

接触変成作用を被った岩石の温度分布と 岩石からの $H_2O \pm CO_2$ の発生量に関するモデル計算

澁江 靖 弘*

(平成7年9月20日 受理)

1. はじめに

接触変成作用による岩石の化学組成の変化について、これまでわが国でも数多くの研究が行われてきた。例えば、山口県玖珂地域の変成岩に関する東元ほか(1976)の研究、岐阜県春日地域に分布する変成岩に関する能登ほか(1986)の研究などを挙げることができよう。これらの研究結果によれば、変成作用によって次の変化が生じていたことが考えられる。(1) 岩石中の水含有量が少なくなる。(2) 泥質岩中の炭素含有量(あるいは有機炭素含有量)が少なくなる。これらの変化は高温になった岩石中で、粘土鉱物の脱水反応や分解反応、炭酸塩鉱物の分解反応、あるいは有機炭素の分解反応(二酸化炭素やメタンの発生を伴う)が生じていることに対応している。そこで、本研究では熱変成作用によって生じる岩石の温度分布や $H_2O \pm CO_2$ ガスの発生量の度合いに関するモデル計算を行う。

花崗岩類の貫入に伴って地表水や「マグマ水」が岩体内部あるいは岩体周辺を循環することが熱水性鉱床に関する研究からよく知られている。このような大規模な熱水の循環を伴う接触変成作用については多数の研究が行われている(例えば、NORTON and KNIGHT, 1977)ので、本研究では熱水の大規模な循環が生じていない環境のみを考えることにする。

2. 接触変成作用によって生じる元素の移動に関するこれまでの報告例

山口県岩国市の西方に分布する玖珂層群は白亜紀の花崗岩類によって接触変成作用を受けている(東元, 1977)。この地域には、花崗岩類の活動にともなって生成したタングステン鉱床が存在し、鉱床探査の過程で試錐などの地下調査も数多く行われてきた。そこで、玖珂地域を例にして接触変成作用に伴う元素の移動について簡単にまとめておく。

東元(1977)が泥質岩起源の岩石について変成分帯した結果を図1に示す。この変成分帯によれば、花崗岩付近に、まず、紅柱石+堇青石の点紋変成岩が分布する。

次に、黒雲母+白雲母の点紋変成岩が分布し、地表では黒雲母ホルンフェルスが分布している。そして、図1中に示した深度より、接触変成作用が600m以上の範囲に渡って起こったことがわかる。

東元ほか(1976)が求めた接触変成岩中の $Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3)$ 比、有機炭素含有量、および水含有量と花崗岩類からの距離に関する関係を図2に示す。データにバラツキが見られるものの、総じて次のように言えるであろう。まず、 $Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3)$ 比は接触変成作用によって小さくなっている。即ち、鉄が還元されていることになる。また、有機炭素含有量も少なくなっている。これらの結果から、岩石中の有機炭素が変成作用によって分解ガス化して岩石から放出されたことが考えられる。岩石中の有機炭素が高温条件下で CO_2 や CH_4 に分解することは、石油の生成過程に関するこれまでの研究(例えば、田口, 1991)からも十分に有り得よう。また、還元力を持つメタンが発生すると、3価の鉄が2価に変化したことも説明できよう。岩石中の水含有量が減少していることから、水も放出されている。そこで、接触変成作用によって発生するガスはC-H-O系であると考えられる。そして、ここでは $H_2O \pm CO_2$ ガスと近似して計算することにする。なお、 SiO_2 , Al_2O_3 のような岩石中の主成分は、一般に大きな変化を示さない(例えば、宇野, 1961)、

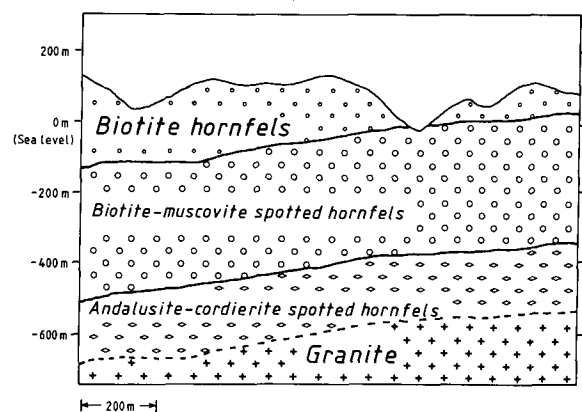


図1 山口県玖珂鉱山付近の地質断面図。東元(1977)を簡略化し、接触変成分帯のみを示す。分帯は泥質岩起源の岩石について行われた。

*兵庫教育大学第3部(自然系教育講座)

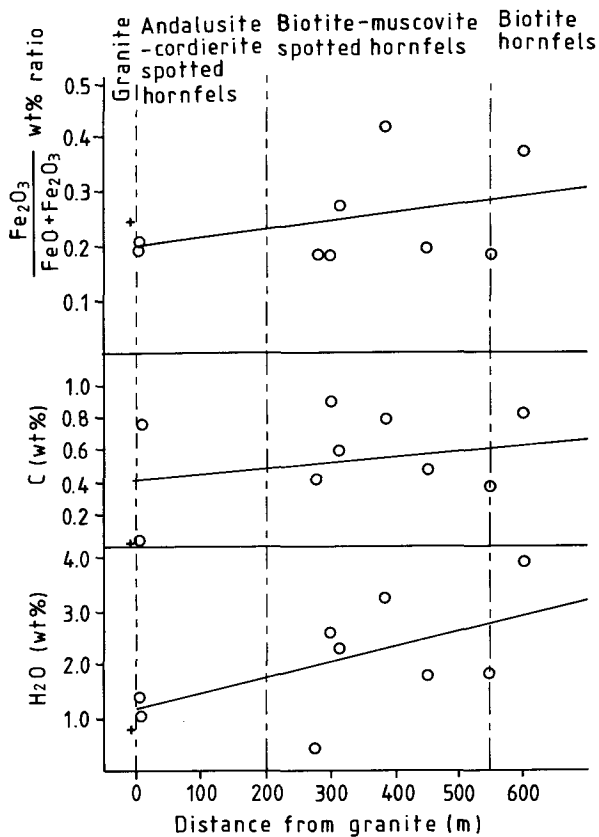


図2 山口県玖珂鉾山付近に分布する接触変成岩中の $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比, 有機炭素含有量, 水含有量と花崗岩からの距離 (測定データはすべて東元ほか, 1976 による)。図中の+は花崗岩中の値を示している。

ここでは考慮に入れていない。

3. 接触変成作用による岩石中の温度分布

まず, これまでの数値計算による研究結果を示しておく。既に触れたように, 多くの数値計算では熱水の循環に力点を置いて岩石の温度分布が求められている。本研究では, 仮に $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$ が発生したとしても, この流体の循環によって地温が大きな変化を受けないと仮定する。そして, 地表水や「マグマ水」の混入は無いことにする。

熱変成作用を受けた岩石が冷却する過程として, (1) 熱水の循環によって引き起こされる対流冷却, (2) 熱伝導による冷却の2つが考えられる。そこで, これまでの研究結果から, 熱伝導による冷却が卓越する条件を調べる。

NORTON and KNIGHT (1977) は, 熱水の循環に力点を置いて, 深成岩の貫入に伴う地温勾配を計算した。彼らが計算に用いたモデルと, 深成岩が貫入した岩石の透水係数と熱流量の関係を図3に示す。なお, この関係は深成岩の岩体頂部で求められたものである。図3中の Min.

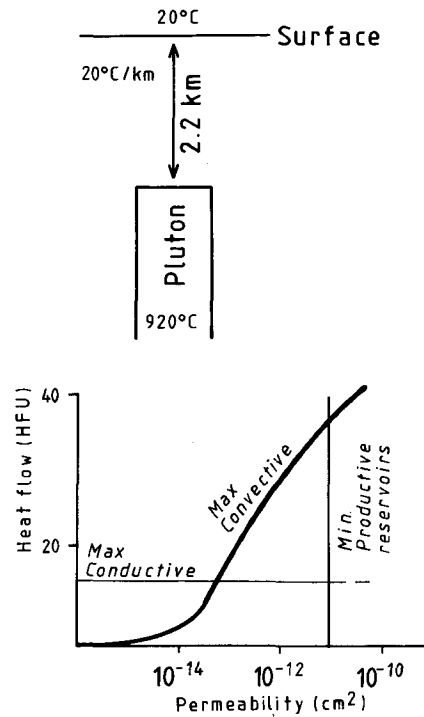


図3 (上) NORTON and KNIGHT (1977) が行った深成岩の貫入にともなう地温勾配の変化に関する計算モデル (NORTON and KNIGHT, 1977のFig. 4.)。深成岩は地下2.2 kmまで貫入し, この時の温度は920°C, 地表の温度は20°Cで貫入以前の地温勾配は20°C/kmと置かれている。また, 深成岩岩体内部での透水係数は 10^{-14} cm^2 とされている。(下) 接触変成を受ける岩石の透水係数と熱流量の関係。熱流量の単位は $1 \text{ HFU} = 10^{-6} \text{ cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ である。Max Conductive と Max Convective と記されている曲線は, それぞれ, 熱伝導と熱対流に伴う熱流量の最大値を示す。また, Min productive reservoirs は地熱地帯における岩石の透水係数の下限値を表している。

productive reservoirs で示した境界線は, 地熱地帯における岩石の透水係数の下限を示している。すると, 図3より天然で大規模な熱水活動が生じている所では, 岩石の透水係数が 10^{-11} かあるいはそれ以上になっていることになる。また, Max Conductive と Max Convective で示した2本の曲線は, それぞれ, 伝導冷却と対流冷却による熱流量の計算値である。これらの曲線は, 伝導冷却が卓越するための条件として, 透水係数が 10^{-13} 程度かあるいはそれより小さいことが必要であることを示している。

さて, 透水係数は岩石の種類や岩石中の孔隙率に大きく依存している。FYFE et al. (1979) がまとめた結果によると, 次の通りである。孔隙率が15%から30%の砂岩や石灰岩の透水係数は 10^{-11} から 10^{-13} であり, 孔隙率が5%から15%の砂岩では 10^{-13} から 10^{-16} である。また, 泥質岩で孔隙率が40%から50%のもの透水係数は 10^{-16}

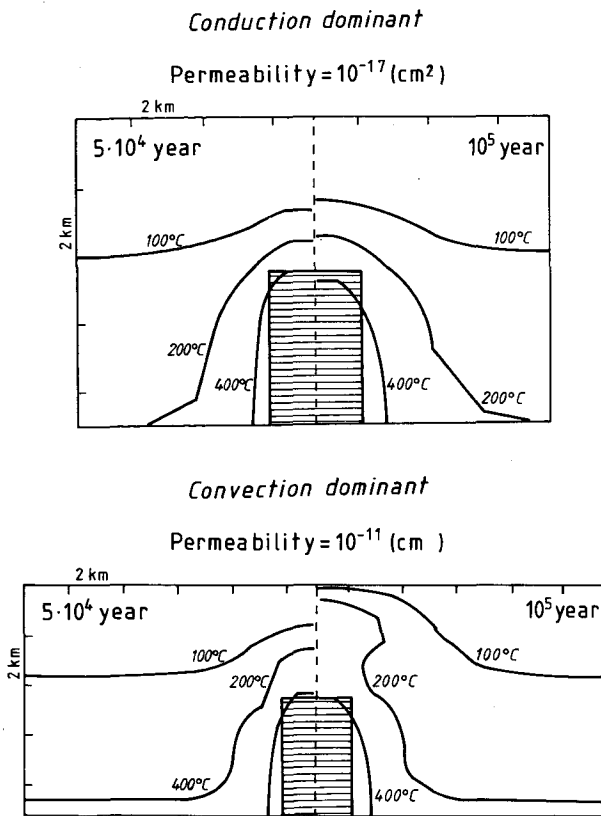


図4 NORTON and KNIGHT (1977) のモデル計算の結果。
 (上) 熱伝導が卓越する条件での地温勾配。この時に接触変成を受ける岩石の透水係数は 10^{-17} cm^2 である。
 (下) 熱対流が卓越する条件での地温勾配。この時の接触変成を受ける岩石の透水係数は 10^{-11} cm^2 である。いずれの図でも、深成岩(図中に横線でハッチを付けた部分)の貫入後 $5 \cdot 10^4$ 年経った時の結果を左、 10^5 年経った時の結果を右に示している。

程度、孔隙率が5%以下のものでは透水係数が 10^{-17} から 10^{-19} である。すると、これから本研究で計算しようとする泥質岩は透水係数が小さいので伝導冷却が卓越することが十分に有り得よう。

次に、NORTON and KNIGHT (1977) が求めた2次元モデルでの計算結果を図4に示す。図4の上図は熱伝導が卓越する場合の地温分布であり、下図は熱対流が卓越する場合の地温分布である。下図から明らかなように、対流が生じると地温曲線が複雑になっている。また、等温線が深成岩の外形と相似でなくなる傾向を示している。これに対して、伝導冷却が卓越する場合には、地温分布が深成岩の外形とほぼ相似である。すると、2次元モデルで考えなくとも、より単純な1次元モデル(深成岩からの距離を軸にとって温度分布を求めるモデル)で伝導冷却を計算してもモデル計算の結果に大きな違いがないであろう。

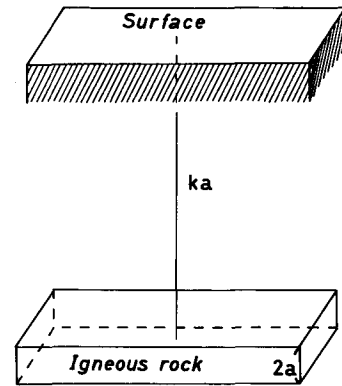


図5 本研究で用いるモデル。厚さ $2a$ の火成岩(igneous rock)の中心が地表(surface)から ka の深さに位置している。

3.1 計算方法

本研究では次のようなモデル(図5)を立てて計算を行う。(1) 火成岩の厚みは $2a$ (cm)で平面的な広がりは無限であるとする(つまりシル状の岩体を考えている)。厚さの中心は地表から深さ ka (cm)であるとする。(2) 本研究では大規模な熱水の循環を考えていないので、火成岩は無水の状態で固結したことにする。接触変成作用を及ぼす火成岩は主に花崗岩類であり、花崗岩類の最低融点は無水状態で 1000°C 以上になる(都城・久城, 1977)。そこで、本研究では固結温度を 1200°C とおく。(3) 接触変成作用を被った岩石として泥質岩を考える。

以上のモデルについて、JAEGER (1968) が示した方法によって、熱源の温度と熱源からの距離を関数にして岩石中での温度分布を計算する。今回考えているモデル(図5)では地温勾配は次式のように与えられる。

$$\frac{T}{T_0} = \frac{\phi(\xi, T) - \phi(2k - \xi, T)}{2} \dots\dots\dots (1)$$

$$\phi(\xi, T) = \text{erf}\left(\frac{\xi+1}{2\tau^{0.5}}\right) - \text{erf}\left(\frac{\xi-1}{2\tau^{0.5}}\right) \dots\dots\dots (2)$$

であり、erfは次の関数を表している。

$$\text{erf } u = \frac{2}{\pi} \int_0^u e^{-z^2} dz \dots\dots\dots (3)$$

式(1)と式(2)中の T は深さ ξ における温度($^\circ\text{C}$)、 T_0 は火成岩の中心の温度の初期値である(本研究では 1200°C である)。なお、 ξ は地表からの深さ x を火成岩の中心の深さ(ka)で規格化して、 $\xi = x/ka$ で定義されているパラメータである。また、式(2)中の τ は熱拡散率(κ , 単位は cm^2/sec)と火成岩が貫入してからの時間(t , 単位は sec)を用いて、 $\tau = \kappa t/a^2$ で定義されている。さらに、 κ は岩石の熱伝導率(κ_m , 単位は $\text{cal}/\text{cm secK}$)、岩石の密度(ρ , 単位は g/cm^3)、岩石の定圧比熱(C_p ,

単位は cal/g K) を用いて $\kappa = \kappa_m / \rho C_p$ で与えられる。 κ_m は 0.005 から 0.006 (花崗岩類に関する値, 水谷・渡辺, 1978 による), ρ は 2.60 から 2.72 (Carmichael, 1989), C_p は 0.21 から 0.26 (Norton and Cathles, 1979) であるので, κ の値は 0.018 から 0.007 程度になる。本研究では $\kappa = 0.01$ として計算する。

深さ x の地点において単位時間 (1 秒) に単位面積 (1cm^2) を通過する熱量 (単位は $\text{cal/cm}^2 \text{sec}$) を熱流量と呼ぶ。JAEGER (1968) によれば熱流量 (Q) は次式で求めることができる。

$$Q = -\kappa_m \frac{\partial T}{\partial x} \dots\dots\dots (4)$$

そこで, 式 (1) から式 (4) を用いると, Q は次式で与えられる。

$$Q = -T_0 \kappa_m \left(\frac{1}{2\sqrt{\pi \kappa t}} \right) \left[\text{erf} \left(-\frac{\xi+1}{2\tau^{0.5}} \right)^2 - \text{erf} \left(-\frac{\xi-1}{2\tau^{0.5}} \right)^2 + \text{erf} \left(-\frac{2k-\xi+1}{2\tau^{0.5}} \right)^2 - \text{erf} \left(-\frac{2k-\xi-1}{2\tau^{0.5}} \right)^2 \right] \dots\dots\dots (5)$$

本研究では, 熱流量を $\kappa_m = 0.00723$ ($\kappa = 0.01$, $\rho = 2.70$, $C_p = 0.268$ の時) の時で計算した。

4. 計算結果

式 (1) から (3) を用いて, $T/T_0 = 1/3$ ($T_0 = 1200^\circ\text{C}$ であるので $T = 400^\circ\text{C}$) となる地点の火成岩からの距離 (接触面からの距離) の時間変化を図6から図11に示す。まず, $a = 1\text{km}$, $ka = 2\text{km}$ の場合, $T/T_0 = 1/3$ となる地点は接触面より 300m までで, 約 1 万年過ぎると, 距離が小さくなってしまふ。また, $a = 1\text{km}$, $ka = 3, 4\text{km}$ の場合, $T/T_0 = 1/3$ となる地点はいずれの場合でも 500m を越えない。等温線の広がりは $ka = 2\text{km}$ の場合と比べて長い期間続かずいずれの場合も 4 万年経つと縮小していく。 $ka = 5\text{km}$ にしても $ka = 4\text{km}$ の時と最大距離に大きな違いが見られなかった。さらに, ka の値を 7km 以上にしても 400°C になる最大距離は接触面より 500m 以内であった。

次に $a = 3\text{km}$ の場合の結果を比較する。 $ka = 4\text{km}$ ならば, $T/T_0 = 1/3$ となる地点の最大距離は 400m を越えないが, ka の値が大きくなるにつれて最大距離も大きくなる。しかも, 等温線が広がる持続時間も長くなっている。 $ka = 7\text{km}$ の場合には, 5 万年経っても等温線が拡大を続けており, 400°C 以上になる最大距離も 700m を越してしまう。以上の計算結果より, 火成岩の厚みが地温分布に強い影響を与えていることは明らかである。

次に, 熱流量の計算を温度勾配を求めた a と ka の条件

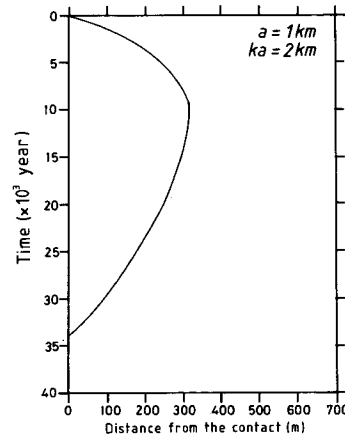


図6 $a = 1\text{km}$, $ka = 2\text{km}$ の時に $T/T_0 = 1/3$ となる地点の火成岩からの距離とその時間変化。

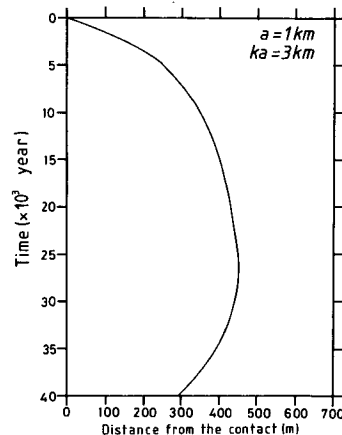


図7 $a = 1\text{km}$, $ka = 3\text{km}$ の時に $T/T_0 = 1/3$ となる地点の火成岩からの距離とその時間変化。

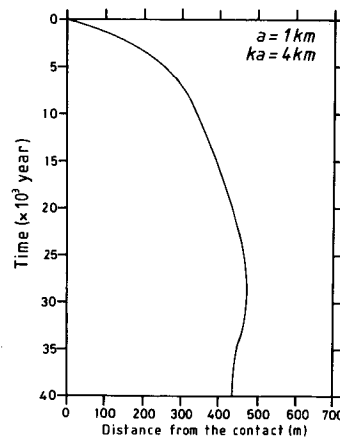


図8 $a = 1\text{km}$, $ka = 4\text{km}$ の時に $T/T_0 = 1/3$ となる地点の火成岩からの距離とその時間変化。

で行うと, いずれの結果もほとんど同じであった。そこで, $a = 1\text{km}$, $ka = 2, 5\text{km}$ と $a = 3\text{km}$, $ka = 5\text{km}$ にして計算した結果を図12から図14に示す。熱流量は 1 万年経つといずれの場合でも, ほぼ $5 \cdot 10^{-5}$ ($\text{cal/cm}^2 \text{sec}$) に近づい

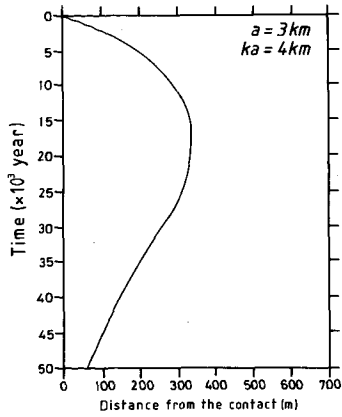


図9 a=3 km, ka=4 kmの時に $T/T_0=1/3$ となる地点の火成岩からの距離とその時間変化。

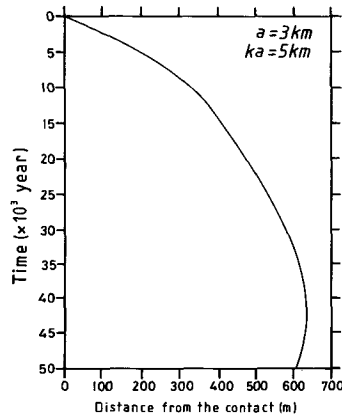


図10 a=3 km, ka=5 kmの時に $T/T_0=1/3$ となる地点の火成岩からの距離とその時間変化。

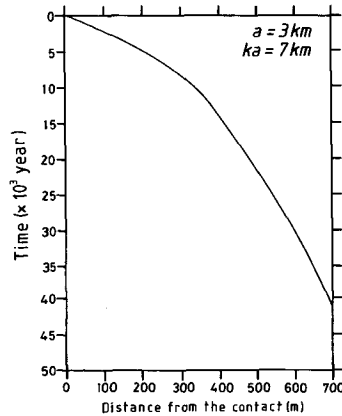


図11 a=3 km, ka=7 kmの時に $T/T_0=1/3$ となる地点の火成岩からの距離とその時間変化。

ている。しかも、この値は接触面からの距離が0mと400mのいずれの場合でも同じである。

5. 揮発性ガスの発生とエンタルピー変化

岩石の温度変化に関する計算結果を用いて、揮発性成

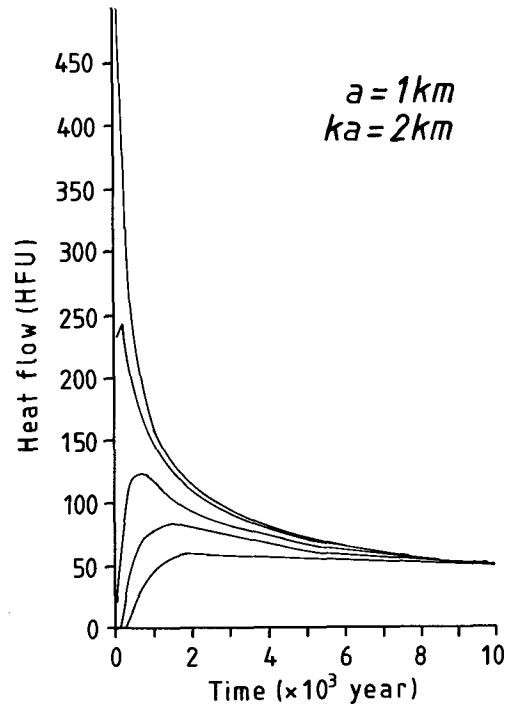


図12 a=1 km, ka=2 kmの時の熱流量。曲線は上から、花崗岩からの距離が0, 100, 200, 300, 400 mの地点での値を表している。

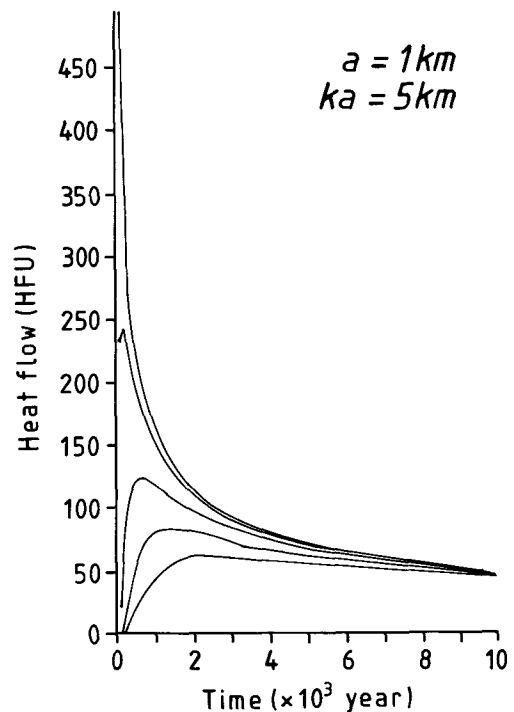


図13 a=1 km, ka=5 kmの時の熱流量。曲線は上から、花崗岩からの距離が0, 100, 200, 300, 400 mの地点での値を表している。

分の発生総量について計算する。この量は、非変成岩と変成岩の揮発性成分含有量の差より計算することができ

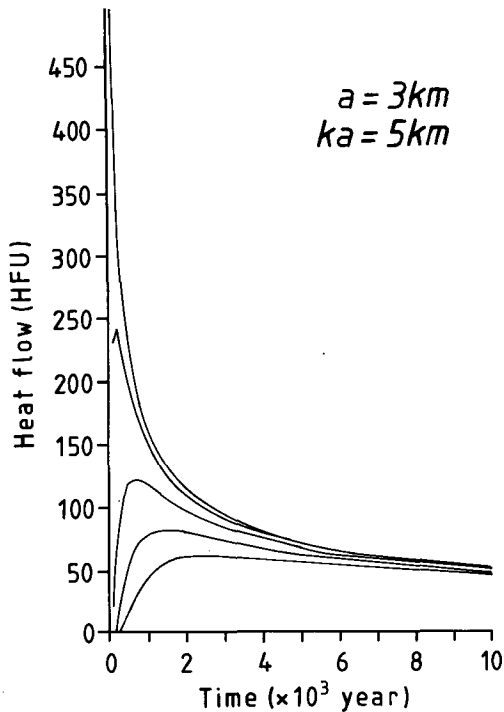


図14 a=3 km, ka=5 kmの時の熱流量。曲線は上から、花崗岩からの距離が0, 100, 200, 300, 400 mの地点での値を表している。

表1 様々な珪酸塩鉱物、炭酸塩鉱物、酸化物鉱物間でのH₂OあるいはCO₂を生じる反応の1 barでのエンタルピー変化。

反応			
(1)	Kaolinite + 2Quartz = Pyrophyllite + H ₂ O		
(2)	6Zoisite = 6Anorthite + Corundum + 2Grossular + 3H ₂ O		
(3)	Muscovite + Quartz = Orthoclase + Andalusite + H ₂ O		
(4)	Muscovite + Quartz = Orthoclase + Sillimanite + H ₂ O		
(5)	Paragonite + Quartz = Albite + Andalusite + H ₂ O		
(6)	Paragonite + Quartz = Albite + Sillimanite + H ₂ O		
(7)	Pyrophyllite = Andalusite + 3Quartz + H ₂ O		
(8)	Pyrophyllite = Kyanite + 3Quartz + H ₂ O		
(9)	5Biotite + 6Calcite + 24Quartz = 3Tremolite + 50Orthoclase + 2H ₂ O + 6CO ₂		
(10)	Muscovite + Calcite + 2Quartz = Anorthite + Orthoclase + H ₂ O + CO ₂		
(11)	Dolomite + 2Quartz = Diopside + 2CO ₂		
(12)	Rutile + Calcite + Quartz = Sphene + CO ₂		
(13)	Calcite + Quartz = Wollastonite + CO ₂		
(14)	Tremolite + 3Calcite + 2Quartz = 5Diopside + H ₂ O + 3CO ₂		
1 barでのエンタルピー変化 (kcal)			
括弧内は気体1モルあたりの値			
反応	400°C	500°C	600°C
(1)	12.32 (12.32)	11.37 (11.37)	9.70 (9.70)
(2)	80.63 (26.88)	79.50 (26.50)	78.16 (26.05)
(3)	22.52 (22.52)	21.62 (21.62)	20.96 (20.96)
(4)	22.42 (22.42)	22.20 (22.20)	21.52 (21.52)
(5)	19.51 (19.51)	19.57 (19.57)	19.26 (19.26)
(6)	18.55 (18.55)	18.66 (18.66)	18.39 (18.39)
(7)	18.10 (18.10)	17.90 (17.90)	18.64 (18.64)
(8)	17.10 (17.10)	16.94 (16.94)	17.70 (17.70)
(9)	130.49 (16.31)	127.52 (15.94)	115.58 (14.45)
(10)	41.10 (20.55)	40.42 (20.21)	38.90 (19.45)
(11)	37.16 (18.58)	35.02 (17.51)	32.97 (16.49)
(12)	16.30 (16.30)	15.85 (15.85)	15.00 (15.00)
(13)	21.59 (21.59)	21.13 (21.13)	20.28 (20.28)
(14)	74.12 (18.53)	72.56 (18.14)	70.00 (17.50)

よう。そこで、何らかの方法で変成岩の体積を指定すれば計算が可能になる。岩石の温度が400°Cに達した時、

揮発性成分の脱ガス反応が始まり、流入した熱がすべてこの脱ガス反応に費やされると考える。この際、揮発性成分のすべてが岩石から放出されるとしてモデル計算を行うことにする。発生したガスは岩石中の孔隙などを通過して化学反応の場から散逸することになる。表1に泥質岩中で起こり得る脱ガス反応を示すとともに、HELGE-SON et al. (1978) がまとめた熱力学的データより計算した反応のエンタルピー変化もあわせて示す。H₂OやCO₂は発生すると直ちに孔隙から散逸してしまうとすると、これらのガスの分圧は低い値に取ることでよい。そこで、ガスの圧力を1 barとおいた。反応ごとにエンタルピー変化はかなり違っているが、ガス1モルあたりで計算するといずれの反応についても15から20kcal前後の熱量になる。H₂OとCO₂が混合している場合でも、低圧の場合には理想気体とみなすことができるので、やはり15kcalから20kcalの熱量が必要になる。

さて、もし混合ガスが反応の場から散逸しなかった場合にはガス圧が高くなる。そこで、この一時的な高圧条件における混合ガスのエンタルピーを計算しておこう。以下にその計算方法と計算結果を示すが、圧力が高くなると表1に示した値は大きく変化する。しかもガスの組成に大きく依存している。従って、今回用いたモデル計算では、圧力変化の影響が無いことが仮定として入っている。

圧力が2kbまで上昇する場合を考えて、混合エンタルピーを次のようにして求める。圧力がPで絶対温度がTの時のH₂O+CO₂混合ガスのエンタルピー (H^{P,T}) は、H₂OやCO₂のモル分率 (X) と25°C, 1 barの時の純粋な気体のエンタルピー (H⁰)、圧力が1 barの時の定圧比熱 (C_p)、およびエンタルピーの圧力変化 (ΔH_{r,d}) を用いて次のように表すことができる。

$$H^{P,T} = (X_{H_2O} H_{H_2O}^0 + X_{CO_2} H_{CO_2}^0) + \int_{298.15}^T (X_{H_2O} C_{p,H_2O} + X_{CO_2} C_{p,CO_2}) dT - \Delta H_{r,d} \quad (6)$$

1 barで400°C以上の条件ではH₂O+CO₂混合気体を理想気体とみなすことができる。すると、同温・同組成の条件で、圧力がPの時の混合気体のエンタルピー (H^P) と圧力が1 barの時のエンタルピー (H^{1bar}) の差 (式(6)中のΔH_{r,d}) はFLOWERS and HELGESON (1983) が導いた次式で求めることができる。

$$\Delta H_{r,d} = - \left(\frac{3a - 2T \left(\frac{da}{dT} \right)}{2T^{0.5} b} \right) \ln \left(\frac{V}{V+b} \right) + RT - PV \quad (7)$$

ここで、a, bは気体の状態方程式で表われるパラメータであり、Vは混合気体のモル体積、Rは気体定数を表している。混合気体の状態方程式として、本研究ではFLOWERS and HELGESON (1983) が用いた Modified Redlich-Kwong 式を用いる。a, bは次のように表されている。

$$a = X_{CO_2}^2 a_{CO_2} + 2X_{CO_2} X_{H_2O} a_{H_2O-CO_2} + X_{H_2O}^2 a_{H_2O} \dots (8)$$

$$a_{CO_2} = (73.03 - 0.0714T + 2.157 \cdot 10^{-5} T^2) \cdot 10^6 \dots (9)$$

$$a_{H_2O} = 4.221 \cdot 10^9 - 3.1227 \cdot 10^7 T + 8.7485 \cdot 10^8 T^2 - 1.07295 \cdot 10^2 T^3 + 4.86111 \cdot 10^{-2} T^4 \dots (10)$$

$$a_{H_2O-CO_2} = 4.012 \cdot 10^7 + 0.5R^2 T^{2.5} \exp(-11.071 + \frac{5953}{T} - \frac{2.746 \cdot 10^6}{T^2} + \frac{4.646 \cdot 10^8}{T^3}) \dots (11)$$

$$b = 29.7X_{CO_2} + 14.6X_{H_2O} \dots (12)$$

そこで、これらを式(7)に代入して得られる計算結果を図15に示す。なお、この計算は澁江(1995)が作成したBASICプログラムを基にして行った。図15より明らかのように、混合ガスの全圧が高くなると流体のエンタルピーが数kcal/moleのオーダーで変化する。この違いは、特にH₂Oに富む流体で著しい。また、温度が低くなると、全体的に圧力効果が大きくなる。従って、本研究で考えた1 barでのエンタルピー変化はあくまでもガスが発生後に系から散逸する場合にしか用いることができない。

6. 揮発成分の発生量の計算

岩石から発生するH₂OやCO₂の総量が、いずれのガスについても岩石中の2.5 wt%に相当するとして計算する。まず、断面積が1 cm²、長さが10 mのブロックから生じるガスの総量は、岩石の密度を2.70 (g/cm³)とした場合に2.70 · 1 · 1000 · (2.5/100) = 67.5 (g) ずつになる。先に示したように、15 kcal から20 kcalの熱量で混合ガス1モルが発生する。ここで、15 kcalとおくと、脱ガス反応に必要なエンタルピーはおおよそ{(67.5/18) + (67.5/44)} · 15 ≈ 106 (kcal) である。

地表からの深度がxの地点において、400℃になった時(t')からの時間tまでの間に断面積1 cm²を流れた熱量の総量(Q_{tot})はQ(x, t)をt'からtまで積分すれば求められる。そして、熱流量の計算で示したように長さ10 mの区間ではQ(x, t)がほぼ一定であるとみなすことが可能である。すると、Q_{tot}が106 (kcal/cm³)になった時間でH₂OやCO₂の脱ガス反応が完了したことになる。ここで、Δt = t - t'において平均発生量を135/Δtで計算する。接触面からの距離が100 m, 200 m, 300 m, 400 mの地点

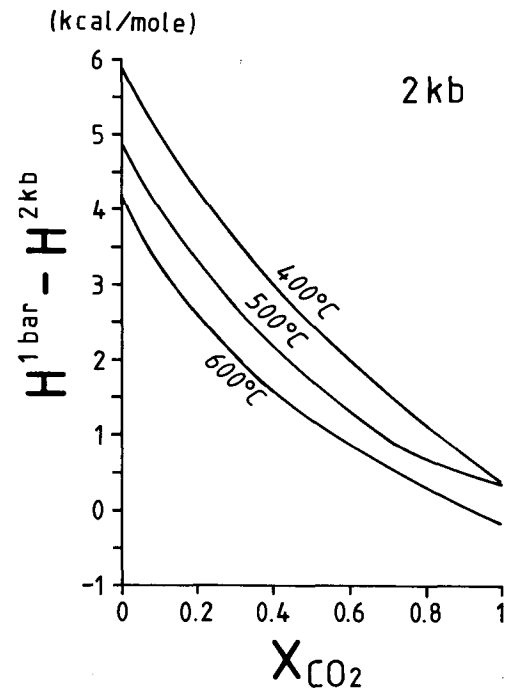
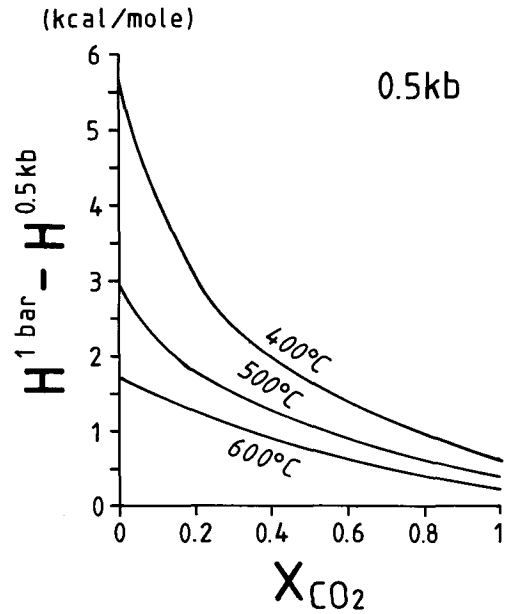


図15 H₂O+CO₂混合ガスの1 barの全圧条件でのエンタルピー(H^{1bar})と0.5 kbでのエンタルピー(H^{0.5 kb})あるいは2 kbでのエンタルピー(H^{2 kb})の差。横軸はCO₂のモル分率を表している。

においてa = 1 km, ka = 5 kmあるいはa = 3 km, ka = 7 kmの条件で計算したΔtの値を表2に示す。Δtはa = 1 kmの時で20年から100年、a = 3 kmの時で20年から80年である。そこで、135/Δtを求めると、年間1 gから7 gのガスが発生することになる。接触面に最も近い100 mの地点で年間7 g程度(135/20.52)のガス量になる。

さて、この量を面積10 km²の地域で一様に流体が発生したとして換算してみよう。10 km²では7 · 10¹⁰ =

表2 深成岩の貫入後に $T/T_0=1/3$ になる時間 (t') と $T/T_0 \geq 1/3$ が持続する時間間隔 (Δt)。

a = 1km, ka = 5km		
花崗岩からの距離	t' (10^2 年)	Δt (年)
100 m	8	20.52
200 m	31	40.43
300 m	68	60.14
400 m	168	98.59
a = 3km, ka = 7km		
花崗岩からの距離	t' (10^2 年)	Δt (年)
100 m	8	20.52
200 m	31	40.43
300 m	68	60.01
400 m	121	79.98

$7 \cdot 10^{11}$ (g) のガスが年間発生量になる。したがって、ガス発生の持続時間が極めて短いことも考え合わせると、接触変成作用に伴って生じるガスは変成作用の早期の短時間に集中すると言えよう。

7. まとめ

接触変成作用に伴う流体の発生量についてモデル計算を行った。変成作用によって生じる温度勾配は岩体の大きさ(厚さ)に強く依存している。厚さ2 kmのシル状岩体で深さ5 kmまで分布している花崗岩類について計算した結果では、400℃に達する領域は岩体から500 m以内に限定されている。これに対して、火成岩の厚さが6 kmになると、400℃に達する領域が接触面から700 mを越えてしまうことが分かる。

これらの計算を基にして、400℃で流体が発生したと考えると、 H_2O と CO_2 の発生総量が岩石中のそれぞれ2.5 wt% に等しい場合で計算した。断面積 1 cm^2 、長さ10 mのブロックから生じる量は接触面からの距離が100 mの地点で年に10 g以下である。

8. 引用文献

CARMICHAEL, R. S. (1989): Practical Handbook of Physical

Properties of Rocks and Minerals. CRC Press, Boca Raton, 741p.

FLOWERS, G. C. and HELGESON, H. C. (1983): Equilibrium and mass transfer during progressive metamorphism of siliceous dolomites. *Amer. J. Sci.*, **283**, 230-286.

FYFE, W. S., PRICE, N. J., and THOMPSON, A. B. (1979): Fluids in the Earth's Crust. Elsevier, Amsterdam, 383p.

HELGESON, H. C., DELANY, J. M., NESBITT, H. W., and BIRD, D. K. (1978): Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. J. Sci.*, **278-A**, 229p.

東元定雄 (1977): 山口県玖珂鉱山の地質鉱床. *地調月報*, **28**, 775-793.

東元定雄・大森江い・後藤隼次 (1976): 山口県玖珂地区の堆積岩および花崗岩の化学組成. *地調月報*, **27**, 471-481.

JAEGER, J. C. (1968): Cooling and solidification of igneous rocks. In HESS, H. ed., *Basalts*, vol. II, John Wiley, New York, 504-535.

都城秋穂・久城育夫 (1977): 岩石学Ⅲ. 共立出版, 245p.

水谷仁・渡辺輝彦 (1978): 地球熱学. 岩波講座地球科学, **1**, 169-223.

NORTON, D. and CATHLES, L. M. (1979): Thermal aspects of ore deposition. In H. L. BARNES, ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, John Wiley, New York, 611-631.

NORTON, D. and KNIGHT, J. (1977): Transport phenomena in hydrothermal systems: Cooling plutons. *Amer. J. Sci.*, **277**, 937-981.

能登征美・吉田尚弘・水谷義彦・富田俊弘 (1986): 岐阜県春日地方の熱変成岩中に含まれる炭素物質の水素および炭素同位体比. *地球化学*, **20**, 51-58.

澁江靖弘 (1995): H_2O-CO_2-NaCl 系流体の密および逸散能 (fugacity) を求めるためのBASICプログラム. *兵庫教育大学研究紀要*, **15**, ser 3, 33-45.

田口一雄 (1991): 有機鉱床形成の地球化学. *地球の資源/地表の開発*, 岩波書店, 65-99.

宇野達次郎 (1961): 茨城県筑波地方の変成岩. *地質学雑誌*, **67**, 228-236.

**A model calculation of the temperature
distribution in rocks suffered from contact
metamorphism and the amount of H₂O±CO₂ evolved from the rocks**

Yasuhiro SHIBUE

This paper presents the results of a model calculation of the temperature distribution in rocks suffered from contact metamorphism. A sill-like igneous rocks of 2 to 6 km thickness lies 3 to 7 km below the surface. The initial temperature of the emplaced igneous rock is 1200°C. The temperature distribution in the intruded rock is calculated by using the equations given by JAEGER (1968) for the conductive cooling.

The calculations indicate that 400°C isotherms spread 500 m distant from the contact when the thickness of the intrusion is 2 km, and that the isotherms occasionally spread more than 700 m distant from the contact when the thickness is 6 km. Heat flow calculations, on the other hand, show that $5 \cdot 10^{-5}$ calorie heat passes through 1 cm² area per second at 100 m to 400 m distant from the contact after 10⁴ years have passed.

The amount of H₂O±CO₂ gas evolved from the rocks are calculated at temperatures above 400°C based on the model calculation. The calculated results indicate that less than 10 gram gas will be evolved per year from 1cm X 1 cm X 10 m block when the rock initially contained 2.5 wt% H₂O and 2.5 wt% CO₂. Intense volatile production by contact metamorphism occurred only at the earliest stage of the metamorphism.