

筑波変成岩類の温度圧力見積もり

宮崎一博*

Kazuhiro MIYAZAKI (1999) Thermobarometry of the Tsukuba Metamorphic Rocks. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 50 (8), p. 515-525, 6 figs., 8 tables.

Abstract: This paper presents pressure and temperature conditions for high grade rocks in the Tsukuba metamorphic rocks. Using garnet-biotite thermometer and GASP (garnet-sillimanite-plagioclase) barometer, estimated temperatures and pressures were $T=627^{\circ}-667^{\circ}\text{C}$ and $P=3.2-3.5$ kbar. Using garnet-cordierite thermometer and GASP barometer, estimated temperatures and pressures were $T=622^{\circ}-643^{\circ}\text{C}$ and $P=2.6-3.4$ kbar. Comparing these estimations with pressures and temperatures for lower grade rocks at the sillimanite isograd (Miyazaki *et al.*, 1992), the metamorphic pressure was almost constant with increasing temperature. The rapid increase of temperature at constant pressure suggests that the Tsukuba metamorphic rocks were produced by heat of granitic magma, which intruded at ca.12km depth in the crust. Because the bedding plane dips of the Tsukuba metamorphic rocks are generally gentle, the isobaric plane is thought to be not highly oblique to the bedding plane.

要 旨

筑波変成岩類最高変成度の岩石の温度圧力を推定した。変成温度圧力は、ざくろ石-黒雲母温度計とざくろ石-珪線石-斜長石 (GASP) 圧力計を組み合わせた場合 $T=627-667^{\circ}\text{C}$, $P=3.2-3.5\text{kbar}$ で、ざくろ石-重晶石温度計と GASP 圧力計を組み合わせた場合 $T=622-643^{\circ}\text{C}$, $P=2.6-3.4\text{kbar}$ となった。より低温部の珪線石アイソグラッドでの岩石の変成温度圧力見積もり (宮崎ほか, 1992) との比較より、ほぼ等圧下で筑波花崗岩体に向かって温度が上昇する温度圧力構造が推定できる。等圧下での急激な温度上昇は、筑波変成岩類が、地殻約12kmの深度に貫入・定置した筑波花崗岩体の貫入による接触変成作用により生じたことを示唆する。筑波変成岩類の層理面は、大局的にはほぼ水平であり、等深度面は層理面と大きく斜交していなかったと推定される。

1. はじめに

高温低圧型変成岩類は多量の花崗岩類の貫入を伴うことを特徴としている。このため、地殻内部での花崗岩マグマの移動・貫入は、高温低圧型変成岩類の成因を考える上で重要となる (Barton and Hanson, 1989)。ところが、多量の花崗岩マグマが次々に散在して貫入している地域では、時期の異なる接触変成作用が重なり合っている可能性があり、そのような地域では変成岩類の広域

的溫度圧力構造を解析することが困難になる。本論文で扱った筑波変成岩類は、白亜紀の高温低圧型変成岩類である領家変成岩類の東方延長と考えられるが (宇野, 1961; 柴, 1979), その熱史・温度圧力構造は他の領家変成岩類に比べ単純なものが提案されている (例えば, 柴, 1982, 小野, 1986, 宮崎ほか, 1992)。

筑波変成岩類分布域では、筑波山から加波山にかけ花崗岩類がまとまって分布しており (第1図), 変成温度はこの花崗岩体に向かって上昇している。等温線が変成岩類の層理面と斜交し、花崗岩体を取り巻くような分布をすることより、筑波変成岩類の成因として花崗岩マグマの貫入による接触変成作用が想定されている (柴, 1982, 小野, 1986, 宮崎ほか, 1992)。一方、より低温の珪線石アイソグラッドから花崗岩体近傍の高変成度部にかけての水平距離で約6.5kmの間に、変成圧力が約1.5kbar (埋没深度にして、約5.7km) 上昇する見積もりがなされている (柴, 1982)。このような水平方向での急激な圧力上昇を生じるには、変成時の筑波変成岩類の姿勢が現在までの間にほぼ90°傾動することが必要となる。このように圧力構造についての情報は、変成時から現在までの筑波変成岩類の上昇過程および周囲の地質体との関係を考える上で重要な束縛条件を与えるが、筑波変成岩類の高変成度部の温度圧力見積もりは、柴 (1982) 以降、検討されたことはない。本論文では、柴 (1982) 以降に提案された圧力計・温度計および鉱物共生に関する実験結果をもとに、筑波変成岩類の高変成

Keywords: metamorphic rock, pressure, temperature, garnet, sillimanite, cordierite, biotite, Ryoike Metamorphic Rocks, Tsukuba Metamorphic Rocks, Tsukuba, Japan

*地質部 (Geology Department GSJ)

度部の変成岩の温度圧力の見積もりを行った。さらに、筑波変成岩類の温度圧力構造およびそれと地質構造との関係について考察した。

2. 地質概要

筑波山周辺に分布する筑波変成岩類ならびに北方の吾国山周辺に分布する吾国山変成岩類は、ジュラ紀末期-白亜紀前期の付加コンプレックスである八溝層群の泥岩、砂岩を原岩とする。両変成岩類は白亜紀末期の花崗岩類に貫入される。花崗岩類は、筑波花崗岩・稲田花崗岩・加波山花崗岩および両雲母花崗岩の4つに大別できる(第1図)。これら花崗岩体は、比較的短い期間(3 Ma以内)に貫入固結したと考えられている(Arakawa and Takahashi, 1988)。両雲母花崗岩の比較的大きな岩体が本地域南部の雪入付近に分布するが、この花崗岩体は変成岩類との境界部から数百mの幅で細粒優白質周辺相を伴う(宮崎ほか, 1996)。変成岩類の鉱物組合せ・構成鉱物の粒度は、この花崗岩体に向かってほとんど変化しない。一方、筑波花崗岩・稲田花崗岩・加波山花崗岩に向かって、変成岩類の鉱物組合せは顕著に変化し、構成鉱物の粒度も大きくなる(柴, 1982, 小野, 1986, 宮崎ほか, 1992)。このため、筑波変成岩類および吾国山変成岩類は、筑波山から加波山にかけてまとまって分布する花崗岩体の貫入による接触変成作用で生じた高温低圧型変成岩類であると考えられている(宮崎ほか, 1992)。

宮崎ほか(1992)は、筑波変成岩類と吾国山変成岩類の変成温度圧力条件を見積もり、筑波変成岩類が吾国山変成岩類に比べ、より高圧下で接触変成作用を受けたとした。筑波変成岩類は、泥質変成岩の鉱物組合せをもとに、黒雲母帯(低変成度)と珪線石帯(高変成度)に分帯される(宮崎ほか, 1992)。黒雲母帯の泥質変成岩は黒雲母粘板岩であり、珪線石帯の泥質変成岩は黒雲母片岩ないし黒雲母片麻岩である。柴(1982)は、鉱物の消失関係・長石温度計・ざくろ石-堇青石温度圧力計から変成温度圧力として、宮崎ほか(1992)の珪線石アイソグラッド付近で $T=550^{\circ}\text{C}$, $P=3.0\text{kbar}$, 筑波花崗岩

体近傍で $T=600^{\circ}\text{C}$, $P=4.5\text{kbar}$ を見積もっている。また、宮崎ほか(1992)は、珪線石アイソグラッド付近での鉱物共生関係の変化から、 $T=500-550^{\circ}\text{C}$, $P=3.0-3.5\text{kbar}$ の温度圧力を見積もっている。

筑波変成岩類にはENE-WSW 走向の軸を持つ1対のシンフォーム、アンチフォームが存在する(第1図)。シンフォーム軸の南東側では、層理面の走向、傾斜は、 $N60^{\circ}-70^{\circ}\text{E}$, $60^{\circ}-70^{\circ}\text{N}$ である。一方、シンフォーム軸の北西側では、アンチフォーム軸をはさんで傾斜は、 $10^{\circ}-20^{\circ}$ と緩くなっている。

3. 試料

今回温度圧力見積もりに使用した岩石は、宮崎ほか(1992)の珪線石帯に含まれる。採集地点は、筑波花崗岩の斑状黒雲母花崗閃緑岩(宮崎ほか, 1996)から距離約50m、珪線石アイソグラッドから約6.5km離れた地点である(第1図)。試料(試料番号: Ma2-48a, Ts3-09, Ts3-01a, Tss3-01b, Ts3-03)は、50m×50mほどの範囲から採集した泥岩ないし細粒砂岩起源の変成岩である。これらの試料のうち、Ma2-48aとTs3-09は顕著な面構造・線構造が認められないが、他の試料は黒雲母の定向配列による顕著な面構造(片理)が発達する。試料は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、堇青石、珪線石(すべて針状のフィプロライト)、ざくろ石、少量の炭質物、イルメナイト、電気石を含む。Ma2-48a以外の試料には、少量の白雲母が含まれる。試料Ts3-09, Ts3-01a, Ts3-01bには、柵状の紅柱石が認められる。鉱物組合せを第1表に示した。

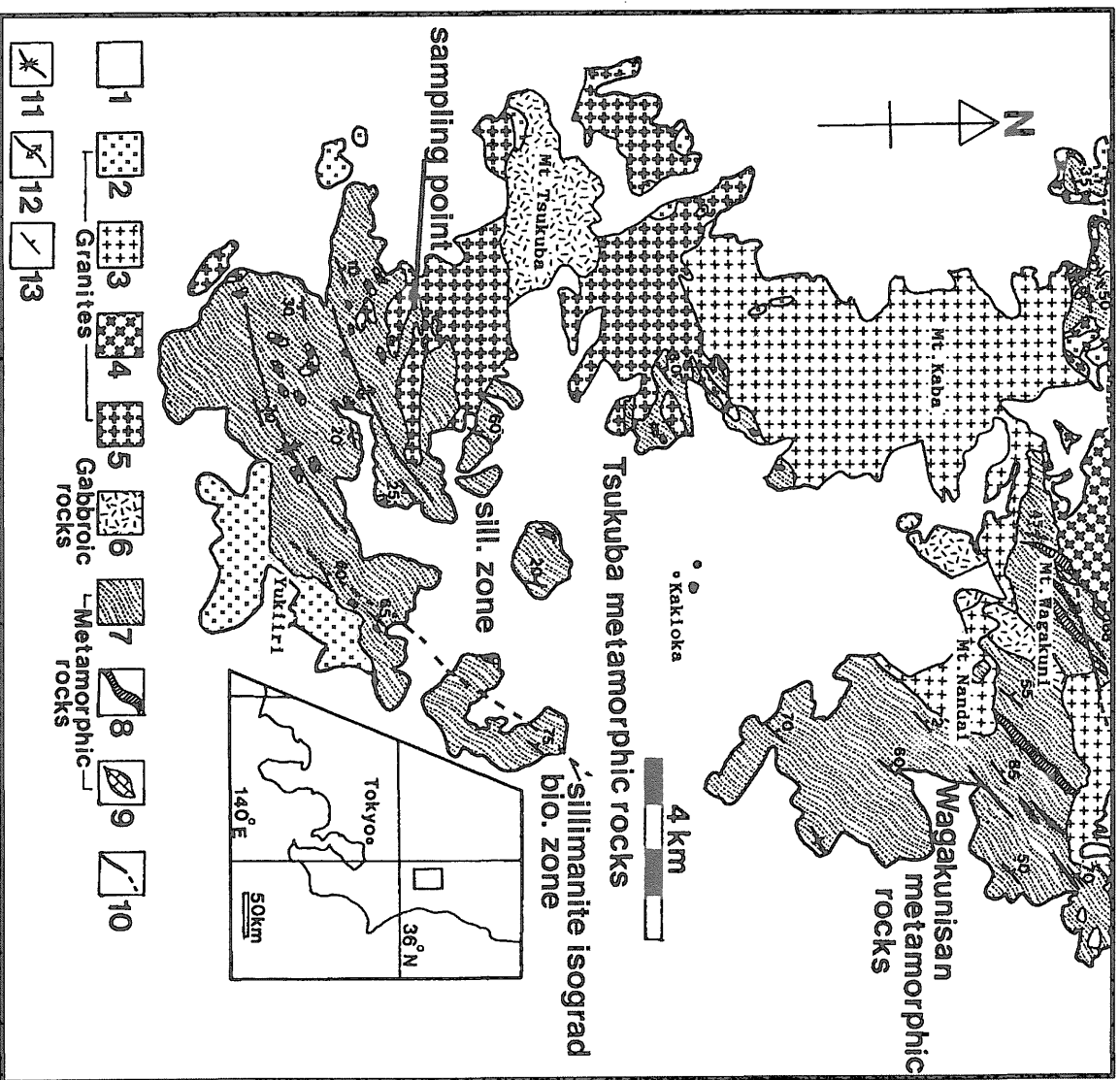
カリ長石は、マイクロバーサイト構造を示し、細粒のイルメナイト、石英、炭質物、黒雲母を多量に包有する。堇青石、ざくろ石は他形で、石英、黒雲母を包有する(第2図A)。試料Ts3-09に含まれる堇青石は三連双晶(sector-trilling)をなす。一部の試料に含まれる白雲母は、珪線石を包有したり、堇青石の一部を交代している(第2図B)。紅柱石は、周囲を白雲母もしくは黒雲母に取り囲まれ、あるいはこれらに置換される。この紅柱石

第1表 分析試料の鉱物組合せ
Table 1 Mineral assemblage of analysed samples

| Sample no. | Q | Pl | Kfel | Bio | Sill | Cd | Gar | Tor | Grp | Il | And* | Mus** |
|------------|---|----|------|-----|------|----|-----|-----|-----|----|------|-------|
| Ma2-48a | ⊙ | ○ | ⊙ | ⊙ | + | ○ | + | + | + | + | — | — |
| Ts3-09 | ⊙ | ○ | ⊙ | ⊙ | ○ | ⊙ | + | + | + | + | + | + |
| Ts3-01a | ⊙ | ○ | ⊙ | ⊙ | ○ | ⊙ | + | + | + | + | + | + |
| Ts3-01b | ⊙ | ○ | ⊙ | ⊙ | ○ | ⊙ | + | + | + | + | + | + |
| Ts3-03 | ⊙ | ○ | ⊙ | ⊙ | ○ | △ | + | + | + | + | — | + |

Q:Quartz, Pl:Plagioclase, Kfel:K-feldspar, Bio:Biotite, Sill:Sillimanite, Cd:Cordierite
Gar:Garnet, Tor:Tourmaline, Grp:Graphite, Il:Ilmenite, And*:relict Andalusite
Mus**: retrograde Muscovite.

⊙ :abundant (mineral mode > 10%) ○ :present (mineral mode:10-5%)
+ :present (mineral mode<5%) △ :pinite — :absent



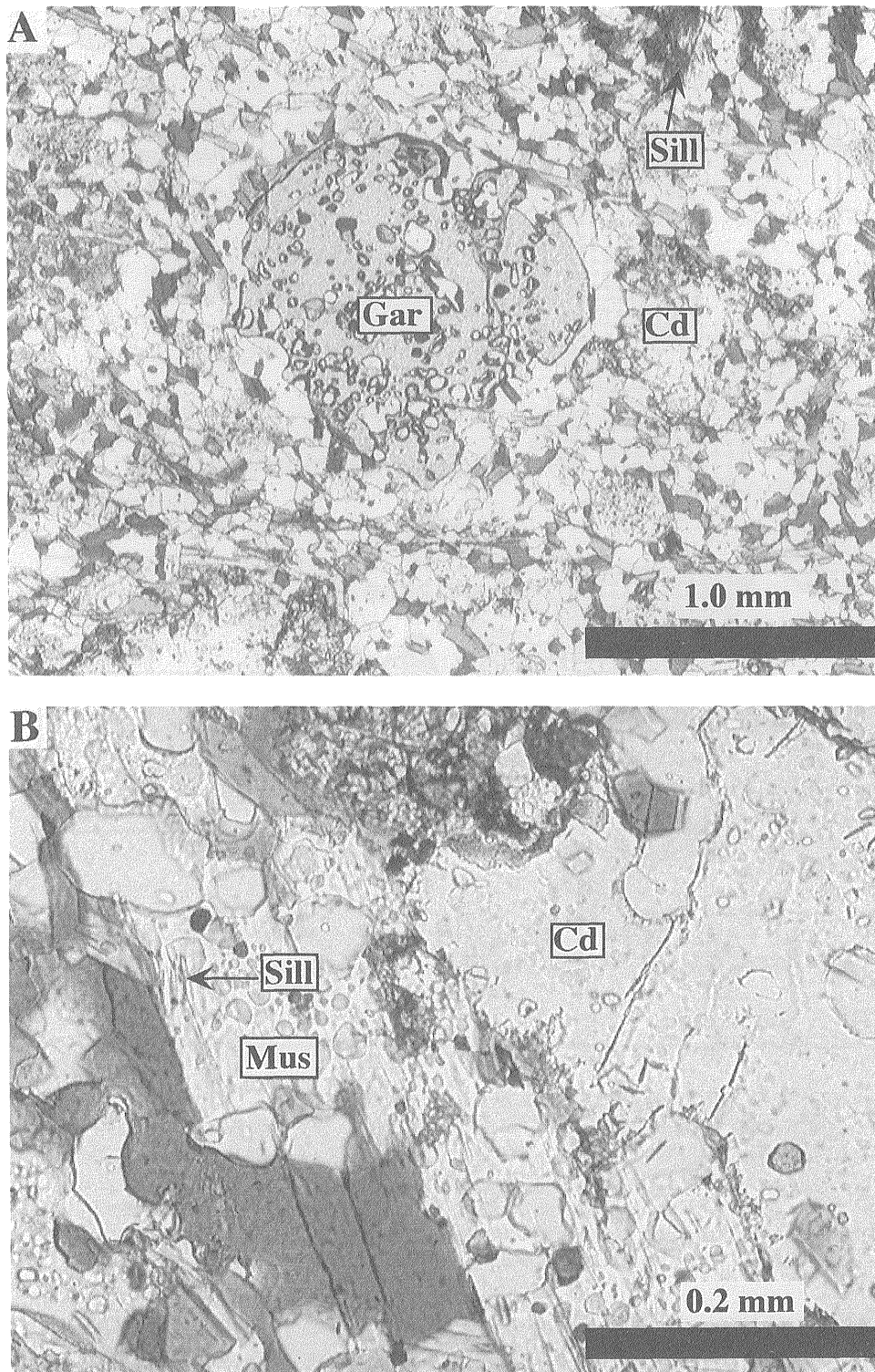
第1図 筑波山周辺の地質図。宮崎ほか (1992) に基づく (一部改変)。1: 第四系, 2: 両雲母花崗岩, 3: 加波山花崗岩, 4: 箱田花崗岩, 5: 筑波花崗岩, 6: 斑れい岩, 7: 泥岩・砂岩起源変成岩, 8: チャート起源変成岩, 9: 石灰岩起源変成岩, 10: 断層, 11: シンクアーム軸, 12: アンチアーム軸, 13: 変成岩の層理面の走向傾斜。
 Fig. 1 Geological map around the Tsukuba Mountains, partly modified after Miyazaki *et al.* (1992). 1: Quaternary, 2: Two-mica granite, 3: Kabasan Granite, 4: Inada Granite, 5: Tsukuba Granite, 6: Gabbroic rocks, 7: Meta-pelitic and psammitic rocks, 8: Meta-chert, 9: Fault, 11: Axis of synform, 12: Axis of antiform, 13: Strike and dip of bedding plane.

を核に繊維状の珪線石が放射状に生じている場合がある。Ts3-03に含まれる堇青石は、完全にピナイト化している。

4. 変成鉱物の化学組成

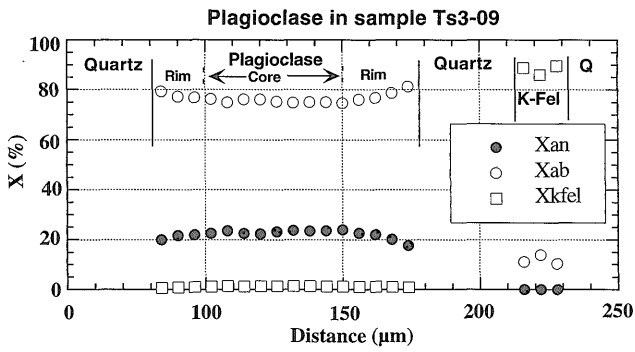
各試料に含まれる斜長石, カリ長石, ざくろ石, 黒雲母, 堇青石の化学組成を波長分散型 EPMA (JEOL 8800) で測定した。測定電圧, 電流, ビーム径は, それぞれ15kV, 1.2×10⁻⁸A, 2μmである。斜長石, カリ長石, ざくろ石には, 明瞭な組成不均一が見られる。斜長

石は, 核部でアンサイト成分が多く, 縁部でこれが減少する (第3図)。カリ長石中に含まれる斜長石では, 独立して存在する斜長石に比べアンサイト成分に乏しい (第4図)。カリ長石では, 同一粒子内部でもアルバイト成分, オースクレス成分が不規則に変化する (第4図)。カリ長石結晶縁部では, アルバイト成分が減少し, オースクレス成分が増加する (第4図)。ざくろ石は, 縁部でスベツサルティン成分が増加し, アルマンディン成分が減少する累帯構造が認められる (第5図)。黒雲母, 堇青石については, 同一粒子内における組成不均一は明瞭でない。ただし, ざくろ石近傍の黒雲母粒子は,



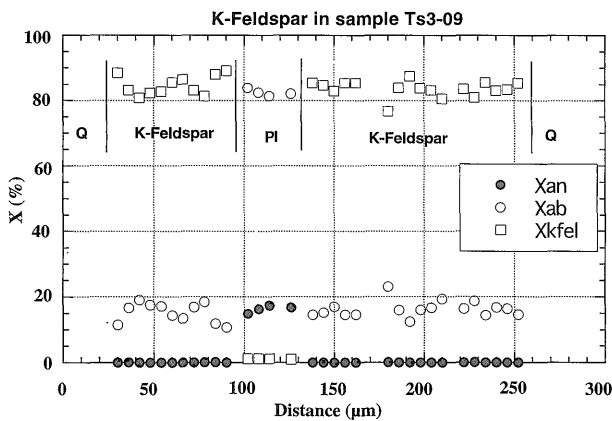
第2図 試料番号 Ts3-09の薄片写真, A: ざくろ石(Gar)+堇青石(Cd)+珪線石(Sill)の共生, B: 少量含まれる白雲母(Mus)の産状,

Fig. 2 Photomicrograph of sample Ts3-09. A: Mineral paragenesis of Garnet (Gar) + Cordierite (Cd) + Sillimanite (Sill). B: Occurrence of small amounts of Muscovite (Mus).



第3図 試料番号Ts3-09中の斜長石・石英(Q)・カリ長石(K-Fel)粒子をまたぐように測定したEPMA線分析結果

Fig. 3 Line scan profile across plagioclase, quartz (Q) and K-feldspar (K-Fel) grains in sample Ts3-09. $X_{an} = Ca/(Ca + Na + K)$, $X_{ab} = Na/(Ca + Na + K)$, $X_{kfel} = K/(Ca + Na + K)$.



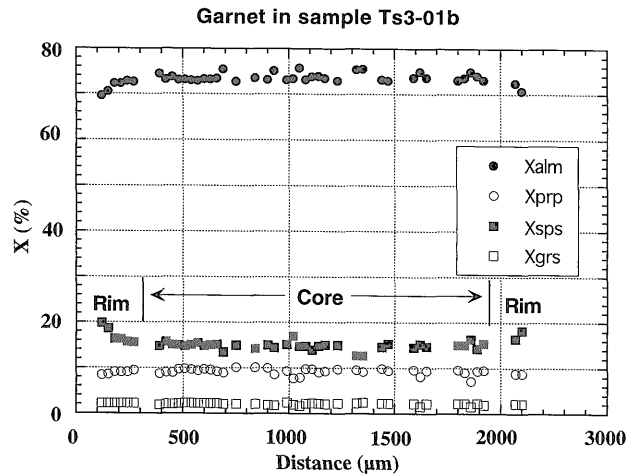
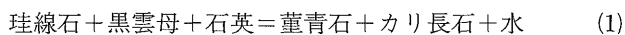
第4図 試料番号Ts3-09中のカリ長石粒子のEPMA線分析結果。カリ長石結晶内部に斜長石(Pl)が包有される。カリ長石結晶両端は石英(Q)と接する。Xan, Xab, Xkfelは、第3図と同じ。

Fig. 4 Line scan profile across K-feldspar grain in sample Ts3-09. Plagioclase (Pl) was included in K-feldspar. K-feldspar contacts with quartz (Q). X_{an} , X_{ab} , X_{kfel} are the same as those in Fig. 3.

わずかではあるがMnの含有量が他の場所の黒雲母に比べ低い(第3表)。第2-6表に、ざくろ石・黒雲母・堇青石・斜長石・カリ長石の分析値を示した。

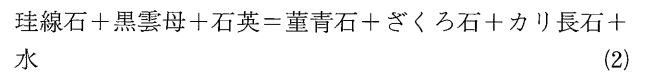
5. 変成反応と平衡組み合わせ

珪線石帯の泥質変成岩は、珪線石+カリ長石+黒雲母の鉱物組合せで特徴づけられる(宮崎ほか, 1992)。一方、今回の試料はすべて珪線石+カリ長石+堇青石+ざくろ石+黒雲母の鉱物組合せを有す。両者の鉱物組合せの比較から、各試料では、



第5図 試料番号Ts3-01b中のざくろ石のEPMA線分析結果。
Fig. 5 Line scan profile across garnet in sample Ts3-01b. $X_{alm} = Fe/(Fe + Mg + Mn + Ca)$, $X_{prp} = Mg/(Fe + Mg + Mn + Ca)$, $X_{sps} = Mn/(Fe + Mg + Mn + Ca)$, $X_{grs} = Ca/(Fe + Mg + Mn + Ca)$.

の反応、もしくは、



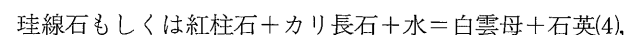
の反応が進行したと考えられる。上記2つの反応は、温度圧力図上で正の勾配を持ち、温度の上昇によって左辺から右辺へ進行する。

一部の試料には、紅柱石が含まれるが、他の鉱物に置換される産状を示す。筑波変成岩類では、紅柱石は黒雲母帯高温部の珪線石帯との境界近くで出現する。珪線石帯に入ると、紅柱石は繊維状の珪線石に取り囲まれる産状を示す(宮崎ほか, 1992)。この組織は、

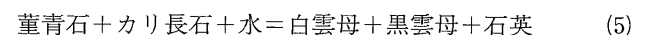


の反応により、紅柱石が不安定になり、珪線石が安定になったことを示していると考えられる。今回の試料に含まれる紅柱石も同様の産状を示すことから、この紅柱石は、安定ではないと考えられる。

一部の試料に少量含まれる白雲母は、明らかに珪線石、堇青石、紅柱石の周囲に生じている。同様な産状は、珪線石帯の岩石全般に認められ、温度低下時の、



もしくは



の反応によって生じたと考えられる。

第2表 ざくろ石の分析値 (O=12)
Table 2 Electron microprobe analyses of garnet (O=12)

| Sample No. | Ma2-48a | | Ts3-09 | | Ts3-01a | | Ts3-01b | | Ts3-03 | |
|--------------------------------|---------|--------|--------|--------|---------|-------|---------|-------|--------|--------|
| | 138 | 4 | 127 | 4-r | 2 | 6-r | 133 | 4-r | 1 | 6-r |
| | core | rim | core | rim | core | rim | core | rim | core | rim |
| SiO ₂ | 37.42 | 37.72 | 36.28 | 37.43 | 37.19 | 36.80 | 35.96 | 37.20 | 36.84 | 37.36 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.01 | 0.06 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.07 | 0.03 | 0.09 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 20.93 | 20.61 | 20.95 | 21.06 | 20.85 | 20.94 | 20.35 | 20.83 | 20.52 | 21.11 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.06 | 0.04 | 0.02 | 0.00 | 0.01 |
| FeO* | 32.76 | 32.37 | 32.52 | 31.56 | 31.38 | 29.25 | 32.62 | 28.51 | 32.33 | 28.22 |
| MnO | 6.88 | 7.47 | 7.48 | 8.21 | 6.77 | 9.79 | 6.66 | 10.65 | 6.15 | 11.66 |
| MgO | 2.22 | 1.85 | 2.56 | 2.18 | 2.55 | 2.16 | 2.34 | 1.93 | 2.26 | 1.74 |
| CaO | 0.83 | 0.60 | 0.76 | 0.73 | 0.81 | 0.76 | 0.83 | 0.55 | 0.90 | 0.74 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.04 | 0.02 | 0.00 | 0.09 | 0.00 | 0.01 | 0.05 | 0.02 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.04 | 0.01 | 0.01 |
| Total | 101.05 | 100.66 | 100.64 | 101.16 | 99.67 | 99.79 | 98.89 | 99.80 | 99.12 | 100.83 |
| Si | 3.008 | 3.044 | 2.945 | 3.005 | 3.016 | 2.994 | 2.969 | 3.023 | 3.014 | 3.011 |
| Al | 1.983 | 1.960 | 2.003 | 1.992 | 1.992 | 2.008 | 1.980 | 1.995 | 1.978 | 2.005 |
| Ti | 0.000 | 0.001 | 0.004 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.004 | 0.002 | 0.005 | 0.000 |
| Cr | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.004 | 0.003 | 0.001 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ⁺² | 2.202 | 2.184 | 2.207 | 2.119 | 2.128 | 1.990 | 2.252 | 1.937 | 2.212 | 1.901 |
| Mn | 0.468 | 0.510 | 0.514 | 0.558 | 0.465 | 0.675 | 0.466 | 0.733 | 0.426 | 0.796 |
| Mg | 0.266 | 0.222 | 0.309 | 0.260 | 0.308 | 0.261 | 0.288 | 0.233 | 0.275 | 0.209 |
| Ca | 0.072 | 0.052 | 0.066 | 0.063 | 0.071 | 0.067 | 0.073 | 0.048 | 0.079 | 0.064 |
| Na | 0.000 | 0.006 | 0.003 | 0.000 | 0.014 | 0.000 | 0.001 | 0.007 | 0.003 | 0.000 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.004 | 0.001 | 0.001 |
| Total | 8.000 | 7.979 | 8.052 | 7.998 | 7.994 | 8.000 | 8.036 | 7.983 | 7.994 | 7.987 |
| Xalm | 0.732 | 0.736 | 0.713 | 0.706 | 0.716 | 0.665 | 0.731 | 0.656 | 0.739 | 0.640 |
| Xprp | 0.088 | 0.075 | 0.100 | 0.087 | 0.104 | 0.087 | 0.093 | 0.079 | 0.092 | 0.070 |
| Xsps | 0.156 | 0.172 | 0.166 | 0.186 | 0.156 | 0.225 | 0.151 | 0.248 | 0.142 | 0.268 |
| Xgrs | 0.024 | 0.017 | 0.021 | 0.021 | 0.024 | 0.022 | 0.024 | 0.016 | 0.026 | 0.022 |

*total Fe as FeO, Xalm=Fe/(Fe+Mg+Mn+Ca), Xprp=Mg/(Fe+Mg+Mn+Ca), Xsps=Mn/(Fe+Mg+Mn+Ca), Xgrs=Ca/(Fe+Mg+Mn+Ca)

第3表 黒雲母の分析値 (O=22)
Table 3 Electron microprobe analyses of biotite (O=22)

| Sample No. | Ma2-48a | | Ts3-09 | | Ts3-01a | | Ts3-01b | | Ts3-03 | |
|--------------------------------|-------------|--------|-------------|--------|-------------|--------|-------------|--------|-------------|--------|
| | 7 | 14 | 16 | 17 | 7 | 11 | 15 | 14 | 8 | 9 |
| | near garnet | matrix | near garnet | matrix | near garnet | matrix | near garnet | matrix | near garnet | matrix |
| SiO ₂ | 34.61 | 33.93 | 35.23 | 35.30 | 34.49 | 35.31 | 34.18 | 34.98 | 34.71 | 34.19 |
| TiO ₂ | 2.86 | 3.17 | 3.32 | 3.27 | 2.66 | 2.53 | 3.36 | 3.22 | 3.35 | 3.26 |
| Al ₂ O ₃ | 19.67 | 19.03 | 19.88 | 19.59 | 19.81 | 19.99 | 19.19 | 19.33 | 19.22 | 19.03 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.07 | 0.04 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.03 | 0.04 | 0.11 | 0.00 | 0.00 |
| FeO* | 20.52 | 20.13 | 20.09 | 20.04 | 19.94 | 20.37 | 20.76 | 20.90 | 20.92 | 20.37 |
| MnO | 0.11 | 0.22 | 0.24 | 0.29 | 0.20 | 0.39 | 0.26 | 0.27 | 0.35 | 0.41 |
| MgO | 6.97 | 6.38 | 6.85 | 7.03 | 7.74 | 8.09 | 7.15 | 7.42 | 7.19 | 6.92 |
| CaO | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.01 |
| Na ₂ O | 0.11 | 0.16 | 0.16 | 0.15 | 0.14 | 0.12 | 0.14 | 0.13 | 0.11 | 0.21 |
| K ₂ O | 10.17 | 9.81 | 10.62 | 10.16 | 9.79 | 10.19 | 9.22 | 10.16 | 10.00 | 10.05 |
| Total | 95.07 | 92.87 | 96.39 | 95.86 | 94.78 | 97.03 | 94.31 | 96.54 | 95.86 | 94.45 |
| Si | 5.340 | 5.361 | 5.355 | 5.384 | 5.316 | 5.327 | 5.310 | 5.327 | 5.324 | 5.326 |
| Al ^{IV} | 2.660 | 2.639 | 2.645 | 2.616 | 2.684 | 2.673 | 2.690 | 2.673 | 2.676 | 2.674 |
| Al ^{VI} | 0.917 | 0.905 | 0.916 | 0.903 | 0.914 | 0.881 | 0.821 | 0.794 | 0.799 | 0.820 |
| Ti | 0.331 | 0.377 | 0.379 | 0.374 | 0.308 | 0.287 | 0.392 | 0.368 | 0.387 | 0.382 |
| Cr | 0.008 | 0.005 | 0.000 | 0.004 | 0.000 | 0.004 | 0.004 | 0.013 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ⁺² | 2.647 | 2.659 | 2.553 | 2.555 | 2.569 | 2.569 | 2.696 | 2.661 | 2.682 | 2.652 |
| Mn | 0.014 | 0.030 | 0.031 | 0.038 | 0.026 | 0.050 | 0.034 | 0.035 | 0.045 | 0.054 |
| Mg | 1.602 | 1.501 | 1.551 | 1.597 | 1.776 | 1.817 | 1.653 | 1.682 | 1.642 | 1.606 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.005 | 0.005 | 0.003 | 0.001 |
| Na | 0.032 | 0.049 | 0.047 | 0.043 | 0.041 | 0.034 | 0.042 | 0.039 | 0.032 | 0.062 |
| K | 2.001 | 1.975 | 2.058 | 1.975 | 1.924 | 1.961 | 1.826 | 1.974 | 1.956 | 1.997 |
| Total | 15.552 | 15.500 | 15.537 | 15.489 | 15.559 | 15.604 | 15.474 | 15.571 | 15.546 | 15.574 |
| XFe | 0.623 | 0.639 | 0.622 | 0.615 | 0.591 | 0.586 | 0.620 | 0.613 | 0.620 | 0.623 |

*total Fe as FeO, XFe=Fe/(Fe+Mg)

第4表 堇青石の分析値 (O=18)

Table 4 Electron microprobe analyses of cordierite (O=18)

| Sample No. | Ma2-48a 22 | Ts3-09 6 | Ts3-01a 13 | Ts3-01b 9 |
|--------------------------------|---------------|-------------|---------------|--------------|
| SiO ₂ | 47.86 | 47.61 | 47.75 | 48.73 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 32.69 | 32.87 | 32.03 | 32.63 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO* | 10.48 | 9.92 | 9.81 | 10.40 |
| MnO | 0.75 | 0.94 | 0.89 | 0.91 |
| MgO | 6.12 | 6.77 | 6.48 | 6.55 |
| CaO | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.03 |
| Na ₂ O | 0.32 | 0.28 | 0.38 | 0.33 |
| K ₂ O | 0.04 | 0.00 | 0.02 | 0.03 |
| Total | 98.26 | 98.40 | 97.37 | 99.61 |
| Si | 4.998 | 4.960 | 5.023 | 5.020 |
| Al | 4.023 | 4.035 | 3.970 | 3.961 |
| Ti | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ⁺² | 0.915 | 0.864 | 0.863 | 0.896 |
| Mn | 0.066 | 0.083 | 0.079 | 0.079 |
| Mg | 0.952 | 1.051 | 1.015 | 1.005 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.004 |
| Na | 0.065 | 0.057 | 0.077 | 0.065 |
| K | 0.005 | 0.000 | 0.003 | 0.004 |
| Total | 11.025 | 11.050 | 11.032 | 11.034 |
| XFe | 0.490 | 0.451 | 0.459 | 0.471 |

*total Fe as FeO, XFe=Fe/(Fe+Mg)

第5表 斜長石核部の分析値 (O=8)

Table 5 Electron microprobe analyses of plagioclase core (O=8)

| Sample No. | Ma2-48a 26 | Ts3-09 131 | Ts3-01a 14 | Ts3-01b 168 | Ts3-03 13 |
|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|----------------|--------------|
| SiO ₂ | 65.60 | 64.96 | 63.47 | 63.85 | 64.86 |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.00 | 0.03 | 0.03 | 0.06 |
| Al ₂ O ₃ | 18.76 | 18.65 | 18.51 | 18.72 | 19.14 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO* | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.02 |
| MnO | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.04 | 0.05 |
| MgO | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| Na ₂ O | 2.44 | 2.74 | 2.43 | 2.65 | 2.15 |
| K ₂ O | 13.86 | 13.84 | 13.83 | 14.14 | 14.87 |
| Total | 100.75 | 100.25 | 98.33 | 99.49 | 101.15 |
| Si | 2.987 | 2.979 | 2.971 | 2.961 | 2.961 |
| Al | 1.007 | 1.008 | 1.021 | 1.023 | 1.029 |
| Ti | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.002 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ⁺² | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.002 | 0.001 |
| Mn | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.002 |
| Mg | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Ca | 0.002 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.000 |
| Na | 0.216 | 0.243 | 0.220 | 0.238 | 0.190 |
| K | 0.805 | 0.810 | 0.825 | 0.836 | 0.865 |
| Total | 5.019 | 5.043 | 5.041 | 5.064 | 5.050 |
| Xan | 0.002 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.000 |
| Xab | 0.211 | 0.231 | 0.210 | 0.222 | 0.180 |
| Xkfel | 0.787 | 0.768 | 0.789 | 0.778 | 0.820 |

*total Fe as FeO, Xan=Ca/(Ca+Na+K), Xab=Na/(Ca+Na+K), Xkfel=K/(Ca+Na+K)

第6表 カリ長石の分析値 (O=8)

Table 6 Electron microprobe analyses of K-feldspar (O=8)

| Sample No. | Ma2-48a 20 | Ts3-09 123 | Ts3-01a 21 | Ts3-01b 17 | Ts3-03 17 |
|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------------|
| SiO ₂ | 63.07 | 61.32 | 62.40 | 63.39 | 62.47 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.04 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 23.77 | 23.56 | 23.54 | 24.55 | 23.96 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO* | 0.01 | 0.11 | 0.06 | 0.18 | 0.22 |
| MnO | 0.01 | 0.00 | 0.04 | 0.01 | 0.01 |
| MgO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 |
| CaO | 4.86 | 5.01 | 4.79 | 4.82 | 5.15 |
| Na ₂ O | 8.81 | 8.72 | 8.66 | 8.97 | 8.82 |
| K ₂ O | 0.14 | 0.24 | 0.26 | 0.21 | 0.22 |
| Total | 100.68 | 98.98 | 99.75 | 102.19 | 100.86 |
| Si | 2.772 | 2.750 | 2.771 | 2.750 | 2.751 |
| Al | 1.231 | 1.245 | 1.232 | 1.255 | 1.243 |
| Ti | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ⁺² | 0.000 | 0.004 | 0.002 | 0.006 | 0.008 |
| Mn | 0.001 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 |
| Mg | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| Ca | 0.229 | 0.241 | 0.228 | 0.224 | 0.243 |
| Na | 0.750 | 0.757 | 0.745 | 0.754 | 0.753 |
| K | 0.008 | 0.014 | 0.014 | 0.012 | 0.012 |
| Total | 4.992 | 5.012 | 4.993 | 5.004 | 5.010 |
| Xan | 0.232 | 0.238 | 0.231 | 0.226 | 0.241 |
| Xab | 0.760 | 0.749 | 0.755 | 0.762 | 0.747 |
| Xkfel | 0.008 | 0.014 | 0.015 | 0.012 | 0.012 |

*total Fe as FeO, Xan=Ca/(Ca+Na+K), Xab=Na/(Ca+Na+K), Xkfel=K/(Ca+Na+K)

6. 地質温度計・圧力計を用いた温度圧力見積もり

鉱物の化学組成からその生成時の温度圧力を知るためには、鉱物組合せとその温度圧力時に平衡であった鉱物の化学組成を知る必要がある。今回分析した試料では、推定される変成反応と鉱物の産状から、最高変成時の安定な鉱物組合せは、石英+斜長石+カリ長石+黒雲母+珪線石+堇青石+ざくろ石と考えられる。カリ長石は、温度の低下に伴い、アルバイト組成に富む斜長石とオーソクレス成分に富むカリ長石に相分離することが知られている (例えば, Yound, 1983)。鏡下で観察されるマイクロサイト構造ならびに EPMA で見られる組成不均一は、この過程の結果を見ている可能性がある。同様に、斜長石縁部のアルバイト成分の増加は、カリ長石の相分離により放出されたアルバイト成分に富む斜長石が成長した結果と考えられる。よって、核部の最もアノサイト成分に富む部分が最高変成時に安定であったと仮定する。ざくろ石は他の鉱物に比べ飛び抜けて Mn を濃集しやすい。この傾向は、温度が低いほど顕著である。従って、ざくろ石の縁部でのスペッサルティン成分の増加は、温度下降時の黒雲母との Fe/Mn もしくは、Mg/Mn の再平衡を示していると考えられる。ざくろ石近傍の黒雲母が Mn に乏しくなるのは、この再平衡のためと考えられる。よって、ざくろ石から離れた場所

の基質中の黒雲母が、ざくろ石核部と平衡であったと判断した。

長石温度計は、今回の試料には適用しなかった。その理由は、カリ長石にはマイクロパーサイト構造が見られ、最高変成時の組成を保存していない可能性があるからである。

ざくろ石-堇青石-珪線石圧力計には、現時点でいくつかの問題がある。最も、大きい問題は、Fe 端成分での反応曲線が、温度圧力図上で、Aranovich and Podlesskii (1983) および Mukhopadhyay and Holdaway (1994) では正の勾配を持ち、Weisbrod (1973) および Holdaway and Lee (1977) では、負の勾配を持つ点である。従って、どちらの結論を信用するかによって、実験で分配係数が測定されている温度以外では、全く異なった圧力を与えることになる。これらの食い違いはこの系の実験の困難さを現していると思われる。また、柴 (1982) の圧力見積には、Weisbrod (1973) の結果を用いた Ono (1977) の圧力計が用いられている。この圧力計には、前出の実験結果の不確実性に加え、変成温度の他に、変成時の P_{H_2O} を独立に求める必要がある。以上の理由から、ざくろ石-堇青石-珪線石圧力計は、使用しなかった。

以下の温度圧力見積もりでは、石英、珪線石、堇青石、斜長石の核部、ざくろ石の核部、ざくろ石から離れた場所での基質の黒雲母が最高変成時に平衡であったと仮定した。見積もりに使用した、堇青石、斜長石、ざくろ石、黒雲母の組成は、第2-5表に示した。

6.1 ざくろ石-黒雲母温度計 (Hodges and Spear, 1982)

Ferry and Spear (1978) は、 $T=550-800^{\circ}\text{C}$ 、 $P=2.07$ kbar での合成アルマンディン-パイロブ系ざくろ石と合成アナイト-フロゴパイト系黒雲母の Fe-Mg 分配係数を求め、ざくろ石、黒雲母とも Fe-Mg が理想混合するとして温度計を作成している。ざくろ石-黒雲母温度計は、様々なものが提案されているが、そのほとんどが、Ferry and Spear (1978) のざくろ石-黒雲母の Fe-Mg 分配に関する実験結果を基に、両鉱物の固溶体の非理想性を組み込んだものになっている。中村 (1996) によれば、グロシュラール成分に乏しいような低圧型変成岩中のざくろ石の場合、Ferry and Spear (1978) の温度計でも現実的な温度が求まるとしている。今回は、後述する GASP 圧力計との併用を考えて、ざくろ石の Ca-Mg 混合の非理想性を導入した Hodges and Spear (1982) の温度計を使用した。この温度計を後述の GASP 圧力計と組み合わせたときの変成温度は、 $627-667^{\circ}\text{C}$ であった (第7表)。ただし、今回の試料に、Ferry & Spear (1978) の温度計を使用しても、その変成温度は $617-657^{\circ}\text{C}$ であり、Hodges and Spear (1982) の温度計による見積もりとほとんど変わらない。

6.2 ざくろ石-堇青石温度計 (Perchuk and Larvernt'eva, 1983)

Perchuk and Larvernt'eva (1983) は、天然の堇青石・ざくろ石を出発物質とし $P=6$ kbar、 $T=600-1000^{\circ}\text{C}$ の条件で実験を行っている。同一温度圧力条件で出発物質 Fe/Mg を変え数多くの実験を行うことにより、その温度圧力でのざくろ石、堇青石の Fe-Mg 分配係数を求めている。この結果を基に、ざくろ石、黒雲母ともに、Fe-Mg が理想混合するとして温度計を作成している。この温度計を後述の GASP 圧力計と組み合わせた時の変成温度は、 $622-643^{\circ}\text{C}$ であった (第8表)。この温度は、ざくろ石-黒雲母温度計で求めた温度とほぼ同じである。

6.3 ざくろ石-珪線石-斜長石圧力計 (GASP 圧力計) (Hodges and Crowley, 1985)

Hodges and Crowley (1985) は、単変反応アノーサイト=グロシュラール+ Al_2SiO_5 鉱物+石英を利用した圧力計 (GASP 圧力計) を提案している。実際の岩石の圧力の見積もりにこの反応を利用するためには、ざくろ石、斜長石の固溶体モデルを導入する必要がある。この圧力計では、ざくろ石の固溶体モデルとして Hodges and Spear (1982) を、斜長石の固溶体モデルとして Hodges and Royden (1984) を用いている。今回使用した Hodges and Crowley (1985) の GASP 圧力計は、 Al_2SiO_5 鉱物三重点付近から採集した岩石の圧力見積もりが、Holdaway and Mukhopadhyay (1993) もしくは、Holdaway (1971) の Al_2SiO_5 鉱物の安定領域を再現できるように作られている。 Al_2SiO_5 鉱物の相平衡図には、様々なものが提案されているが、Holdaway and Mukhopadhyay (1993) もしくは、Holdaway (1971) の平衡図が、天然の変成岩の鉱物共生から支持されている (奥山, 1996)。この圧力計を前述のざくろ石-黒雲母温度計と組み合わせた場合 $3.2-3.5$ kbar (第7表)、ざくろ石-堇青石温度計と組み合わせた場合 $2.6-3.4$ kbar (第8表) の変成圧力を得た。

7. 考 察

今回見積もった筑波変成岩類最高変成度の岩石の温度圧力が、筑波変成岩類の低変成度から高変成度にかけての変成鉱物の共生関係から推定される温度圧力変化と矛盾しないか以下に検討する。ただし、今回分析した試料のようにスペッサルティン成分を $17-18\%$ 含むざくろ石は、以下の共生関係の議論から除外した。その理由は、ざくろ石は他の鉱物に比べ圧倒的に Mn を濃集しやすく、その出現は温度圧力条件だけでなく全岩の Mn 量に強く依存するからである。

筑波変成岩類の珪線石アイソグラッド付近での鉱物組

第7表 ざくろ石-黒雲母温度計と GASP 圧力計を使った温度圧力見積もり

Table 7 Pressures and temperatures estimated with garnet-biotite thermometer (Hodges and Spear, 1982) and GASP barometer (Hodges and Crowley, 1985)

| Sample no. | Ma2-48a | Ts3-09 | Ts3-01a | Ts3-01b | Ts3-03 | Average | SD |
|------------|---------|--------|---------|---------|--------|---------|-----|
| T(°C) | 650 | 667 | 632 | 627 | 636 | 642 | 16 |
| P(bar) | 3472 | 3220 | 3296 | 3282 | 3532 | 3360 | 134 |

SD:Standard deviation

第8表 ざくろ石-堇青石温度計と GASP 圧力計を使った温度圧力見積もり

Table 8 Pressures and temperatures estimated with garnet-cordierite thermometer (Perchuku and Larvrent'eva, 1983) and GASP barometer (Hodges and Crowley, 1985)

| Sample no. | Ma2-48a | Ts3-09 | Ts3-01a | Ts3-01b | Average | SD |
|------------|---------|--------|---------|---------|---------|-----|
| T(°C) | 626 | 622 | 643 | 622 | 628 | 10 |
| P(bar) | 3145 | 2637 | 3447 | 3210 | 3110 | 341 |

SD:Standard deviation

合せは、カリ長石+紅柱石+黒雲母もしくはカリ長石+珪線石+黒雲母で特徴づけられる(宮崎ほか, 1992)。この共生関係は、変成反応(3)と(4)が交叉する付近の温度圧力条件を示している。また、カリ長石+堇青石+黒雲母の共生が珪線石アイソグラッド付近では見られないことより、変成反応(1)の左辺側の組み合わせが安定な温度圧力領域に岩石があったと推定される。変成反応(1)により、低圧では、珪線石にかわり堇青石が黒雲母・カリ長石と共存するようになる。そのため、この反応は鉱物組合せから変成圧力を見積もるときの指標となる。宮崎ほか(1992)では、筑波変成岩類の全岩のFe/(Fe+Mg)が0.4-0.6の間にあるとし、また、黒雲母帯の泥質変成岩のFe-Mg 鉱物が、黒雲母だけだとして、珪線石アイソグラッド付近の温度圧力を推定した。その結果は、 $X_{H_2O} = 0.15-0.4$, $T = 500^{\circ}-550^{\circ}C$, $P = 3.0-3.5kbar$ であった。 $P_{H_2O} = P_{solid} (X_{H_2O} = 1.0)$ と $P_{H_2O} = 0.4P_{solid} (X_{H_2O} = 0.4)$ の場合の変成反応(1), (3), (4)の位置(Holdaway, 1971, Holdaway and Lee, 1977)と、珪線石アイソグラッド付近の温度圧力条件(宮崎ほか, 1992)を第6図に示した。珪線石アイソグラッドより高温部で、圧力が顕著に増加する場合は、鉱物組合せは、カリ長石+珪線石+黒雲母の組み合わせが安定なままである。逆に、圧力が顕著に減少する場合は、カリ長石+堇青石+黒雲母の組み合わせが普遍的に出現するようになることが期待される(第6図)。しかし、実際の筑波変成岩類の珪線石アイソグラッドより高温部の鉱物共生は、カリ長石+堇青石+珪線石+黒雲母の共生関係が安定化し、珪線石アイソグラッドからほぼ等圧で温度が上昇したことを示している。第6図にプロットした今回の変成温度圧力見積もりは、この鉱物組合せの変化から推定される圧力変化と矛盾していない。

今回の結果から、筑波変成岩類の高変成度部と低変成度部では、顕著な圧力差が検出できなかった。一方、高

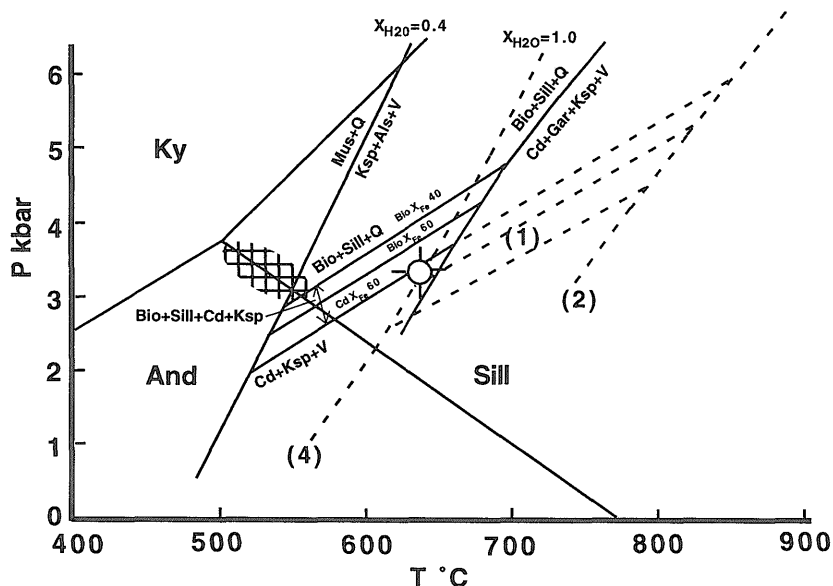
変成度部と低変成度部では、定圧で100°C以上の温度上昇を見込むことができる。このような大きな温度差/圧力差の比は、筑波変成岩類が花崗岩マグマの貫入による接触変成作用により生じたとする考えを支持する。筑波変成岩類では、シンフォームとアンチフォームの存在により、高変成度部と低変成度部ではほぼ同じ層準が露出していると考えられる。等温面は筑波変成岩類の層理面と大きく斜交するものの、等深面は層理面と大きく斜交していなかったと推定される。

柴(1982)の見積もりは、今回の見積もりより明らかに高圧であるが、これはすでに書いたように、ざくろ石-堇青石-珪線石圧力計に問題があるためと考えられる。ただし、この問題が解決されれば、Ono(1977)が指摘しているように、この圧力計が領家変成岩類の圧力見積りに大変有効であることは間違いない。

8. まとめ

筑波変成岩類の最高変成度の岩石の温度圧力条件として、 $T = 627-667^{\circ}C$ で $P = 3.2-3.5kbar$ (ざくろ石-黒雲母温度計とGASP圧力計)、 $T = 622-643^{\circ}C$ で $P = 2.6-3.4kbar$ (ざくろ石-堇青石温度計とGASP圧力計)を見積もった。筑波変成岩類は、筑波花崗岩体の貫入による接触変成岩と考えられており、今回の見積もりから筑波花崗岩マグマの貫入深度は約12kmであると推定できる。

珪線石アイソグラッド付近の変成岩と水平距離で約6.5km離れた筑波花崗岩近傍の高変成度変成岩との間に顕著な変成圧力の差は検出されなかった。現在見られる筑波変成岩類の層理面が大局的にはほぼ水平であることより、変成時の等深面は、層理面と直交するような高角度で斜交していなかったと推定される。



第6図 筑波変成岩類の温度圧力図。ハッチ部分は珪線石アイソグラッド付近の温度圧力条件(宮崎ほか, 1992)。十字を伴った白丸は、今回求めた最高変成度部の温度圧力条件。Al₂SiO₅ 鉱物(Als)の相平衡図は、Holdaway (1971)による。反応(4)：白雲母(Mus)+石英(Q)=カリ長石(Ksp)+Al₂SiO₅ 鉱物(Als)+水(V)，反応(2)：黒雲母(Bio)+珪線石(Sill)+石英(Q)=堇青石(Cd)+ざくろ石(Gar)+カリ長石(Ksp)+水(V)，反応(1)：黒雲母(Bio)+珪線石(Sill)+石英(Q)=堇青石(Cd)+カリ長石(Ksp)+水(V)の反応曲線は、Holdaway and Lee(1977)による。実線は、X_{H2O}=0.4の場合。破線は、X_{H2O}=1.0の場合。Bio X_{Fe}は黒雲母のFe/(Fe+Mg) (%)。Cd X_{Fe}は堇青石のFe/(Fe+Mg) (%)。Bio X_{Fe}は、Cd X_{Fe}からK_D=(Fe/Mg)^{Cd}/(Fe/Mg)^{Bio}=0.53として求めた。Ky：藍晶石，And：紅柱石。この図に表した反応(2)に含まれるざくろ石はアルマンディン-パイロープで、スペッサルティン成分は含まれない。Mnが入った系では、この反応は単変反応ではなくなりざくろ石+堇青石+珪線石+黒雲母の共生が可能になる。このときのざくろ石は、温度が低いほどMnに富むようになる (Okrusch, 1971)。したがって、筑波変成岩類のMnに富むざくろ石を含む岩石は本図の反応(2)よりも低温側で安定である。

Fig. 6 Pressure and temperature diagram for the Tsukuba metamorphic rocks. The crossed area represents P-T conditions for sillimanite isograd (Miyazaki *et al.*, 1992). The open circle over a cross represents P-T condition for high grade rocks. Phase diagram for Al₂SiO₅ minerals (Als) after Holdaway (1971). Reaction (4): Muscovite (Mus)+Quartz (Q)=K-feldspar (Ksp)+Al₂SiO₅ minerals (Als)+Water (V), reaction (2): Biotite (Bio)+Sillimanite (Sill)+Quartz (Q)=Cordierite (Cd)+Garnet (Gar)+K-feldspar (Ksp)+Water (V), and reaction (1): Biotite (Bio)+Sillimanite (Sill)+Quartz (Q)=Cordierite (Cd)+K-feldspar (Ksp)+Water (V), after Holdaway and Lee (1977). Solid lines: X_{H2O}=0.4, broken lines: X_{H2O}=1.0. Bio X_{Fe}: Fe/(Fe+Mg) (%) of biotite. Cd X_{Fe}: Fe/(Fe+Mg) (%) of cordierite. Bio X_{Fe} was calculated from Cd X_{Fe} with K_D=(Fe/Mg)^{Cd}/(Fe/Mg)^{Bio}=0.53. Ky: Kyanite, And: Andalusite. Garnet of the reaction (2) in this figure contains almandine and pyrope components, and does not contain spessartine component. Adding Mn into the system, the reaction becomes divariant. So, occurrence of assemblage of Garnet+Cordierite+Sillimanite+Biotite can be possible. Composition of the garnet in this assemblage becomes Mn-rich with decreasing T (Okrusch, 1971). Therefore, Mn-rich garnet in the Tsukuba Metamorphic Rocks can be stabilized at low-T side of the reaction (2).

謝辞 地質調査所環境地質部の塚本齊氏にはEPMA 使用に際し、ご指導いただいた。同地質部の牧本博氏には原稿を読んでいただき有益な助言をいただいた。また、同標本館奥山康子氏の査読により原稿の不備が改善された。本研究に使用した岩石薄片・研磨薄片は同地質標本館の野神貴嗣氏、大和田朗氏に作製していただいた。上記の皆様に対し謝意を表します。

文献

- Arakawa, Y. and Takahashi, Y. (1988) Rb-Sr ages of granitic rocks from the Tsukuba district, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **83**, 232-240.
- Aranovich, L. Ya. and Podlesskii, K. K. (1983) The cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium: experiments and applications. In *Kinetics and*

- Equilibrium in Mineral Reactions* (ed. Saxena, S. K.), 173-198. Springer-Verlag, Berlin.
- Barton, M. D. and Hanson, R. B. (1989) Magmatism and the development of low-pressure metamorphic belt; Implications from the western United States and thermal modeling. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**, 1051-1056
- Ferry, J. M. and Spear, F. S. (1978) Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 113-117.
- Hodges, K. V. and Crowley, P. D. (1985) Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *Amer. Mineral.*, **70**, 702-709.
- Hodges, K. V. and Royden, L. (1984) Geologic thermobarometry of retrograded metamorphic rocks: and indication of the uplift trajectory of a portion of the northern Scandinavian Caledonides. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 7077-7090.
- Hodges, K. V. and Spear, F. S. (1982) Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Amer. Mineral.*, **67**, 1118-1134.
- Holdaway, M. J. (1971) Stability of andalusite and the aluminosilicate phase diagram. *Amer. Jour. Sci.*, **274**, 97-131.
- Holdaway, M. J. and Lee, S. M. (1977) Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 175-198.
- Holdaway, M. J. and Mukhopadhyay, B. (1993) A reevaluation of the stability relations of andalusite: thermochemical data and phase diagram for the aluminum silicates. *Amer. Mineral.*, **78**, 298-315.
- 宮崎一博・笹田政克・服部 仁 (1992) 筑波山塊周辺の変成深度 (圧力) の異なる Low P/T 変成岩類. *地質雑*, **98**, 713-722.
- 宮崎一博・笹田政克・吉岡敏和 (1996) 真壁地域の地質. *地域地質研究報告* (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 103p.
- Mukhopadhyay, B. and Holdaway, M. J. (1994) Cordierite-garnet-quartz equilibrium: I. New experimental calibration in the system $FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and certain P-T- X_{H_2O} relations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 462-472.
- 中村大輔 (1996) ざくろ石-黒雲母温度計について-三波川変成岩と大文字接触変成岩への適用とその評価-. *岩鉱*, **91**, 165-179
- Okrusch, M. (1971) Garnet-Cordierite-Biotite equilibria in the Steinach aureole, Bavaria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **32**, 1-23.
- 奥山 (楠瀬) 康子 (1996) 低圧変成岩での Al_2SiO_5 鉱物(1)-低圧に三重点を置く相関係と, 組成の問題-. *地質ニュース*, no. **503**, 56-67.
- Ono, A. (1977) Temperature and pressure of the Ryoke gneisses estimated by garnet-cordierite geothermometer. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **72**, 114-117.
- 小野 晃 (1986) 筑波変成岩類の熱ドーム構造. *地質雑*, **92**, 231-234.
- Perchuk, L. L. and Lavrent'eva, I. V. (1983) Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions* (ed. Saxena, S. K.), 199-239. Springer-Verlag, Berlin.
- 柴 正敏 (1979) 茨城県, 筑波変成岩類の層序と変成分帯. *岩鉱*, **74**, 339-349.
- 柴 正敏 (1982) 筑波変成岩の変成条件. *岩鉱*, **77**, 345-355.
- Weisbord, A. (1973) Cordierite-garnet equilibrium in the system Fe-Mn-Al-Si-O-H. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, **72**, 515-523.
- 宇野達二郎 (1961) 茨城県筑波地方の変成岩. *地質雑*, **67**, 228-236.
- Yound, R. A. (1983) Microstructure, kinetics and mechanisms of alkali feldspar exsolution. In *Feldspar mineralogy second edition, Reviews in Mineralogy*, 177-188, Bookcarafter, Inc. Chelsea, Michigan.

