ヒマラヤ衝突帯の温度圧力インバージョン

山口 は る か*

Pressure-temperature Inversion Paths Obtained from Garnet in the Himalayan Collision Belt

Haruka YAMAGUCHI *

Abstract

Prograde P-T paths were obtained by Gibbs method using zonings of garnet in the Annapurna area of central Nepal Himalaya. The results show different P-T paths in the uppermost and lower Lesser Himalayan Sequence (LHS), at the footwall of the Main Central Thrust (MCT). The uppermost LHS garnet shows paths with adiabatic compression ($\Delta P=90$ MPa, $\Delta T=7^{\circ}\text{C}$) followed by heating ($\Delta T=20^{\circ}\text{C}$), whereas the lower LHS garnet simply shows a sub-adiabatic compression ($\Delta P=350$ MPa, $\Delta T=70^{\circ}\text{C}$) path. Tectonically, adiabatic compression is supposed to correspond with subduction, and subsequent heating with thrusting along the MCT. Heating by the MCT faulting seems to have occurred in a narrow zone of approx. 100 m in thickness.

Key words : Himalaya, garnet, Gibbs method, P-T path

キーワード：ヒマラヤ、ザクロ石、ギブス法、温度-圧力経路

I. はじめに

ヒマラヤ衝突帯は、最も若く巨大な衝突帯として、数多くの変成岩研究が行われてきた。しかし80年代以降、国際プロジェクトにより地殻構造の理解が進み、かつ大規模な正断層群や超高压変成岩の発見など従来報告されてきた温度-圧力経路では説明のつかない大陸地殻の沈み込みや上昇過程が明らかとなるにつれて、近年、詳細な年代学と岩石学的手法による衝突過程の再検討が行われている。本編では、そうした試みの1つ、ザクロ石の累帯構造を用いた詳細な温度圧力推定について、その概要を紹介する。

II. 地質概説

ヒマラヤ衝突帯は、インド-オーストラリアプレートが北上して約45 Maにユーラシアプレートと衝突し、その後現在までもぐりこみが続いた結果形成された造山帯である。北縁は境界に沿って流れる川の名前にちなんでインダス=ツァンボ縫合帯 (Indus-Tsangpo Suture : ITS)、南縁は主前縁衝上断層 (Main Frontal Thrust : MFT) により定義され、西のパキスタンから東のビルマまで、東西距離約3000 kmに及び、約300 kmの南北幅をもつ(図1)。80年代から90年代にかけて、ヒマラヤ-チベット地域で行われたいくつかの国際共同研究では、インド亜大陸の上部地殻が縫合帯まで、下部地殻はラサまで、そしてリソスフェ

* 海洋研究開発機構地球内部変動研究センター

* Institute for Research on Earth Evolution, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

図 1 ヒマラヤ衝突帯の地質概要。

(a) ヒマラヤ衝突帯。(b) ヒマラヤの構造区分 (Gansser, 1964; LeFort, 1975; Barnicoat and Treloar, 1989; Windley, 1995 に加筆)。(c) アンナプルナ研究地域の地質図 (Colchen *et al.*, 1980 と Arita, 1983 に加筆)。温度-圧力経路を求めたザクロ石を含む泥質片岩試料の採取地点を星印で示した。(d) 断面図と変成分帯。

Fig. 1 Outline of Himalayan geology.

(a) Himalayan collision belt. (b) Tectonic map of the Himalayas (modified after Gansser, 1964; Le Fort, 1975; Barnicoat and Treloar, 1989; Windley, 1995). (c) Geological map of Annapurna study area (modified after Colchen *et al.*, 1980 and Arita, 1983). Stars show sampling localities of garnet bearing pelitic schists used for P-T calculation. (d) Metamorphic zonation and cross section of Annapurna study area.

アはチベット高原の中央付近まで沈み込んでいることが明らかにされた(Owens and Zandt, 1997)。

ヒマラヤ衝突帯は北から順に、テチス堆積物帯 (Tethyan Sediments: TS), 高ヒマラヤ結晶岩帯 (Greater Himalayan Sequence: GHS), 低ヒマラヤ堆積物帯 (Lesser Himalayan Sequence: LHS), シワリク堆積物帯 (Siwaliks Sediments: SS) と区分され、それぞれ南チベットデタッチメ

ント断層系 (South Tibetan Detachment System: STDS), 主中央衝上断層 (Main Central Thrust: MCT), 主境界衝上断層 (Main Boundary Thrust: MBT) と呼ばれる大衝上断層が境界をなし、北へ緩く傾斜した瓦状構造を示す (Allegre *et al.*, 1984)。これらの衝上断層群は、プレート境界の分岐断層と考えられており、活動時期は前縁ほど若く、現在は MBT の活動が最も活発である。

STDS は、Burg and Chen (1984) と Burg *et al.* (1984) が最初に報告し、Hodges *et al.* (1992) がヒマラヤ全域でほぼ同時に活動したと提唱した正断層群で、地殻短縮が進行している地域での伸張構造として、注目を浴びた(酒井, 1997)。例えば、エベレスト地域とマナスル地域では 22 Ma (Hodges *et al.*, 1992; Guillot *et al.*, 1994; Harrison *et al.*, 1995), アンナプルナ地域では 25–20 Ma (Vannay and Hodges, 1996), ザンスカー地域では 25–23 Ma (Vance *et al.*, 1998) などの活動年代が報告されており、その後 14–12 Ma にも活動したことがわかっている (Hodges *et al.*, 1996; Edwards and Harrison, 1997)。運動方向は、地域によりばらつきがあるが、おおむね断層と直交する北東–南西方向もしくは右横ずれが加わって東北東–西北西方向である。一方 MCT は、主に付近の変形岩の冷却年代より 22–14 Ma の活動年代が推定されており、その後も 9–6 Ma や 3–2 Ma などやはり数回活動したことが報告されている (Macfarlane, 1993; Harrison *et al.*, 1997; Catlos *et al.*, 2001; Johnson *et al.*, 2001; Takagi *et al.*, 2003; Catlos *et al.*, 2004 など)。運動方向は、北東–南西もしくは北北東–南南西方向によく揃うが、後期は方向がばらつく (Takagi *et al.*, 2003)。

テチス堆積物帯 (TS) は、その名の通り、主にカンブリアから白亜紀中期のテチス海堆積物より成る。ヒマラヤ高峰を構成するこの堆積物には、大量の優白色花崗岩が脈状もしくは岩体を成して貫入し、底部は弱い変成作用を被っている。アンナプルナデタッチメント断層 (ADF) を挟んで下位には、高変成度の岩石から成る高ヒマラヤ結晶岩帯 (GHS) が露出し、優白色花崗岩が MCT に近い底部側では衝上断層に伴って、デタッチメント断層に近い頂部側では脈状に貫入もしくは岩体を形成している。高変成度岩の原岩は、砂泥岩と石灰岩などの堆積岩である。MCT を挟んでさらに下位の低ヒマラヤ堆積物帯 (LHS) には、ゴンドワナ堆積物や浅海堆積物を含む先カンブリア後期から中新世前期の岩石が北の MCT 側のみ変成作用を被って分布する。これらの変成岩は、砂泥

岩や石灰岩などの堆積岩が主体で、いわゆるバロー型と呼ばれる中圧型の変成作用を被っており、眼球状片麻岩も貫入している。この眼球状片麻岩は、先に述べた優白色花崗岩とともに、0.738–0.750 といった高い Sr/Sr 初生値や、1.5–2.2 Ga の Sm/Nd 年代 (Searle *et al.*, 1997) や 450–500 Ma の U/Pb 年代 (Walker *et al.*, 1999) を示すことから、原岩は古い堆積岩で、繰り返し変成作用を被ったと推定されている。優白色花崗岩のヒマラヤ年代は 10–24 Ma で、全体的に北部側が若い (Harrison *et al.*, 1998)。成因については諸説あり、1) 衝上断層運動による摩擦熱や放射性元素の濃集や下盤からの脱水供給 (Le Fort, 1975; England *et al.*, 1992 など)、2) 変成作用の脱水によるソリダス降下 (Harrison *et al.*, 1998 など)、3) 正断層運動による減圧融解 (Harris and Massey, 1994; Vance *et al.*, 1998 など) などが想定されている。シワリク堆積物帯 (SS) は、ヒマラヤ山脈の上昇に伴って供給されたモラッセ堆積物から成る中新世から更新世前期の陸成層で、現在は MFT 沿いに南の現河川堆積物へ衝上している。さらなる地質は、酒井 (1987) や酒井 (1988) が詳しい。

アンナプルナ地域は、ヒマラヤ中央部に位置する (図 1)。主要面構造は北へ緩く傾斜し、岩相と変成度はほぼ平行であるが、西のカリ・ガンダキ沿いに比べ、東のマルシャンディ・コラ沿いでは、岩相が厚く、変成度は高めである (ガンダキとコラは「川」の意)。変成度は、GHS 中央部が最も高く、上位と下位に向かってそれぞれ下がる。モディ・コラ沿いでは、TS の底部が緑泥石帯、デタッチメントを挟んで下位の GHS は、下位に向かって黒雲母帯、ザクロ石帯、藍晶石帯の順にアイソグランドが確認でき、MCT を挟んで下位の LHS では、下位に向かって、ザクロ石帯、黒雲母帯、緑泥石帯が認められる。すなわち、MCT を挟んで GHS 下部から LHS にかけて、見かけ上連続的に、構造的上位ほど変成度が高い逆転温度構造が観察できる。泥質変成岩は主に、石英、斜長石、白雲母、緑泥石、緑簾石から成り、黒雲母帯では黒雲母、ザクロ石帯ではザクロ石、藍晶石帯では藍晶石がそれぞれ出現する。また、花崗岩の貫入

が多い部分ではカリ長石も含まれる。主要な面構造は、主に黒雲母や白雲母、緑泥石で構成され、高温部の褶曲が発達した部分とデタッチメント断層付近を除いて、ほぼ北北東-南南西もしくは北東-南西方向を示す。線構造は、雲母・藍晶石・緑簾石・斜長石・カリ長石・電気石の定向配列やマイクロブーディン構造により確認できる。これらの構造は、現在のインド亜大陸とユーラシア大陸の収束方向と調和的である (Brunel, 1986)。

アンナプルナ地域では、これまで多くの変成岩研究が行われてきた。TS の変成作用は底部に限定される (Schneider and Masch, 1993)。鉱物組織より、石灰岩中の黒雲母 (フログパイト) や角閃石 (トレモライト)、輝石 (ディオプサイド) の成長から広域的な累進変成作用が起きた後、緑簾石や角閃石などの含水鉱物への置換や方解石中の MgCO_3 成分の減少などの後退変成作用が最下部のみ進行したことが明らかにされた。後退時の温度は、方解石-ドロマイトのソルバス温度計より最下部で 530°C 、2.5 km 上位で 390°C と求められている。GHS と LHS の変成作用については、数多く研究例があるが、Le Fort (1986) や Pêcher and Le Fort (1986) で示された基本的な傾向は変わっていない。すなわち、GHS と LHS では経路が大きく異なり、前者では 700°C -0.8 GPa から 150°C -0.3 GPa 近く温度圧力下降するのに対し、後者では 550°C -0.5 GPa へ温度圧力上昇する。

ヒマラヤ変成岩研究の多くは、もっぱら MCT と STDS に挟まれた GHS の温度圧力条件の決定、そして温度-圧力構造の推定に集中している。しかしながら、得られた温度圧力条件の範囲は様々で、このことを詳細に検討した Kohn and Spear (2000) は、75-90%の研究試料が鉱物増減反応を伴う後退変成作用を被った可能性があることを示した。例えば、溶解したザクロ石縁部の組成データを用いた場合など、 $\Delta P=0.2-0.6$ GPa、 $\Delta T=100-300^\circ\text{C}$ に及ぶ温度圧力条件の過大評価が起こりうると試算している。このような後退変成作用は、GHS に比べ LHS での進行は少ないことが期待できるが、LHS の研究例は稀少である。さらに、多くの温度-圧力経路は、異なる試料の温

度圧力条件を結んで求められており、経路としての信頼性は低い。

これに対し、Kaneko (1995) は、GHS と LHS 双方のザクロ石と黒雲母包有物と基質の黒雲母の組成を用いて同一試料内の温度変化を求め、LHS 内で温度上昇に差があることを示した。すなわち、GHS では温度が $700-800^\circ\text{C}$ から 200°C 近く降下するのに対し、LHS では 400°C から 50°C ほど上昇し、LHS 最上部のみ 550°C から 100°C 近い温度上昇が起きたことを明らかにした。ただし、圧力経路については、一般に複数の鉱物組成を必要とするため、こうした包有物を利用した厳密な経路推定は困難である。

III. ザクロ石を含む泥質変成岩

ザクロ石は、広い温度圧力範囲で安定な鉱物であり、プレートの沈み込みから露出に至る温度-圧力経路の一部を、組成変化という形で記録・保存していることが期待できる。こうした経時変化は、中心部から縁部にかけてのほぼ同心円状の元素分布 (累帯構造という) として、マイクロプローブ (EPMA) による 2 次元組成像 (組成マップ) にて観測可能である。また、成長後の変化についても、例えば、化学反応により縁部が溶蝕したり、結晶内拡散が進行すると、累帯構造の断絶や不明瞭化・均一化などの形で確認することが可能である。また、包有物の配列などの微細組織と照合することで、変形運動との時空間関係も特定できる。

本研究では、このようにザクロ石に記録されたヒマラヤの衝突過程を明らかにすることを目的として、中央ネパール・アンナプルナ地域 80 km $\times$ 50 km においてザクロ石を含む泥質変成岩を採取し、およそ 300 試料について薄片を作成した。そして、鏡下観察を行ってザクロ石の微細組織を観察すると共に、EPMA を用いて 134 粒のザクロ石について 4 元素 (Fe, Mn, Mg, Ca) の 2 次元分析を行い、成長・拡散過程の観察や微細組織との照合を行った後に線分析にて組成変化を定量測定した。EPMA 分析には、東京大学の JEOL 製 JXA-8900L を使用し、照射電流、加速電圧およびプローブ径はそれぞれ 12 nA, 15 kV, 2-3 μm で

測定した。また、データ補正には、Bence and Albee (1968) を用いた。

その結果、MCT に対し泥質変成岩中のザクロ石の組成累帯構造と微細組織が系統的に空間変化することが明らかとなった。すなわち、MCT 上盤である GHS と MCT 直下である LHS 最上部、そして MCT 下盤で、ザクロ石の温度-圧力-変形パターンが異なることがわかった。以下に、各部位の特徴を記す。図 2 には、LHS 最上部 2 試料と LHS1 試料の組成マップと線分析結果を示した。組成マップは、元素濃度を明度に換算して表示しており、白く明るいほど濃度が高いことを示す。また、アルファベットは各データの位置対応を示し、その順序はザクロ石粒子の中心から縁部への時間経過を表す。図 2 に示した試料の位置は、図 1 に星印で示してあり、試料名冒頭の文字列 Kali と Modi はそれぞれカリ・ガンダキとモディ・コラ沿いの試料であることを示す。

1) GHS

GHS は大きく 3 つ、下部のミグマタイト的な砂泥質片麻岩と中部の石灰砂質片麻岩と上部の砂泥質片麻岩に分けられる。下部では数 m オーダーの衝上断層に伴って、そして中部と上部では数 cm ~ km オーダーの脈状もしくは岩体状に優白色花崗岩が貫入している。ザクロ石は、GHS 最下部から上部の砂泥質片麻岩の最下部まで出現する。ザクロ石を含む泥質変成岩の主な鉱物組み合わせは、石英 + 斜長石 + 白雲母 + 黒雲母 + ザクロ石 ± カリ長石 ± 緑泥石 ± 緑簾石 ± 藍晶石で、少量のルチル、アパタイト、電気石やジルコンを含み、石灰岩付近ではスフェーンも含む。白雲母はポイキロプラスティックで石英などに置換されており、緑泥石はザクロ石の割れ目や黒雲母の一部を置換している。

GHS のザクロ石の粒径は、下部のミグマタイトや花崗岩の近傍そして褶曲が著しく発達した試料で見られる数センチに達するものを除けば、一般に 1.5 mm 以下で、0.5 mm 前後と小さい。ザクロ石の中心から縁部にかけて、組成はほとんど変化せず、最縁部のみ Mn 成分が増加 ($\Delta XMn=0.04$) する。ここで、 XMn はザクロ石の端成分の

モル分率を示し、 $Mn/(Fe+Mn+Mg+Ca)$ と定義し、 XFe , XMn , XCa も同様に定義する。一方、Mg 成分は最縁部で減少 ($\Delta XMg=0.03$) し、Fe は増加する ($\Delta XMg=0.03$)。ザクロ石は、半自形または不規則な外形を呈するものが多く、小さな粒子が数珠状に連なったり、大きな粒子が一部欠けたりしているが、それら不規則な外形や包有物の周縁に沿って上記の組成変化が起きている。他にも、基質の黒雲母との接触面で著しい Mg 急減や Mn 急増が、基質の斜長石でもザクロ石との接触面付近で Ca 急増がしばしば観察できる。ザクロ石に含まれる包有物は、石英 ± 黒雲母 ± 緑泥石 ± 白雲母 ± 斜長石 ± 緑簾石で、中心部から縁部にかけての系統的な鉱物組み合わせの変化は、特に認められない。

2) LHS 最上部

カリ・ガンダキとモディ・コラ沿いのみで確認できた泥質片岩から成る剪断帯で、モディ・コラ沿いにおける厚さは 100 m 程度である。Kaneko (1995) の急激な温度上昇を示す部分に対応すると考えられる。構造的な下位の泥質片岩と比較して粗粒で、一見片麻岩に類似し、S-C 構造など複合面構造が著しく発達している。鉱物組み合わせは、石英 + 斜長石 + 黒雲母 + 白雲母 + 緑泥石 + ザクロ石 ± 緑簾石で、少量のクロリトイド、ゾイサイト、ルチル、イルメナイト、アパタイト、電気石やジルコンを含む。1) と同様、白雲母はポイキロプラスティックで石英などに置換されており、緑泥石はザクロ石や黒雲母を置換している。緑簾石は基質とザクロ石の包有物として存在するが、どちらにおいても組成はほとんど変わらず、中心部にアラナイトを含み、縁部はクリノゾイサイトから成る。

図 2 の左列と中央列が LHS 最上部のザクロ石のデータである。ザクロ石の粒径は 0.5 mm 以下が少なく、大きな粒子では 3 mm に達する。組成マップを見ると、1) と同じく中心から縁部にかけて Mn 成分が連続的に減少する ($\Delta XMn=0.06$) が、最縁部 (図 2 左列と中央列の C に相当) で急増 ($\Delta XMn=0.04$) する特徴をもつ。Mg 成分は、これに逆相関して中心から縁部にかけて連続的に

図 2 アンナプルナ研究地域のザクロ石解析結果。

LHS 最上部の Kali46 (左列) と Modi214 (中央列), および LHS の Modi13 (右列) の X 線組成マップ (上段), 線分析結果 (中段) と温度-圧力経路 (下段)。組成マップは, ザクロ石中の元素濃度に対応して明度が変化し, 白は濃度が高く, 黒は低いことを示す。Kali46 と Modi214 の中心から縁部へ, スノーボール構造を含む内殻 (A), 包有物が配列しない外殻 (B), 非対称な遮断の後に再成長した最外縁部 (C) が観察できる。非対称な遮断は, 微小剪断帯や最大応力方向で起きている (白矢印)。Kali46 の最外縁部 (左上 C) に比べ Modi214 の最外縁部 (中央上 C) は幅が狭い。Modi13 は, 中心 (A) から縁部 (B) へかけ剪断変形を受けながら成長し, その後再度剪断変形 (白矢印) を受け, 縁部の一部が欠けた。

Fig. 2 Representative garnet grains in the Annapurna study area.

X-ray maps (top), chemical composition profiles (middle), and calculated P-T paths (bottom) of Kali46 (left) and Modi214 (middle) from LHS top and right is Modi13 (right) from LHS. The map images are optimized to show the zoning in the garnet, and limit colors of black and white represent low and high intensities of the elements. Inner core with snowball structure (A), outer core with non-arranged inclusion (B), outermost rim overgrown after asymmetric truncation (C) are observed from core to rim in Kali46 and Modi214. Asymmetric truncation occurs parallel to the shear plane (white arrow). Outermost rim (C) is narrower in Modi214 (above middle) than in Kali46 (above left). Modi13 shows synkinematic growth from core (A) to rim (B), and truncation at the rim indicates shear deformation after growth (white arrow).

増加 ($\Delta \text{XMg}=0.04$) し, 最縁部で急減 ($\Delta \text{XMg}=0.02$) する。この最縁部の厚さは試料によりまちまちで, 例えば, 図 2 左上の Kali46 は $100 \mu\text{m}$

近い (最も縁の白色部分) が, 図 2 中央上の Modi214 では $20 \mu\text{m}$ 程度で, 変化量も少ない。ザクロ石の外形は, 半自形の丸みを帯びたものが

ほとんどで、特異な組織として、内殻と外殻で累帯構造や組織が変化する複合組織が観察できた。例えば、内殻（図2左列と中央列のAに相当）では包有物が多く、スノーボール構造と呼ばれるS字を描くように配列することがあるのに対し、外殻（図2左列と中央列のBに相当）では包有物が乏しく配列しない。そうした粒子では、FeとCa成分はMnやMg成分とは関係なく変化し、内殻で無変化もしくはFe減少とCa増加（ $\Delta X_{Fe} = \Delta X_{Ca} = 0.5$ ）、外殻でFe増加とCa減少（ $\Delta X_{Fe} = \Delta X_{Ca} = 0.4$ ）が見られ、最縁部では相関が見られずFeとCa成分は共に微減する（ $\Delta X_{Fe} = \Delta X_{Ca} = 0.01$ ）。内殻から外殻への変化にはばらつきがあり、Kali46では連続的に組成が変化するが、Modi214では不連続で、内殻と外殻の境界はCa成分の激減（図2中央上のAとBの間の濃灰色）で特徴づけられ、不規則な外形をとる。複合組織を示さないものについては、MnとMg成分は同様の傾向を示すが、FeとCaはほとんど変化しないか、もしくはCaの累帯構造に網目状の欠損など不規則に乱された様子が観察され、最縁部のみFe増加とCa減少（ $\Delta X_{Fe} = \Delta X_{Ca} = 0.01$ ）が認められる。包有物のS字状配列は、黒雲母や白雲母の伸長やマイクロブーディン構造で示される北東-南西方向の線構造と平行な断面でのみ確認できた。包有物の配列が示す剪断センスは、上盤が南西への衝上を示す。

内殻と外殻から成る正累帯部分と最縁部のMn急増部の間には明確な組成ギャップが認められる。この不連続組織には異方性があり、主剪断面と平行、もしくはそれに取れんする微小剪断帯と平行に、すなわち剪断変形が顕著な方向で、外殻の累帯構造が遮断されている。一方、最外縁部は遮断方向と関係なくおよそ全方面に成長している（図2左上）。こうした組成ギャップは、斜長石の一部においても認められた。斜長石の累帯構造は、縁部に向かってアノーサイト成分が増加し、シャープな面を境に激減した後、再度粒界へ向けて増加する。このシャープな面もまた、主剪断面に取れんする微小剪断帯と平行である。

ザクロ石に含まれる包有物は、石英+緑泥石+

緑簾石±斜長石±黒雲母±白雲母±ルチル±イルメナイト±アパタイトで、中心部から縁部にかけて石英、緑泥石、緑簾石、斜長石、黒雲母、白雲母が内殻と外殻のいずれでも確認できるほか、緑簾石の多い試料では、ルチルは内殻と外殻のいずれでも確認できたが、イルメナイトは内核でのみ確認できた。最縁部については、非常に薄いため、包有物は確認できなかった。

3) LHS

LHSは大きく2つ、下部のクンチャ砂岩と呼ばれる砂質片岩と上部の泥質片岩に分けられ、両者の間付近には眼球状片麻岩が貫入し、それぞれ薄い珪質砂岩層を数枚挟み、泥質片岩には厚い石灰質片岩層が挟まっている。ザクロ石は、砂質片岩最上部より上位に出現する。ザクロ石を含む泥質変成岩の主な鉱物組み合わせは、石英+斜長石+緑泥石+白雲母+黒雲母+ザクロ石±緑簾石で、少量のルチルやイルメナイト、スフェーン、アパタイト、電気石やジルコンを含む。

ザクロ石の粒径は大きいものでも1.5 mm以下で、組成マップを見ると、外形は自形から半自形であるのに対し、やや丸みを帯びた強い累帯構造を示す（図2右上）。中心（A）から縁部（B）にかけてMn成分が減少（ $\Delta X_{Mn} = 0.3$ ）する正累帯構造が見られた。Fe成分（ $\Delta X_{Fe} = 0.3$ ）が逆相関して縁部にかけて増加し、Ca成分は変化なく、Mg成分は縁部でわずかに増加する。石灰質片岩に挟まれた一部の泥質片岩とマルシャンディ・コラやマディ・コラ沿いでは、ザクロ石の累帯構造は同様の傾向を示すものの、組成変化は小さい（ $\Delta X_{Mn} = 0.05$, $\Delta X_{Fe} = 0.05$ ）。ザクロ石に含まれる包有物は、石英+緑泥石+方解石±斜長石±黒雲母±白雲母±緑簾石±イルメナイト±アパタイトで、中心部から縁部にかけて鉱物組み合わせは特に変化しない。

ザクロ石には、微粒で不規則な形の包有物がふんだんに含まれ、中には包有物がS字状に配列するスノーボール構造を含むものがある。中心から縁部へ断続的に配列する包有物の描く弧は同心円状の組成累帯構造と若干斜交する。この構造は、モディ・コラ沿いではMCT下約3 kmの部分に集

中して分布する。S 字状配列から推定される剪断センスは、上盤が南西に向かう衝上運動を示す。

ザクロ石の累帯構造の最縁部に、組成マップにて、直線的な断絶を認めた。例えば、一方の縁部では $X_{Fe}=0.70$ まで増加するのに、累帯構造が直線的に遮断された縁部では $X_{Fe}=0.58$ までしか増加しない。この遮断部分と接する基質には、白雲母と黒雲母、緑泥石など板状鉱物が面に対して平行に配列し、微小剪断帯を形成している。この微小剪断帯は、主剪断面に対し 15–30 度傾斜したのち収れんし (図 2 右上白矢印)、その剪断センスは上盤が南西～南に向かう衝上運動を示す。同じく衝上センスを示すザクロ石周囲のプレッシャーシャドウは、粗粒な石英と緑泥石から構成される。

IV. ザクロ石の温度-圧力経路

以上より、本研究地域には大きく 3 つの組成変化とそれに対応した組織変化が明らかとなった。そこで、これらの組成変化と対応する温度-圧力経路を見積もることを目的として、ギブス法 (Spear and Selverstone, 1983) を適用した。

この手法を適用するにあたり、GHS のザクロ石は粒径が小さく、外形や包有物を縁取るような Mn の累帯構造を示すことから、また、基質の黒雲母や斜長石との接触面付近での組成変化から、拡散の影響が著しく、成長時の組成変化は残していないと考えられるので、温度-圧力経路見積もり計算を行う対象から除外した。一方、LHS 最上部と LHS について、ザクロ石の包有物と取り囲む基質の鉱物組み合わせを調べ、ザクロ石の組成変化のみを用いて温度-圧力計算ができるよう、自由度が 2～3 を満たし、さらに、粒径が 1 mm 以上と大きく、包有物をふんだんに含む試料を選択した。ギブス法では自由度と同じ数だけ指標鉱物組成を毎ループ計算で用いるので、ここではザクロ石の 4 端成分以外の鉱物の組成を指標として利用しないで済む、すなわち完全に同時性が保証できる組成セットを指標に使うことが可能な試料を選択した。その結果、図 1 と図 2 に示した LHS 最上部の 2 試料 (Kali46 と Modi214) と LHS の 1 試料 (Modi13) を選定した。

LHS 最上部の Kali46 (図 2 左列) では、自形面が明瞭で成長時の累帯構造を保存していると考えられる。最縁部で Mn 成分が急増することについては、組成マップより不連続な変化であることが明らかであり、また、異方的な外殻の遮断に対し等方的に最縁部が被覆することより、最縁部は再成長時のもので、GHS のような拡散によるものではない、と考えた。一方、同じく LHS 最上部の Modi214 (図 2 中央列) は、Ca 成分では内殻と外殻の境界が鮮明であるのに他 3 成分では曖昧なことから、内殻については成長時の累帯構造を保存しているかどうか疑わしいが、同一粒子の外殻で組成勾配の変化が各成分同時に起きるので、拡散により乱されることなく成長時の累帯構造を保存していると考えた。LHS の Modi13 (図 2 右列) についても、自形面は明確に認められないものの、元素分布の変化時期が各成分でよく合致し、同様に選出した。

表 1 に、計算に用いた諸条件である、各試料の鉱物組み合わせと想定した系と相、自由度、指標成分、初期温度圧力条件を示した。Kali4 は、 K_2O - CaO - FeO - Na_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O の 8 成分系と、石英+斜長石+黒雲母+白雲母+緑泥石+ザクロ石+緑簾石+流体 (水) の 8 相、Modi214 と Modi13 は、 TiO_2 - K_2O - CaO - FeO - Na_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O の 9 成分系と、石英+斜長石+黒雲母+白雲母+緑泥石+ザクロ石+イルメナイト+ルチル+流体 (水) の 9 相で近似した。前者と後 2 者の成分系が異なるのは、前者は緑簾石を含むのに対し、後者は含まないためであり、また指標となる成分を揃えるためである。Kali46 は白雲母、Modi214 は斜長石、Modi13 はルチルの包有物が観測できなかったが、白雲母は試料表面に出ておらず、測定して確認はできないが微粒な包有物として光学的に確認できたため、後 2 者は基質にふんだんに存在するため、このように近似した。自由度は 2 であるので、ここではザクロ石の Mg 成分と Ca 成分であるパイロープとグロッシュラーを指標端成分とした。今回は Mn を成分系から除いたが、Mn の含有量および変化量は無視できないほど大きいので、1 ループごとにザクロ石の化

表 1 ギブス法を用いた計算に使用した初期条件.

初期温度圧力条件は, Hodges and Spear (1982) のザクロ石-黒雲母地質温度計と Hoisch (1990) のザクロ石-斜長石-白雲母-黒雲母地質圧力計を使用して求めた.

Table 1 Model parameters for Gibbs method calculation applied to samples studied.
Initial P-T conditions were calculated using garnet-biotite geothermometer of Hodges and Spear (1982) and garnet-plagioclase-muscovite-biotite geobarometer of Hoisch (1990).

Sample	Model System	Model Assemblage	Inclusion Assemblage	variance	Monitors	Initial T-P
Kali46	KCFNMASH (8)	qtz+pl+bt+ms+chl+grt+czo+V (8)	qtz+pl+bt+chl+czo	2	ΔX_{prp} , ΔX_{grs} , (ΔX_{sps})	T=600°C P=900 MPa
Modi214	TiKCFNMASH (9)	qtz+pl+bt+ms+chl+grt+il+rt+V (9)	qtz+bt+ms+chl+il+rt	2	ΔX_{prp} , ΔX_{grs} , (ΔX_{sps})	T=620°C P=1000 MPa
Modi13	TiKCFNMASH (9)	qtz+pl+bt+ms+chl+grt+il+rt+V (9)	qtz+pl+bt+ms+chl+il	2	ΔX_{prp} , ΔX_{grs} , (ΔX_{sps})	T=500°C P=700 MPa

Model System : Ti=TiO₂, K=K₂O, C=CaO, F=FeO, N=Na₂O, M=MgO, A=Al₂O₃, S=SiO₂, H=H₂O

Assemblage : qtz=quartz, pl=plagioclase, bt=biotite, ms=muscovite, chl=chlorite, grt=garnet, czo=clinozoisite, il=ilmenite, rt=rutile, V=vapor

Monitors : prp=pyrope, grs=grossular (sps=spessartine ; excluding from the total composition)

学量論計算を行う部分から Mn 変化分を差し引き、ザクロ石内の濃度変化を薄める形で、その影響を考慮した。LHS 最上部のザクロ石の最縁部は、内殻・外殻に対し明らかに不連続に成長したものと考えられるが、その不連続面は剪断変形によるものと推定され、さらにザクロ石内部と外部で鉱物組み合わせは同じなので、この部分の成長時においても反応は同等だったと仮定して計算を行った。

次に、各鉱物の端成分とその独立な化学反応式を決定した (表 2)。また、計算に用いる初期の温度圧力条件を、同一薄片内のザクロ石の縁部と接する基質の黒雲母、白雲母、斜長石、緑泥石の縁部の組成を用いて求めた。このとき、後退変成による影響を除くため、各成分が拡散の影響を被っていないことを組成マップで確認した。また、ザクロ石はしばしば縁部が欠けており、基質との接触部分の組成が著しく変化するため、ザクロ石の特定の組成と平衡関係にある各種鉱物の組成を選択して温度圧力条件の初期値を決定した。そして、計算に用いるザクロ石の組成のうち、上記で特定した組成に最も近い部分を起点とし、そこから中心と縁部へ向かってそれぞれ計算を行った。Hodges and Spear (1982) のザクロ石-黒雲母地質温度計と Hoisch (1990) のザクロ石-斜長石-白雲母-黒雲母地質圧力計を用いて、Kali46,

Modi214, Modi13 の初期の温度圧力条件を 600 °C-900 MPa, 620°C-1000 MPa, 500°C-700 MPa と求めた。

計算は、Microsoft 社の Excel に付属する VBA プログラムを利用して行った。鉱物の端成分の分子式や、エントロピー、体積、比熱の計算には Holland and Powell (1998) の熱力学データセットを使用し、フガシティの計算式は Holland and Powell (1990) を参照した。

図 2 の下段に、計算結果を示した。矢印は時間経過を示し、Kali46 (左) と Modi214 (中央) は A が内殻、B が外殻、C が最縁部、Modi13 (右) は A が中心、B が縁部に対応する。最縁部は反応を仮定して計算を行ったので、矢印を点線で示した。

その結果、LHS 最上部と LHS では、双方とも MCT の下盤を構成するにも関わらず、ザクロ石が成長した温度-圧力範囲も異なれば、温度-圧力経路も異なることがわかった。LHS 最上部の Kali46 は、内殻 (A) が成長時に断熱的に圧力上昇 ($\Delta P=90$ MPa, $\Delta T=7^\circ\text{C}$) し、さらに外殻 (B) で圧力上昇しながら温度が上昇し ($\Delta P=70$ MPa, $\Delta T=20^\circ\text{C}$)、最外縁部 (C) では著しい温度圧力降下 ($\Delta P=-170$ MPa, $\Delta T=-25^\circ\text{C}$) が起きたことがわかった。一方、同じく LHS 最上部の Modi214

表 2 温度-圧力計算に用いた独立な反応式。

Table 2 Independent reaction sets used for P-T calculations.

Kali46 (uppermost LHS)
1) $3\text{daph} + 8\text{an} + 2\text{qtz} = 5\text{alm} + 4\text{czo} + 10\text{H}_2\text{O}$
2) $4\text{czo} + \text{qtz} = 5\text{an} + \text{grs}$
3) $\text{ms} + 3\text{daph} + 3\text{qtz} = \text{ann} + 4\text{alm} + 12\text{H}_2\text{O}$
4) $2\text{pa} + 3\text{daph} + 6\text{qtz} = 2\text{ab} + 5\text{alm} + 14\text{H}_2\text{O}$
5) $5\text{ann} + 3\text{clin} = 5\text{phl} + 3\text{daph}$
6) $5\text{alm} + 3\text{clin} = 5\text{prp} + 3\text{daph}$
Modi214 (uppermost LHS), Modi13 (LHS)
1) $\text{ab} + \text{H}_2\text{O} + 3\text{rt} + \text{alm} = \text{pa} + 3\text{qtz} + 3\text{il}$
2) $3\text{an} + 3\text{qtz} + 6\text{il} = 6\text{rt} + 2\text{alm} + \text{grs}$
3) $12\text{H}_2\text{O} + 6\text{il} + 5\text{prp} = 3\text{clin} + 6\text{rt} + 2\text{alm}$
4) $12\text{H}_2\text{O} + 6\text{il} + 3\text{alm} = 3\text{daph} + 6\text{rt}$
5) $\text{phl} + 6\text{rt} + 2\text{alm} = \text{ms} + 3\text{qtz} + 6\text{il} + \text{prp}$
6) $\text{ann} + 6\text{rt} + \text{alm} = \text{ms} + 3\text{qtz} + 6\text{il}$
qtz = quartz, an = anorthite, ab = albite, ann = annite, phl = phlogopite, ms = muscovite, pa = paragonite, daph = daphnite, clin = clinochlore, alm = almandine, prp = pyrope, grs = grossular, czo = clinozoisite, il = ilmenite, rt = rutile

は、拡散が疑わしい内殻 (A) は特定の変化傾向をもたず、ある範囲に集中した後に温度上昇 ($\Delta T = 25^\circ\text{C}$) し、外殻 (B) 成長時には圧力減少しながら温度が上昇し ($\Delta P = -140\text{MPa}$, $\Delta T = 15^\circ\text{C}$)、最縁部ではわずかに圧力上昇した ($\Delta P = 20\text{MPa}$)。LHS のザクロ石は、LHS 最上部とは全く異なる温度-圧力経路を経ており、断熱的な圧力上昇 ($\Delta P = 350\text{MPa}$, $\Delta T = 70^\circ\text{C}$) を示した。

LHS 最上部の内殻は、Modi214 では拡散の影響があり不明瞭だが、Kali で明瞭な断熱加圧 ($\Delta P/\Delta T > 12\text{MPa}/^\circ\text{C}$) を示した。同じく LHS 最上部の外殻については、異なるセクションにも関わらず、温度上昇の値がほぼ一致した。しかし、このときの圧力は Kali46 では上昇しているのに対し、Modi214 では降下している。微細組織との対応を見ると、スノーボール構造を含む内核と断熱加圧、包有物の配列が不規則な外殻と昇温が対応することがわかった。一方、LHS でも温度圧力上昇はスノーボール構造と対応しており、その勾配は $\Delta P/\Delta T = 5\text{MPa}/^\circ\text{C}$ とやや断熱的である。温度圧力条件と一緒に求められた他の鉱物の組成の

縁部の組成は、基質において実測した組成値とほぼ同じであったが、例えば Modi13 の緑泥石と黒雲母、Modi214 の白雲母では、 $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ や $\text{K}/(\text{K} + \text{Na})$ が 0.1 ほど低い値を示した。また、Kali46 では、ザクロ石の外殻から最縁部と対応する斜長石の端成分アノーサイトの計算値 ($\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na})$) が 0.3 から遮断部で 0.2 に減少した後 0.35 まで上昇するのに対し、基質の斜長石の実測値は、遮断部で 0.3 から 0.2 まで減少した後 0.25 まで上昇するなど、累帯構造についても非常によく一致した。

V. 議論とまとめ

ヒマラヤにおいて、ギブス法を用いて温度-圧力経路を求めた例は、他に 5 編ある (ガーワル地域: Hodges and Silverberg, 1988; エベレスト地域: Hubbard, 1989; Hodges *et al.*, 1993; アンナプルナ-マナスル地域: Kohn *et al.*, 2001; Catlos *et al.*, 2001)。このうち、Kohn *et al.* (2001) と Catlos *et al.* (2001) を除く 3 編は、GHS のザクロ石を対象に用いている。しかしながら、前述の

ように、GHSは高温の変成作用を被っており、拡散が進行した可能性は極めて高い。例えば、Hodges and Silverberg (1988) は、ザクロ石がカリ長石の代わりに白雲母を含むことや包有物を沢山含むことから急成長したとし、Hodges *et al.* (1993) では、ザクロ石の黒雲母包有物とザクロ石の境界を挟んでMg/Feが勾配をもたないことから拡散による再平衡が起きなかったとしているが、線分析結果を見るといずれも粒径が小さく(0.4 mm 前後)、650℃を越える温度条件下で拡散しなかったことは考えにくい。また、上記の研究例は全て4ないし5の自由度をもち、ザクロ石とその包有物(例えば斜長石や黒雲母)の組成を計算に使用している。しかし、離れた鉱物の成分間の同時性や平衡関係は不明であるので、得られた経路の信頼性は低いと考えられる。ただ、Kohn *et al.* (2001) と Catlos *et al.* (2001) がアンナプルナ地域東端のマルシャンディ・コラ流域とすぐ東隣のマナスル地域のダロンディ・コラ流域で見積もった温度圧力条件は、やや断熱性に欠けるものの、今回の結果と非常によく似ている(図3灰色矢印)。彼らの試料は、Modi13相当層とその下位で採取したものであるが、温度は全体にModi13より高めである。このことは、これらの地域の変成度がやや高め、すなわち、ザクロ石帯の他に藍晶石帯も出現することと調和的である。

本研究の結果、LHS最上部とLHSは異なる温度圧力条件を被り、異なる経路を辿ったことがわかった。このことは、両者が別の岩体であることを示唆し、間に断層の存在が推測できる。しかしながら、両泥質片岩層の間には1 kmほどの厚い石灰岩層が挟まっているが、明瞭な境界は発見できなかった。この石灰岩層は、LHS最上部を確認できなかったマルシャンディ・コラ沿いにおいても存在を確認しており、同流域にもLHS最上部を認定できる可能性は高い。事実、Kohn *et al.* (2001) に図示された組成マップは本研究のLHS最上部と酷似している。著者はさらに、本研究地域の200 km東方のカトマンズ地域においても内殻と外殻から成る、LHS最上部タイプのザクロ石を確認しており、断熱的な圧力上昇から温度上昇

図3 ヒマラヤ衝突帯の温度-圧力経路。

Catlos *et al.* (2001) (灰色の矢印) のギブス法の計算結果は、本研究(折れ線)の結果のほぼ中間の温度圧力範囲に位置する。断熱的な圧力上昇の後に温度上昇がある経路はほぼ同じである。Kaneko *et al.* (2003) の北西ヒマラヤの超高压変成作用と後進変成作用を四角で示した。

Fig. 3 Representative P-T paths in the Himalayas. Results using the Gibbs method by Catlos *et al.* (2001) (gray arrows) are plotted at the intermediate P-T condition in this study (solid arrows). Both show a similar path with adiabatic compression followed by heating. Retrograde path with gray boxes are P-T path of UHP rocks in the NW Himalaya (Kaneko *et al.*, 2003).

に転じる温度-圧力経路を求めている(投稿準備中)。このことは、このタイプのザクロ石がMCTの運動に深く関係したことを示唆すると考えられる。では、この厚さ100 mほどのLHS最上部は他の部分と何が一体違うのだろうか。ザクロ石を

見ると、LHS との大きな違いは外殻の存在にある。Kali46 と Modi214 (LHS 最上部) の内殻および Modi13 (LHS) はスノーボール構造を内包して剪断変形を被って成長したことが明らかであり、縁部は、Kali46 や Modi214 では組成の遮断、Modi13 では組成の断絶が観測でき、剪断変形によるザクロ石の溶蝕が起きたことが予想される。つまり、異なる 2 段階の剪断変形運動が推測される。一方、LHS 最上部ではこの 2 段階の変形運動の間に外殻の成長が観察でき、温度上昇を記録する一方、圧力は Kali46 では上昇し、Modi214 では降下する。この温度上昇は、LHS 最上部のみ片麻岩に似て結晶度が高いことや、まれにフィブrolait も観察できる事実と調和的であり、MCT 運動の結果であることが予想される。この結果はこれまで提唱された、MCT の運動に関する 2 つの熱モデル、すなわち断層運動による摩擦熱で説明する Shear heating モデル (Arita, 1983 など) と上盤からの被覆熱を成因とする hot-iron モデル (Le Fort, 1975; Kaneko, 1995 など) のどちらの可能性も否定できない。ただし、これまでに両モデルなどで示唆されてきたように、その熱は数 km に及ぶ LHS の逆転温度構造の形成に貢献した可能性は低く、LHS 最上部にあたる厚さ 100 m ほどの岩体に熱を与えたに過ぎないようである。また、圧力の上昇は MCT の運動による上載圧の上昇、降下は上盤にひきずられ共に上昇したことによると推測できる。Kali46 では、内殻と外殻で温度-圧力勾配が異なるが、これは沈み込みと MCT の運動という別イベント起源であることに由来すると考えられる。沈み込み時の温度-圧力勾配は、LHS 最上部の Kali46 は $\Delta P/\Delta T > 12 \text{ MPa}/^\circ\text{C}$ 、下位の Modi13 は $\Delta P/\Delta T = 5 \text{ MPa}/^\circ\text{C}$ で、島弧-海洋型沈み込み帯の三波川変成帯の温度-圧力勾配の $4\text{--}5 \text{ MPa}/^\circ\text{C}$ (Inui and Toriumi, 2002) や $> 7.1 \text{ MPa}/^\circ\text{C}$ (Aoya *et al.*, 2003) に近い値を示した。Aoya *et al.* (2003) は、沈み込み帯において、このような同一の変成帯における温度-圧力勾配の変移を、沈み込むプレートと海嶺の沈み込みの相対速度で説明したが、衝突帯では海嶺が存在しないため、別の要因を考える必要がありそうである。

ある。

ところで北西ヒマラヤでは最近、GHS から深さ 90 km 以上で安定とされるコーサイトが発見されている (O'Brien *et al.*, 2001; Kaneko *et al.*, 2003)。Kaneko *et al.* (2003) は、ジルコンを用いて、包有物のラマン測定を行って超高压変成作用を被ったコーサイトを含む累帯構造を特定し、SHRIMP 年代測定を行って、その年代を 46 Ma と求めた。コーサイトエクロジイトから得られた温度圧力条件と、エクロジイトが受けた後退変成作用の温度圧力条件を図 3 に灰色の四角で示した。本研究で得た温度-圧力経路のうち、LHS 最上部の試料 2 つ (Modi214 と Kali46) がこの後期の変成条件と一致する。今回 MCT 下盤から得た 2 つの異なる温度-圧力経路は、いずれも中圧型と呼ばれる温度圧力範囲内にあり、超高压変成作用の温度圧力条件とは一見独立して見える。一方、各部位の沈み込み時、すなわち圧力上昇時の温度-圧力経路の勾配 (Kali46 の A と Modi13 の A-B) は断熱的で、超高压変成作用と後退変成作用の各温度圧力条件 (灰色棒) を結んだ温度-圧力勾配とほぼ同じである。このことは、LHS 最上部が圧力降下に転じることなく圧力上昇時の温度-圧力勾配を保って沈み込み続けたとすると、これらもまた、超高压変成作用を被った可能性を示している。すなわち、超高压変成作用は独立な事象ではなく、一連のヒマラヤ沈み込み変成作用の結果と考えられる。そして、LHS の岩石がいずれも超高压変成作用に至らず圧力降下に転じていることは、MCT の運動以降、MCT 沿いの深部への沈み込みが行われなくなったことを示すのかもしれない。

最後に、年代について考察する。Catlos *et al.* (2001) は MCT を挟んで細かな年代決定を行った。その中で、GHS で広い年代幅 (5–50 Ma) を示すのに対し、LHS 最上部 (Modi214 と Kali46 相当層) のザクロ石のモナザイト包有物は 20–10 Ma、LHS (Modi13 相当層) のザクロ石のモナザイト包有物は 10 Ma より若い年代を示すことが明らかにされた。ザクロ石は、基本的に前進変成作用時に成長するので、LHS 最上部が 20–10 Ma 以降に、

LHS は 10 Ma 以降に沈み込んだと推定できる。このような前縁への活動フロントの移動は、衝上断層の活動年代が前縁へ移動することにも似通っており、プレート収束帯における普遍的な流れと考えられる。先述のように、下盤数キロに及ぶ逆転温度構造の形成について、例えば shear heating や hot iron などの熱モデルが提唱されたが、本研究や Catlos らの年代研究が明らかにした LHS 内部で温度圧力条件と経路そして、年代が異なることは説明できない。むしろ、Lalu and Arita (2000) が提案したように、断層運動により異なる履歴を経た岩体が積み重なり、逆転温度構造を形成したとする方が、より現実的なモデルといえそうである。

謝 辞

本稿の一部は、筆者の博士論文に基づいています。東京大学の鳥海光弘教授には、本研究を進めるにあたり、数多くの議論そして貴重なご助言を頂きました。また、臼杵 直博士、乾 陸子博士、岡本 敦博士には、ギブス法プログラムの開発・改良や日常的な議論など、様々な場面で助けて頂きました。EPMA 分析に際しては、技官の吉田英人さんに細やかな技術サポートをして頂きました。北海道大学の在田一則教授と九州大学の酒井孝治教授、そしてトリブヴァン大学の B.N. Upreti 教授には、入手困難な文献提供の他、現地調査の際に多岐にわたりお世話になりました。ここに記して感謝いたします。本研究は、日本学術振興会特別研究員制度の補助のもとに行われました。

文 献

- Allegre, C.J., Courtillot, V., Tapponier, P., Hirn, A., Mattauer, M., Coulon, C., Jaeger, J.J., Achache, J., Scharer, U., Marcoux, J., Burg, J.P., Girardeau, J., Armijo, R., Gariépy, C., Gopel, C., Tindong, L., Xuchang, X., Chenfa, C., Guangqin, L., Baoyu, L., Jiwen, T., Naiwen, W., Guoming, C., Tonglin, H., Xibin, W., Wanming, D., Huaibin, S., Yougong, C., Ji, Z., Hongrong, Q., Peisheng, B., Songchan, W., Bixiang, W., Yaoxiu, Z. and Xu, R. (1984): Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt. *Nature*, **307**, 17-22.
- Aoya, M., Uehara, S., Matsumoto, M., Wallis, S. and Enami, M. (2003): Subduction-stage pressure-temperature path of eclogite from the Sambagawa belt: Prophetic record for oceanic-ridge subduction. *Geology*, **31**, 1045-1048.
- Arita, K. (1983): Origin of the inverted metamorphism of the Lower Himalayas, central Nepal. *Tectonophysics*, **95**, 43-60.
- Barnicoat, A.C. and Treloar, P.J. (1989): Himalayan metamorphism and introduction. *J. Metamorphic Geol.*, **7**, 3-8.
- Bence, A.E. and Albee, A.L. (1968): Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, **76**, 382-403.
- Brunel, M. (1986): Ductile thrusting in the Himalayas; Shear sense criteria and stretching lineations. *Tectonics*, **5**, 247-265.
- Burg, J.P. and Chen, G.M. (1984): Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China. *Nature*, **311**, 219-223.
- Burg, J.P., Brunel, M., Gapais, D., Chen, G.M. and Liu, G.H. (1984): Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). *J. Struct. Geol.*, **6**, 535-542.
- Catlos, E.J., Harrison, T.M., Kohn, M.J., Grove, M., Ryerson, F.J., Manning, C.E. and Upreti, B.N. (2001): Geochronological and thermobarometric constraints on the evolution of the Main Central Thrust, central Nepal Himalaya. *J. Geophys. Res.*, **106**, 16177-16204.
- Catlos, E.J., Dubey, C.S., Harrison, T.M. and Edwards, M.A. (2004): Late Miocene movement within the Himalayan Main Central Thrust zone, Sikkim, north-east India. *J. Metamorphic Geol.*, **2**, 207-226.
- Colchen, M., Le Fort, P. and Pêcher, A. (1980): *Carte Géologique-Geological Map 1/200000: Annapurnas-Manaslu-Ganesh Himalaya du Népal*. Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- Edwards, M.A. and Harrison, T.M. (1997): When did the roof collapse? Late Miocene north-south extension in the high Himalaya revealed by Th-Pb monazite dating of the Khula Kangri granite. *Geology*, **25**, 543-546.
- England, P., Le Fort, P., Molnar, P. and Pêcher, A. (1992): Heat sources for Tertiary metamorphism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region, central Nepal. *J. Geophys. Res.*, **97**, 2107-2128.
- Gansser, A. (1964): *Geology of the Himalayas*. Interscience.
- Guillot, S., Hodges, K.V., Le Fort, P. and Pêcher, A. (1994): New constraints on the age of the Manaslu leucogranite: Evidence for episodic tectonic denudation in the central Nepal Himalaya. *Geology*, **22**, 559-562.
- Harris, T.M. and Massey, J. (1994): Decompression and anatexis of Himalayan metapelites. *Tectonics*, **13**, 1537-1546.
- Harrison, T.M., McKeegan, K.D. and Le Fort, P. (1995): Detection of inherited monazite in the

- Manaslu leucogranite by $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ion microprobe dating: Crystallization age and tectonic implications. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **133**, 271–282.
- Harrison, T.M., Grove, M. and Lovera, O.M. (1997): New insights into the origin of two contrasting Himalayan granite belts. *Geology*, **25**, 899–902.
- Harrison, T.M., Grove, M., Lovera, O.M. and Catlos, E.J. (1998): A model for the origin on Himalayan anatexis and inverted metamorphism. *J. Geophys. Res.*, **103**, 27017–27032.
- 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.
- Hodges, K.V., Burchfiel, B.C., Royden, L.H., Chen, Z. and Liu, Y. (1993): The metamorphic signature of contemporaneous extension and shortening in the central Himalayan orogen: Data from the Nyalam transect, southern Tibet. *J. Metamorphic Geol.*, **11**, 721–737.
- Hodges, K.V., Parrish, R.R., Housh, T.B., Lux, D.R., Burchfiel, B.C., Royden, L.H. and Chen, Z. (1992): Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan Orogen. *Science*, **258**, 1466–1470.
- Hodges, K.V., Parrish, R.R. and Searle, M.P. (1996): Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas. *Tectonics*, **15**, 1264–1291.
- Hodges, K.V. and Silverberg, D.S. (1988): Thermal evolution of the Greater Himalaya, Garhwal, India. *Tectonics*, **7**, 583–600.
- Hoisch, T.D. (1990): Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+ muscovite+biotite+plagioclase+garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 225–234.
- Holland, T.J.B. and Powell, R. (1990): An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: The system $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{C}-\text{H}_2\text{O}$. *J. Metamorphic Geol.*, **8**, 89–124.
- Holland, T.J.B. and Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorphic Geol.*, **16**, 309–343.
- Hubbard, M.S. (1989): Thermobarometric constraints on the thermal history of the Main Central Thrust Zone and Tibet Slab, eastern Nepal Himalaya. *J. Metamorphic Geol.*, **7**, 19–30.
- Inui, M. and Toriumi, M. (2002): Prograde pressure-temperature paths in the pelitic schists of the Sambagawa metamorphic belt, SW Japan. *J. Metamorphic Geol.*, **20**, 563–580.
- Johnson, M.R.W., Oliver, G.J.H., Parrish, R.R. and Johnson, S.P. (2001): Synthrusting metamorphism, cooling, and erosion of the Himalayan Kathmandu Complex, Nepal. *Tectonics*, **20**, 394–415.
- Kaneko, Y. (1995): Thermal structure in the Annapurna region, central Nepal Himalaya: Implication for the inverted metamorphism. *J. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **90**, 143–154.
- Kaneko, Y., Katayama, I., Yamamoto, H., Misawa, K., Ishikawa, M., Rehman, H.U., Kausar, A.B. and Shiraishi, K. (2003): Timing of Himalayan ultrahigh-pressure metamorphism: Sinking rate and subduction angle of the Indian continental crust beneath Asia. *J. Metamorphic Geol.*, **21**, 589–599.
- Kohn, M.J. and Spear, F. (2000): Retrograde net transfer reaction insurance for pressure-temperature estimates. *Geology*, **28**, 1127–1130.
- Kohn, M.J., Catlos, E.J., Ryerson, F.J. and Harrison, T.M. (2001): Pressure-temperature-time path discontinuity in the Main Central thrust zone, central Nepal. *Geology*, **29**, 571–574.
- Lalu, P. and Arita, K. (2000): Tectonic and polymetamorphic history of the Lesser Himalaya in central Nepal. *J. Asian Earth Sci.*, **18**, 561–584.
- Le Fort, P. (1975): Himalayas; The collided range; present knowledge of the continental arc. *Amer. J. Sci.*, **275**, 1–44.
- Le Fort, P. (1986): Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. In Coward, M.P. and Ries, A.C. eds.: *Collision Tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Pub., **19**, 159–172.
- Macfarlane, A.M. (1993): Chronology of tectonic events in the crystalline core of the Himalaya, Langtang National Park, central Nepal. *Tectonics*, **12**, 1004–1025.
- O' Brien, P.J., Zotov, N., Law, R., Khan, M., Ahmed, M. and Qasim, J.M. (2001): Coesite in Himalayan eclogite and implications for models of India-Asia collision. *Geology*, **29**, 435–438.
- Owens, T.J. and Zandt, G. (1997): Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution. *Nature*, **387**, 37–43.
- Pécher A. and Le Fort, P. (1986): The metamorphism in central Himalaya, its relations with the thrust tectonic. *Sciences de la Terre Mem.*, **47**, 285–309.
- 酒井治孝 (1987): ヒマラヤ造山とそれに伴う堆積環境の変化. 月刊地球, **101**, 634–643.
- 酒井治孝 (1988): 1 章 ヒマラヤ以前—テチス海とゴンドワナ大陸. 木崎甲子郎編著: 上昇するヒマラヤ. 築地書館, 11–39.
- 酒井治孝 (1997): エベレスト直下のデタッチメント断層とそのヒマラヤ造山運動におけるテクトニック名意義. 地質学雑誌, **103**, 240–252.
- Schneider, C. and Masch, L. (1993): The metamorphism of the Tibetan Series from the Manang area, Marsyandi Valley, Central Nepal. In Treloar, P.J. and Searle, M.P. eds.: *Himalayan*

- Tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Pub., **74**, 357–374.
- Searle, M.P., Parrish, R.R., Hodges, K.V., Hurford, A., Ayres, M.W. and Whitehouse, M.J. (1997): Shisha Pangma leucogranite, South Tibetan Himalaya: Field relations, geochemistry, age, origin and emplacement. *J. Geol.*, **105**, 295–317.
- Spear, F.S. and Selverstone, J. (1983): Quantitative P-T paths from zones minerals: Theory and tectonic applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, 348–357.
- Takagi, H., Arita, K., Sawaguchi, T., Kobayashi, K. and Awaji, D. (2003): Kinematic history of the Main Central Thrust zone in the Langtang area, Nepal. *Tectonophysics*, **366**, 151–163.
- Vance, D., Ayres, M., Kelley, S. and Harris, N. (1998): The thermal response of a metamorphic belt to extension: Constraints from laser Ar data on metamorphic micas. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **162**, 153–164.
- Vannay, J.C. and Hodges, K.V. (1996): Tectonometamorphic evolution of the Himalayan metamorphic core between the Annapurna and Dhaulagiri, central Nepal. *J. Metamorphic Geol.*, **14**, 635–656.
- Walker, J.D., Martin, M.W., Bowring, S.A., Searle, M.P., Waters, D.J. and Hodges, K.V. (1999): Metamorphism, Melting, and Extension: Age constraints from the High Himalayan Slab of Southeast Zaskar and Northwest Lahaul. *J. Geol.*, **107**, 473–495.
- Windley, B.F. (1995): *The Evolving Continents*. Third Edition, John Wiley and Sons.

(2004 年 9 月 6 日受付, 2004 年 9 月 27 日受理)