

隠岐島後の泥質ミグマタイトに含まれる 流体包有物の研究

鹿島 崇*・角替敏昭**

Takashi KASHIMA and Toshiki TSUNOGAE
Fluid Inclusion Study of Pelitic Migmatite
from Oki-Dogo Island

Abstract

This study examined composition of fluid inclusions in leucocratic and melanocratic parts of pelitic migmatites from Oki-Dogo to understand fluid activity throughout P-T history of high-T/low-P metamorphic terrane. Calculated fluid density and isochores range from 0.73 to 0.84 g/cm³ and from 450 to 540°C at 3 kbar, respectively, for H₂O, and from 0.71 to 0.87 g/cm³ and from 540 to 860°C for CO₂ inclusions. The temperature range for the CO₂ inclusions is almost consistent with previously estimated peak and retrograde conditions; 750~820°C at 1.5~4 kbar for peak and 580~630°C at 2.9~3.9 kbar for retrograde conditions. The range for the H₂O inclusions is, however, significantly lower than the retrograde condition. Our results therefore suggest that CO₂-bearing fluid was dominant during peak to retrograde metamorphism, while H₂O-rich fluid infiltrated at the last stage of metamorphism.

Graphite is the most probable source of CO₂ because the CO₂ inclusion becomes dominant with increasing modal abundance of graphite in migmatites. Origin of H₂O is not clearly understood, but probably associated with an uplifting of metamorphic terrane providing H₂O-bearing hydrothermal fluid from middle crust. The later H₂O infiltration brought about hydration of garnet and biotite to chlorite and muscovite, which marks the end of thermal events of Oki metamorphic rocks.

Keywords

Fluid inclusion, Isochore, Graphite, Pelitic migmatite, Oki-Dogo

1. はじめに

島根県の日本海沖に位置する隠岐島後の東半部には、高温低圧型の広域変成作用と著しいミグマタイト化作用を受けた隠岐変成岩類が分布している。この変成岩類に関しては、太田 (1963), Hoshino (1979), 星野 (1981)

等により岩石学的議論が、また浜田ほか (1996) により泥質片麻岩から温度-圧力履歴の推定が成されてきた。それによると隠岐変成岩類は、高温でざくろ石・珪線石を形成し、低温で紅柱石を形成するような時計回りの温度-圧力履歴を経たと考えられている。しかし、変成作用と流体活動についての議論は未だ成されていない。

そこで本研究では、泥質片麻岩および優白色岩中に存在する石英中に捕獲された流体包有物の組成を調べ、隠岐変成岩類の形成に参与した流体活動について考察した。

2. 地質概説

隠岐変成岩類は、泥質・砂質・苦鉄質片麻岩および少量の石灰質片麻岩から成り、大部分が上部角閃岩相の変成度を示し、一部の岩石からはグラニュライト相の温度圧力条件も確認されている(太田, 1963; Hoshino, 1979; 星野, 1981)。また変成作用時には広汎なミグマタイト化作用が起こっており、変成岩の大部分がミグマタイト質片麻岩となっている。また、ピーク変成作用後の白雲母花崗岩の貫入も見られる。

泥質・砂質片麻岩は、中～粗粒で主として石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・白雲母・緑泥石・ざくろ石・珪線石・石墨・チタン鉄鉱から成り、まれに紅柱石・黄鉄鉱・コランダム・スピネルを含む(星野, 1979)。ミグマタイト質片麻岩は、泥質片麻岩の粗粒部から漸移し、主として斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・白雲母・ざくろ石・マイクロクリンから成る。なお、ミグマタイト質片麻岩は中～粗粒で完晶質半自形の花崗岩質組織をもつ花崗岩部分(古期花崗岩)と、縞状構造が顕著で優黒色部には黒雲母が濃集し、優白色部には石英・長石が濃集する泥質・砂質片麻岩の部分およびこれらが混然一体となったミグマタイト部分に区分される(田結庄ほか, 1991)。

隠岐変成岩の変成条件は、苦鉄質片麻岩中に共存する斜方輝石と単斜輝石の Fe-Mg 分配係数による地質温度計で見積ると $< 830^{\circ}\text{C}$ である(Hoshino, 1979)。また、浜田ほか(1996)では、ざくろ石-黒雲母地質温度計(Ganguly and Saxena, 1984)および脱水溶融実験(Peterson and Newton, 1989)より $750^{\circ}\text{C} \sim 820^{\circ}\text{C}$ とされている。泥質片麻岩中に出現する珪線石-ざくろ石-黒雲母-斜長石の組み合わせを用いた変成条件の見積りではこれより少し低く、 $580^{\circ}\text{C} \sim 630^{\circ}\text{C}$ 、 $2.9 \sim 3.9$ kbar である(星野, 1981)。このように2つの異なった温度圧力条件が存在するのは、広域変成作用に、初期の変成作用(上部角閃岩相～グラニュライト相)と、その後2度にわたる後退変成作用(中～上部角閃岩相, 角閃岩相以下)といった異なる時期の変成作用があったためと考えられている(星野, 1981; 小林ほか, 1980)。それ以降も、泥質・ミグマタイト質片麻岩中の緑泥石、苦鉄質片麻岩中のアクチノ閃石が生じる要因となった熱水変質作用が起こっている。

隠岐変成岩類の変成年代は、泥質片麻岩中の黒雲母に

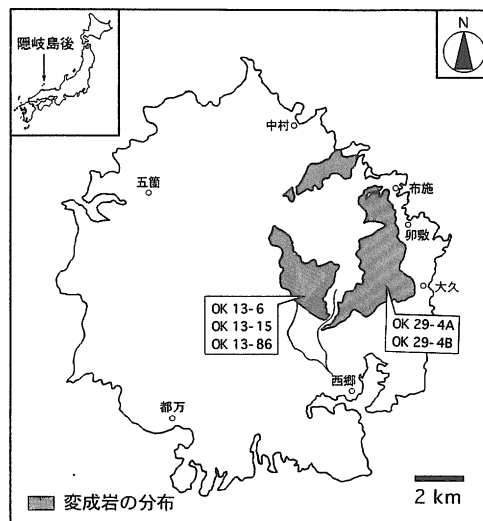


図1 隠岐変成岩の分布図(Hoshino (1979)を簡略化したもの)、およびサンプル採集地点。

ついて 170 Ma (K-Ar法; 柴田・野沢, 1966), 187 Ma (Rb-Sr法; 早瀬・石坂, 1967), 白雲母について $168 \sim 169$ Ma (Ar-Ar法; 高須・Dallmeyer, 1995), 苦鉄質片麻岩について約 2000 , 160 Ma (Sm-Nd法; 田中・星野, 1987), $192 \sim 199$ Ma (Ar-Ar法; 高須・Dallmeyer, 1995) が得られている。また、泥質片麻岩中のジルコンについては、 3000 Ma, 2000 Ma, $1700 \sim 1400$ Ma, 350 Ma (CHIME法; Suzuki and Adachi, 1994), 2300 Ma, 2000 Ma, 1700 Ma (U-Pb法; Tsunogae, 1995) が得られている。これらは、変成作用以前にマグマ中でジルコンが結晶化した年代を表している。花崗岩においては、カリ長石について 20 Ma (K-Ar法; 田結庄ほか, 1991) が得られている。

3. 流体包有物の分析結果

流体包有物の分析に使用したサンプルの鉱物組み合わせおよびその量比を表1に示す。これらは、泥質ミグマタイトの優黒色部(サンプル OK13-15, OK29-4A)と優白色部(優白色岩(1); サンプル OK13-86), ミグマタイト形成後に片麻状構造に沿って貫入したざくろ石を含む優白色岩(優白色岩(2); サンプル OK13-6)および変成作用終了後に貫入したざくろ石を含まない優白色岩(優白色岩(3); サンプル OK29-4B)の4タイプに分けられる。

| サンプル番号/鉱物名 | 石英 | 斜長石 | カリ長石 | マイクロクリン | 黒雲母 | 白雲母 | 緑泥石 | ざくろ石 | その他の鉱物 |
|-----------------|----|-----|------|---------|-----|-----|-----|------|--------------------|
| OK13-6 | ○ | △ | ○ | × | | × | × | × | チタン鉄鉱 |
| OK13-15 | ○ | △ | | | × | | △ | | チタン鉄鉱 |
| OK13-86 | ○ | △ | △ | | × | × | × | | 方解石, グラファイト, チタン鉄鉱 |
| OK29-4A | ○ | △ | | | ○ | × | × | | 珪線石, グラファイト, チタン鉄鉱 |
| OK29-4B | ○ | ○ | ○ | × | | × | | | |
| ○：多い △：中間 ×：少ない | | | | | | | | | |

表1 流体包有物の分析に使用した泥質ミグマタイトの鉱物組み合わせとその量比

| サンプルNO. | Tm.ice (°C) | Th (°C) | 塩濃度(wt.%) | 密度(g/cm ³) |
|----------------------------|-------------------------|--------------------------|-----------|------------------------|
| OK13-6 (H ₂ O) | -1.1~0.1 (-0.5±0.6) | 238.7~266.4 (252.5±13.8) | 0.1~1.8 | 0.76~0.82 |
| OK13-15 (H ₂ O) | -2.3~-0.2 (-1.2±1.1) | 240.4~277.5 (258.9±18.5) | 0.3~3.8 | 0.74~0.84 |
| OK13-86 (H ₂ O) | -2.3~-0.2 (-1.3±1.1) | 256.0~280.0 (268.0±12.0) | 0.3~3.8 | 0.73~0.83 |
| OK29-4A (H ₂ O) | -0.8~0.0 (-0.4±0.4) | 243.1~271.2 (257.2±14.1) | 0.01~1.3 | 0.75~0.82 |
| OK29-4B (H ₂ O) | -2.2~-0.8 (-1.5±0.7) | 241.8~268.4 (255.1±13.3) | 1.3~3.5 | 0.77~0.84 |
| OK13-15 (CO ₂) | -59.4 | 12.2 | — | 0.84 |
| OK29-4A (CO ₂) | -57.5~-56.9 (-57.2±0.3) | 9.4~25.1 (17.2±7.9) | — | 0.71~0.87 |

表2 流体包有物の分析結果。誤差は標準偏差を示す。

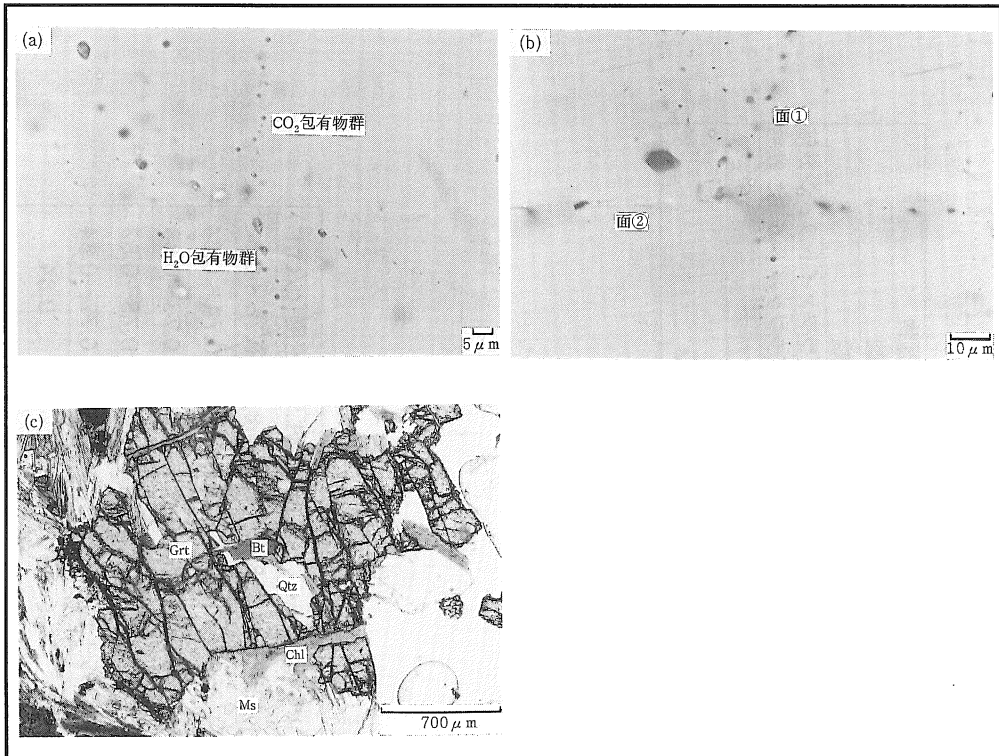


図2 流体包有物の産状と鉱物組み合わせを示す顕微鏡写真

- (a)石英に含まれている $\text{CO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 両包有物が分布する面が結晶境界面まで連続している（写真中央）。この面上部の小さな包有物群のほとんどは CO_2 包有物である。流体包有物の大きさは $1.5 \sim 3.5 \mu\text{m}$ であり、これらは本研究において分析した標準サイズの流体包有物である。 サンプル=OK29-4A。
- (b) $\text{CO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 両包有物が共存している面①を H_2O 包有物のみ存在する面②が切っている。つまり、初期は CO_2 を含み、後期は H_2O に富んだ少なくとも2回の流体活動があったことが分かる。流体包有物の周りの部分は全て石英である。 サンプル=OK29-4A。
- (c)大久川中流 (OK19-1C) の泥質片麻岩。ざくろ石中に石英・黒雲母の包有物が存在している。また、ざくろ石・黒雲母・緑泥石・白雲母・石英の共生が見られる。この組織は、ざくろ石 (Grt) + 黒雲母 (Bt) + H_2O = 緑泥石 (Chl) + 白雲母 (Ms) + 石英 (Qtz) といったざくろ石の分解反応により形成された。

流体包有物の分析には USGS 型加熱冷却台 (Fluid Inc 社製) を用い、アイソコアの計算には、流体包有物計算プログラム (FLINCOR, Ver. 1.4; Brown, 1989) を使用した。流体包有物の分析結果を表 2 に示す。なお、本研究では、Brown and Lamb (1986, 1989) の熱力学的データを用いてアイソコアを決定した。この方法は H₂O および CO₂ の熱力学的データを含むため、同一サンプル中に H₂O、CO₂ 包有物が存在している場合 (サンプル OK13-15, OK29-4A) における系統的な比較が可能である。なお、分析に用いた流体包有物は、全て石英中に捕獲されたものである。

分析の結果、全ての岩相から H₂O 包有物 (液相包有物) が確認され、特に泥質片麻岩の優黒色部から H₂O 包有物と CO₂ 包有物 (共に液相包有物) が確認できた。分析を行った流体包有物は、ほとんどのものが大きさが不均等で、一群の流体包有物が分布する面が結晶境界を切って連続しているため、結晶成長後に形成された二次包有物である (図 2a)。サンプル OK29-4A 中の流体包有物の産状に注目すると、CO₂、H₂O 両流体包有物の存在する面 (①) が H₂O 包有物のみ存在する面 (②) によって切られていることが確認できる (図 2b)。したがって、この石英の成長終了後に少なくとも 2 回の流体の活動、つまり、初期の CO₂ を含む流体と後期の H₂O に富む流体の活動があったことが分かる。図 3 に見られるように、各岩相の H₂O 包有物の融点 (T_{m,ice}) および均質化温度 (T_h) に大きな違いはない。したがって、1 つのサンプルに含まれる H₂O 包有物は同一ステージに取り込まれた可能性がある。またアイソコアについても、サンプルごとに顕著な違いは見られなかった (図 4)。同様に CO₂ 包有物についても同時期の生成物と考えられ、アイソコアも類似している。

4. 考察

(1) CO₂ の起源

流体包有物として産する CO₂ の起源を考察するため、ここでは最も可能性の高いグラファイトとの関係に注目した。方法としては、薄片中のグラファイトのモード比を定量的に決定し、さらにグラファイトが存在するサンプルにおいて、グラファイトに隣接した石英に含まれる CO₂ 包有物の割合を測定した。図 5 から分かるように、泥質片麻岩、優白色岩 (2) どちらのサンプルにおいても CO₂ 包有物数/全流体包有物数とグラファイトのモード比との間に正の相関関係がある。このことから、CO₂ の生成はグラファイトと密接に関係しており、グラファイトが酸

化環境で CO₂ を供給したことが考えられる。泥質片麻岩は、30 サンプル中 13 サンプルがグラファイトを含むことから、原岩である泥岩中に含まれていた炭素が、変成作用においてグラファイトに変化したといえる。一方、優白色岩 (1), (3) はグラファイトが存在せず、CO₂ 包有物もほとんど存在しない。ただし、優白色岩 (2) では 23 サンプル中 3 サンプルがグラファイトを含む。泥質片麻岩、優白色岩 (2) を問わずグラファイトを含むサンプル中では、ほとんどのグラファイトは黒雲母と共存するか、あるいは黒雲母の付近に存在している。つまり、ミグマタイト化作用時の部分溶融により原岩が石英・長石に富む優白色部と黒雲母・ざくろ石に富む優黒色部とに分離する際にグラファイトが優黒色部に残存したためといえる。ただし、グラファイトを含む優白色岩については、ミグマタイト化作用時に黒雲母と共に優白色岩中に取り込まれたものと考えられる。なお、Janardham et al. (1979) が提示したような CO₂ の外部からの浸透も指摘されるが、前述のように CO₂ を含む岩相は泥質片麻岩に限られており、それ以外の岩相中のグラファイトの存在は極めて稀である。したがって CO₂ の浸透による CO₂ 包有物およびグラファイトの形成は考えにくい。CO₂ はグラファイトの酸化によって形成され、岩石中の酸素分圧は温度の降下とともに CO₂-C-O₂ バッファーに沿って緩やかに減少したと考えられる。

(2) 変成作用と流体活動との関係

図 4 から明らかなように、各サンプルから得られた H₂O 包有物のアイソコアに大きな違いは見られない。同様のことが CO₂ 包有物についてもいえる。そこで、H₂O および CO₂ 包有物から得られたアイソコアと、星野 (1981)、浜田ほか (1996) によって得られた変成温度圧力条件との比較を行った (図 6)。

CO₂ 包有物のアイソコアは、3 kbar で 550°C ~ 860°C であり、その範囲は星野 (1981)、浜田ほか (1996) の温度圧力条件と一致する。このことから CO₂ 包有物は、ピーク〜後退変成作用時の流体を捕獲しており、この時期に CO₂ に富む流体が卓越していた可能性がある。一方、H₂O 包有物は 3 kbar で 450°C ~ 540°C であった。このことから H₂O 包有物は、後退変成作用末期の流体を捕獲していると考えられる。この H₂O に富んだ流体の起源として、変成岩上昇時に形成されたクラックに沿った地殻内部からの H₂O の浸透があげられる。この後退変成作用末期の H₂O に富む流体は、隠岐変成岩に広域的に見られる熱水変質作用による既存鉱物の加水分解反応と関係していると思われる。この証拠は、ざくろ石・黒雲母の分解反応によ

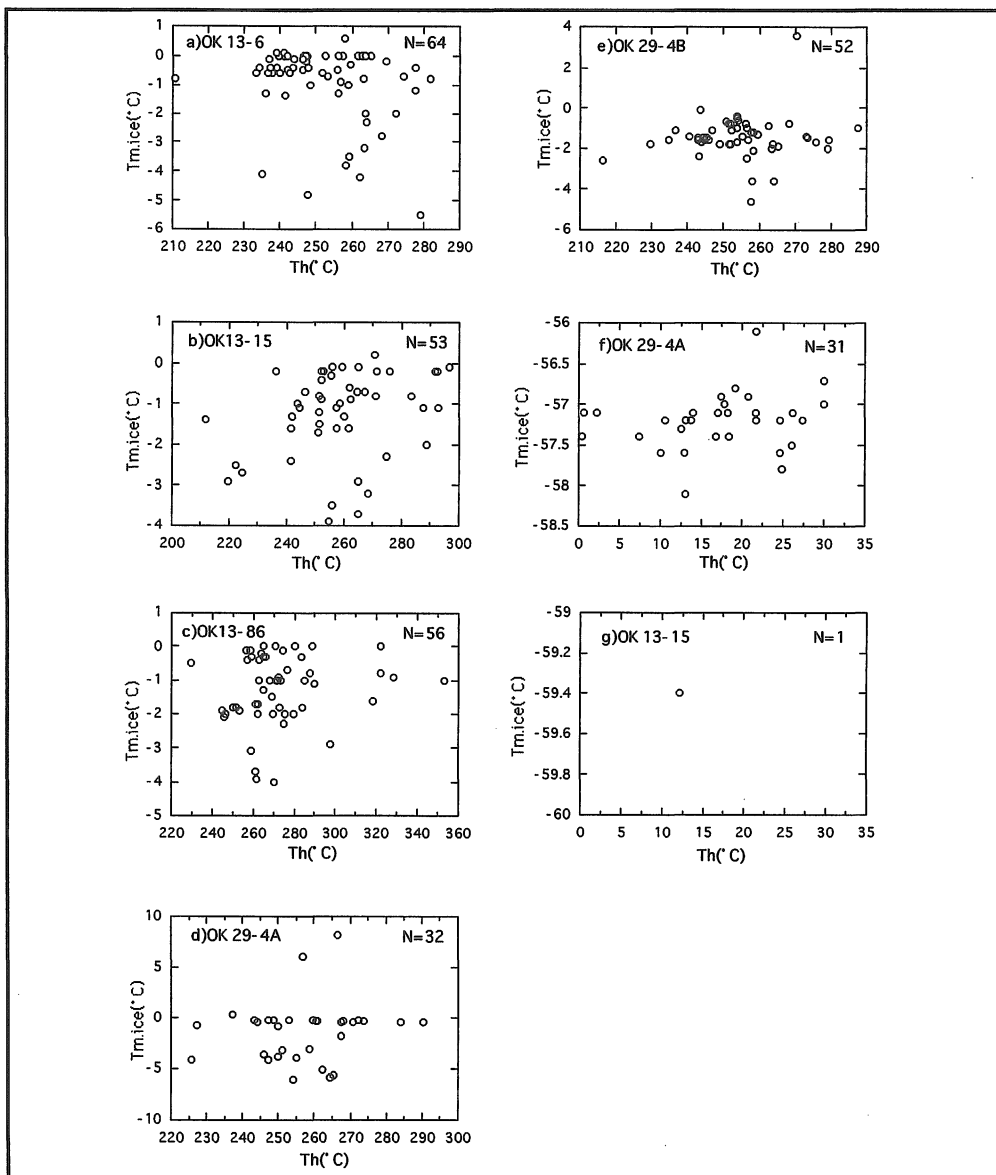


図3 各サンプル中の流体包有物の温度散布図 (a～eはH₂O, f・gはCO₂包有物)

- a : サンプル OK13-6 (優白色岩(2)),
- b : サンプル OK13-15 (泥質片麻岩の優黒色部)
- c : サンプル OK13-86 (優白色岩(1)),
- d : サンプル OK29-4A (泥質片麻岩の優黒色部)
- e : サンプル OK29-4B (優白色岩(3)),
- f : サンプル OK29-4A (泥質片麻岩の優黒色部)
- g : サンプル OK13-15 (泥質片麻岩の優黒色部)

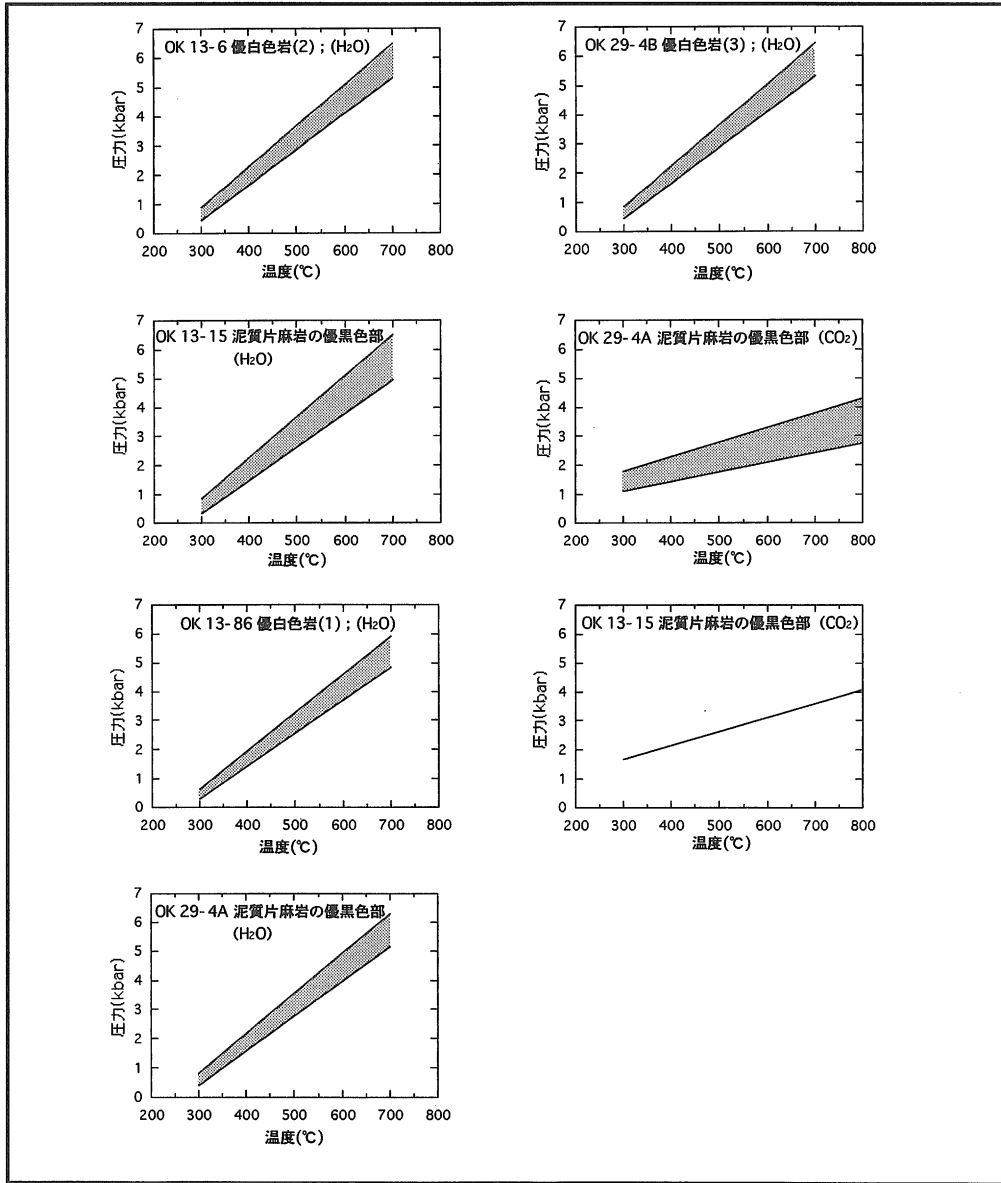


図4 Brown (1989) の熱力学的データをもとに計算した各岩相のアイソコアを示すP-T図(図中の網目部分は、各岩相から得られたThおよびTm.iceの誤差範囲を表す)

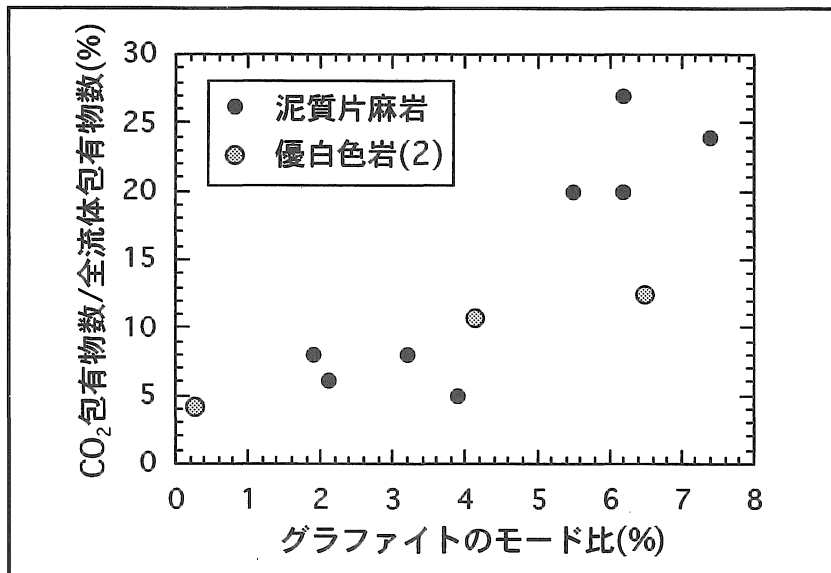


図5 泥質片麻岩および優白色岩(2)に含まれるグラファイトのモード比とCO₂包有物の割合との関係

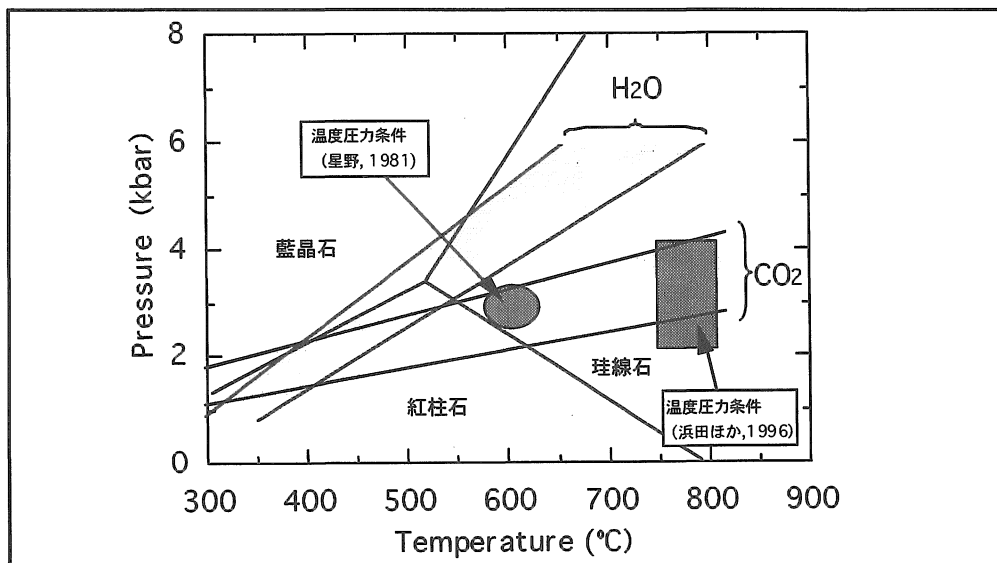
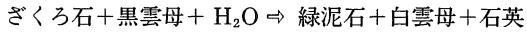


図6 H₂O・CO₂包有物のアイソコアと隠岐変成岩から得られた岩石学的温度圧力条件との比較。アルミノ珪酸塩鉱物の三重点の熱力学的データについては、Holdaway (1971) を使用した。

る緑泥石・白雲母等の出現にみられ (図2C), 次の反応の進行が考えられる。



以上のように, 変成作用における流体の活動は岩石中に見られる反応組織と密接に関係しており, 変成岩の温度圧力履歴を解明するための大きな手がかりとなる。

謝辞: 本研究にあたり, 流体包有物の分析において, 御指導・御助言をして下さった筑波大学地球科学系の宮野敬教授, 久田公一博士, 棟上俊二氏, 水野耕平氏に深く御礼申し上げます。また, 様々な御助言・御指摘を賜った高須晃教授をはじめとする本学総合理工学部変成岩ゼミの方々にも深く感謝の意を表します。なお, 本研究の一部は文部省科学研究費補助金 (奨励研究(A): 08740415, 重点領域研究: 08228212) の補助金による。

参 考 文 献

- Brown, P.E., (1989) : FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *Am. Mineralogist*, 74, 1390-1393.
- Brown, P.E. and Lamb, W.M. (1986) : Mixing of H₂O-CO₂ in fluid inclusions; Geobarometry and Archean gold deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 847-852.
- Brown, P.E. and Lamb, W.M. (1989) : P-V-T properties of fluids in the system H₂O-CO₂-NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1209-1221.
- Ganguly, J. and Saxena, S.K. (1984) : Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *Amer. Mineral.*, 69, 88-97.
- 浜田耕一・藤原奈都子・角替敏昭 (1996) : 隠岐・島後の銚子・有木川流域に分布する隠岐変成岩の岩相記載と変成履歴. 島根大学教育学部紀要 (自然科学), 30, 53-72.
- 早瀬一・石坂恭一 (1967) : Rb-Sr による地質年齢 (1), 西南日本. 岩鉱, 58, 201-212.
- Holdaway, M. J. (1971) : Stability of andalusite and aluminium silicate phase diagram. *Amer. Jour. Sci.*, 271, 97-131.
- 星野光雄 (1979) : 隠岐島後のコランダム含有泥質片麻岩. 加納博教授記念論文集 日本列島の基盤, 85-88.
- Hoshino, M. (1979) : Tow-pyroxene amphibolites in Dogo Oki island, Shimane-Ken Japan. *Japan. Assoc. Miner. Petr. Geol.*, 74, 87-99.
- 星野光雄 (1981) : 隠岐島後の泥質片麻岩にみられるアルミノ珪酸塩鉱物の産状. 総合研究A 下部古生代-上部原生界報告書, 9-12.
- Janardhan, A. S., Newton, R. S., and Smith, J. V. (1979) : Ancient crustal metamorphism at low PH₂O: charnockite formation at Kabbaldurga, south India. *Nature*, 278, 511-514.
- 小林英夫・松本征夫・星野光雄 (1980) : 隠岐島後. 日本地質学会第87年総会年会, 見学旅行案内書, 1-39.
- 太田昌秀 (1963) : 隠岐変成岩類. 岩鉱, 49, 189-205.
- Peterson, J.W. and Newton, R.C. (1989) : Reversed experiments on biotite-quartz-feldspar melting in the system KMASH: implications for crustal anatexis. *J. Geol.*, 97, 465-485.
- Sibata, K. and Nozawa, T. (1967) : K-Ar ages of Hida metamorphic rocks. Amo-Tsunokawa area and Oki area, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 17, 259-277.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1994) : Middle Precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on Oki-Dogo Island, Japan: their origin and implications for the correlation of basement gneiss of Southwest Japan and Korea. *Tectonophysics*, 235, 277-292.
- 田結庄良昭・柴田 賢・内海 茂 (1991) : 島根県, 隠岐島後の花崗岩類. 地質学雑誌, 97, 53-60.
- 高須 晃・Dallmeyer.R.D (1995) : 隠岐片麻岩の ⁴⁰Ar/³⁹Ar 年代. 日本地質学会第102年年会講演要旨, p281.
- 田中 剛・星野光雄 (1987) : 隠岐変成岩の Sm-Nd 年代とその地質学的意義. 日本地質学会第94年年会講演要旨, p369.
- Tsunogae, T. (1995) : Preliminary SIMS zircon ages of pelitic gneiss, Oki-Dogo Island, southwest Japan. *Memoir. Fac. Edu. Shimane Univ.*, 29, 61-68.