

ヒマラヤの海とその消滅—その3

中嶋輝允(鉱床部)
Terumasa NAKAJIMA

1. ヒマラヤ造山と強衝突

インド洋海底の磁気異常の縞のうち Anom. 19 ができた後 すなわち 45Ma 以降のインド洋の新しい海嶺系は現在まで続いている。とくに 南東インド海嶺による拡大の継続はインド亜大陸とアジア大陸の強い衝突(強衝突)を生じ その結果としてヒマラヤ山脈の上昇運動をはじめヒマラヤの変成作用 褶曲・断層運動など著しい地殻変動を引き起した。ここでもう一度ヒマラヤの歴史を振り返り とくに始新世の衝突以降の歴史を中心にまとめてみると次のようになる。

- 1) 海の時代 (先カンブリア紀～始新世の大陸棚性浅海層とフリッシュ・遠洋性深海層の堆積)
- 2) 海の消滅 (始新世以後の陸成層の出現 インド亜大陸とアジア大陸の衝突)
- 3) ヒマラヤ山脈の上昇 (中新世～前期更新世のシワリク層＝モラッセの堆積 先行谷の形成)
- 4) 褶曲と衝上断層群の発達
- 5) ヒマラヤ変成作用 (中新世)

- 6) ヒマラヤ優白質花崗岩の形成 (漸新世末～中新世)
- 7) 地震帯の発達



写真1 カトマンズ層群ティストゥング層 砂岩と粘板岩の互層からなる カトマンズ郊外クンチャール付近

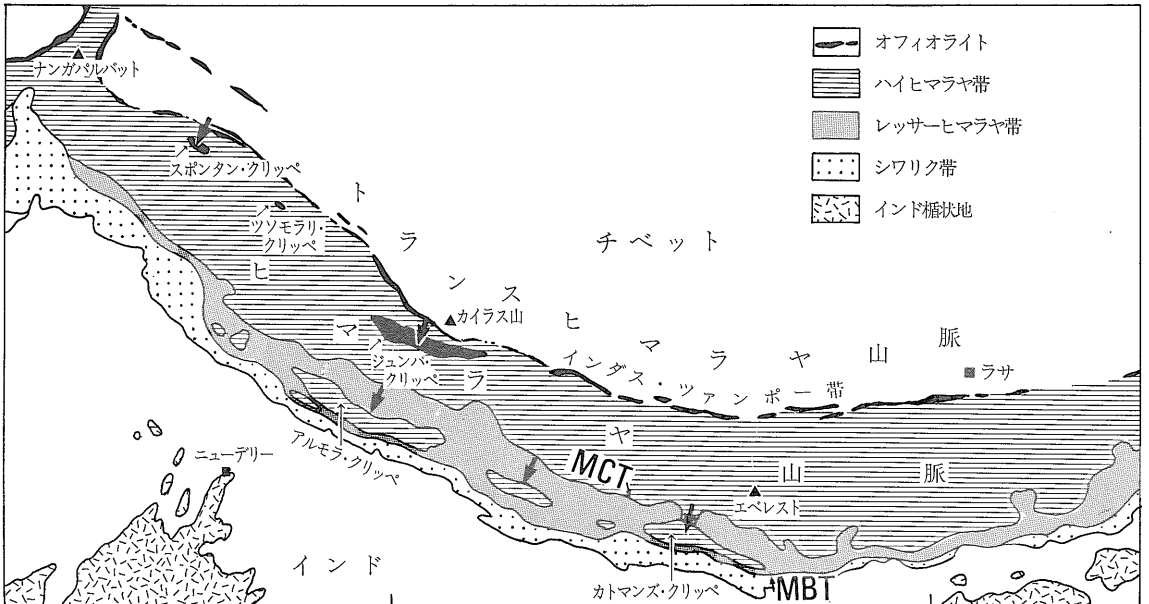


図1 ヒマラヤのクリッペ。

3)~7)までの現象が大陸間の強衝突によって引き起こされたと考えられる。そしてこれらの現象はヒマラヤ造山の中心をなすものでもある。

ヒマラヤ山脈の上昇過程については ヒマラヤのモラッセ相に当るシワリク層の堆積作用やヒマラヤ各地に発達する先行谷を例として既に述べた¹⁾。上昇のメカニズムは おそらく褶曲や衝上断層群の発達と密接に関係しているに違いない。強衝突の結果 ヒマラヤの地殻には強裂な圧縮力が加わり そのため 地層はくしゃくしゃに押し曲げられ 盛り上がったというわけである。インド亜大陸とアジア大陸の衝突後のインド亜大陸の北上の量は 衝突後のインド洋の拡大速度から求められるが それは1,000km以上に及ぶ。これがヒマラヤ造山の原動力となった。

ヒマラヤが実際に水平圧縮された量を衝上断層や褶曲から見積った量としては 350~650km という値が得られている²⁾。また ヒマラヤの地殻の異常な厚さをつくるのに必要な圧縮量は 最大 600~700km という意見もある³⁾。これらの量はインド亜大陸の北上の量とさほどかけ離れたものではない。次に示すカトマンズ層群やインダス・ツェンポー帯オフィオライトのクリッペは地殻が強く圧縮された結果 その一部が地表にとび出し水平に大きく移動した例である。

2. とび出た地殻

中部ネパールのカトマンズ地域には 先カンブリア紀~古生代にわたる一連の海成層が分布している(写真1図2と3)。それはカトマンズ層群と呼ばれるもので分布はレッサーヒマラヤ帯の中にある。一般にレッサーヒマラヤ帯の地層は 藻類化石ストロマトライトを除外けば化石に乏しいのが特徴であるが カトマンズ層群からは三葉虫 腕足類 サンゴ コノドントなど古生代の化石が豊富に産出する。このような化石の産出に加えて その岩相 とくに古生代オルドビス紀~デボン紀の地層はハイヒマラヤ帯の同時期の地層によく似ている(図3)。一般にレッサーヒマラヤ帯にはこの時期の地層が欠如するか あるいはそれとはっきりわかるものがないので カトマンズ層群はハイヒマラヤ帯に起源をもつ異地性のもではなからうかと考えられるようになった。

カトマンズ層群は全体として複向斜構造を示す(図2)。その岩石は一般には未~弱変成しているだけであるが 基底部付近は強く変成し 大理石 結晶片岩 片麻岩 ミグマタイトなどになっている(写真2)。そして 衝上断層を境として全体が主として先カンブリア系からな

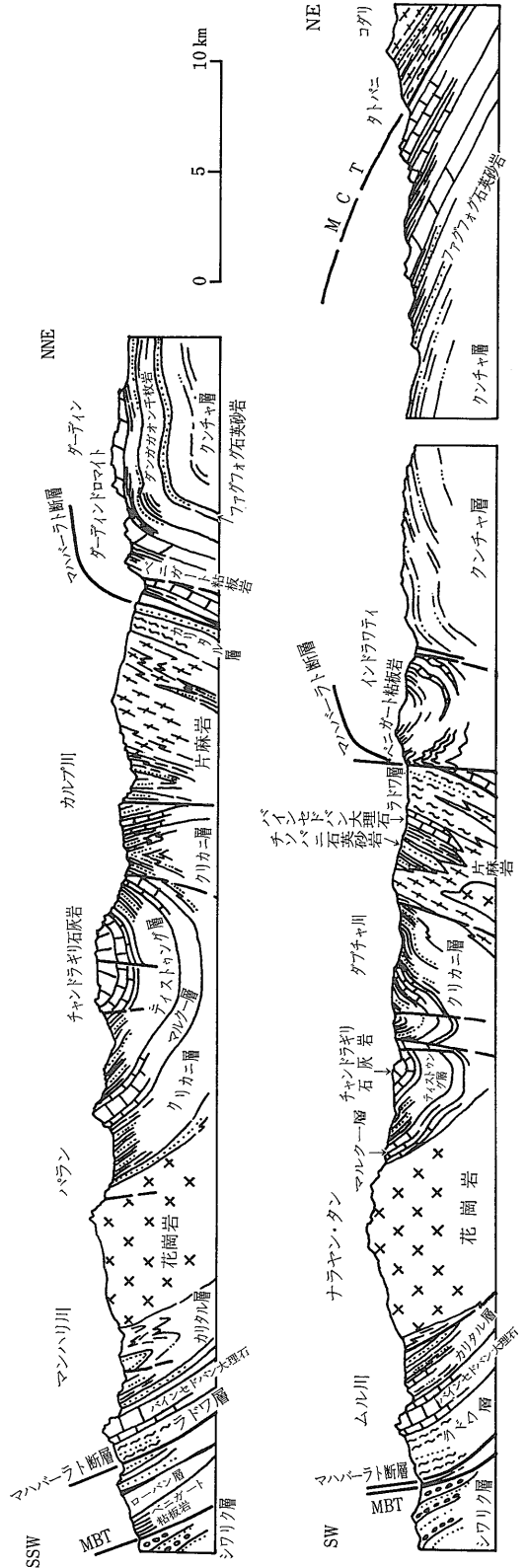


図2 カトマンズ層群の断面

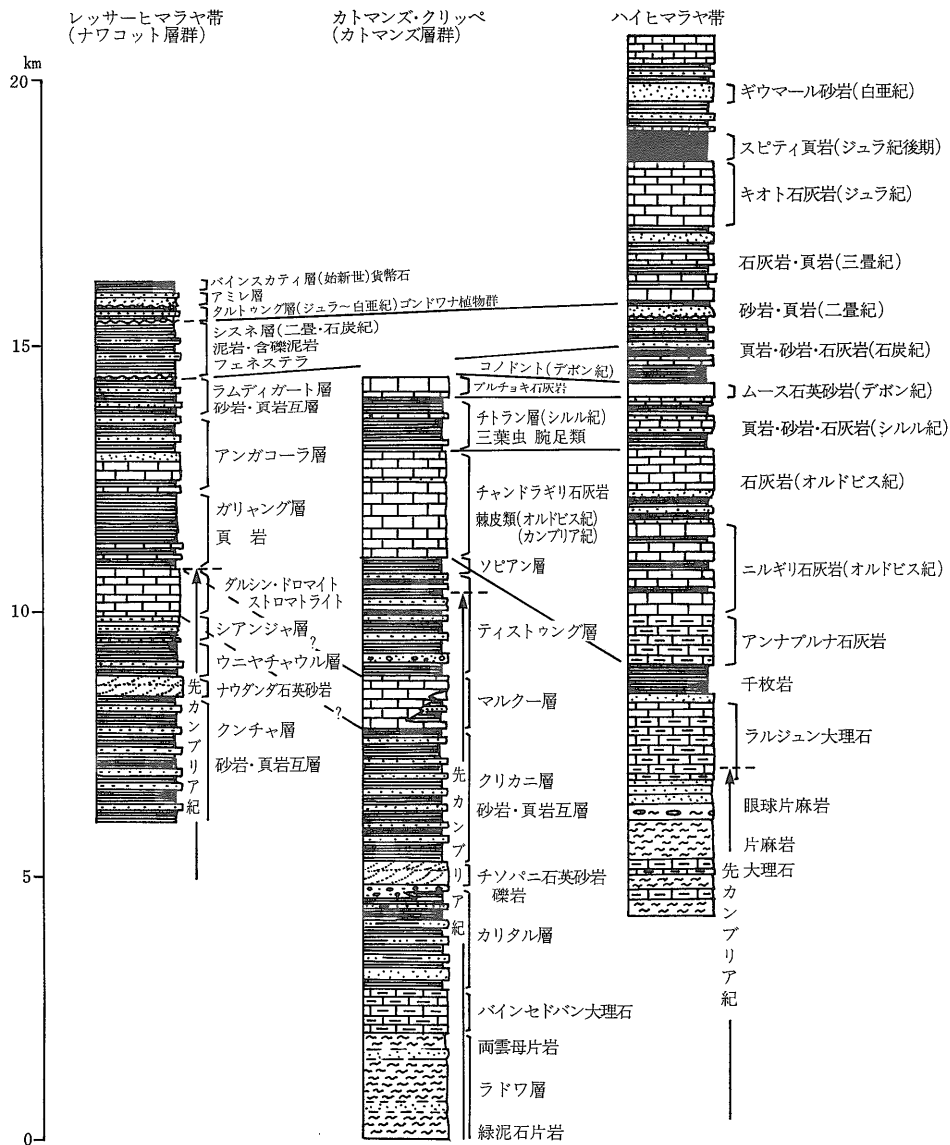


図 3 中部ネパールにおけるハイヒマラヤ帯レッサーヒマラヤ帯カトマンズ・クリッペの対比。カッコ内の時代は化石による。

るレッサーヒマラヤ帯の未〜弱変成岩—ナワコット層群の上に重っている(図2)。これらの事実からカトマンズ層群はその本来の分布地であるハイヒマラヤ帯から南へ強い圧縮力のため追し出され、レッサーヒマラヤ帯の中へと移動した衝上岩体であると考えられるに至った。その移動距離は約80km。カトマンズ層群の分布は北側でハイヒマラヤ帯の変成岩体と接しているけれども、その間が連続的であるかどうかは問題がある。むしろカトマンズ層群は元の場所から切り離れて分布するクリッペとみられる。

カトマンズ層群と同様のハイヒマラヤ帯からのクリッペとしては、ほかに西部ネパールや北西インド・クマオ

ンヒマラヤなどにその存在が知られる(図1)。クマオン地方のアルモラ・クリッペはなかでも有名で古くから研究されている。これはクマオン地方から東へ西部ネパール・ダンドルデューラ地方まで分布し、西はガンジス川上流まで達する大規模なものである。その東西延長は約300kmにもなる。アルモラ・クリッペはひとつの非対称向斜からなる。全体の岩石が強い変成作用を受けていて、結晶片岩、片麻岩、花崗岩となっている。このアルモラ変成類岩はカトマンズ層群と同様に衝上断層をもって未〜弱変成のレッサーヒマラヤ帯の地層の上に重なっている(図4)。アルモラ・クリッペの北70〜80kmに位置するハイヒマラヤの下部はやはり

変成岩類が卓越しており 多分アルモラ・クリッペはこの部分から南へ追し出されてきたものであろう。

カトマンズ層群をはじめこれらのクリッペは その厚さや構成岩石の変成度からみて 大陸地殻の深さおよそ25kmまでの部分が地表にとび出してきたものと考えられる。これに対して 次に述べるジュンバ・クリッペやスポンタン・クリッペなどは海洋地殻がとび出たものである(図4)。

ジュンバ・クリッペは インド ネパール チベット(中国) 3国の国境の接するところにある(図1)。その分布は 仏教の聖地として名高いチベットのカイラス山の南 ラクサス湖南岸からアムラン峠一帯とその西方にあるニティ峠北側やキオガール地方に及ぶ。

ジュンバ・クリッペは上部がカンラン岩 下部はフリッシュからなる。上部のカンラン岩は厚さ500m以上に達し 向斜構造の中心部に広く現われる。ジュンバ・カンラン岩の直下は赤色放射虫チャートに富み 続いて下方のフリッシュへと移り変わる。フリッシュは その中に後期白亜紀の石灰岩をはさみ 全体としてもほぼ同様の時期の堆積物とみられるが フリッシュの特定の層準には大小さまざまな外来岩塊を含む地層がある。その外来岩塊は前・中期三畳紀のアンモナイトなどの化石を産する赤色石灰岩や斑状凝灰岩 集塊岩などで 大きいものは長さ1km 厚さ200mに達する。このような外来岩塊を含む地層は一種のオリストストロームとみなされる。

ジュンバ・クリッペの上から下への岩相変化は 海洋地殻について考えられている断面のものとはさかさまである⁷⁾。その原因として考えられる可能性は2つ。ひとつはジュンバ・クリッペ全体がひっくり返って逆転

している可能性 もうひとつはカンラン岩 赤色放射虫チャート フリッシュのそれぞれの境界に衝上断層があって 次々と下のものが上へと重なっている可能性である。多分 前者の可能性が強いと思われる。そうなれば 大陸間の強衝突に伴って 間にあった海洋地殻がつるんととび出し それがあたかも フライパンの玉子焼きをひっくり返したように 海洋地殻が天地裏返しとなって南の大陸地殻上に着地したということになる。ぜひ現地へ行って調べてみたいものである。ジュンバ・クリッペは北側のインダス・ツェンポー帯のオフィオライトから南へ50~100km離れた位置にある。つまり これだけとび出す間にひっくり返ったというわけである。

スポンタン・クリッペはカシミールのハイヒマラヤ帯に分布する。クリッペは衝上断層を境としてハイヒマラヤの大陸棚性炭酸塩岩の上に重なる。クリッペの上部はカンラン岩(ハルツパージャイト) 下部はラマユル・フリッシュ ドラス火山岩類 オフィオライト・メランジュ+外来岩塊(炭酸塩岩)などからなる。クリッペを構成する岩石と同じものが北側のインダス・ツェンポー帯の中に存在するので スポンタン・クリッペもジュンバ・クリッペ同様インダス・ツェンポー帯から南へとび出した海洋地殻と考えられる。スポンタン・クリッペもやはり上下さかさの岩相変化を示すが ここでは各岩相の境界が衝上断層となっているためだと解釈されている。

とび出た海洋地殻の例としては 他にツソモマリ・クリッペやダルガイ・クリッペなどがハイヒマラヤ帯の中に知られる(図1)。

3. 主衝上断層群

ヒマラヤにはそれに平行して走るいくつかの主要な衝上断層が存在する。ヒマラヤ全域にわたって発達する主衝上断層と呼ばれるものには 主中央衝上断層(Main Central Thrust 略してMCT)と主境界衝上断層(Main Boundary Thrust 略してMBT)の2つが知られる。これらの主衝上断層はヒマラヤ山脈の上昇運動や変形・変成作用と密接に関係しているもので いわばヒマラヤ造山の主役でもある。

2つの主衝上断層の活動期には違いがあり MCTの方が古い。MCTはハイヒマラヤ帯とレッサーヒマラヤ帯を境する衝上断層で 衝上断層面は北に傾斜し 北側のハイヒマラヤ帯が南側のレッサーヒマラヤ帯の上のし上っている。ヒマラヤ変成岩は大局的にはこのMCTに沿って分布している。そのため MCTの活動はヒ



写真2 カトマンズ層群下部の片麻岩 クリカニ層の砂岩・粘板岩互層が変成している カトマンズ郊外トリスリ南方

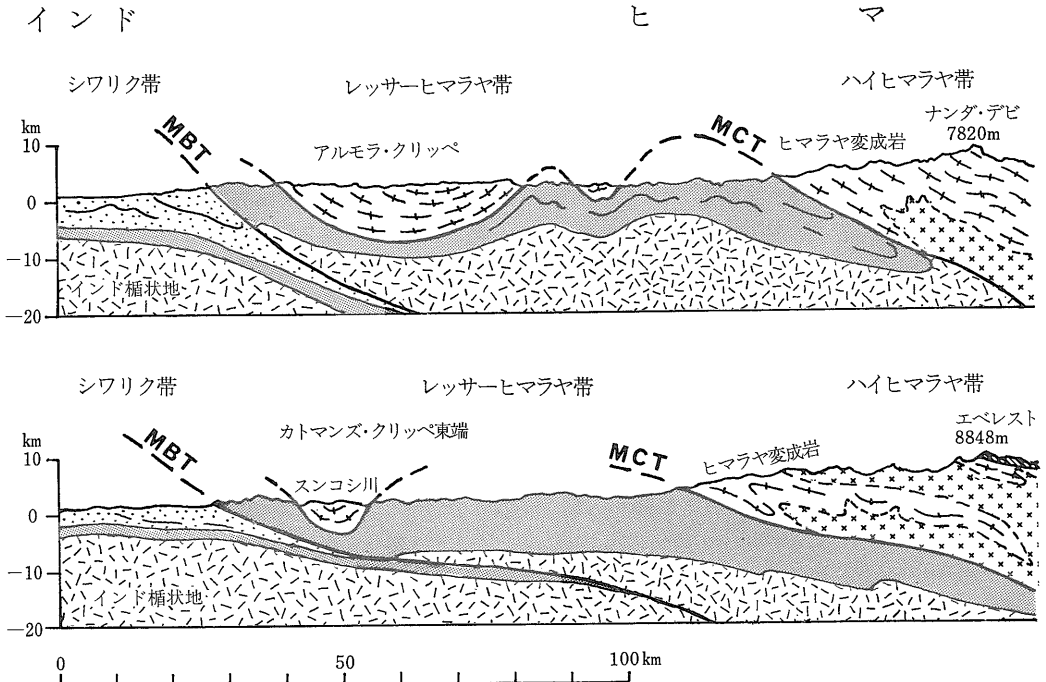


図 4 ヒマラヤの地殻30kmの断面とクリッペ.

文献 2) 5) 6) などをもとに最近の知見にしたがって編集. MMT は Main Mantle Thrust (主マントル衝上断層) の略. MST は Main Shelf Thrust (主陸棚断層 新称) の略. 断面のタテ・ヨコ比は同じ.

マラヤ変成作用とはほぼ同じ時期 すなわち中新世であろうと推定されている.

MBT はレッサ-ヒマラヤ帯とシワリク帯を境する衝上断層である. シワリク層は陸成層で ヒマラヤ山脈

の上昇と共に生じた碎屑物の堆積したモラッセであり一方 MBT の北側の地層は始新世までの海成層であるので MBT の すなわち境界の意味はヒマラヤの陸成層と海成層の境界ということになるのか.

MBT の活動期は したがってシワリク層の堆積と密接に関係して いる. その主要な活動はシワリク層堆積期と同じ すなわち中新世~更新世と考えられている. MBT の断層面は MCT と同じく北に傾斜し 北側のレッサ-ヒマラヤ帯が南側のシワリク帯の上にのし上っている. つまり MBT の活動はシワリク層の堆積後も続いている.

断層面の性質は2つの主衝上断層でかなり異なっている. MBT は明瞭な断層面または破碎帯をもち 断層をはさんで両側の岩石が著しく異っている (写真3). 一方 MCT はヒマラヤのどの地域でもはっきりした断層面をもつことなく 断層をはさんで両側の岩石が明瞭に変わるわけでもない. MCT 付近では後から述べるように変成度の弱い岩石の上に強く変成した岩石が重なっているの で 地殻深部の岩石が衝上断層によってもち上ってきたとみなされ それ故に MCT が引かれるわけであるが 変成度は漸移的に変わるため MCT の正確な位置を定めることがはなはだむずかしい.

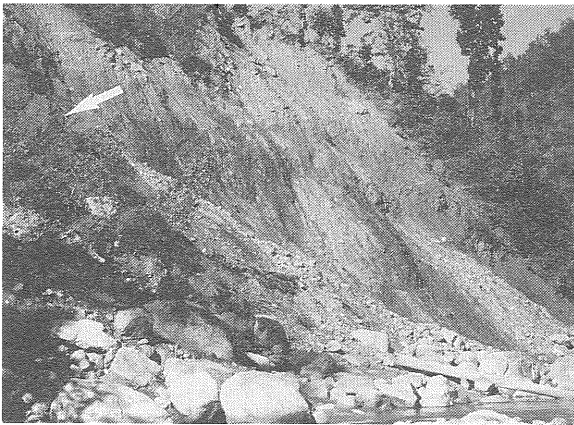
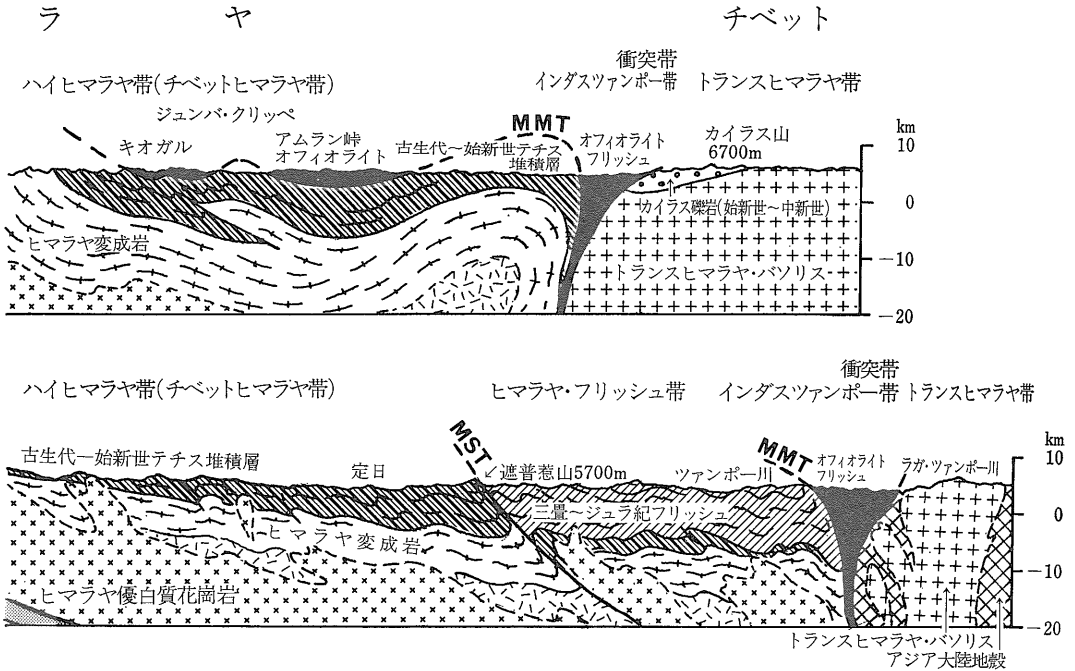


写真 3 主境界衝上断層 (MBT) の露頭 矢印は MBT の南側に露出するシワリク層 北側 (右) は破碎されたレッサ-ヒマラヤ帯の地層 矢印の位置は MBT の位置でもある ネパール, プトワル西方



多くの場合 MCT はもっとも変成度の高い部分のすぐ南側に推定される。その他には 例えば若干の地質構造や層序のくい違いとか 塩基性岩の貫入の有無 変成度のやや急変する位置 カタクラシスやダイアフトレスの認められる位置なども手掛りにしている。こうした場合 研究者によって MCT の通る位置が異なる場合もあり また時によって複数の MCT が引かれることもある。MCT の活動がヒマラヤ変成作用と結びついているということも このような MCT の性質に基づいている。

MCT と MBT の断層面の性質の違いは 多分その形成された深度が異なるためと考えられる。MCT の場合には 現在地表で観察される部分はもとは地殻の深所において 断層は強い圧力の下で延性的に活動したと考えられる。一方 MBT の現在地表で見ている部分は地殻の浅所で脆性的に動いたところであろう。MCT と MBT の周囲の岩石の変成度の違いはその状況証拠というところか。前項で述べたレッサーヒマラヤ帯中のハイヒマラヤ帯からのクリッペの基底の衝上断層は MCT に近い性質をもつことが多いようである。

4. ヒマラヤ対曲

東西に連なるヒマラヤ山脈は その東と西の端に当るカシミールとネファ地方において その地質構造 とく

にハイヒマラヤ帯の地質構造がいったん幅広く 緩やかになり そこからパキスタンとアラカン・ヨーマ山脈の南北方向の中軸部に向って屈曲する。その屈曲部付近には 地質構造が強く北側へ馬蹄型に張り出す部分があるが これをヒマラヤ対曲 (syntaxis) という (図5)。

東西2対の対曲のうち 東の対曲については記録が少ないが 西の対曲はよく調べられている。それはパキスタン北部のナンガバルバット地域へハズラ地域にわたるハズラ対曲と南部のクエッタ対曲からなる。いずれにおいても ヒマラヤの主要地質構造は対曲の中でも連続している。

ハズラ対曲は その中心部には約15kmの幅でムリー層やソワリク層など新期の地層が分布していて 外側を古い地層がとり囲んでいる。各地質単元の間は逆断層または衝上断層となっている。ハズラ対曲の主要断層は南のMBTと北のパンジャール衝上断層で 左ずれの要素をもつ。ハズラ対曲の特徴は その影響が700km北のパミール高原まで及んでいることである。

クエッタ対曲は パキスタン中軸帯の中心を走る主要断層クエッタ線を含む。クエッタ線はインド洋のオーエン・ムレー破碎帯の北の延長に当る。クエッタ線を境として 東側がインド楯状地およびその上の大陸棚性堆積物の分布域 西側がバルチスタン・フリッシュの分布域であり 断層を境として東西の岩相が著しく異なる。とくに西側のバルチスタン・フリッシュ中にはひ

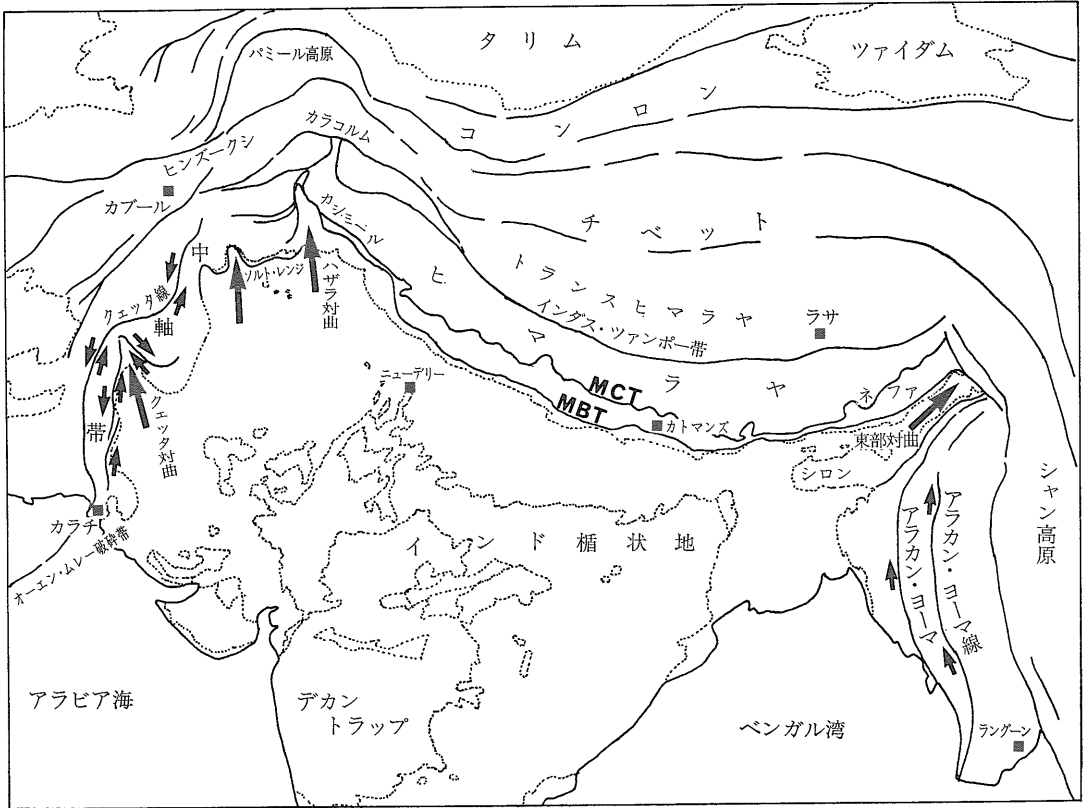


図5 ヒマラヤ対曲と主要構造線。

きずり褶曲が発達し、それはクエッタ線を境として左ずれの運動があったことを示す。

ハザラ・クエッタ両対曲中の左ずれの断層は、インド亜大陸のアジア大陸への強衝突と関係するもので、インド亜大陸の一層の北上がその西縁においてアジア大陸との間に左ずれの運動を生じたことを示す。こうした運動とインド亜大陸北西端における南北方向から東西方向への屈曲作用は、端の部分に強い圧縮を生じることになり、その結果一部が北へはみ出して対曲を生じたものと思われる。

インド亜大陸北東端の対曲は、こんどは右ずれの運動によって生じたと予想されるが、先にも述べたように十分な調査がなされていない。ただし、対曲の南部に当たるアラカン・ヨーマ山脈には南北に走るアラカン・ヨーマ線がありこれが右ずれ断層である。アラカン・ヨーマ線は、東側のシヤン高原と西側のアラカン・ヨーマの白亜紀フリッシュを境する断層で、その南の延長は地球上最長の線構造をなすインド洋の東経19度トランスフォーム断層(19°ETF)に当る。このような様子はインド亜大陸北西端の対曲とよく似ているので、北東端の対曲

の形成もおそらくインド亜大陸の強衝突・北上に関係するもので、北西端のものと対をなしていると思われる。

5. ヒマラヤ変成作用—逆転変成

ヒマラヤ地域の変成作用はいくつかの段階に分けられることもあるが、その主要なものはハイヒマラヤ帯のMCT付近を中心として、すなわちハイヒマラヤ帯のテチス堆積物の下部に生じた中新世のヒマラヤ変成作用である。変成岩としてみられるものは、大理石、結晶片岩、ミグマタイト、片麻岩などで、それに花崗岩がしばしば伴われる(写真4・5)。片麻岩には黒雲母片岩の暗色部と花崗岩質または電気石に富んだペグマタイト質の明色部の互層する縞状片麻岩や眼球片麻岩、ポーフィロブラスティック片麻岩などがある。変成度の低い片岩や石英砂岩が縞状片麻岩や眼球片麻岩に側方変化することもよくある。また、片麻岩から白雲母、黒雲母、電気石に富んだ花崗岩に変わる様子も多く観察され、変成作用が終にはアナテクシスによって花崗岩を生ずる現象をみることができる。

ヒマラヤの変成作用は中圧型（藍晶石-珪線石タイプパロビアン型）変成作用であり 変成鉱物としては泥質岩の中に珪線石 藍晶石 十字石 クロリトイドなどが典型的に現れる。角閃石は青色でサブカルシック型。変成した石灰岩にはスカポライトが普通に産する。花崗岩質流動体が分離してできた初期のレンズには藍晶石の大きな結晶が生じ さらに流動化が進んだものでは珪線石が生じている。

ハイヒマラヤ帯の珪線石の現われる位置の上には さらに12~20kmのテチス堆積物が重なるが¹⁾この堆積物によって生ずる圧力はその密度を 2.6g/cm^3 として $3 \times 10^8 \sim 5 \times 10^8 \text{atm}$ である。藍晶石-珪線石タイプの変成作用としてはこれだけの圧力では珪線石の出現は説明できないので不足分の圧力は強衝突による圧縮力に求めるべきであろう。

ヒマラヤ全域を通じてもっとも著しい現象は いわゆるヒマラヤの逆転変成である。既に一世紀以上も前から「より結晶質の岩石が結晶質でない岩石の上に重なる」という事実がヒマラヤの各地で認められてきた。例えば シッキムのダーズリン地域では緑泥石 黒雲母 ザクロ石 藍晶石+十字石 珪線石などの鉱物が逆の順序で つまり下に向かって変成度が下がるという工合に出現する。同じことが東ネパールのエベレスト南部地域でも観察される(図6)。

逆転変成の生じている場合は ハイヒマラヤ帯のもっとも変成度の強い帯の南側で レッサーヒマラヤ帯にわたる部分である。ここには前項で述べた MCT が通る。ハイヒマラヤ帯の北側 すなわち上位の方向に向かうと変成度は弱くなり最後に未変成岩が現われる。これは通常の変成作用である。したがって 全体としてはヒ

マラヤ変成作用は MCT の付近でもっとも強く そこから北と南に向かって または上と下に向かって変成度が下がっているということになる。

このような逆転変成の原因については 過去にいろいろな考え方が出されてきた。しかし その多くはある限られた部分についてはよく説明できるが ヒマラヤ全域にわたる大規模な逆転変成については十分説明できるものではない。その中でも比較的野外の観察事実と矛盾しない考えとして 最近出された衝上断層説がある。これは衝上断層面を境とする上下盤の運動に伴って 断層面付近に温度分布の逆転が生じそれが逆転変成の原因となったという考えである。衝上断層の上盤下部の断層面に近くかつ温度の高い部分は断層面に沿う熱のロスによって温度が下がりその結果として温度の逆転を生じる。一方 下盤の上部はその上に深部からのし上げてくる上盤下部によって暖められるのでやはり温度の逆転を生じる。こうして 衝上断層面に沿って大規模な逆転した温度勾配ができるというわけである(図7)。

この考えは ヒマラヤ変成作用が MCT の活動と密接に関係する事実とよく適合する。また ヒマラヤ全体のテクトニズム すなわちヒマラヤの上昇 インド亜大陸の北上 ヒマラヤ地域の地殻の深さの増加なども矛盾せず いまのところもっとも受け入れやすい考えであろう。



写真4 ヒマラヤ変成岩 エベレスト西方 ナムチェバザール付近

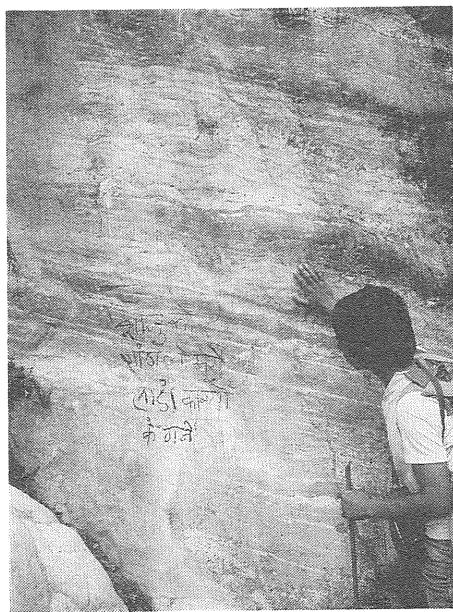


写真5 ハイヒマラヤ帯の片麻岩 アンナプルナー マナスル山塊, マルシャンディ川

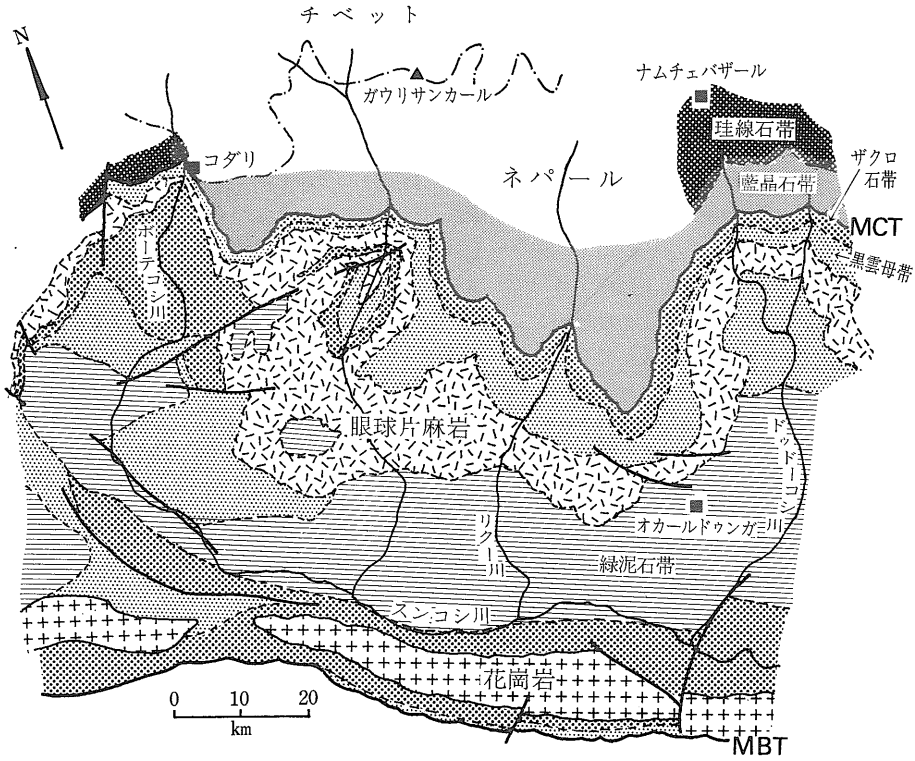


図 6
東ネパール・エベレスト南部の変成帯³⁾。

6. ヒマラヤ優白質花崗岩

ハイヒマラヤ帯には その約2,000kmの長さにあわたって散点的に優白質花崗岩が分布する (図8)。 その多く

はヒマラヤ変成作用やMCTなどの大規模な衝上断層と関係し いわゆる地殻の再熔融とかアナテクシスという興味ある問題を提起している。

優白質花崗岩の産状は シル状 ストック状 バソリ

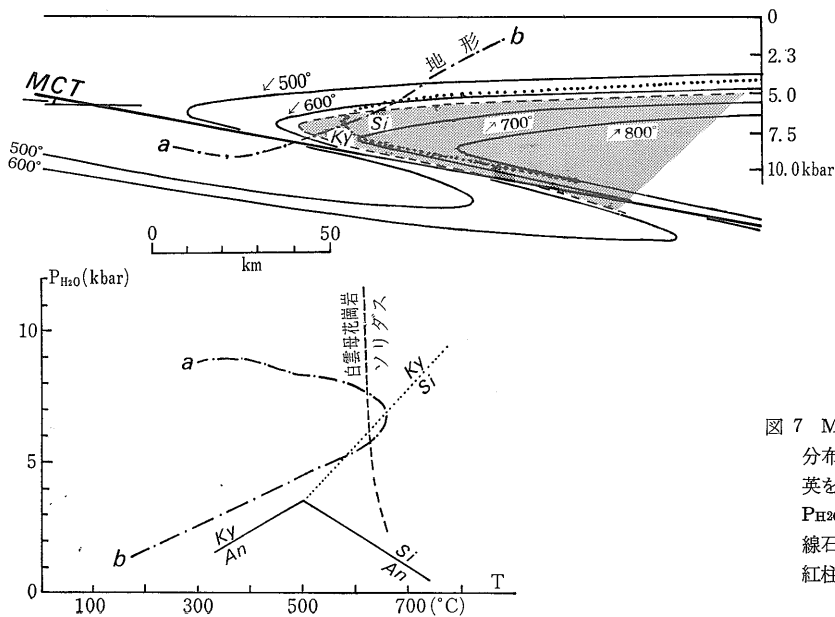


図 7 MCT 付近の温度・圧力分布 (上) とその周囲の石英を含む岩石についての P_{H_2O} - T 図 (下)³⁾。 Si: 珪線石 Ky: 藍晶石 An: 紅柱石。

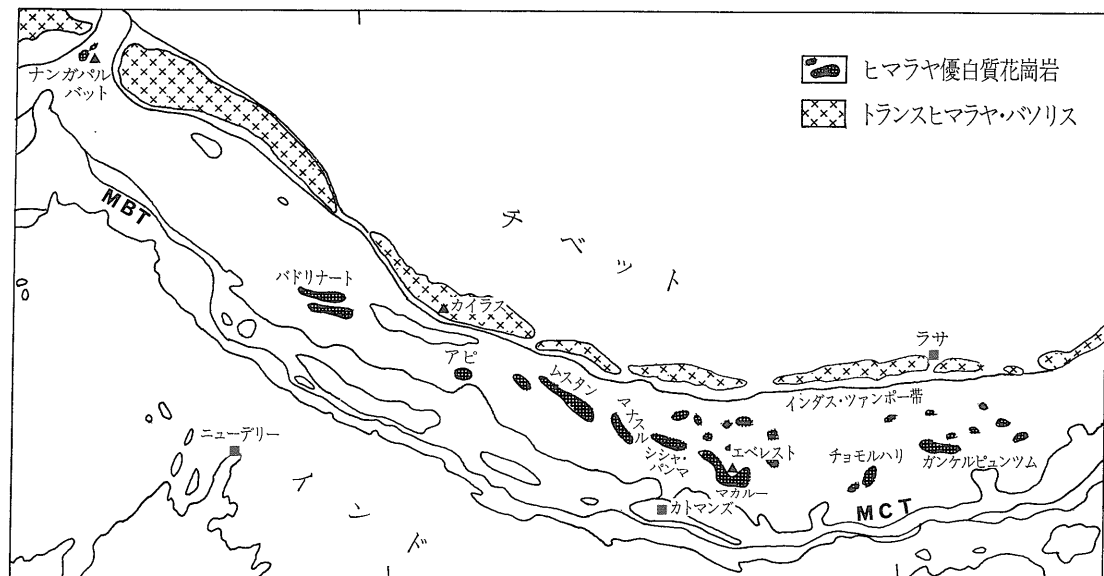


図 8 ヒマラヤ優白質花崗岩の分布。

ス状などで あるものはアプログマタイトの巨大なネットワーク状岩脈や気成期の2次反応を示したり 広域的メソ帯変成ドームの上に位置する。また 白雲母-黒雲母葉状花崗岩と白雲母-電気石非葉状花崗岩の帯状配列を示すこともある。

優白質花崗岩は 通常 アクセサリとして電気石やザクロ石を含み パーアルミナスでいわゆるSタイプ花崗岩に属する。優白質花崗岩の上部は ジュラ～白亜紀の岩石まで貫入し 周囲の岩石の変成度も低くなるが 下部では再成花崗岩の性質が強まり 藍晶石～珪線石-ザクロ石-両雲母片麻岩などからなる変成岩の中にある。

現在まで得られている優白質花崗岩の放射年代の多くは10～30Ma (K-Ar および Rb-Sr 年代) の間に入り中期中新世を示す。けれども 雲母類など特定の鉱物について得られた年代はそれらの鉱物の冷却年代を示し 冷却速度が異なる時には数百万年の相違を生ずることもあるので新生代の年代を論じるにはふさわしくないという意見もある。初生的な岩石結晶作用の時期を見積るにはアクセサリ鉱物の U-Pb 年代がすぐれているがそうした研究はまだ少ない。

例えば 南部チベット～エベレスト地域のハイヒマラヤ帯の優白質花崗岩については 9～24Ma (ジルコンモナズ石) の値が得られている。⁹⁾¹⁰⁾ この値がさしあたってもっとも正しい値を示しており ヒマラヤ優白質花崗岩の形成が漸新世末～後期中新世であったことを示している。

ヒマラヤ優白質花崗岩について得られた $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初
1987年1月号

生値は0.725を越え 時には0.77に達するなど非常に高いのが特徴であるが Rb/Sr 系はばらつきが大きく ひとつのアイソクロンの上にのらないことが多い。ネパール・ヒマラヤのマカルー マナスル各プルトンの Nd 同位体は非常に不均質で $\epsilon_{\text{Nd}40}$ 値は-10～-17の値となり地殻起源を示す。また マナスル・プルトンの鉛同位体は放射性起源で上部地殻曲線上にのり ジルコン中にはしばしば先カンブリア紀基盤岩に由来する放射性起源鉛が認められる。

以上のような同位体的特徴はハイヒマラヤの優白質花崗岩が地殻物質のアナテクシスによる再生マグマから生じたことを示している。

東ヒマラヤの優白質花崗岩の鉛同位体の研究からもその多くは放射起源で ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 初生値=18.70～20.23; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ =15.73～15.97) インド楯状地の岩石の値とよく一致することも知られている(図9)。これはヒマラヤ地域の基盤岩として地下にインド楯状地の岩石(始生界)に相当するものが存在して その岩石の部分熔融によって優白質花崗岩が生じたと仮定できることを示す。

ちなみにトランスヒマラヤ・パソリスでは表1に示すように その鉛同位体比は $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ =18.48～18.62と変化幅がより小さい。一方 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ =15.57～15.74は逆に大きな変化を示し パソリス付近の基盤岩についての値からインド洋の MORB の値まで変化する(図9)。つまり 放射起源鉛同位体は優白質花崗岩より少なくインド洋 MORB より多い。これはトランスヒマラヤ

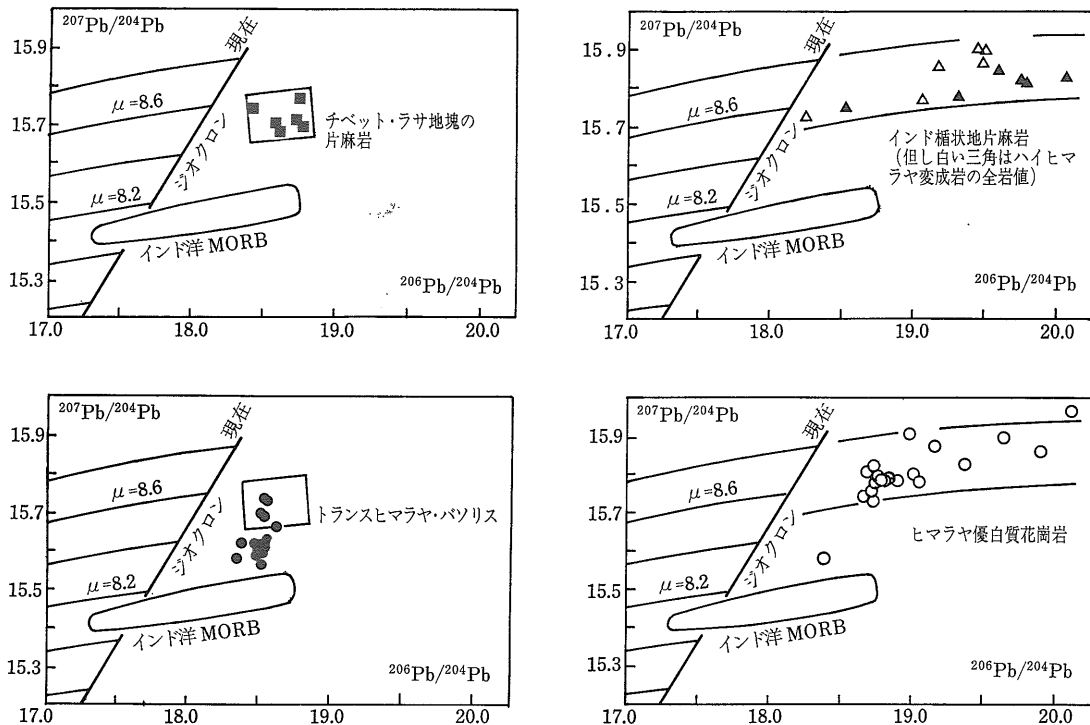


図 9 ヒマラヤ優白質花崗岩 トランスヒマラヤ・バソリスおよびインド楕状地・チベットの基盤岩の鉛同位体比⁸²。いずれも カリ長石についてえられた値である。生長曲線は単一ステージ閉鎖系（地球の年齢 4.55×10^9 年の場合）について示してある。

・バソリスを生じたマグマ中の鉛は マントル物質中の鉛と地殻中の鉛の混合物であることを意味し、ハイヒマラヤ優白質花崗岩とは明らかに成因が異なることを示す。

前回にも述べたように トランスヒマラヤ・バソリスはテチス海のアジア大陸の下へのサブダクションに関係して形成されたものとみなされる。一方、ハイヒマラヤ優白質花崗岩は結局のところインド亜大陸とアジア大陸の強衝突によって生じたものである。新しい花崗岩すなわち地殻の形成には、このように2通りの方法があり、いずれも世界の屋根ヒマラヤ山脈の中に生じている。ヒマラヤの海は消滅したけれどもそこは新しい地殻の形成の場となって、地球上もっとも厚い大陸地殻が誕生したのである。

7. おわりに

先カンブリア紀から中生代にわたって、ヒマラヤ地域に広がっていたテチス海は、新生代始新世に至って突然消滅した。それは、元をたせば南の巨大大陸ゴンドワナの分裂とそれに引き続く新海洋インド洋の発生、そ

してインド亜大陸とアジア大陸の衝突という地球の歴史上もっとも激しい地殻変動を背景にして起った。

インド亜大陸とアジア大陸の衝突の影響は、ヒマラヤ地域のみならずチベット高原を越えてはるかコンロン・天山両山脈まで及びヒマラヤ山脈の形成と前後して、内陸アジアにこれらの復活山脈を形成した。

さらに視野を広げれば、インド亜大陸と共に、アラビア、アフリカ、オーストラリアなどの諸大陸がゴンドワナ大陸の破片となって北上し、北の大陸であるヨーロッパやアジアあるいは南太平洋の島々と衝突した。そして、その衝突帯は西はヨーロッパ・アルプスからバルカン、イランなどを経てヒマラヤに至り、東はアラカン・ヨーマ山脈からインドネシアの島々とび越してニューギニアまで続いている。その長さは実に地球の半周に達する。

日本列島はヒマラヤより北東に隔たること約4,000km、ニューギニアからも北へほぼ同じ4,000kmの遠方にある。しかし、南の大陸群の衝突の影響を全く受けなかったとは言いきれるであろうか。(完)

表 1 ヒマラヤとトランスヒマラヤの花崗岩類の比較⁸⁾⁹⁾¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾¹³⁾¹⁴⁾¹⁵⁾

| ヒマラヤ 優白質花崗岩 | トランスヒマラヤ・バソリス |
|---|---|
| インダス・ツァンポー帯の南 ハイヒマラヤ帯 (幅 50~80km, 延長2,000km) の中に不規則に分布 | インダス・ツァンポー帯の北 トランスヒマラヤ帯に沿って幅30~60km 延長2,700kmにわたりほぼ連続的に分布 (ビルマ〜アフガニスタン) |
| 優白質花崗岩 両雲母花崗岩からなる (電気石 ザクロ石を含む) | 閃緑岩 トナル岩 花崗閃緑岩 花崗岩が主で 少量のノーライト ガブロ アプライト-ペグマタイトを含む |
| Sタイプ | Iタイプ カルクアルカリ系列 |
| 放射年代: 9.2-24.0 Ma (U-Pb 年代 モナズ石) 他に多くの Rb-Sr, K-Ar 年代の測定値があるが それらはヒマラヤ変成作用によるリセットや岩体の冷却速度 Rb-Sr 系の不均質性などの影響を受けていると考えられる | 放射年代: 東部 41.1-94.2Ma (U-Pb 年代 ジルコン) 西部 60.7-103Ma (U-Pb 年代 ジルコン モナズ石 褐簾石) 他に多くの Rb-Sr K-Ar 年代値が得られている |
| Sr 初生値 > 0.725 | Sr 初生値: 0.704-0.709 |
| $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$: 11.5-12.4‰ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$: 6.0-9.0‰ (SiO ₂ 50% 岩石で 6.2‰) |
| Pb 同位体: 基盤岩に由来する放射性起源鉛が多い. Pb 同位体組成は地殻起源鉛であることを示す ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.70-19.91$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.78-15.90$) | Pb 同位体: ジルコン中には基盤岩に由来する 放射性起源鉛の存在が認められる. Pb 同位体組成はマントル源および地殻源鉛の混合であることを示す ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.48-18.62$ $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.57-15.74$) |
| 成因: 大陸間の強衝突によって地殻物質から再生した | 成因: 大陸衝突以前のテチス海のアジア大陸下へのサブダクションによって生じた. |

文 献

- 1) 中嶋輝允 (1985) ヒマラヤの海とその消滅—その1. 地質ニュース, 376号 p.33-45.
- 2) GANSSER, A. (1966) The Indian Ocean and the Himalayas. A geological interpretation. *Eclogae Geol. Helvetiae*, vol. 59, p. 831-848.
- 3) LE FORT, P. (1975) Himalayas: the collided range. Present knowledge of the continental arc. *Am. J. Sci.* vol. 275-A, p. 1-44.
- 4) STÖCKLIN, J. (1980) Geology of Nepal and its regional frame. *J. geol. Soc. London*, vol. 137, p. 1-34.
- 5) 中国科学院西藏科学考察隊 (1974) 珠穆朗瑪峰地区科学考察報告 (1966-1968), 地質. 科学出版社, 北京, 299 p.
- 6) 金成偉・周雲生 (1978) 喜馬拉雅和岡底斯弧形山系中の岩漿岩帯及其成因模式. 地質科学, 第4期, p. 297-312.
- 7) 中嶋輝允 (1986) ヒマラヤの海とその消滅—その2. 地質ニュース, 387号 p. 6-15.
- 8) GARIÉPY, C., ALLÈGRE, C. J. and XU, R. (1985) The Pb isotope geochemistry of granitoids from the Himalaya-Tibet collision zone: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* vol. 74, p. 220-234.
- 9) SCHÄRER, U. (1984) The effect of initial ^{230}Th disequilibrium on young U-Pb ages: the Makalu case, Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.* vol. 67, p. 191-204.
- 10) SCHÄRER, U., XU, R. and ALLÈGRE, C. J. (1986) U-(Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, South Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.* vol. 77, p. 35-48.
- 11) HONEGGER, K., DIETRICH, V., FRANK, W., GANSSER, A., THÖNI, M. and TROMMSDORFF, V. (1982) Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone). *Earth Planet. Sci. Lett.* vol. 60, p. 253-292.
- 12) BLATTNER, P., DIETRICH, V. and GANSSER, A. (1983) Contrasting ^{18}O enrichment and origins of High Himalayan and Transhimalayan intrusives. *Earth Planet. Sci. Lett.* vol. 65, p. 276-286.
- 13) SCHÄRER, U., HAMET, J. and ALLÈGRE, C. J. (1984) The Transhimalaya (Gangdese) plutonism in the Ladakh region: a U-Pb and Rb-Sr study. *Earth Planet. Sci. Lett.* vol. 67, p. 327-339.
- 14) SCHÄRER, U., XU, R. and ALLÈGRE, C. J. (1984) U-Pb geochronology of Gangdese (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xigaze region, Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.* vol. 69, p. 311-320.
- 15) PETTERSON, M. G. and WINDLEY, B. F. (1985) Rb-Sr dating of the Kohistan arc-batholith in the Trans-Himalaya of north Pakistan, and tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* vol. 74, p. 45-57.