集させるためである。LILやLREEの濃集は、ザクロ石レルゾライトやエクロジャイトなどのザクロ石を含んだ岩石の少量の部分融解だけによって起こるわけではない。Group I キンバライトを出発物質に用いた高温高圧実験から、地下200km程度で、金雲母ペリトタイトの融解からもマグマが生成する可能性が指摘されている(Yamashita et al., 1992)。金雲母は、圧力依存性が高く、およそ6–7 GPaに相当する深さで分解してしまい、それ以深では安定に存在しない(Suto & Tatsumi, 1990)。金雲母は、Yamashita et al. (1992)の Group

II キンバライトを出発物質に用いた高温高压実験でもおよそ6~7 GPaで分解している。6~7 GPaの圧力は、リソスフェアとアセノスフェアの境界付近に当たり、物理的・化学的に変化のあるところである。金雲母の高温高压下における希土類元素の挙動は、キンバライトマグマの成因と密接な関係があるかもしれない。

LILやLREEの濃集は、ザクロ石を含んだペリドタイトの少量の部分融解か、金雲母を含んだ岩石の部分融解で解決できる。CO<sub>2</sub>を濃集させるには、別の起源物質を考えなくてはならない。現在、CO<sub>2</sub>の濃集は、炭酸塩鉱物が起源物質に存在するためと考えられている。9 GPaにおけるMgCO<sub>3</sub>-MgSiO<sub>3</sub>-Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>系の高温高压実験から、メルトの部分融解の組成が、MgO-45wt%、SiO<sub>2</sub>-20wt%、CO<sub>2</sub>-35wt%と、著しくSiO<sub>2</sub>に乏しく、CO<sub>2</sub>に富むことという結果が得られている(平山・藤井, 1993)。SiO<sub>2</sub>とCO<sub>2</sub>に関して言えば、キンバライト質やカーボナタイト質のマグマは、起源物質に炭酸塩鉱物が存在すれば生成する可能性がある。このことは、Wallace & Green (1988)などが行ってきた、ペリドタイト+炭酸塩鉱物+角閃石を出発物質に用いた実験でカーボナタイト質メルトを生成したことからも支持される。

キンバライトやカーボナタイトの化学的特徴は、ダイヤモンドに包有されるメルトもしくは流体(Navon et al. 1988)にも見られる。7 GPaにおけるGroup II キンバライトの部分融解のメルトの化学組成(山下・大谷, 1995)は、Navon et al. (1988)で報告された流体の組成と比較して、Mgを除く主要元素(Si, Ti, Fe, Ca, Na, K, P)とBa, Srなどの微量元素、H<sub>2</sub>O、CO<sub>2</sub>などの割合が似ている。メルトと平衡に存在する鉱物組み合わせは、ザクロ石と単斜輝石であった。キンバライトマグマは、ダイヤモンドに包有されるような流体(もしくはメルト)+マントル物質(レルゾライトもしくはエクロジャイト)で生成する可能性がある。

ダイヤモンドに包有されるメルトもしくは流体の起源については全く不明であるが、ホットプルームなどの高温の物質の上昇によってマントル内に少量存在するCO<sub>2</sub>やLILが濃集して生成したか、もしくは、炭酸塩鉱物の部分融解によって生成したと考えられる。成因の解明には、流体と温度圧力を反映する鉱物とがダイヤモンドの結晶内に存在しているような試料の分析が必要になる。また、キンバライトの部分融解の温度圧力条件ごとのメルトの組成の決定も解明の手がかりになる。

炭酸塩鉱物の融解によるキンバライトマグマの成因には若干の問題点がある。高压下における炭酸塩鉱物とケイ酸塩鉱物の間の、希土類元素もしくはLILの分配は不明である。炭酸塩鉱物への希土類元素やLILの濃集度の結果によっては、新たなマントル起源火成活動の成因論が生まれるかもしれない。

H<sub>2</sub>Oは、CO<sub>2</sub>よりもマグマの成因に多大な影響を与える。H<sub>2</sub>Oについての情報は膨大で、水を含む出発物質の高温高压実験や、含水鉱物の物性的な高温高压実験の結果が多数得られている。H<sub>2</sub>Oについてのまとめおよび議論は別の機会にする。

## V まとめ

マントル内に存在する炭素は、キンバライトやカーボナタイト、ランプロアイトなどのマントル起源の火山岩によって地表にもたらされる。炭素は、ダイヤモンドやカルサイト、アラゴナイト、ドロマイト、マグネサイトなどの鉱物か、ダイヤモンドに包有されるメルトもしくは流体として存在する。高温高压実験の結果から、炭素はマントル内でダイヤモンドやアラゴナイト、ドロマイト、マグネサイト中に安定に存在する。特に、マグネサイトは下部マントルの圧力まで安定に存在し、地球内部の炭素の貯蔵に多大な影響を与えると考えられる。

キンバライトを出発物質に用いた高温高压実験の結果からは、炭酸塩鉱物は、大陸の地温勾配と比較して、かなり低温のサブソリダスでのみ安定であった。炭酸塩鉱物は、ソリダスより高温側では安定に存在しない。通常のマントルでは炭酸塩鉱物は、珪酸塩鉱物と反応して安定に存在しないかもしれない。

ダイヤモンドに包有されるメルトもしくは流体は、CO<sub>2</sub>やH<sub>2</sub>O、REE、LILに非常に富んでおり、キンバライトやカーボナタイトなどの化学的特徴と似る。メルトもしくは流体は、ダイヤモンドの形成やマントル内火成活動に影響を与える可能性がある。

## 文献

- 赤石 實, 1990. 炭酸カルシウム触媒を用いたダイヤモンドの高压合成. 石灰岩, 248:13-16.
- Allsopp H. L., J. W. Bristow, C. B. Smith, R. Brown, A. J. W. Gleadow, J. D. Kramers & O. G. Garvie, 1989. A summary of radiometric dating methods applicable to kimberlites and related rocks. In J. Ross et al., Eds., Kimberlites and related rocks, vol. 1, pp. 343-357. Geological society of Australia, Carlton, Australia.
- 有馬 眞, 1987. ランプロアイト(含ダイヤモンド火山岩類)の岩石学的特徴とその成因. マグマ, 79: 1-11.
- Arima, M., M. Akaishi, M. Yamaoka & H. Kanda, 1992. Diamond synthesis in the graphite-kimberlitic melt system. 29th. IGC., Abstract vol. 2, 686. Kyoto, Japan.
- Arima, M., K. Nakayama, M. Akaishi, S. Yamaoka and H. kanda, 1993. Crystallization of diamond from a silicate melt of kimberlite composition in high-pressure and high-temperature experiments. Geology, 21:968-970.
- Arima, M. & M. Inoue, 1995. High pressure experimental study on growth and resorption of diamond in kimberlite melt. 6th. Int. kimberlite Conf., pp. 8-10. Russia.
- 有馬 眞, 1997. ダイヤモンドの起源と炭素の地殻-マントル大循環. 神奈川県立博物館調査研究報告書(自然). 8:97-116.
- Becker, H. & R. Altherr, 1992. Evidence from ultra-high-pressure marbles for recycling of sediments into the mantle. Nature, 358: 745-748.
- Bell, K. & J. Keller, 1995. Carbonatite volcanism. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany.
- Berg, G.W., 1986. Evidence for carbonate in the mantle. Nature, 324: 50-51.
- Bergman, S. C., 1987. Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. In J. G. Flitton and B. G. J. Upton, Eds., Alkaline igneous rocks, pp. 103-190. Blackwell.
- Biellmann, C., P. Gillet, F. Guyot, J. Peyronneau & B. Reynard, 1993.

- Experimental evidence for carbonate stability in the Earth's lower mantle. *Earth Planet Sci. Lett.*, 118:31-41.
- Boettcher, A. L., J. K. Robertson & P. J. Wyllie, 1980. Studies in synthetic carbonatite systems: Solidus relationships for CaO-MgO-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O to 40 kbar and CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O to 10 kbar. *J. Geophys. Res.*, B, 85:6937-6943.
- Boyd, F.R. & J.J. Gurney, 1986. Diamonds and the African lithosphere. *Science*, 232: 471-477.
- Bray, G., W. R. Brice, D. J. Ellis, D. H. Green, K. L. Harris & I. D. Ryabchikov, 1983. Pyroxene-carbonate reactions in the upper mantle. *Earth Planet Sci. Lett.*, 62:63-74.
- Bundy, F. P., H. P. Bovenkerk, H. M. Strong & R. H. Wentorf, 1961. Diamond-graphite equilibrium line from growth and graphitization of diamond. *J. Chem. Phys.*, 35:383-391.
- Byrnes, A. P. & P. J. Wyllie, 1981. Subsolidus and melting relations for the join CaCO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub> at 10 kbar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45:321-328.
- Canil, D. & C. M. Scarfe, 1990. Phase relations in peridotite + CO<sub>2</sub> system to 12 GPa: Implications for the origin of kimberlite and carbonate stability in the Earth's upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 95:15805-15816.
- Clement C.R., E.M.W. Skinner & S. Smith, 1984. Kimberlite redefined. *Jour. Geology*, 92:223-228.
- Crawford, W. A. & A. L. Hoersch, 1972. Calcite-Aragonite equilibrium from 50°C to 150°C. *Am. Mineral.*, 57:995-998.
- Dawson J. B., 1989. Geographic and time distribution of kimberlites and lamproites: relationships to tectonic processes. In J. Ross et al., Eds., *Kimberlites and related rocks*, vol. 1, pp. 323-342. Geological society of Australia, Carlton, Australia.
- Edgar, A. D., M. Arima, D. K. Baldwin, D. R. Bell, S. R. Shee, E. Michael, W. Skinner & E. C. Walker, 1988. High-pressure-high-temperature melting experiments on a SiO<sub>2</sub>-poor aphanitic kimberlite from the Wesselton mine, Kimberley, South Africa. *Amer. Mineral.*, 73:524-533.
- Edgar, A. D. & H. E. Charbonneau, 1993. Melting experiments on a SiO<sub>2</sub>-poor, CaO-rich aphanitic kimberlite from 5-10 GPa and their bearing on source of kimberlite magmas. *Amer. Mineral.*, 78:132-142.
- Eggler, D. H., 1989. Kimberlites: how do they form?. In J. Ross et al., Eds., *Kimberlites and related rocks*, vol. 1, pp. 489-504. Geological society of Australia, Carlton, Australia.
- Ellis, D. E. & P. J. Wyllie, 1980. Phase relations and their petrological implications in the system MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O at pressures up to 100 kbar. *Am. Mineral.*, 65:540-556.
- Fiquet, G., F. Guyot & J. P. Itie, 1994. High-pressure X-ray diffraction study of carbonates: MgCO<sub>3</sub>, CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> and CaCO<sub>3</sub>. *Am. Mineral.*, 79:15-23.
- Foley, S. F., 1993. An experimental study of olivine lamproite: First results from the diamond stability field. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57:483-489.
- Goldsmith, J. R. & H. C. Heard, 1961. Subsolidus phase relations in the system CaCO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub>. *J. Geol.*, 69:45-74.
- Gurney, J. J., 1989. Diamonds. In J. Ross et al., Eds., *Kimberlites and related rocks*, vol. 2, pp. 935-965. Geological society of Australia, Carlton, Australia.
- Guthrie, G. D., D. R. Veblen, D. R. Navon & G. R. Rossman, 1991. Submicrometer fluid inclusions in turbid-diamond coats. *Earth Planet Sci. Lett.* 105: 1-12.
- 平山義治・藤井敏嗣, 1993. シリケート-CO<sub>2</sub>系の高圧高温下での相関係. 重点領域研究「地球中心核」報告書, 3:129-137.
- Hall, A., 1987. *Igneous petrology*. Longman Scientific & Technical, England.
- Haggerty, S. E. & V. Sautter, 1990. Ultradeep (greater than 300 kilometers), ultramafic upper mantle xenoliths. *Science*, 248: 993-996.
- Hung, W. L., P. J. Wyllie & C. E. Nehru, 1980. Subsolidus and liquidus phase relationships in the system CaO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> to 30 kbar with geological applications. *Am. Mineral.*, 65:285-301.
- Irifune, T. & A. E. Ringwood, 1987. Phase transformations in primitive MORB and pyrolyte compositions to 25 GPa and some geophysical implications. In M. Manghni & Y. Syono eds., : High-pressure Research in mineral physics, pp. 231-242, Terra Scientific Publishing, Tokyo.
- Irving, A. J., & P. J. Wyllie, 1973. Melting relationships in CaO-CO<sub>2</sub> and MgO-CO<sub>2</sub> to 36 kilobars with comments on CO<sub>2</sub> in the mantle. *Earth Planet Sci. Lett.* 20:220-225.
- Irving, A. J., & P. J. Wyllie, 1975. Subsolidus and melting relationships for calcite, magnesite and join CaCO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub> to 36 kb. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39:35-53.
- Javoy, M., F. Pineau & C. J. Allegre, 1982. Carbon geodynamical cycle. *Nature*, 300:171-173.
- Katsura, I. & E. Ito, 1990. Melting and subsolidus phase relations in the MgSiO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub> system at high pressures: implications to evolution of the Earth's atmosphere. *Earth Planet Sci. Lett.*, 99: 110-117.
- Katsura, T., Y. Tsuchida, E. Ito, T. Yagi, W. Utsumi & S. Akimoto, 1991. Stability of magnesite under lower mantle conditions. *Proc. Jpn. Acad.*, B67:57-60.
- Kennedy, C. S. & G. C. Kennedy, 1979. *J. Geophys. Res.*, 81:2467-2470.
- Kraft, S., E. Knittle, & Q. Williams, 1991. Carbonate stability in the Earth's mantle: a vibrational spectroscopic study of aragonite and dolomite at high pressure and temperature. *J. Geophys. Res.*, 96:17997-18010.
- Kushiro, I., H. Satake & S. Akimoto, 1975. Carbonate-silicate reactions at high pressure and possible presence of dolomite and magnesite in the upper mantle. *Earth Planet Sci. Lett.*, 28:116-120.
- Le Bas, M. J., 1987. Nephelinites and carbonatite. In J. G. Fitton and B. G. J. Upton, Eds., *Alkaline igneous rocks*, No. 30:53-83. Geological Society Special Publication, U.S.A.
- Liu, L. & W. A. Bassett, 1986. *Oxford monographs on geology and geophysics No. 4: Elements, Oxides, Silicates High-pressure phase with implications for the Earth's interior*. Oxford Univ. press, New York.
- Liu, L. & C. C. Lin, 1995. High pressure phase transformations of carbonates in the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>. *Earth Planet Sci. Lett.*, 134:297-305.
- Luth R. W., R. G. Tronnes & D. Canil, 1993. Volatile-bearing phases in the earth's Mantle. In R. W. Luth eds., : *Short course handbook on experiments at high pressure and applications to the Earth's Mantle.*, pp. 445-485., Mineralogical association of Canada, Canada.
- Martinez, I., J. Zhang & R. J. Reeder, 1996. In situ X-ray diffraction of aragonite and dolomite at high pressure and high temperature: Evidence for dolomite breakdown to aragonite and magnesite. *Am. Mineral.*, 81:611-624.
- Mitchell R.H., 1986. *Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*. Plenum press, New York.
- Mitchell R.H., 1989. *Aspects of the petrology of kimberlites and*

- lamproites : some definitions and distinctions. In J. Ross et al., Eds., Kimberlites and related rocks, vol. 1, pp. 7-45. Geological society of Australia, Carlton, Australia.
- Mitchell R.H., 1995. Kimberlites, Orangeites, and Related rock. Plenum press, New York.
- Moore R. O. & J. J. Gurney, 1985. Pyroxene solid solution in garnets included in diamond. *Nature*, 318:553-555.
- Newton, R. C. & W. E. Sharp, 1975. Stability of forsterite + CO<sub>2</sub> and its bearing on the role of CO<sub>2</sub> in the mantle. *Earth Planet Sci. Lett.*, 26:239-244.
- Navon, O., D. Hutcheon, G. R. Rossman & G. J. Wasserburg, 1988. Mantle-derived fluids in diamond micro-inclusions. *Nature*, 335 : 784-789.
- Ringwood, A. E., S. E. Kesson, W. Hibberson & N. Ware, 1992. Origin of kimberlites and related magmas. *Earth Planet Sci. Lett.*, 113 : 521-538.
- Sautter, V., S. E. Haggerty & S. Field, 1991. Ultradeep (>300 kilometers) ultramafic xenoliths : petrological evidence from the transition zone. *Science*, 252:827-830.
- Schrauder, D. & O. Navon, 1994. Hydrous and carbonatitic mantle fluids in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 58:761-771.
- Sato, K. & E. Ito, 1994. A high-pressure experimental study on an olivine lamproite : Application to its petrogenesis. Technical report of ISEI, Ser. A (61) : 1 -45.
- Shee S.R., J. W. Bristow, D. R. Bell, C. B. Smith, H. L. Allsopp & P. B. Shee, 1989. The petrology of kimberlites, related rocks and associated mantle xenoliths from the Kuruman Province, South Africa. In J. Ross et al., Eds., Kimberlites and related rocks, vol. 1, pp. 60-82. Geological society of Australia, Carlton, Australia.
- Skinner E.M.W., 1989. Contrasting Group I and Group II kimberlite petrology : towards a genetic model for kimberlites. In J. Ross et al., Eds., Kimberlites and related rocks, vol. 1, pp. 528-544. Geological society of Australia, Carlton, Australia.
- Smith C.B., 1983. Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of southern African Cretaceous kimberlites. *Nature*, 304:51-54.
- Suto, A. & Y. Tatsumi, 1990. Orthopyroxene and K-amphibole in the the upper mantle : Implication for magma genesis in subduction zones. *Geophy. Res. Lett.*, 17:29-32.
- Sunagawa, I., 1984. Morphology of natural and synthetic diamond crystal. In I. Sunagawa, Eds., Material science of the Earth's interior, pp. 303-330. Terra Scientific, Tokyo.
- Suzuki, A., E. Ohtani & T. Kato, 1995. Flotation of diamond in mantle melt at high pressure. *Science*, 269 : 216-218.
- Sweeney, R. J., T. J. Falloon & D. H. Green, 1995. Experimental constraints on the possible mantle origin of Natrocarbonatite. In K. Bell and J. Keller, Eds., Carbonatite volcanism. pp. 191-207. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany.
- Sweeney, R.J., 1994. Carbonatite melt compositions in the Earth's mantle. *Earth Planet Sci. Lett.*, 128:259-270.
- Tajika, E. & T. Matsui, 1990. The evolution of the terrestrial environment. In Newson, H. E. & J. H. Jones, eds., Origin of the Earth, pp. 347-370. Oxford University Press, New York.
- Tajika, E. & T. Matsui, 1992. Evolution of terrestrial proto-CO<sub>2</sub> atmosphere coupled with thermal history of the Earth. *Earth Planet Sci. Lett.*, 113:251-266.
- Wallace, M. E. & D. H. Green, 1988. An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature*, 335:343-346.
- Wendlandt, R. F. & B. O. Mysen, 1980. Melting phase relations of natural peridotite + CO<sub>2</sub> as a function of degree of partial melting at 15 and 30 kbar. *Am. Mineral.*, 65:37-44.
- Wyllie, P. J. & W. L. Huang, 1976. Carbonation and melting reactions in the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> at mantle pressures with geophysical and petrological applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54:79-107
- Wyllie, P. J. & W. L. Huang, 1976. Petrogenetic grid for dolomites extended to mantle peridotite compositions and to conditions for magma generation. *Am. Mineral.*, 61:691-698.
- Wood, B. J., 1993. Carbon in the core. *Earth Planet Sci. Lett.*, 117: 593-607.
- Yamashita, H., M. Arima, & E. Ohtani, 1992. Melting experiments of group II kimberlite up to 10 GPa : petrogenesis of kimberlite magma. IGC Abstract, p. 538. Kyoto, Japan.
- 山下浩之・大谷栄治, 1995. キンバライトの高温高压実験 : 上部マントルにおける流体の化学組成について. 神奈川県立博物館研究報告自然科学, 24: 1 - 8.
- Yamashita, H., M. Arima & E. Ohtani, 1995. High pressure melting experiments on group II kimberlite up to 8 GPa : implications for mantle metasomatism. 6th. Int. kimberlite Conf., pp. 669-671. Russia.

## 摘要

山下浩之・小出良幸, マントル内での炭素の相平衡. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), 27:31-48. (H. Yamashita & Y. Koide, Stability of Carbon Phase in the Mantle. *Bull. Kanagawa prefect. Mus.* (Nat. Sci.), 27:31-50.)

マントル内において炭素は、鉱物または流体として存在することが岩石学的、鉱物学的、高温高压実験学的な研究によって明らかになってきた。本論では、これらによって明らかにされた、マントル内の炭素を含む物質についてまとめる。

炭素は、マントル内において、キンバライトやカーボナタイトなどの火山岩、ダイヤモンドや炭酸塩鉱物などの鉱物、もしくはダイヤモンドに包有される流体として存在する。炭素を含んだ合成物を出発物質に用いた高温高压実験の結果からは、ダイヤモンドやアラゴナイト、ドロマイト、マグネサイトがマントル内で安定に存在するという結果が得られている。しかしながら、多成分系や炭素を含んだ天然の岩石を出発物質に用いた高温高压実験からは、ダイヤモンドとマグネサイトのみがマントル内で安定な鉱物であった。

キンバライトやカーボナタイトなどの火山岩の成因は、マントル内における炭素と密接な関係がある。これらは、高温高压実験によって、炭酸塩鉱物を含むペリドタイトの部分融解でマグマが生成する可能性を示している。また、この部分融解によって生成した液とダイヤモンドに包有される流体とは化学的特徴が似る。

(受付：1997年11月30日，受理：1997年12月11日)