



地質温度計による熱履歴の調査手法について

金沢 淳 富山 真吾* 及川 輝樹 梅田 浩司

東濃地科学センター
*三菱マテリアル資源開発株式会社

Current Status on Techniques for Determining Paleo-Temperature Using Geothermometer

Sunao KANAZAWA Shingo TOMIYAMA* Teruki OIKAWA Koji UMEDA

Tono Geoscience Center
* Mitsubishi Materials Natural Resources Development Corporation

火成岩や堆積岩等によって構成される地質体は、その形成以降、マグマの貫入や熱水対流系の形成等といった局所的な熱的影響を被る場合がある。地質環境の長期安定性を評価するといった視点からは、過去数10万年あるいはそれ以前に生じた局所的な熱的影響を評価することが重要である。そのためには、対象地域やその周辺において火成岩体の貫入や熱水活動の痕跡等の存在を確認するとともに、対象地域における地温の変遷を明らかにするための調査技術が必要となる。

本報では、地質環境の長期安定性に関する研究の一環として、地質温度計の原理や適用事例についてレビューを行い、それぞれの手法の適用性や利点・問題点をまとめるとともに、対象地層等において生じた過去の熱的イベントの存在の確認や現在までの地温の変遷を明らかにするための体系的な調査手法の構築に向けた方法論を示す。

Development of the research technologies for geotectonic events has been carried out to evaluate the long-term stability of geological environment. In terms of the effects of geothermal activity, it is necessary to estimate the geothermal regime and thermal history on any given site. This paper describes the current status on techniques for determining paleo-temperature using geothermometer, and presents a concept of the systematic research techniques. The application of geothermometer, especially thermochronology, has been effective in the studies on the cooling history of geological body and the paleo-geothermal structure at depth.

キーワード

地質温度計, 古地温, 熱履歴, 長期安定性, 熱的イベント, 地質圧力計, 古地温勾配, 体系的な調査手法, 調査フロー図

Geothermometer, Paleo-Temperature, Thermal History, Long-Term Stability of Geological Environment, The Events of the Geothermal, Geobarometer, Paleo-Thermal Gradient, Systematic Research Techniques, Flow Chart of Systematic Research

1. はじめに

火山や地熱活動による岩盤の温度上昇, 熱水対流の発生, 火山ガス・地熱流体の地下水への混入等の諸現象は, 高レベル放射性廃棄物の地層処分におけるサイト選定や地層処分システムの設計・

施工等に際して十分に留意する必要がある(例えば, 原子力委員会, 1997: 原子力安全委員会, 2002)^{1,2)}。特に, 精密調査地区の選定にあたっては, 「対象地層等において自然現象による地層の著しい変動が長期間生じていないこと」が法定要件と



金沢 淳

地質環境研究グループ所属
研究主務II
地質環境の長期安定性に
関する研究に従事



富山 真吾

地球技術部所属
副部長
地質環境の長期安定性に関
する調査研究業務に従事
環境カウンセラー, RCCM
(地質)



及川 輝樹

地質環境研究グループ所属
博士研究員
地質環境の長期安定性に関
する研究に従事
理学博士



梅田 浩司

地質環境研究グループ所属
チームリーダー
地質環境の長期安定性に関
する研究に従事
理学博士

して示されていることから（特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律〈平成12年法律第117号〉）、過去における熱的イベントの存在の確認や地下の岩盤温度（地温）の変遷を把握するための調査技術を整備することが不可欠となる。

火成岩や堆積岩等によって構成される地質体は、その形成以降、現在に至るまでに続成作用や変成作用等に加えて、マグマの貫入や熱水対流といった局所的な熱的影響を被っている場合がある。地質環境の長期安定性を評価する観点からは、過去数10万年あるいはそれ以前に生じた局所的な熱的影響を評価することが重要である。そのためには、対象地域やその周辺において火成岩体の貫入や熱水活動の痕跡等の存在を確認するとともに、対象地域における地温の変遷を明らかにするための調査技術が必要となる。

一般に、過去の地質体の温度（古地温）を推定するためには、地質温度計（Geothermometer）による方法が用いられる。地質温度計は、相平衡、化学平衡や化学反応速度における温度依存性の強さを利用することによって地質現象の温度を推定する方法であり、物理時計の機能を有する熱年代学的手法や有機物の熟成度を利用した手法なども含め、様々な手法がある。特に、熱年代学的手法については、後述するように古地温とそれを獲得した時点（年代）が一義的に定まることから、古地温の変遷を明らかにする目的において強力な手法に位置づけられる。また、隆起速度が大きい地域等、古地温を獲得した時点における深度に関する情報が必要な際は、圧力依存性の強さを利用した地質圧力計（Geobarometer）を地質温度計と共に用いることにより、過去の地温勾配や地殻熱流量を推定することが可能となる。

本報では、地質環境の長期安定性に関する研究の一環として、地質温度計の原理や適用事例についてレビューを行い、それぞれの手法の適用性や利点・問題点をまとめるとともに、対象地層等において生じた過去の熱的イベントの存在の確認や現在までの地温の変遷を明らかにするための体系的な調査手法の構築に向けた方法論を示す。

2. 地質温度計の概要

地質温度計とは、相平衡、化学平衡や化学反応速度の温度依存性を利用することにより、地質現象の温度を推定する方法である。地質温度計が適

用できる温度範囲や地質条件は、それぞれの手法によって異なる上、推定される古地温の精度や誤差も様々である。本稿で紹介する地質温度計は、原理の違いに基づき6つの手法（Ⅰ熱年代学的手法、Ⅱ流体包有物、Ⅲ鉱物の構造・化学組成、Ⅳ有機物の熟成度、Ⅴ変質鉱物の組合せ、Ⅵ安定同位体交換反応）に区分した。

以下では、Ⅰ～Ⅵの各手法について原理や特徴等の概要を述べる。なお、各手法についてさらに細分される手法ごとの原理と特徴〔測定対象、適用分野、長所・短所、適用年代（熱年代学的手法）、温度範囲、適用性・精度、課題〕については表1～12に整理した。

2.1 熱年代学的手法（地質温度計Ⅰ）

熱年代学的手法は、以下に述べるような岩石や鉱物中に含まれる放射性核種の壊変（放射壊変）による物理時計の機能を有するため、古地温とそれを獲得した時点（年代）が一義的に定まる手法である。

測定対象鉱物における放射壊変の痕跡（娘核種の蓄積、自発核分裂の飛跡、線量効果）は、物質の出入りのない閉鎖系となった温度（閉鎖温度）以下になって初めて保持されるようになる。放射年代測定は、測定対象とする系（鉱物あるいは鉱物中の元素や同位体）が閉鎖温度まで低下した時点が、痕跡の蓄積開始の起点となることを利用しているため、その年代値は熱的な意味を持つ。

閉鎖温度については、鉱物、元素や同位体手法によって異なり、Dodson (1973)³⁾の数学的モデル等に基づきそれぞれ推定されている（表1～5）。このことから、閉鎖温度の異なる複数の系を利用することにより、試料が経てきた温度変化を時間軸とともに明らかにすることができる。ただし、同一の系でも冷却速度の変化に伴い閉鎖温度が変化する点については注意する必要がある（例えば、兼岡、1998の解説⁴⁾）。

(1) 放射壊変による同位体比の時間変化を利用した手法

各元素や同位体においては閉鎖温度以下となった期間中は、放射性核種の壊変により生じた娘核種としての放射性同位体が時間とともに増大していく。そこで、同じ元素の安定同位体との比の変化を利用することにより閉鎖温度以下となった期間（年代）を求めることができる。一般には、カ

リウム-アルゴン法 (K-Ar法), ルビジウム-ストロンチウム法 (Rb-Sr法), (ウラン-トリウム) /ヘリウム法 [(U-Th)/He法] 等が多く用いられている (表1~3)。

対象とする地質体の過去から現在までの温度変化については, そこに含まれる複数の鉱物, 元素や同位体の年代値と閉鎖温度から推定できる。例えば, K-Ar法では, 普通角閃石, 黒雲母, カリ長石の閉鎖温度は, それぞれ500~700°C, 300±50°C, 110~180°Cと求められており (兼岡, 1998)⁴⁾, これらの鉱物のK-Ar年代を測定することにより, 700~100°C程度の範囲での岩石の冷却過程を推定することができる。しかしながら, これらの鉱物が熱水や地下水等による変質作用あるいは風化作用を受けた場合には, Arの損失によって閉鎖系が成立せず, 新鮮な岩石とは異なる年代値を示すことがある。そのため, 最近では⁴⁰Ar/³⁹Ar法によって, 1つの試料について, 人工的に異なる温度を与え, 試料中の異なったArの保持場所から脱ガスさせ, 複数の年代値を得ることにより, ⁴⁰Arの散逸や過剰⁴⁰Arの影響を客観的に評価する試みが行われている。この手法によって得られる年代値の相対精度は, 同位体比が一つの質量分析計から得られるため, 非常に高い (宇都, 1995)⁵⁾ (表1)。

一方, 娘核種の損失現象を逆に利用することにより, 二次的な再加熱によって岩石・鉱物が被った温度を推定することが, 各鉱物, 元素や同位体の閉鎖温度と比較・検討を行うことにより可能で

ある。例えば, 貫入岩周辺の母岩の一部の鉱物についてK-Ar年代の若返り現象が認められる場合があるが (例えば, 梅田ほか, 2001)⁶⁾, これは貫入岩が周囲に及ぼした熱的影響によるものと考えられる。年代値の若返り現象が認められる母岩の被熱温度は, 若返りを示した鉱物の閉鎖温度近くまで一定期間達したことが推定される。

K-Ar法は, 造岩鉱物の多くに適用でき, 測定可能な年代も数万年から数億年以上に及ぶことから汎用性は高いものの, 100°Cより低い温度領域の獲得時期を見積もることは困難である。このようなケースには, 最近用いられるようになってきた (U-Th)/He法を利用することで, 低温領域に達した時期について見積もることも可能となっている。

(U-Th)/He法は, U, Thの α 壊変によって生じた放射起源のヘリウムの量とU, Thの同位体比を測定することによって年代値を得ることができる手法である。原理的にUやThを含む鉱物が測定対象となる。それらのうち, アパタイトやジルコンについては既に実用化されている (表3)。放射起源ヘリウムの生産速度は比較的速いことから, この手法は数千万年以内の年代測定に適用性がある。閉鎖温度については, アパタイトで68±5°C, ジルコンで170~190°Cと推定されている (例えば, Farley, 2000; Reiners et al., 2004)^{7, 8)}。

(2) 放射壊変による放射線損傷を利用した手法

この手法は, 放射壊変による放射線損傷 (放射性核種の自発核分裂飛跡, 格子欠陥中の不対電子

表1 地質温度計の特徴 (I-①)

No	手法	手 法 と 原 理							
1	K-Ar法	K-Ar法は, 放射性同位体である ⁴⁰ Kは, β 壊変により ⁴⁰ Ca, 電子捕獲により ⁴⁰ Arとなるが, このうち ⁴⁰ Arへの壊変現象を利用して閉鎖温度以下となった期間 (年代) を求める手法である。風化作用や熱水等による変質作用によってArの損失が生じた場合, 年代値が新鮮な岩石に比べて若返る。							
		対 象	適 用 分 野	長 所	短 所	適 用 年 代	温 度 範 囲	適 用 性 お よ び 精 度 に 関 す る 情 報	今 後 の 課 題
		全岩 ・角閃石類 ・雲母類 ・長石類 ・準長石類	花崗岩類の冷却史 鉱物脈, 粘土脈の生成年代, 古地温 変成岩の変成年代, 古地温 堆積岩の供給源の年代, 古地温	Kは天然の試料に比較的多く存在するので適用できる鉱物の種類が多い。 ⁴⁾ Arは反応性の少ない希ガスなので微量のガス量で測定が可能。 ⁴⁾ 測定可能な年代範囲が広い。 ⁴⁾	風化・変質によるArの損失による年代値への影響。 ⁴⁾ 過剰Arの存在による年代値への影響。 ⁴⁾	⁴⁰ Kの半減期が12.5億年, 原理的には地球生成時から10Ka程度までの広い範囲に適用可。 ⁴⁾	閉鎖温度 (冷却速度) ・角閃石 510±20°C(30°C/Ma) ⁴⁴⁾ , 500±75°C(10°C/Ma) ⁴⁵⁾ ・黒雲母 300±50°C(30°C/Ma) ⁴⁶⁾ , 270±40°C(10°C/Ma) ⁴⁵⁾ , ・白雲母 350±50°C(30°C/Ma) ⁴⁷⁾ , ・微斜長石 150±30°C(30°C/Ma) ⁴⁸⁾ , ・絹雲母 (セリサイト) 350°C(5°C/Ma) ⁴⁹⁾	カリウムの定量法は炎光度法の方が原子吸光分析法よりも精度が高いため誤差が小さくなる (標準試料で24%減少)。 ⁵⁰⁾ 50万年より古い試料では ³⁸ Ar量が極端に少ないので初生Ar同位体比の推定の必要性は低く, 年代計算の際に無視できる。また, 放射起源の ⁴⁰ Ar量が多いため, 同位体希釈法が定量精度が良く, 測定が簡便なため有利である。 ⁵⁾ K-Ar法の変形である ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar法を併用した場合, ⁴⁰ Arの散逸, 過剰 ⁴⁰ Ar等の存在を客観的に判断することが可能。 ⁵⁾	年代値の若返り現象を地質温度計としての活用を進める。

表2 地質温度計の特徴(1-②)

No	手 法	手 法 と 原 理							
2	Rb-Sr 法	Rb-Sr 法は、 ^{87}Rb が β^- 壊変により半減期488億年で ^{87}Sr となることを利用した手法である。原理的には地球生成期から数百万年程度までの広い範囲にわたって、閉鎖温度以下となった期間(年代)を求めることが可能であるが、一般的には1千万年より古い年代を対象に用いられている。鉱物生成以前から ^{87}Sr は存在していたことから、通常、非放射性の ^{86}Sr の量を基準に用いて同一岩体中の3つ以上の試料から $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ および $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ の値を求めて初生の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ を推定し、最小自乗法により傾きが年代に対応する直線(アイソクロン)を得て、年代計算を行う(アイソクロン法)。							
		対 象	適用分野	長 所	短 所	適用年代	温 度 範 囲	適 用 性 お よ び 精 度 に 関 す る 情 報	今 後 の 課 題
		全岩 鉱物 ・雲母類 ・長石類 ・準長石類 ・角閃石類 ・イライト	岩石の变成年代、古地温 花崗岩類の冷却史	Rb は天然の試料に比較的多く存在するので適用できる鉱物の種類が多い。4) 測定可能な年代範囲が広い。4)	Rb および Sr は相対的に移動しやすく、变成温度程度でも鉱物間での移動を起こす。また熱水や地下水、海水などによる影響を受けやすい。4)	^{87}Rb の半減期が488億年、原理的には地球生成時から数 Ma 程度までの広い範囲に適用可。4)	閉鎖温度(冷却速度) ・黒雲母 310±50°C(30°C/Ma) 51) 310±40°C(10°C/Ma) 45) ・白雲母 500±50°C(30°C/Ma) 52) ・微斜長石 320±50°C(30°C/Ma) 51) 340±40°C(10°C/Ma) 45) ・正長石 350±50°C(30°C/Ma) 51) 360±40°C(10°C/Ma) 45)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は試料によって大きく異なることが判明しており、通常アイソクロン法を適用する。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の仮定値による単独試料からの年代計算は、仮定による年代値の影響が少ない場合のみに適用される。53) 岩石試料に対しては K-Ar 法に次いで多く用いられている。53) Sr の同位体比の測定には表面電離型質量分析計を用い、Sr および Rb の濃度測定は質量分析計を用いて同位体希釈法で行う方法が最も再現性が良い。53)	年代値の若返り現象を地質温度計として利用する。

表3 地質温度計の特徴(1-③)

No	手 法	手 法 と 原 理							
3	(U-Th)/He 法	U, Th を含む鉱物中の ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th は、それぞれ ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb に α 壊変する。(U-Th)/He 法は、U, Th を含む鉱物より壊変過程において発生した α 粒子の量(^4He の量)と U, Th の同位体比を測定することにより、閉鎖温度以下となった期間(年代)を求める手法である。それぞれの半減期は ^{238}U は44.7億年、 ^{235}U は7.0億年、 ^{232}Th は141億年である。							
		対 象	適用分野	長 所	短 所	適用年代	温 度 範 囲	適 用 性 お よ び 精 度 に 関 す る 情 報	今 後 の 課 題
		・アパタイト ・ジルコン ・(チタナイト) ・(ヘマタイト) ・(モナザイト) ・(ガーネット)	火成岩体の冷却史解析 造山帯の上昇冷却史解析 熱水変質時の古地温 貫入岩周辺の古地温	閉鎖温度が他の手法よりも相対的に低い。39) ヘリウム(アパタイト)の部分保持温度帯は FT 法(アパタイト)におけるトラック長部分短縮温度帯よりも低い。54)	100 万年前より若い年代は U, Th 系列の非平衡の影響あり。55)	^{238}U の半減期が44.7億年。 最も若い測定値は火山岩中アパタイトの0.33Ma。55)	閉鎖温度 ・アパタイト 68±5°C (冷却速度10°C/Ma) 7) ・ジルコン 170~190°C (冷却速度10°C/Ma) 8) ・チタナイト 約200°C 39) ・ヘマタイト; 約120°C (冷却速度1,000°C/Ma) 56) ・モナザイト; 約220°C 39) 部分保持温度帯 アパタイト; 35~75°C 40)	試料の結晶表面付近は親核種の α 壊変で生じた He 原子核は初速度により親核再配置が生じることから、一部が結晶外部に失われる。57) このため自形度が高くアパタイトの場合は75 μm より大きい必要がある。57) 不確定分は最も詳細に He の拡散が解析された場合において $\pm 5^\circ\text{C}(2\sigma)$ であり、一般ではこの2倍程度となる。57)	年代値較正用として幅広い年代の標準試料が必要である。58) アパタイトとジルコン以外の鉱物の実用化。59) U, Th を含む様々な鉱物について He の閉鎖温度や部分保持温度帯を明らかにしていく。

等の存在)が、閉鎖温度以下となってから蓄積することを利用するものである。 ^{238}U において発生する自発核分裂の飛跡(トラック)を利用するものとしてフィッション・トラック法(FT法)があり、ウラン系列・トリウム系列・ ^{40}K 等による放射線を結晶中に吸収した結果として生じる格子欠陥中の不対電子等の存在を利用するものとして熱ルミネッセンス法(TL法)、電子スピン共鳴法(ESR法)等がある。FT法においては、天然試料における ^{238}U による自発核分裂の際に分裂片が結晶中に残したトラックの単位体積あたりの密度がウラン濃度と時間の関数であることを利用している。そのため、試料のウラン濃度とトラック密度から閉

鎖温度以下となった期間(年代値)を算出することができる(表4)。また、TL法やESR法においては、天然試料における格子欠陥・不対電子の蓄積量に対し、自然放射線による単位時間あたりの格子欠陥・不対電子等の存在量を得ることによって閉鎖温度以下となった期間(年代値)が算出される(表5)。

FT法の閉鎖温度は、アパタイト、ジルコンで、それぞれ130±30°C、~240°C(兼岡, 1998)⁴⁾であり、対象とする温度領域が比較的低く、冷却速度に伴う閉鎖温度の誤差も数十°C以内である(表4)。 ^{238}U の自発核分裂の半減期は $10^{5\sim 16}$ 年程度と非常に長いため、年代測定のレンジも数億年~数

表4 地質温度計の特徴(1-④)

No	手法	手法と原理							
4	FT法	²³⁸ Uは一定の割合で自発核分裂を起こす。この際1個の ²³⁸ U原子核は2つに分裂し、結晶中をそれぞれ数μm～10μm程度進み、停止する。この自発核分裂の際に分裂片が結晶中に残したトラックの単位体積あたりの密度はウラン濃度と時間の関数であるから、試料のウラン濃度とトラック密度が求まれば、試料が閉鎖温度以下となった期間(年代)を算出することができる。ウラン濃度の定量は、測定試料を熱中性子照射して ²³⁵ Uに誘導核分裂を起こさせ、その際に生じる分裂片のトラック密度計測により行う。FTアニーリングの閉鎖温度は、10 ⁶ ～10 ⁷ 年間の等温加熱により50%程度のトラック密度減少がおこる温度として近似的に与えられる。							
		対 象	適用分野	長 所	短 所	適用年代	温 度 範 囲	適 用 性 お よ び 精度に関する情報	今後の課題
		・アパタイト ・ジルコン ・スフェーン	堆積盆の温度 履歴解析 火成岩体の冷 却史解析 造山帯(堆積 岩、変成岩) の上昇冷却史 解析 火成岩貫入の 熱的影響範囲・時間解析	トラックの消 滅は熱のみに よっておこ るので年代は常 に岩体の熱履歴 を反映する。 ⁴⁾ 年代値以外に トラック長を パラメータと してさらに詳 細な熱履歴解 析が可能。 ⁶⁾	トラックの形状 は、測定試料の 種類によって異 なるので、その 判別に経験を要 する。 ⁴⁾ 計数において機 器・自動測定化 されていないた め、他の手法に 比べて、計数誤 差が比較的大き い。 ⁶⁾	測定鉱物内のU 含有量による。 数万年～数億年 前 ⁴⁾	閉鎖温度(冷却速度10°C/Ma)、 [トラック長部分短縮温度帯] ・アパタイト 130±30°C ⁴⁾ [70～125°C] ³⁴⁾ ・ジルコン 200±30°C ⁴⁵⁾ [170～390°C] ¹¹⁾ ・スフェーン 260±20°C ⁶²⁾ [265～310°C] ⁶³⁾	火成岩以外に堆積岩、変成 岩(砂岩)においてもジル コン、アパタイトは碎屑物 として含まれている。 ⁶⁴⁾ 幅50m程度の岩脈周辺にお いて、接触部から最大50m においてトラック長(アパ タイト)の短縮が認められ た。 ⁶⁾	レーザーアブ レーション型 ICP質量分析法 を用いた、原子 炉を用いない FT年代測定法、 計測自動化の確 立。 ⁶¹⁾

表5 地質温度計の特徴(1-⑤, ⑥)

No	手法	手法と原理							
5	TL法	鉱物中には岩石からはウラン系列、トリウム系列、 ⁴⁰ Kなどにより微弱な放射線が放出されており、閉鎖温度以下において鉱物の結晶は、自然放射線により一定の確率で放射線エネルギーを吸収することによる損傷(格子欠陥)が生じ、地質時代を通じて蓄積される。この格子欠陥中には、放射線によって対電子の一方がはじき飛ばされた不対電子が捕獲電子となり、安定に存在している。結晶を加熱すると捕獲電子は熱振動により結晶中を移動し、正孔(ホール)と再結合するときにエネルギーを放出するため発光する。この発光量を測定し、年間線量で割ることにより閉鎖温度以下となった期間(年代)を求める手法である。年間線量は試料周囲のウラン系列、トリウム系列、 ⁴⁰ Kの濃度から計算によって求めることが多い。							
		対 象	適用分野	長 所	短 所	適用年代	温 度 範 囲	適 用 性 お よ び 精度に関する情報	今後の課題
		石英	熱水変質による 石英脈形成 年代、古地温 貫入岩周辺の 石英形成年 代、古地温	比較的測定が簡 便 ⁴⁾	年間線量率の評 価による誤差 ⁶⁵⁾	数千年～100万年 ⁶⁵⁾	80～90°Cで1000年程度、150～ 200°Cで数年保持されれば年 代値はリセットされる ^{13,14)}	適用年代範囲においてほぼ同 一の精度が得られる。 ⁶⁵⁾ 試料の選択 ⁶⁶⁾ や粒径補正 ⁶⁷⁾ により誤差10%以下。 ⁶⁸⁾	年間線量率の算 出における変動 幅の明確化のた めの標準試料の 選定。 ⁶⁵⁾
6	ESR法	格子欠陥の蓄積量を測定し、年間線量で割って年代を求める原理はTL法と共通である。ただし、測定方法は異なり、蓄積量をマイクロ波吸収による信号強度として測定する。なお、表中のAl中心とは、石英(SiO ₂)における本来Si ⁴⁺ の入るべきところに不純物としてAl ³⁺ が入り、その価数の違いから正孔(ホール)を1個捉えて3価になっている準安定な状態、Ti中心とは、不純物としてTi ⁴⁺ が入り、その電気陰性度が大きいために不対電子を1個捉えている準安定な状態である。							
		対 象	適用分野	長 所	短 所	適用年代	温 度 範 囲	適 用 性 お よ び 精度に関する情報	今後の課題
		石英	熱水変質による 石英脈形成 年代、古地温 貫入岩周辺の 石英形成年代、 古地温	測定時加熱しない ため、繰り返し 測定が可能 ⁶⁹⁾	年間線量率の評 価による誤差(TL 法と共通) ⁶⁵⁾	数千年～200万年 ⁷⁰⁾	加熱実験において、Al中心の 信号強度は180°Cでは16時間 で残り20%まで減少し ¹⁵⁾ 、 300°Cでは15分で完全に消失 する。 ¹⁶⁾ Al中心の閉鎖温度は、1,200°C の幅30m、100mの岩脈貫入時 において、それぞれ351°C、 241°C、Ti中心の閉鎖温度は、 それぞれ157°C、48°C ⁷¹⁾	誤差については、Al中心信号年 代とTi中心信号年代に限った場 合で±10%程度。 ⁷²⁾	標準試料の選定 (目的はTL法と 同様)。 ⁶⁵⁾ 複数の信号年代 毎の閉鎖温度の 差を利用可能と すること。 ⁷³⁾

万年前と広範に及ぶ。また、試料のトラック長は、生成時にほぼ一定であるが、再加熱を受けた場合トラックが短縮する性質を有し、一旦短縮したら二度と元の長さに回復することはない。室内実験により、再加熱された温度・時間とトラック長の短縮率には一定の関係が認められていることから(アパタイト: Laslett et al., 1987; Ketcham et al., 1999, ジルコン: Yamada et al., 1995; Tagami et al., 1998)^{9,10,11,12)}トラック長測定を行うことにより、再加熱を受けた温度と時間を推定することも可能である。実際に、貫入岩周辺の母岩中の普通

角閃石や黒雲母のK-Ar年代において若返り現象が認められない場合にもトラック長の短縮が生じている例が報告されており(梅田ほか, 2001)⁶⁾、FT法は低温領域における熱的イベントの存在の確認や熱的影響範囲の検討に有効な手法であると考えられる。

TL法やESR法も比較的低い温度領域を対象としている。ただし、再加熱を受けた場合において、熱の影響期間の長短がもたらす閉鎖温度の温度差は比較的大きい。そのため、再加熱を受けた期間が不明な場合は推定される温度幅が大きくなるた

め注意を要する。閉鎖温度はTL法で80~90℃(1000年程度；高島・本多, 1985)¹³⁾ や150~200℃(数年程度；高島ほか, 1987)¹⁴⁾, ESR法で180℃(16時間で信号強度が残り20%まで減少；Falgueres et al., 1991)¹⁵⁾ や300℃(15分間で信号完全消失；Imai and Shimokawa, 1989)¹⁶⁾ (いずれもAl中心)と見積もられている(表5)。年代測定のレンジは他の手法に比べて若い、鉱物結晶中における放射線の吸収現象を利用した手法であるため、ほとんど放射性元素を含まない石英が測定対象となり得る(表5)。このことから、第四紀の熱水変質作用時に生成された石英を対象とした測定例がある(表5)。

2.2 流体包有物 (地質温度計Ⅱ)

流体包有物は、石英、方解石等の鉱物がその生成時に取り込んだ数100~数 μm の流体のことである(表6)。取り込んだ時点で物質の出入りのない状態、すなわち閉鎖系が成立するため、その時点での温度・圧力情報を保持している。

温度の測定は流体の状態(相)変化を利用して行うものである。包有物として取り込まれた時点

で流体は均一な状態(1相)であるが、鉱物の温度が常温条件下になると気相と液相に分離する(図1；Aより低温側)。一方、気液2相の流体包有物を人工的に加熱していくと液相の密度は減少し、熱水からの晶出時の熱水の密度と等しくなった時点において気相は消失する。気相が消失した時点での温度を均質化温度(T_h)と呼び、鉱化作用が生じた際の流体の圧力が飽和蒸気圧にきわめて近いときには、均質化温度が当時の流体の温度を表していると考えられる。

一旦生成された流体包有物が、その後の続成作用や変成作用により温度圧力条件が変化した場合はアイソコアに従って再平衡し、新たな温度・圧力情報を獲得する。このような飽和蒸気圧より高圧側の液相領域で生成した流体包有物については、均質化後の流体の温度-圧力関係を示す等密度曲線(アイソコア)から生成温度(T_f ；図1；B)を推定できる。このような流体包有物は、続成作用が進行した堆積岩や変成岩に含まれることが多く、続成作用や変成作用の到達最高温度を記録することになる(表6)。

表6 地質温度計の特徴(Ⅱ)

No	手 法	手 法 と 原 理					
7	流 体 包 有 物	流体包有物とは、石英、方解石等の鉱物が熱水から晶出する場合、不純物として取り込まれた熱水のことである。気液2相の流体包有物を加熱していくと液相の密度は減少し、熱水からの晶出時の熱水の密度と等しくなり気相が消失する。そのときの温度を均質化温度と呼ぶ。沸騰状態の場合は均質化温度がほぼ形成温度となる。沸騰状態より高圧側の液相領域で生成した包有物や、沸騰状態で形成後、埋没や変成作用により温度-圧力条件が変化して再平衡した流体包有物の形成温度を求めるには、流体の組成に対応した等密度曲線(アイソコア)を用いた圧力補正が必要となる。					
		対 象	適 用 分 野	長 所	短 所	温 度 範 囲	適 用 性 お よ び 精 度 に 関 する 情 報
		・石英 ・方解石 ・長石 ・その他の鉱物(ただし、包有物が観察されるものに限る)	熱水変質時の古地温 火成岩の古地温 堆積岩の古地温 変成岩の古地温	等体積の閉鎖系として扱うことが可能。 ⁷⁴⁾ 流体の均質化温度については試料の加熱により、直接の温度測定が可能。 ⁷⁵⁾	成因による分類が困難な産状を示すことが多く、鑑定にはある程度の熟練が必要。 ⁷⁵⁾ 包有物形成後に温度上昇した場合、ストレッチングという塑性変形が生ずるが、ストレッチング現象を受けた包有物は本来の均質化温度より高い温度を示す。 ⁷⁶⁾ ネッキングダウン現象(体積に比べて表面積が大きな形態をもつ包有物の分離過程)が起きると気/液比が変化することにより、本来の均質化温度とは異なる温度を示す。 ⁷⁶⁾ 非沸騰流体を捕獲した液体包有物がネッキングダウンを起こした場合も気/液比の異なる流体包有物が生じるため、沸騰の認定には注意が必要。 ⁷⁷⁾	約100℃~数100℃	測定試料として数 μm 以上の大きさが必要。 ⁷⁴⁾ 測定装置の精度は装置によって異なるが、 $\pm 1 \sim 2^\circ\text{C}$ 程度。 ^{78, 79)} アイソコアは塩濃度より傾きが異なる。塩濃度は氷点降下の値から求められる。 ⁸⁰⁾ 続成作用や変成作用によって、それ以前に形成された流体包有物の温度圧力条件が変化し再平衡した場合、続成作用や変成作用によって到達した最高温度を記録すると考えられる。 ^{74, 75)}

た固相である固溶体を形成しており、固溶体の化学組成変化は温度圧力条件に依存する。化学平衡に達する温度領域については鉱物ごとに異なる。また、固溶体において生じる化学反応においては、温度依存性の高い反応と圧力依存性の高い反応があり、温度依存性の高い反応が地質温度計として利用されている。例えば、斜長石の間隙水との反応による曹長石化やザクロ石と他の鉱物との元素置換による交換反応が温度指標として用いることができる(表9)。前者の曹長石化の起こる温度範囲は100～150℃(砂岩の場合)であり、後者のザクロ石と他の鉱物との元素交換反応は元素の配分比を求めることによって400～800℃の範囲において精度±50℃程度で古地温が推定できる(表9)。

2.4 有機物の熟成度 (地質温度計Ⅳ)

堆積岩における続成作用の進行によって生じる有機物の熟成度と温度との関係を利用するものである。有機物の熟成度を温度指標として用いるものには、①石炭を構成するマセラルの一種であるビトリナイトの光学的反射率、②生体起源の有機化合物であるバイオマーカーの立体異性化の程度、③その他があり、古地温への換算については様々な提案がなされている(例えばビトリナイト反射率の場合、Sweeney and Burnham, 1990)²³⁾(表10)。しかし、有機物の熟成度は原理的には相対的な指標であることから、有効被熱時間、増温率、組成等を考慮した上で適切な換算式を選択し、ある程度の誤差を含むものとして扱う必要がある。

表8 地質温度計の特徴(Ⅲ-②)

No	手 法	手 法 と 原 理						
9	鉱物の結晶度変化	鉱物結晶度は、X線回折ピークの形態が温度が高くなるほど鋭くなる性質を利用したものである。						
		対 象	適 用 分 野	長 所	短 所	温 度 範 囲	適 用 性 お よ び 精 度 に 関 する 情 報	今 後 の 課 題
		イライト結晶度	堆積岩の古地温 堆積岩における熱水変質時の古地温 堆積岩における貫入岩周辺の古地温	大量のサンプルを広域かつ系統的に処理・検討することが可能。 ⁸⁴⁾ 標準試料を測定することで、異なる研究室で測定された値の比較が可能であり、国内に標準試料が存在する。 ⁸⁵⁾ b ₀ 値を測定することにより、圧力条件も同時に得られる。 ⁸⁶⁾	同一露頭での値については平均値に対して最大15%の誤差に達する。 ⁸⁷⁾ 温度以外の影響因子の種類が多く、特に試料の岩相の相違の影響が強い。 ⁸⁴⁾	135～315℃ ⁸⁶⁾	イライト結晶度(IC)と温度(T)との関係は $IC=1.197-0.0029 \times T(^{\circ}C)$ が得られており、精度は±50℃ ⁸⁶⁾	国内に存在する標準試料については多くの古地温指標を組み入れ、価値を高めていくこと。 ⁸⁵⁾
		炭質物の石墨化	接触変成岩の古地温 堆積岩における貫入岩周辺の古地温	合成実験、接触変成作用、広域変成作用について同じ温度で比較した結果、時間因子よりも温度因子に極めて強く左右されることが判明。 ⁸⁸⁾ 標準試料(高純度シリコン)を用いた測定値の補正が可能。 ⁸⁹⁾	火山性砕屑岩や遠洋性堆積物等、陸源有機物をほとんど含まない岩石には適さない。	300～500℃ ⁸⁸⁾	K-Ar法による白雲母年代試料について部分的若返りが完全若返りかの判断指標となり得る。 ⁸⁹⁾ 古地温への変換は固溶体による温度指標等を参照するため、精度についても準じる(±50℃程度)。	他の古地温指標との比較検討。

表9 地質温度計の特徴(Ⅲ-③)

No	手 法	手 法 と 原 理					
10	固溶体鉱物の組成変化	鉱物の多くは、固溶体という異なる物質が互いに均一に溶けあった固相を形成している。固溶体の組成は、化学平衡に達した後、温度圧力条件の変化に伴い変化する。					
		対 象	適 用 分 野	長 所	短 所	温 度 範 囲	適 用 性 お よ び 精 度 に 関 する 情 報
		長石類	続成作用～低度変成作用時の古地温	長石は普遍的な堆積岩に多く含まれる。	斜長石の起源の種類が多いため、推定される温度幅が広い。	曹長石:100～150℃(砂岩) ¹⁸⁾	火成岩の貫入や熱水変質を受けていない堆積岩において適用可能。 表7の鉱物との対比により、精度が高まる可能性。
		固溶体鉱物(主に珪酸塩鉱物)	接触変成作用時の古地温	鉱物増減反応を利用した圧力計の併用により、圧力条件についても推定可能。	モデル依存性(固溶体モデル、熱力学的パラメータ次第で結果が異なる)の問題。 ⁸³⁾	温度指標として利用されている鉱物対は多数存在する。代表例として、黒雲母-ザクロ石(Fe-Mg交換反応)約400～800℃	ザクロ石を含む鉱物対が有効な温度計であり ⁹⁰⁾ 、精度は±50℃程度。 黒雲母におけるTiとAlの影響の評価。 ⁹²⁾

表10 地質温度計の特徴(IV)

No	手 法	手 法 と 原 理						
11	ビ ト リ ナ イ ト 反 射 率	ビトリナイトは、石炭または石炭化植物片を構成するマセラル（各植物部位）の一種であり、植物の材（セルロース）を起源とする。植物が石炭化する過程で、脱水、脱炭酸及び脱メタンの各反応を受け、炭素が相対的に富むようになる。この一連の作用を程度を石炭化作用といい、その石炭化度（炭素含有率%）とビトリナイト反射率（Ro%）は一定の関係にあることが知られている。石炭化度は、石炭及び炭化植物片を含む堆積岩の熟履歴を反映することから、ビトリナイト反射率(Ro%)から温度の推定を行うことが可能となる。						
		対 象	適 用 分 野	長 所	短 所	温 度 範 囲	適 用 性 お よ び 精 度 に 関 する 情 報	今 後 の 課 題
		ビトリナイト（石炭及び石炭化植物片中）	堆積岩の古地温 堆積岩における 熱水変質時の被 熱温度堆積岩に おける貫入岩周 辺の被熱温度	鉱物の変化と比べて 連続的な変化を示 し、温度以外の影響 （間隙水のpH,化学組 成、圧力等）が小さい。 92) 標準試料を用いて データ校正を行うの で、他の測定結果と の比較が可能。93)	火山性砕屑岩では不 適。17) 遠洋性堆積物等、陸源 固体有機物質があまり到 達しない堆積環境下で は、ほとんど含まれてい ない場合がある。94) 概ねRo<0.5の未成熟 の段階(褐炭等)ではRo 値のばらつきが大きい ため、スポリナイト蛍 光分析の併用が望まし い。97)	50～300℃ 96)	広汎に使われており、工 業規格化されている。97) 温度が上がるにつれて、 精度が向上する傾向があ る。有効被熱時間4000万 年間における換算式を用 いた場合、23) 0.5～0.6%→75～100℃ 0.7～0.9%→100～125℃ 1.0～1.3%→125～150℃ 1.4～1.8%→150～175℃ 1.9～2.5%→175～200℃ 2.6～3.5%→200～225℃	特に低熟成度の場合 にはビトリナイトの 水素の含有量が温度 以外の影響因子とな るため、FAMM(注1) によるRo値の推定を 行うべきである。42)
12	バ イ オ マ ー カ ー 立 体 異 性 化 反 応	バイオマーカーとは生体起源の有機化合物のことである。熟成度は単分子の立体異性化反応として測定可能である。						
		対 象	適 用 分 野	長 所	短 所	温 度 範 囲	適 用 性 お よ び 精 度 に 関 する 情 報	今 後 の 課 題
		ステラン、 ホバン、等	細粒な泥質岩に おける古地温	連続的に変化し、温 度以外の影響が小さい。 92) 遠洋性堆積物等、陸 源有機物質があまり 到達しない堆積環境 下においても含まれ る。94)	細粒な泥質岩以外では 他の場所から移動して きたものであることが 多い。92) 温度範囲は有機化合物 毎に限られているた め、一部の熟履歴しか 反映しないことがあり 得る。92)	ステラン：80～150℃ ホバン：70～130℃(以上；94)	埋没史の違いによる増温 率の変化から生ずる速度 論的な温度差は、増温率 が10倍変化しても20℃程 度と少ない。94)	バイオマーカーにお ける安定炭素同位体 比がより高精度な熟 成度指標となり得る 可能性。98)

ビトリナイト反射率は有機物の熟成度として最も標準的な指標とされている（Hood et al., 1975）²⁴⁾。有機物の熟成度はこれまで受けた熱エネルギーに比例すると同時に、非可逆反応であることから、推定温度は伝導熱による過去の最高温度を示している。そのため、反射率の値（対数値）は埋没深度が増すほど高くなる（Dow, 1977）²⁵⁾。また、同じ埋没深度でビトリナイト反射率が他地域より高い場合、その地域は相対的に古地殻熱流量が高いことを示唆している（例えば相原, 1979, Duba and Williams-Jones, 1983）^{26, 22)}。

バイオマーカーとは生体起源である有機化合物のことである。その熟成度は、単分子の立体異性化反応の進行として測定可能である（表10）。

その他の有機物指標には、多種マセラル蛍光変質測定法（FAMM法）^{注1)}、ロックエバル分析法^{注2)}、花粉の色調変化測定法（stTAI法）^{注3)}などが主に石

油探査分野において用いられている。これらをビトリナイト反射率等と併用することにより、それぞれの手法の短所を補って古地温の推定が行われている（表10）。

2.5 変質鉱物の組合せ（地質温度計V）

熱水変質作用に伴い、既存の鉱物種の組合せに変化が生じることを利用した手法である。熱水変質作用とは高温の流体と岩石が化学反応する現象である。熱水変質作用は続成作用や接触変成作用よりも短い時間で進行することから、新たに生成される鉱物種の組合せは既存の鉱物種の組合せとは異なる。また、生成温度帯が同様であっても、化学反応に関与する熱水が酸性、中性、アルカリ性の場合ごとに異なった変質鉱物組合せとして現われる（例えば、吉村, 2001）¹⁸⁾。

変質鉱物の組合せと生成温度、熱水のpHとの関

注1) FAMM法とは、マセラル（各植物部位）に一定時間レーザー光線を照射して、その前後の蛍光の強度の時間変化を測定し、得られた蛍光特性のみからビトリナイト反射率(Ro)を推定する手法である。水素の含有量の測定なしにRoと抑制または増進の具体的な数値が推定できる。また、マセラル粒子が微小なためビトリナイトの同定が困難な場合においても測定可能である（詳しくは氏家ほか, 1999参照）⁴²⁾。

注2) ロックエバル分析法とは、岩石試料を約300°Cで定温加熱した後、約650°Cまで徐々に加熱し、定温加熱中に発生する遊離炭化水素（S1）と昇温加熱中に発生するケロジェンの熱分解による炭化水素（S2）の量（岩石中の炭化水素に変換し得る有機物の量）を測定する手法である。ケロジェンの熱分解による炭化水素生成が最も盛んとなる温度は、続成作用の進行とともに高くなる。有機物の熟成度が進行するほど（S1/(S1+S2)）は1に近づく。

注3) stTAI法とは、花粉粒子の色が有機熟成の進行につれ、透明な黄色→橙色→褐色→不透明な黒色へと変化する過程を明度が順次低下する過程として捉え、粒子の明度を画素単位で測定し統計処理した指標値を用いる手法である（詳しくはUjje, 2001参照）⁴³⁾。

係については、合成実験やフィールドでの観察等に基づき整理されている（例えば、吉村，2001）¹⁸⁾ことから、地質温度計として活用できる。ただし、様々な要因が温度の誤差となり得ることから、この関係はあくまでも目安的なものであり（吉村，2001）¹⁸⁾、数十℃以内の精度で議論するのは困難である（表11）。

2.6 安定同位体交換反応（地質温度計VI）

安定同位体交換反応を利用した地質温度計は、化学平衡の温度依存性を利用した方法の一つである。水と鉱物あるいは鉱物対等において同じ元素を共有している場合、同位体分子間では熱力学的性質が等しくないため平衡状態においても同位体の交換反応が生じる。このとき同位体の配分比は温度で一義的に決まることを利用したものであり、H.C.Urey(1947)²⁷⁾により見出された。元々は古気温の推定法の一つとして、炭酸カルシウムを含む生物の遺骸は当時の海水の同位体組成を保存していると推定されることから、遺骸の酸素同位体比を測定することにより、生息時の海水の温度を求めるのに利用された。

水と鉱物、あるいは方解石と他の鉱物といった同位体交換反応時における同位体の配分比については、合成実験により温度に依存した関数として、

酸素や炭素等において求められている（表12）。これらの実験結果あるいは各々の実験結果を適宜組み合わせることにより、水を媒体とする交換反応や任意の鉱物対における固相間の交換反応についての地質温度計が得られる。熱水鉱床や接触変成帯の生成温度推定にこれらの地質温度計を活用した例が多い（表12）。

3. 過去の地温勾配・地殻熱流量の推定

2章で述べてきた様々な地質温度計を組み合わせることにより、対象とする試料が経てきた温度の変遷を知ることができ、これにより地質体の冷却史やその後の熱的なイベントの存在の確認ができる。さらに、試料が熱を被った時期の深度を求めることにより当時の地温勾配や地殻熱流量を推定し、対象とする地域の三次元的な温度構造の変遷を明らかにすることができる。ここで、実際の地形は、熱を被った時期から現在までに隆起・侵食作用を経て形成される。このことから、熱を被った時期が古い場合や隆起・侵食作用が速く進行する地域のように、隆起・侵食の影響が大きい場合、当時の深度を求める方法として以下に述べるような地質圧力計を活用することが挙げられる。

地質圧力計とは、相平衡、化学平衡や化学反応速度の圧力依存性の高さを利用して古圧力を推定

表11 地質温度計の特徴（V）

No	手 法	手 法 と 原 理					
13	変質鉱物の共存パターン	変質鉱物の温度範囲と熱水溶液のpHに基づく特徴的な共存パターンについては、合成実験、地熱地帯の変質作用等から整理されており、続成作用時との共存パターンとは異なる。					
		対 象	適 用 分 野	長 所	短 所	温 度 範 囲	適 用 性 お よ び 精 度 に 関 する 情 報
		①シリカ鉱物 ②粘土鉱物 ③沸石類	熱水変質時の古地温	熱水変質作用の温度範囲は50～350℃と広い。対象とする鉱物の種類は多い。岩種による制限はない。	熱水変質作用における中性～アルカリ性変質帯では続成作用と類似しており区別が困難。 ¹⁸⁾	①シリカ鉱物 ⁹⁹⁾ ・クリストバル石、トリディマイト：100℃以上で石英に短時間で転移。 ②粘土鉱物 ¹⁰⁰⁾ ・スメクタイト：一般に150～170℃以上では消滅 ・イライト／スメクタイト混合層：デイサイト、流紋岩において170～220℃に出現 ・イライト：デイサイト、流紋岩において220℃以上で安定。 ・緑泥石／スメクタイト混合層：安山岩において150～200℃に出現。 ・緑泥石：安山岩において200℃以上で安定 ③沸石類 ¹⁰⁰⁾ ・モルデン沸石、束沸石、斜方沸石：140℃以下 ・濁沸石：140～210℃、 ・ワイラケ沸石：210℃以上で出現。	温度以外の条件でも、変質鉱物組み合わせは変化する。目安としてみる必要がある。 ¹⁸⁾ 鉱物の成因を明らかにするにはX線分析、偏光顕微鏡、電子顕微鏡を併用して鉱物の産状や生成順序を確認する必要がある。 ¹⁰¹⁾

表12 地質温度計の特徴(VI)

No	手 法	手 法 と 原 理					
14	安定同位体交換平衡温度	水と鉱物あるいは鉱物対等において同じ元素を共有している場合、同位体分子間では熱力学的性質が等しくないため平衡状態においても同位体の交換反応が生じる。このとき配分比は温度で一義的に決まることを利用したものである。					
		対 象	適 用 分 野	長 所	短 所	温 度 範 囲	適 用 性 お よ び 精 度 に 関 する 情 報
		・酸素同位体 ・炭素同位体 ・水素同位体 ・硫黄同位体	鉱物脈の生成温度推定（熱水対流系発達の場合） 接触変成作用時の古地温 鉱物脈を形成した水の起源に関する情報	酸素同位体の場合、圧力の同位体分別に及ぼす影響は検出限界以下であり、無視できる程度に小さい。 ¹⁰²⁾ 同位体組成の保存については、熱水からの鉱物の晶出の場合、鉱物の沈殿に伴う脈の成長により沈殿後すぐに熱水との反応が断たれる場合が多い。 ¹⁰³⁾ 水－岩石反応における水／岩石比を安定同位体比から求めることにより、過去における熱水対流系発達程度の推定が可能である。 ¹⁰⁴⁾	急速成長した結晶には同位体組成が保存されず、適用できない。 ¹⁰⁵⁾	[酸素同位体] 方解石－水 0～500°C ¹⁰⁶⁾ 石英－水 200～500°C, 500～750°C ¹⁰⁷⁾ 石英、斜長石（曹長石、灰長石）－方解石 600～1000°C, 600～800°C ¹⁰⁸⁾ [炭素同位体] 方解石－水 0～600°C ¹⁰⁹⁾ 石墨－方解石 400～800°C ¹¹⁰⁾ [水素同位体] 水蒸気－水 50～300°C ¹¹¹⁾ [硫黄同位体] 黄鉄鉱－硫化酸素200～700°C ¹¹²⁾ ※代表的なもののみ示した。	δ値から温度スケールへの換算に用いる定数の不確実性は約±10%であり、低温側で精度が上がる。 ¹¹³⁾ 測定の実験誤差はδ値で±0.2%程度。 ¹¹³⁾ 鉱物分離が10%不完全な場合、δ値の差は20%低くなり、真の温度より数十°C 高めの温度が算出される。 ¹¹³⁾ 水－岩石反応において、水／岩石比0.2程度（重量比）以下の場合には熱水対流系の形成は困難と考えられている。 ¹⁰⁴⁾

する方法である。例えば、①イライトの結晶度（2.3章参照）と共にX線回折によって測定される b_0 値、②流体包有物のアイソコア（2.2章参照）、③固溶体の化学組成（2.3章参照、表9）等がある。

イライトあるいは白雲母の b 軸の格子定数 b_0 値は、圧力の増加に伴って高くなることが知られている（例えば、Sassi, 1972）²⁸⁾。また、流体包有物については均質化後の温度－圧力関係がアイソコアによって得られていることから、イライトの結晶度やビトリナイトの反射率によって推定された最高被熱温度をアイソコア上に与えれば、試料が熱を被った圧力（深度）が推定できる（例えば、原・木村, 2001; Sakaguchi, 1999）^{29), 30)}。これらの方法によって古地温勾配や古地殻熱流量の見積もりが行われている。例えば、Sakaguchi(1999)³⁰⁾は、ビトリナイト反射率と流体包有物のアイソコアから堆積岩の形成時には地温勾配が24°C/km以下であったが、白亜紀に生じた何らかの熱的イベントによって地温勾配が50°C/km程度まで上昇したと考えた。

また、火山地帯に生じた熱水活動の形成時期や形成時期に達した古地温勾配については、熱水変質鉱物の放射年代や流体包有物の均質化温度とその飽和水蒸気圧等から推定が行われている。西九州の有田－波佐見地域を事例とした研究では、鮮新世末～更新世の初めにかけて流紋岩類の貫入があり、その後生じた熱水活動によって地温勾配

は300°C/km程度まで上昇したことが知られている（前田ほか, 1996）³¹⁾。

推定された古地温勾配については、現在の日本列島における地温勾配との比較が可能である。現在の地温勾配は、火山地帯で約60°C/km以上、非火山地帯で20～40°C/km程度と得られている（矢野ほか, 1999）³²⁾。

4. 体系的な熱履歴調査手法の構築に向けて

対象地層等の過去における熱的イベントの検出や地温の変遷等を明らかにするためには、前章までに示した様々な手法を、対象年代や温度範囲に応じて組合せていくことが重要である。基本的には、温度と年代が一義的に決まる熱年代学的手法（地質温度計Ⅰ）が有効であるが、可能な限り他の地質温度計を併用することにより推定値の確度を高めて行くことが望ましい。また、3章で述べたように、古地温勾配や古地殻熱流量を推定するためには、試料に記録された温度を獲得した深度に関する情報が重要となるが、地質圧力計による推定値には、大きな誤差を含むことが多い。これらについては、その地域の地殻変動等を考慮し、対象とする地質体の隆起・沈降量等から当時の深度を推定していくことにより、地質圧力計による推定値に関する不確実性を低減していくことが求められる。

試料の採取については、対象とする地質体や想

定されるイベントの種類に応じて採取地点を決定していく必要がある。例えば、熱水対流系の形成等による二次的な再加熱の影響範囲を検討する場合には、活動の中心ほど高い温度が期待されることから、熱水対流系の構造を想定しつつ試料の採取地点を決定していくことが効率的である。

地質環境の長期安定性を評価する観点からは、地質体の形成後に生じた二次的な再加熱の存在やその影響を把握することが重要である。そのためには、熱的事件に対するバックグラウンドとなる地質体の広域的な熱史をあらかじめ明らかにしておくことが不可欠である。また、広域的な熱史は、火成岩と堆積岩・広域変成岩ではその過程が大きく異なるほか、地質体を構成する岩石の鉱物種も異なるため、利用する地質温度計の種類も異なる。そのため、以下では火成岩と堆積岩・広域変成岩における広域的な熱史、そして最近生じた熱的事件（二次的な再加熱）を把握するための調査の方法論を述べるとともに、図2、3に熱履歴調査フローの例（試案）を示す。

(1) 地質体の熱史に関する調査手法

1) 火成岩

地殻中に貫入したマグマはin-situで冷却・固結し火成岩となる。その固結後も、隆起や侵食・剝削によって地表に接近するため岩体の温度も周囲の地温に応じて徐々に低くなっていく。このような現象に対しては、閉鎖温度と年代値が一義的に定まる熱年代学的手法（地質温度計Ⅰ）が特に有効である。熱年代学的手法を適用する場合、閉鎖温度が高温から低温までカバーするように対象鉱物、元素や同位体、手法を組合せて熱的事件に対するバックグラウンド情報としての冷却史を編む（図2）。特に、岩体固結後の徐冷時期が、バックグラウンド情報における重要な部分となるので、より低温の履歴を推定可能な地質温度計（ジルコン、アパタイトのFT法、(U-Th)/He法等）を複数組み合わせることによって熱史を推定することが推奨される（図2）。また、石英等に含まれる流体包有物や固溶体である普通角閃石の化学組成等から温度・圧力条件を推定することにより、マグマ定置直後の岩体の定置深度や地温勾配等を推定

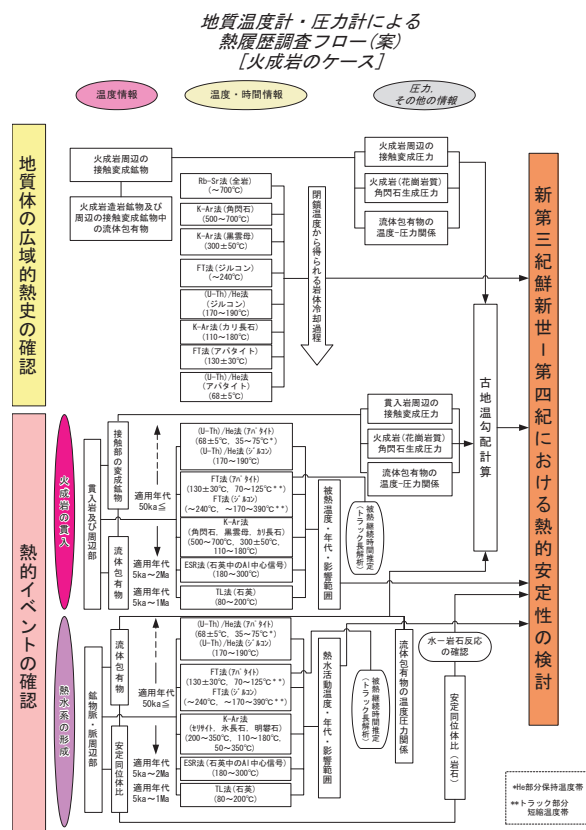


図2 熱履歴調査フロー(案): 火成岩のケース

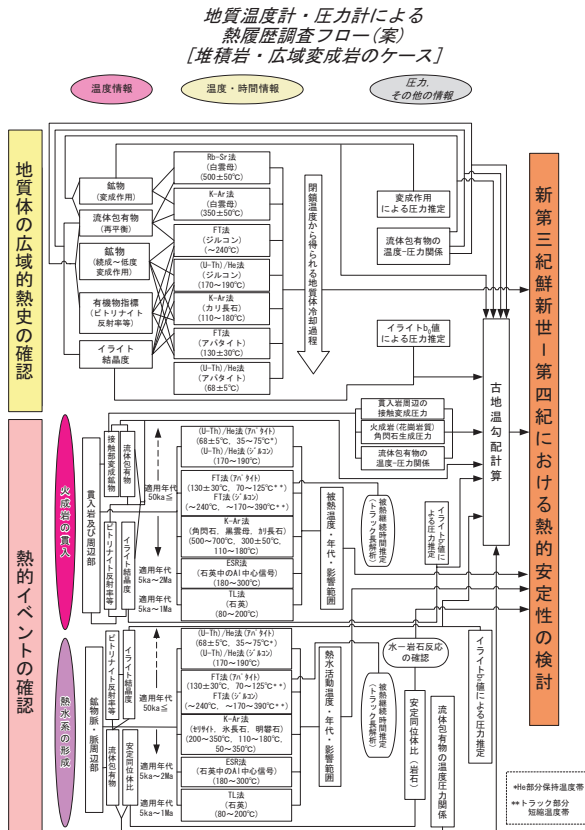


図3 熱履歴調査フロー(案): 堆積岩・広域変成岩のケース

することも可能である（花崗岩質の場合、例えば、Bando et al., 2003）³³⁾。

2) 堆積岩・広域変成岩

堆積岩からなる地質体は、埋没・続成作用の進行に伴って獲得温度も地温勾配に応じて徐々に上昇するが、隆起や侵食の影響で地表に接近していく過程では、逆にその地域の地温勾配に応じて冷却していく。広域変成岩からなる地質体についても隆起や侵食の影響で地表に接近していく過程では、堆積岩の場合と同様に地温勾配に応じて冷却していくと考えられる。そのため、地質体の熱史のうち、隆起等による地質体の上昇に伴う冷却過程以降の熱史が明らかになれば、過去数10万年程度に生じた熱的イベントに対するバックグラウンド情報としては十分なものが得られる。

地質体の上昇に伴う冷却過程については、火成岩と同じく熱年代学的手法（地質温度計Ⅰ）が熱史の解析に有効（例えば、Hasebe, 1993）³⁴⁾であるが、続成・変成作用により再平衡した流体包有物（地質温度計Ⅱ）や鉱物の構造・化学組成（地質温度計Ⅲ）、ビトリナイト等の有機物の熟成度（地質温度計Ⅳ）を併用することができる（図3）。ここで、閉鎖温度を示す地質温度計Ⅰに対して、地質温度計Ⅱ、Ⅲ、Ⅳは最高到達温度に関する情報であることから両者を比較する際には注意が必要である。また、最高温度の到達時における地温勾配や地殻熱流量は、3章で述べたようなイライトの結晶度・ b_0 値や流体包有物のアイソコアから求められる温度・圧力条件より推定することができる（図3）。

(2) 地質体が被った熱的イベントに関する調査手法

熱的イベントとして想定されるマグマの貫入や熱水対流系の形成等が生じた場合には、地質体の中に貫入岩や顕著な熱水脈が生成される。調査に際しては、これらの貫入岩や熱水脈等の調査を基本とするが、地表の露頭やボーリング孔掘削地点からは貫入岩や熱水脈等の試料が直接得られない場合においても、これらが伏在している可能性を想定しておくことが必要である。

対象地層等に貫入岩や熱水脈が存在する場合は、それらの形成年代や冷却史を明らかにすることで、熱的イベントが生じた時期やその継続時間等が推定できる。貫入岩の形成年代や冷却史は、火成岩における広域的な熱史の取扱いと同様に熱年代学的手法（地質温度計Ⅰ）が有効である。一

方、熱水脈の形成年代については、セリサイトや水長石脈についてはK-Ar法（表1）、アパタイトやジルコンを含む場合はFT法（表4）、石英脈についてはTL法、ESR法（表5）等によって鉱物の生成年代の測定を行うことにより、その閉鎖温度と年代値の組合せによって冷却史を編むことができる（図2、図3）。

対象地層等に貫入岩や熱水脈などの明瞭な熱的イベントの痕跡が認められない場合は、対象試料の熱史とバックグラウンドである広域的な地質体の熱史を比較・検討することにより熱的イベントを推定できる。そのため、熱史の解析によって得られた時間-地温の関係から、特定の時期に顕著な地温の上昇が認められれば、それが熱的なイベントによるものと考えられる（図4）。また、同一の系（手法、鉱物、元素や同位体が同一）による年代測定結果において、ある場所が局所的に若い年代値を示した場合、その場所はその系の閉鎖温度に一定期間近づいたと推定できることから、複数の系を用いることにより、熱的イベントの空間的な広がりを把握することができる（図2、図3）。

また、貫入岩や熱水対流系によって上昇した当時の古地温勾配や古地殻熱流量は、貫入岩・熱水脈やその周辺の母岩に分布する鉱物の構造・化学組成及び産状組合せ（地質温度計Ⅲ、Ⅴ）や、他の地質温度計（Ⅱ、Ⅳ、Ⅵ）から推定される温度条件に加えて、3章で述べたイライトの b_0 値や流体包有物のアイソコア、固溶体の化学組成等から圧力条件を求めることによって推定することができる（図2、図3）。

(3) 地質温度計を用いた熱履歴調査手法の問題点

前述のように熱年代学的手法において閉鎖系が成立した後、閉鎖温度付近の温度領域において地質体が一定期間の再加熱を受けた場合には、年代値が若返ることによって熱的イベントが認識できる。しかし、年代値の若返り現象については、完全に閉鎖温度を超えた状態が一定期間保持されたとともに、その後の閉鎖系が現在まで維持されない限り熱的イベントが生じた年代値を推定することができない。そのため、年代値の若返り現象の多くは、熱的イベントの可能性を示唆するのみである。なお、FT法に関しては、トラック長の頻度分布から読みとれる不完全な若返り現象を利用して、閉鎖温度以下の温度領域（partial annealing zone）に達した時期が推定できる（例えば、山田、

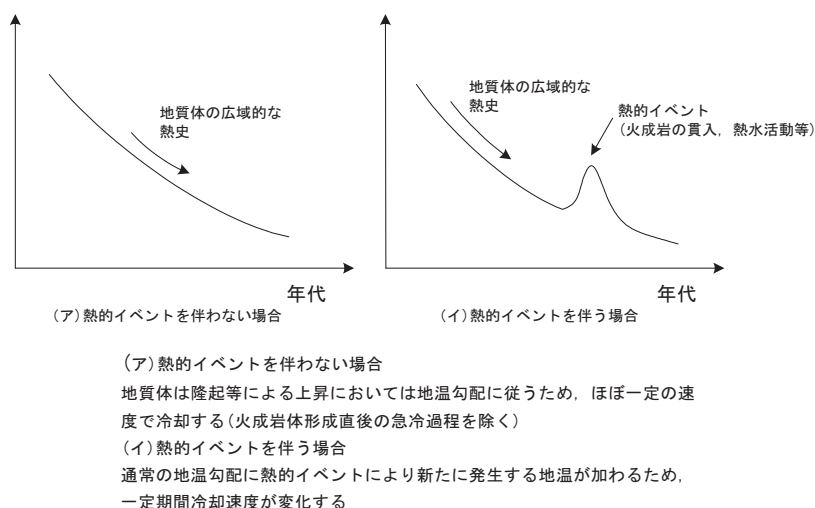


図4 年代-温度関係における地質体の広域的な熱史と熱的イベントの関係

1999)³⁵⁾。しかし、いずれにしても得られた年代値をそのまま熱的イベントの生じた時期と認定することは避けるべきであり、試料の状態やそれが置かれた地質学的环境を考慮しつつ異なる手法によるクロスチェックを行ない慎重な解釈を行うことが重要である。

また、地質温度計Ⅲ、Ⅳ(鉱物、有機物指標)については、二次的な再加熱による温度上昇が埋没・続成作用時における最高到達温度に対して著しく上回らなければ、熱的イベントを認識することはできない。

いずれの手法においても、手法の適用条件や限界を考慮にいれつつ、特に地質体形成後の熱的イベントの認定については慎重に検討を行なうことが重要である。このように、地質温度計による熱的イベントの認定には様々な問題と限界がある。そのため、モデル計算やシミュレーション等による理論的な検討を併せて行うことも重要となる。例えば、地質温度計により推定される熱履歴及び特定の時期における地下の温度構造については、熱伝導モデル(東宮, 2000; 梅田ほか, 1999など)^{36, 37)}や熱・水連成シミュレーション(坂川ほか, 2005など)³⁸⁾等を用いた再現を試みることであり(例えば、梅田ほか, 2001)⁶⁾、地温の変遷の推定における信頼性を向上することができる。

5. まとめと今後の課題

本報では、地質環境の長期安定性に関する研究の一環として地質温度計の原理や適用事例につい

てレビューを行い、それぞれの手法の適用性や利点・問題点をまとめるとともに、火成岩と堆積岩・広域変成岩における広域的な熱史、そして過去数10万年あるいはそれ以前に生じた熱的イベントを把握するための調査の方法論と熱履歴調査フローの例(試案)を示した。

調査結果の信頼性を向上させるためには、比較的低い温度領域が推定可能である地質温度計をより充実させ整備していくことが重要である。特に、(U-Th)/He法の閉鎖温度については、他の系よりも相対的に低温側に存在すると考えられている(Farley, 2002)³⁹⁾。さらに、アパタイトのヘリウム部分保持温度帯(partial retention zone)は35~75°Cと見積もられており(Farley and Stockli, 2002)⁴⁰⁾、100°C未満の温度領域に対する有効な地質温度計と考えられる。

これらのことから、(U-Th)/He法において測定対象となるU, Thを含む様々な鉱物の閉鎖温度や部分保持温度帯が得られれば、低い温度領域の地質温度計の充実につながっていくと考えられる。アパタイトにおける閉鎖温度や部分保持温度帯の決定においては、モデル計算による理論的研究やヘリウム拡散に関する実験的研究に加えて、天然試料との比較・検討が行われている(Farley, 2002)³⁹⁾。アパタイトの天然試料を用いた研究例として、Warnock et al.(1997)⁴¹⁾は大深度ボーリングコアを利用し、試料の深度と地温、年代測定値を比較したヘリウム部分保持の研究を行っている。今後、様々な鉱物の閉鎖温度や部分保持温度帯を

推定していく上で、天然試料を用いた同様な研究を行うことが必要である。

謝 辞

京都大学の田上高広氏、山田国見氏、海洋研究開発機構の佐藤佳子氏、国土地理院の山際敦史氏、三菱マテリアル資源開発株式会社の根岸義光氏、東濃地科学センターの持田裕之氏、岩月輝希氏、守屋俊文氏には草稿を読んで頂き、原稿の不備の指摘や貴重な助言、意見を頂いた。また、査読者からは貴重な助言、意見を頂いた。ここに記して謝意を表します。

引用文献

- 1) 原子力委員会：“高レベル放射性廃棄物の地層処分研究開発等の今後の進め方について”，41p. (1997).
- 2) 原子力安全委員会：“高レベル放射性廃棄物処分の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”，21p. (2002).
- 3) M. H. Dodson：“Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems”，*Contrib. Mineral. Petrol.*, 40, p. 259~274(1973).
- 4) 兼岡一郎：“年代測定概論”，東京大学出版会，315p. (1998).
- 5) 宇都浩三：“火山と年代測定 K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定の現状と将来”，*火山*, 40, 特別号, S27~S46 (1995).
- 6) 梅田浩司，小松 亮，他：“西南日本領家帯（四国），高浜花崗岩の冷却史，特に新第三紀貫入岩類による熱的影響”，*岩石鉱物科学*, 30, p. 17~27 (2001).
- 7) K. A. Farley：“Helium diffusion from apatite; General behavior as illustrated by Durango fluorapatite”，*Jour. Geophys. Res.*, 105, p. 2903~2914(2000).
- 8) P. W. Reiners, T. L. Spell, et al.：“Zircon (U-Th)/He thermochronometry, He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating”，*Geochim. Cosmochim. Acta*, 68, p. 1857~1887(2004).
- 9) G. M. Laslett, P. F. Green, et al.：“Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis”，*Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 65, p. 1~13(1987).
- 10) R. A. Ketcham, R. A. Donelick, et al.：“Variability of apatite fission-track annealing kinetics III, Extrapolation to geological time scales”，*American Mineralogist*, 84, p. 1235~1255(1999).
- 11) R. Yamada, T. Tagami, et al.：“Confined fission-track length measurement of zircon; assessment of factors affecting the paleotemperature estimate”，*Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 119, p. 293~306(1995).
- 12) T. Tagami, R. F. Galbraith, et al.：“Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications”，In P. Van den haute, and F. De Corte, ed., *Advances in Fission-Track Geochronology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 99~112(1998).
- 13) 高島 勲，本多朔郎：“火山岩および変質岩の熱ルミネッセンス年代測定における問題点”，*地熱*, 22, p. 215~223(1985).
- 14) 高島 勲，本多朔郎，他：“八幡平葛根田—大松倉沢及び周辺地域の地熱活動史と熱水系—熱ルミネッセンス法による変質岩の年代測定の地熱探査への応用”，*日本地熱学会誌*, 9, p. 43~45(1987).
- 15) C. Falgueres, Y. Yokoyama, et al.：“Stability of some centres in quartz”，*Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 18, p. 115~161(1991).
- 16) N. Imai and K. Shimokawa：“ESR dating of the tephra Crystal Ash distributed in Shinshu, central Japan”，*Appl. Rad. Isot.*, 40, p. 1177~1180(1989).
- 17) 吉村尚久：“鉱物の変化から見た堆積盆の熱履歴評価”，*石油技術協会誌*, 59, p. 271~278(1994).
- 18) 吉村尚久（編）：“変質作用と粘土鉱物”，*地学団体研究会*, 293p. (2001).
- 19) B. Kübler：“Evaluation quantitative du mébitamorphisme par la cristallinité de l'illite”，*Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 2, p. 385~397(1968).
- 20) M. Tagiri：“A measurement of the graphitization degree by the X-ray powder diffractometer”，*岩石鉱物鉱床学会誌*, 76, p. 345~352(1981).
- 21) 原 英俊，久田健一郎，他：“イライト結晶度からみた関東山地秩父帯，四万十帯の古地温構造”，*地質学雑誌*, 104, p. 705~717(1998).
- 22) D. Duba and A. E. Williams-Jones：“The application of illite crystallinity, organic matter reflectance, and isotopic techniques to mineral exploration; a case study in southwestern Gaspé, Quebec”，*Econ. Geol.*, 78, p. 1350~1363(1983).
- 23) J. J. Sweeney and A. K. Burnham：“Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance on chemical kinetics”，*AAPG, Bull.*, 74, p. 1559~1570(1990).
- 24) A. Hood, C. Gutjahr, et al.：“Organic metamorphism and the generation of petroleum”，*AAPG, Bull.*, 59, p. 986~996(1975).
- 25) W. G. Dow：“Kerogen studies and geological interpretations”，*Jour. Geochem. Explor.*, 7, p. 79~99(1977).
- 26) 相原安津夫：“石炭鉱床形成の地球化学”，*岩波講座地球科学*14, 岩波書店，p. 68~82(1979).
- 27) H. C. Urey：“The thermodynamic properties of isotopic substances”，*Jour. Chem. Soc.*, p. 562~581(1947).
- 28) F. P. Sassi：“The petrologic and geologic significance of b_0 value of potassium white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the eastern Alps.”, *Tsch. Mineral. Petrol. Mitt.*, 18, p. 105~133(1972).
- 29) 原 英俊，木村克己：“流体包有物とイライト結晶度から復元される付加体の温度圧力履歴”，*月刊地球*, 号外, 32, p. 168~173(2001).

- 30) A. Sakaguchi : "Thermal maturity in the Shimanto accretionary prism, southwest Japan, with the thermal change of the subducting slab; fluid inclusion and vitrinite reflectance study", *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173, p. 61~74(1999).
- 31) 前田勝彦, 渡辺公一郎, 他 : "西九州, 有田一波佐見地域の金鉱化作用と粘土化作用のK-Ar年代", *資源地質*, 46, p. 25~31(1996).
- 32) 矢野雄作, 田中明子, 他 : "300万分の1日本列島地温勾配図", *地質調査所* (1999).
- 33) M. Bando, G. Bignall, et al. : "Petrography and uplift history of Quaternary Takidani Granodiorite, could it have hosted a supercritical(HDR)geothermal reservoir?", *Jour. Volcano. and Geotherm. Res.*, 120, p. 215~234(2003).
- 34) N. Hasebe, T. Tagami, et al. : "Evolution of the Shimanto accretionary complex; a fission track thermochronologic study", *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 273, p.121~136 (1993).
- 35) 山田隆二 : "フィッシュトラック法による北アルプス花崗岩類の冷却史解析", *月刊地球*, 21, p. 803~810(1999).
- 36) 東宮昭彦 : "マグマ溜まりが周辺地殻に与える熱的影響", *火山*, 45, p. 173~179(2000).
- 37) 梅田浩司, 小松 亮, 他 : "坑井データによる地下温度構造の推定", *サイクル機構技報*, no. 2, p. 29~36(1999).
- 38) 坂川幸洋, 梅田浩司, 他 : "熱移流を考慮した日本列島の熱流束分布と雲仙火山を対象とした熱・水連成シミュレーション", *原子力バックエンド研究* (2005) (投稿中) .
- 39) K. A. Farley : "(U-Th)/He dating, Techniques, calibration, and applications", In P. D. Porcelli, C. J. Ballentine, R. Wieler ed., *Noble Gas Geochemistry, Reviews in Mineral. and Geochem.*, 47, p. 819~843(2002).
- 40) K. A. Farley and D. F. Stockli : "(U-Th)/He dating of phosphates, apatite, monazite, and xenotime", In P. D. Porcelli, C. J. Ballentine, R. Wieler ed., *Noble Gas Geochemistry, Reviews in Mineral. and Geochem.*, 47, p. 559~577(2002).
- 41) A. C. Warnock, P. K. Zeitler, et al. : "An evaluation of low-temperature apatite (U-Th)/He thermochronometry", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, p. 5371~5377(1997).
- 42) 氏家良博, N. Sherwood, 他 : "多種マセラル蛍光変質測定法 (FAMM) とピトリナイト反射率の抑制", *石油技術協会誌*, 64, p. 258~267(1999).
- 43) Y. Ujiie : "Brightness of pollen as an indicator of thermal alteration by means of a computer-driven image processor, statistical thermal alteration index(stTAI)", *Organic Geochem.*, 32, p. 147~141 (2001).
- 44) T. M. Harrison : "Diffusion of ^{40}Ar in Hornblende", *Contrib. Min. Petrol.*, 78, p. 324~331(1981).
- 45) S. Nishimura and T. Mogi : "The interpretation of discordant ages of some granitic bodies", *日本地熱学会誌*, 8, p. 145~164(1986).
- 46) T. M. Harrison and I. McDougall : "Investigation of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand, (I). Thermal, chronological and isotopic constraints", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, p. 1985~2003(1980).
- 47) J. W. Purdy and E. Jäger : "K-Ar ages on rock forming minerals from the Central Alps", *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, 30, 31p.(1976).
- 48) T. M. Harrison and I. McDougall : "The thermal significance of potassium-feldspar K-Ar ages inferred from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum results", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 1811~1820(1982).
- 49) H. Yoshida, K. Aoki, et al. : "Overview of the stability and barrier functions of the granitic geosphere at Kamaishi Mine; relevance to radioactive waste disposal in Japan", *Engineering Geol.*, 56, p. 151~162(2000).
- 50) 松本哲一 : "K-Ar年代測定におけるカリウム定量法の改良", *地質調査所月報*, 40, p. 65~70(1989).
- 51) M. H. Dodson : "Theory of cooling ages", In E. Jäger and J. C. Hunziker ed., *Lectures in Isotope Geology*, Springer-Verlag, Heiderberg, p.194~202 (1979).
- 52) G. A. Wagner, G. M. Reimer, et al. : "Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating; the uplift and cooling history of the Central Alps", *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 30, p. 1~27(1977).
- 53) 中島 隆 : "ルビジウム-ストロンチウム法 (Rb-Sr法)", *地質学ハンドブック, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 朝倉書店*, p. 159~161(2001).
- 54) R. A. Wolf, K. A. Farley, et al. : "A sensitivity analysis of the apatite (U-Th)/He thermochronometer", *Chem. Geol.*, 148, p. 105~114(1998).
- 55) K. A. Farley, B. P. Kohn, et al. : "The effects of secular disequilibrium on (U-Th)/He systematics and dating of Quaternary volcanic zircon and apatite", *Earth Planet. Sci. Lett.*, 201, p. 117~125(2002).
- 56) R. S. Wernicke and H. J. Lippolt : "'He age discordance and release behavior of a double shell botryoidal hematite from the Schwarzwald, Germany", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, p. 421~429(1994).
- 57) T. A. Ehlers and K. A. Farley : "Apatite (U-Th)/He thermochronometry, methods and applications to problems in tectonic and surface processes", *Earth Planet. Sci. Lett.*, 206, p. 1~14(2003).
- 58) 山田国見, 田上高広, 他 : "中部九州豊肥火山地域における流紋岩体の精密K/Ar年代測定", *地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*, Q037-P008 (2002).
- 59) 山田国見, 田上高広, 他 : "国際標準試料と九州産流紋岩中ジルコンにおける(U-Th)/He年代の現状", *フィッシュ・トラック ニュースレター*, 16, p. 49~51(2003).
- 60) 田上高広 : "フィッシュ・トラック熱年代学", 月

- 刊地球, 11, p. 678~682(1989).
- 61) 檀原 徹, 岩野英樹, 他: “FT年代測定システムの自動化は可能か?”, フィッション・トラックニュースレター, 13, p. 33~35(2000).
 - 62) A. J. W. Gleadow and J. F. Lovering: “Thermal history of granitic rocks from western Victoria, A fission track dating study”, Jour. Geol. Soc. Aust., 25, p. 323~340(1978).
 - 63) D. A. Coyle and G. A. Wagner: “Positioning the titanite fission-track partial annealing zone”, Chem. Geol., 149, p. 117~125(1998).
 - 64) 田上高広, 長谷部徳子: “フィッショントラック法による付加体の熱年代学”, 地質ニュース, 502, p. 14~19(1996).
 - 65) 高島 勲: “熱ルミネッセンス年代測定”, 第四紀研究, 34, p. 209~220(1995).
 - 66) I. Takashima, Y. Mori, et al.: “Standardization of thermoluminescence dating of volcanic rocks”, Advance in ESR Application, 18, p. 177~179(2002).
 - 67) 島雄 隆, 高島 勲, 他: “火山岩の熱ルミネッセンス年代測定の精度検証”, 岩鉱, 94, p. 109~119(1999).
 - 68) 山縣武彦, 高島 勲, 他: “熱ルミネッセンス法による新期雲仙溶岩ドームの年代測定”, 火山, 49, p. 73~81(2004).
 - 69) 今村峯雄: “年代をはかる”, 日本規格協会, 93p.(1991).
 - 70) 豊田 新: “石英中の常磁性格子欠陥の熱安定性の研究によるESR年代測定の基礎の確立”, 地球化学, 32, p. 127~137(1998).
 - 71) S. Toyoda and M. Ikeya: “Thermal stabilities of paramagnetic defect and impurity centers in quartz, basis for ESR dating of thermal history”, Geochem. Jour., 25, p. 437~445(1991).
 - 72) 横山 正, 島田愛子, 他: “神津島流紋岩単成火山群のESR年代”, 火山, 49, p. 23~32(2004).
 - 73) K. Mizugaki: “ESR dating of quartz veins, cooling history of a hydothermal system”, Proceedings World Geothermal Congress, p. 1453~1458(2000).
 - 74) 笹田政克: “流体包有物による堆積岩の熱履歴の解析”, 月刊地球, 11, p. 657~660(1989).
 - 75) 佐脇貴幸: “流体包有物”, 岩石鉱物科学, 32, p. 23~41(2003).
 - 76) 石山大三: “流体包有物”, 資源環境地質学—地球史と環境汚染を読む—, 資源地質学会, p. 317~328(2003).
 - 77) 笹田政克: “流体包有物マイクロサーモメトリーの基礎(1)”, 地熱エネルギー, 13, p. 295~311(1988).
 - 78) 村松容一, 小松 亮: “岩手県葛根田地熱地域の浅部貯留層における地熱流体の変遷過程—流体包有物による研究—”, 岩鉱, 91, p. 145~161(1996).
 - 79) 石山大三, 野見山邦洋, 他: “岩手県宮古花崗岩体接触変成帯の上根市ドロマイトスカルンでのマグマ—炭酸塩岩の相互反応に伴う流体の特徴”, 資源地質, 48, p. 61~76(1998).
 - 80) E. Roedder: “Fluid Inclusions”, Reviews in Mineral., 12, 644p.(1984).
 - 81) 青柳宏一: “堆積岩中の自生鉱物を用いた古地温の解析法”, 石油技術協会誌, 44, p. 367~371(1979).
 - 82) 奥山(楠瀬)康子: “ Al_2SiO_5 鉱物の安定関係, とくに紅柱石—矽線石平衡の実験と熱力学をめぐる最近の議論”, 地質調査所月報, 46, p. 251~268(1995).
 - 83) 奥山(楠瀬)康子: “低圧型変成岩での Al_2SiO_5 鉱物(1)”, 地質ニュース, 503, p. 56~67(1996).
 - 84) M. Frey: “Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks” In M. Frey, ed., Low temperature metamorphism, Chapman and Hall, New York, p. 9~58 (1987).
 - 85) 原 英俊, 木村克己: “イライト結晶度測定における標準試料の提唱, 古地温度指標としての有効性”, 地質調査研究報告, 54, p. 239~250(2003).
 - 86) M. B. Underwood, M. Laughland, et al.: “A comparison among organic and inorganic indicators of diagenesis and low temperature metamorphism, Tertiary Shimanto Belt, Shikoku, Japan”, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 273, p. 45~62(1993).
 - 87) H. Tanabe and K. Kano: “Illite crystallinity study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan”, The Island Arc, 5, p. 56~68(1996).
 - 88) 田切美智雄: “グラファイトの岩石化学”, 月刊地球, 8, p. 39~45(1986).
 - 89) 高見美智夫, 西村祐二郎: “山口県東部の接触変成帯における炭質物の石墨化とK-Ar白雲母年代の若返り”, 地質学雑誌, 106, p. 151~160(2000).
 - 90) 坂野昇平: “造岩鉱物の非平衡組織と変成帯の温度圧力履歴”, 月刊地球, 18, 3, p. 141~145(1996).
 - 91) 中村大輔: “ザクロ石—黒雲母温度計について”, 岩鉱, 91, p. 165~176(1996).
 - 92) 鈴木徳行: “バイオマーカー炭化水素の立体異性化”, 月刊地球, 8, p. 45~53(1986).
 - 93) 大森孝絵: “四万十帯に記録された熱イベントからみた若い海洋プレートの沈み込み”, 月刊地球, 号外, 23, p. 169~177(1999).
 - 94) 鈴木徳行: “バイオマーカー地質温度計による堆積岩の古地温評価”, 堆積学会報告, 27, p. 29~40(1987).
 - 95) 相原安津夫: “有機堆積岩”, 日本の堆積岩, 岩波書店, p. 191~216(1987).
 - 96) M. F. Middleton: “Tectonic history from vitrinite reflectance”, Geophys. Jour. Roy. Astro. Soc., 68, p. 121~132(1982).
 - 97) International Committee for Coal Petrology: “International handbook of coal petrography, 2nd ed.” (1963).
 - 98) 宮地 悟, 横井研一: “石油関連物質中に含まれるバイオマーカーの安定炭素同位体比に関する研究”, 石油開発技術センター年報(平成9年度), p. 92~97(1998).
 - 99) S. Mizutani: “Kinetic aspects of diagenesis of silica in sediments”, Jour. EarthSci., Nagoya Univ., 15, p. 99~111(1967).

- 100) 井沢英二：“資源の探査”，地球の観測。岩波講座「地球惑星科学」，岩波書店，p. 291～323(1996)。
- 101) 井上厚行：“熱水変質作用”，資源環境地質学—地球史と環境汚染を読む—，資源地質学会，p. 195～202(2003)。
- 102) R. N. Clayton, J. R. Goldsmith, et al.：“Limits on the effect of pressure on isotopic fractionations”，*Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, p. 1197～1201(1975)。
- 103) D. E. Crowe：“Preservation of original hydrothermal $\delta^{34}\text{S}$ values in greenschist to upper amphibolite volcanogenic massive sulfide deposits”，*Geology*, 22, p. 873～876(1994)。
- 104) 酒井 均，松久幸敬：“安定同位体地球化学”，東京大学出版会，403p. (1996)。
- 105) 森下祐一：“同位体地質温度計（応用）”，資源環境地質学—地球史と環境汚染を読む—，資源地質学会，p. 293～298(2003)。
- 106) J. R. O'Neil, R. N. Clayton, et al.：“Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates”，*Jour. Chem. Physics*, 51, p. 5547～5558(1969)。
- 107) R. N. Clayton, J. R. O'Neil, et al.：“Oxygen isotope exchange between quartz and water”，*Jour. Geophys. Res.*, 77, p. 3057～3067(1972)。
- 108) R. N. Clayton, J. R. Goldsmith et al.：“Oxygen isotope fractionation in quartz, albite, anorthite and calcite”，*Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 725～733(1989)。
- 109) Y. Bottinga：“Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water”，*Jour. Phys. Chem.*, 72, p. 800～808(1968)。
- 110) T. Chako, T. Mayeda, et al.：“Oxygen and carbon isotope fractionations between CO_2 and calcite”，*Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, p. 2867～2882(1991)。
- 111) I. Friedman and J. R. O'Neil：“Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest”，In M. Fleischer *Data of Geochemistry*, Six Edition, ed., U. S. Geological Survey Professional Paper, 440-KK, U. S. Government Printing Office, Washington, 12p. and 49 fig. (1977)。
- 112) H. Ohmoto and R. O. Rye：“Isotope of sulfur and carbon”，In H. L. Barnes ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., John Wiley & Sons, p. 509～567(1979)。
- 113) 佐々木 昭：“同位体地質温度計”，鉱山地質，21, p. 42～57(1971)。
- 114) Y. Bottinga：“Carbon isotope fractionation between graphite, diamond and carbon dioxide”，*Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, p. 301～307(1969)。
- 115) 和田秀樹：“同位体地質温度計と超高温変成作用”，地学雑誌，108, p. 158～176(1999)。