ヒマラヤ山脈とチベット高原の上昇プロセス—モンスーンシステムの誕生と変動という視点から—

Uplift of the Himalayan range and Tibetan plateau—From a viewpoint of birth of monsoon system and its changes—

Abstract

酒井治孝*

Harutaka Sakai *

2005年9月9日受付.

2005年10月14日受理.

* 九州大学大学院比較社会文化研究院環境変動部門地球変動教室

Department of Earth Sciences, Graduate School of Social and Cultural Studies, Kyushu University, Ropponmatsu 4-2-1, Fukuoka, 810-8560 Japan

H. Sakai, hsake@scs.kyushu-u.ac.jp

Our recent study revealed that the metamorphic nappe in the Himalaya appeared at ~14 Ma and stopped its southward advancement at 11 to 10 Ma, and the frontal range of the Himalaya started its rapid uplift at 1 Ma. In addition, our data suggest that the Himalaya has reached present elevation at least before 11 Ma. Several lines of evidence on the paleo-altitude of the Tibetan plateau commonly indicate that the Tibetan plateau has also reached present elevation by ~14 Ma: timing of onset of N-S trending normal faults caused by E-W extension, estimate of paleo-altitude by means of middle Miocene fossil plants and $\delta^{18}\text{O}$ of carbonate in the graben-fill. Strong upwelling during 10 to 8 Ma, which has hitherto been considered to be evidence of beginning of Indian summer monsoon, is reported not only from Indian Ocean but also from Pacific Ocean and Atlantic Ocean. It might be linked to global cooling caused by expansion of Antarctica ice-sheet at 10 to 8 Ma. We must re-examine the linkage between evolution and uplift of Himalaya-Tibetan plateau and development of monsoon climate, taking new discovery that the middle crust of Tibet is partially melted into consideration.

Key words: Himalaya, Tibet, uplift, monsoon, metamorphic nappe

はじめに

世界の屋根をなすヒマラヤ山脈とチベット高原は、インド亜大陸とアジア大陸の衝突によって誕生し、成長してきたと考えられてきた。北緯 27° の亜熱帯から北緯 40° の冷温帯にかけて、東西 3200 km、南北 1400 km にわたって広がる平均高度約 5000 m の巨大な山塊がアジア大陸の中心部に出現することによって、大陸の東～南部には季節毎に風向が反対になる気候システム、モンスーンが生まれた。インドモンスーンの駆動力となっているのは、ヒマラヤ・チベット山塊とインド洋上の熱エネルギーのコントラストが生み出す気圧差である。夏には冷たく重い南半球（冬）のインド洋上の高気圧から、暖められ軽くなった山塊上の低気圧に向かって南西の風が吹く（第1図）。逆に冬には、冷たく重い山塊上の高気圧から、相対的に温度が高く軽い海洋上の低圧帯に向かって北東の風が吹く。夏の南西モンスーンの場合、インド洋上およびベンガル湾で多量の水蒸気を補給された大気は、ヒマラヤの南斜面を急上昇し圏界面に達する巨大な雲を発生させ、凝結熱を放出しながらモンスーンの雨を降らせる。その結果、ヒマラヤの北斜面からチベットには乾燥した下降気流が生じ、中央アジアの広大な乾燥地帯を生み出している。

ヒマラヤ・チベット山塊の誕生はアジアにモンスーンという気候システムをもたらしただけでなく、地球規模の寒冷化

に大きく寄与しているという見解も出されている。すなわち、山塊の上昇に伴いモンスーンは強化され、降雨量が多くなったことによって化学的風化が促進され、その結果大気中の CO_2 が固定され減少した。その結果、新生代を通じて地球規模の寒冷化が進んだという仮説である（Raymo and Ruddiman, 1992）。

そこでヒマラヤ・チベット山塊が誕生することによって、ユーラシア大陸とその周辺海域あるいは地球全体の気圧配置や温度・湿度、風向・風力などは、どのような影響を受けたのかを検証するために、気候モデルを使って数値シミュレーションが行われている（Hahn and Manabe, 1975; Kitoh, 2002; Abe et al., 2003）。その結果については、本特集の鬼頭の総説にまとめられているが、何れのシミュレーション結果も、山塊の存在が地球規模で気候システムに大きな影響を及ぼしていることを示している。

では実際にはヒマラヤ・チベット山塊はどのように上昇してきたのだろうか。また上昇プロセスとモンスーン気候の相互関係はどのように変化してきたのだろうか。これらの問題の解明を目指して、数多くの研究プロジェクトが実施されてきた。山塊の前縁および山間盆地、山脈の核心部を成す変成帯、インド洋の深海扇状地などで精力的に研究が行われた結果、ヒマラヤの変成帯は 22 ~ 16 Ma に急激に上昇したこ

第1図. モンスーン気候システムの気圧配置. a. 夏は南半球の亜熱帯高圧帯からヒマラヤ・チベット山塊からベンガル湾上に延びる低気圧に向かって南西モンスーンが吹く. b. 冬はヒマラヤ・チベット山塊上の高気圧から赤道収束帯 (ITCZ) に向かって北東モンスーンが吹く. c. 東経 90° に沿った夏のインドモンスーンと大気大循環モデル (村上, 1993 を改変).

と, そしてインドモンスーンは約 10 Ma 頃に始まり, 8~7 Ma には強化されたことなどが明らかになっている. それらについては, 「モンスーンはいつ始まったのか?—その地質学的背景」 (酒井, 1997a) や地質学雑誌 103 巻 3 号の特集号「ヒマラヤ山脈とインド洋に記録された環境変動」の総説 (酒井 1997b; 野村ほか, 1997; 西・酒井, 1997) にまとめているので本稿では触れない. '90 年代半ばまでの研究によって, 夏の南西インドモンスーンの開始時期については, 上記のような共通認識が生まれていたが, 「いつヒマラヤ山脈やチベット山塊が現在の高度に達したのか?」という問題については未解決であった (西・酒井, 1997). またアラビア海の湧昇の発生とヒマラヤ・チベット山塊の上昇とのリンケージについても, タイミングが一致しているように見えるが, その詳細については分かっていないことが多く, 問題点が指摘されるようになった (Hay et al., 2002; Gupta et al., 2004). そこで本小論では '90 年代半ば以降, 最近の 10 年間で明らかになってきたヒマラヤ山脈やチベット高原の高度変化についての成果を総括し, 今後の研究の展開について議論する.

ベンガル扇状地と前縁盆地に記録された 11~8 Ma と 0.9 Ma の変動

ベンガル扇状地 (第2図) には最大層厚 16.5 km に達する始新世以降の堆積物が分布しており, その中にはヒマラヤ山脈の上昇の歴史が記録されているはずである. 東経 90 度海嶺の西方の地震探査プロファイルには, 暁新世~始新世境

第2図. インド洋北東部の海底と隣接する陸域の地形図および深海掘削計画のボーリング地点. Curray et al. (2003) を改変.

界と中期中新世と後期中新世の間に顕著な不整合が認められ (Curray et al., 2003), 前者はベンガル扇状地の堆積開始を, 後者はインドプレート内変形の開始によるものと考えられている (Curray and Munasinghe, 1989).

ODP の第 116 節航海では, ベンガル扇状地の堆積物を貫通することを目指して, 堆積物の薄い末端部分 (717~719 地点) で深海掘削が行われ (第2図), 約 17 Ma までのコアを回収した. 3つの隣接するサイトのコアから得られた堆積速度の最大値の変化に基づき, Amano and Taira (1992) は高ヒマラヤの主要な上昇時期は 17 Ma 以降 2 度あったことを指摘した. すなわち, 10.9~7.5 Ma と 0.9 Ma 以降現在に至る 2つの上昇フェーズである (第3図 a). また Yokoyama et al. (1990) は鉱物組成の分析に基づき同コアを 6つに分帯し, 各々の特徴と後背地となったヒマラヤ山脈の地質を比較検討し, ヒマラヤの変成帯は約 15 Ma に地表に露出し始め, 11 Ma 頃に大規模に露出するに至ったことを明らかにした (Yokoyama et al., 1990). また 15 Ma 以前の堆積物の供給源は, レッサーヒマラヤの先カンブリア時代および古生代の地層であると推定している.

また, 同じサイトから得られたコアの粘土鉱物の組成と炭素, 酸素, Sr の同位体比および碎屑性石英の最大粒径値の分析から, France-Lanord and Derry (1994) と Derry and France-Lanord (1996) は, 7.4 Ma を境にヒマラヤの上昇は緩やかになり, 削剥・侵食は弱まり気候は乾燥化したが, 0.9 Ma 以降再び上昇に転じたことを明らかにしている (第3図 b, c).

第3図. (a) ベンガルファンのボーリングコア (ODP 717~719) から得られた堆積速度の変化. 10.9 Ma と 0.9 Ma に堆積速度が急激に大きくなるのは, ヒマラヤのテクトニックイベントを反映したものと考えられた (Amano and Taira, 1992 を改変). 同じ地点のコアの最大粒径値の変化 (b) と粘土鉱物中のイライトとスメクタイトの量比の変化 (c). ヒマラヤの上昇と削剥は 7.4 Ma から 1 Ma の間には弱くなったことを示す. (b) と (c) は Derry and France-Lanord (1996) による.

一方, Klootwijk et al. (1991) は東経 90 度海嶺の北端に位置する ODP758 地点の掘削で得られたコアの岩相層序, 帯磁率および自然残留磁化強度を分析し, その結果をヒマラヤ・カラコルムのテクトニクスと比較検討し, ヒマラヤの上昇について 3 回のテクトニックフェーズを認めている. すなわち, ① 17.5 Ma に高ヒマラヤの上昇開始; ② 10 ~ 10.4 Ma にヒマラヤの上昇速度増加; ③ 2.2 ~ 2.7 Ma と 1.9 Ma に現在のヒマラヤ・チベット山塊の高い標高を生み出した上昇の 3 つである.

Rea (1992) はインダス扇状地とベンガル扇状地から得られた深海掘削コアの各地点のデータを総括し, 地球規模の気候変動や海水準変動のパルスを取り除き, ヒマラヤの上昇のパルスだけを取り出した. その結果, 碎屑性粒子の増加は約 12 Ma に始まっており, 9 ~ 6 Ma と 4 ~ 2 Ma の 2 回主要な上昇のフェーズがあったことを明らかにしている. ただし 4 ~ 2 Ma の MAR (Mass Accumulation Rate) が増加するフェーズはインダス扇状地に特徴的であり, ベンガル扇状地ではむしろ約 1 Ma 以降に増加している.

同様な変化は, ヒマラヤの前縁盆地堆積物であるシワリーク (Siwalik) 層群からも知られている. シワリーク層群はヒマラヤの前縁に東西延長 2500 km 以上にわたって分布する主に河川堆積物からなる地層である. 古くから下部, 中部, 上部に三分されており, 下部は石英質砂岩, 中部は雲母・長石片や重鉱物粒子に富む未成熟な砂岩, 上部は礫岩で特徴づけられる (第4図). 中部層の基底付近の 10.5 ~ 9 Ma に堆積速度が急増するが, 8.5 Ma から減少あるいは一定になる傾向が各地で認められている (Johnson et al., 1985; Tokunaga et al., 1986; Burbank et al., 1993; Gautam and Rosler, 1999). また, 中部層基底より少し上の層準 9.8 ~ 9.5 Ma 付近からは, ヒマラヤの高度変成岩に由来する藍晶石が出現し始める. パキスタンでは中部層の基底にあたる 10.8 Ma 付近から青緑色の角閃石が出現し始めることが知られている (Johnson et al., 1985). これらの事実は, 11 ~ 10 Ma 頃にヒマラヤが急激に上昇し, 削剥を受けるようになった結果を示すものと理解されてきた.

第4図. シワリーク層群に記録された堆積環境と植生の変化および地質学的イベント. ネパール中西部のデータに基づく (Tanaka, 1997; Konomatsu, 1997 を改変).

シワリーク層群の分布域の南東に位置するバングラデシュのベンガル盆地でも, 後期中新世に砂岩中の藍晶石や青緑色の角閃石が急激に増加することが報告されている (Uddin and Lundberg, 1998). また鮮新世以降の地層では珪線石や斜方輝石が急増することから, 東ヒマラヤの変成帯のより深いレベルの岩石が次第に地表に露出し, 削剥を受けるようになったことを示すものと解釈されている.

シワリーク層群上部 (約 3 Ma ~) の地層は礫岩層を主体とし, 最上部では巨礫を含む土流堆積物が卓越するようになる (第4図). この変化は堆積環境が平原上の礫質網状河川から扇状地へ変わったことを示すと考えられている (Kumar and Tandon, 1985). また最上部の巨礫層にはシワ

第5図. 西ネパールの変成岩ナップとそれに構造的に覆われたレッサーヒマラヤ堆積物との関係を示す模式地質断面図 (酒井, 1997b, Sakai et al., 1999). ナップ直下に位置するタンセン層群 (Tansen Group) 最上位の蛇行河川堆積物, ドウムレ層は弱い変成作用を受けている. CC: Central Crystalline, HHS: Higher Himalayan Sequence, LHC: Lesser Himalayan Crystalline, STDS: South Tibetan detachment system, MBT: Main Boundary Thrust, MCT: Main Central Thrust, LHT: Lesser Himalayan Thrust.

第6図. ネパールヒマラヤの地質概略図 (Upreti, 1999) と研究対象とした3地域. ネパール東部と西部は広く変成岩ナップに覆われている.

リク層群の巨礫が多数含まれていることは、更新世中期にはシワリク層群自体が上昇・剝削の場となったことを示している。

このようにインド洋北部の深海扇状地とヒマラヤの前縁盆地の堆積物には共通して、11～10 Ma 頃と1 Ma 頃に高ヒマラヤが急激に上昇したことを示す記録が残されていると解釈されてきた。しかし高ヒマラヤの変成岩や花崗岩類の研究からは、変成帯が22～16 Ma に急激に上昇し、変成帯とその上のテチス堆積物との間でデタッチメントが発生したことが解っているだけで (酒井, 1997b を参照), 11～10 Ma にヒマラヤで一体どのようなテクトニック・イベントが起こったのかは解っていない。また1 Ma にヒマラヤ全体が上昇したのか、それともシワリク層群だけが上昇したのかについてもよくわかってはいない。

ヒマラヤ山脈は11 Ma までに現在の高度に到達していた

大陸衝突型造山帯を特徴づける大構造は、その前縁を構造的に広く覆ったナップである。ヒマラヤでも中新世前～中期に変成帯が急激に上昇し、デタッチメントとそれに伴う重力

滑動を発生させる一方で、変成帯は造山帯の前方に押し出され巨大な変成岩ナップを構成している。筆者は、極西部ネパールにおいて変成岩ナップ直下の前期中新世の河川堆積物ドウムレ (Dumri) 層が、変成岩ナップの熱と剪断により弱い変成作用を受け、千枚岩化していることを発見した (第5図; 酒井, 1997b)。その構造と変成年代を明らかにすることによって、変成岩ナップの運動史と熱履歴を解明できると考え、ナップを南北に横断する調査・研究を進めてきた (Iwano et al., 2004; Sakai et al., 1999)。

その結果、変成岩ナップは約15～14 Ma に地表に現れ、南方に120～80 km 以上前進し (現在の水平距離), 11～10 Ma には現在の位置で運動を停止したことが判明した (第5図)。また、テチス堆積物を上に載せた厚さ10 km 以上の変成岩ナップが、現在のレッサーヒマラヤ地域を覆うことにより、遅くとも11 Ma までにはヒマラヤは現在の高度に達していたことを明らかにした (Iwano et al., 2004; Sakai, 2004; 酒井, 2004)。

なお研究対象としたのは以下の3地域である (第6図)。

(1) ネパール西部のジュムラ地域: ドウムレ層は Main Boun-

第7図. レッサーヒマラヤの最上部を成す前期中新世のドウムレ層の層序。模式地のタンセンにて、Nu: Nummulitic limestone, He: Hematite bed, Hp: hematite pebble, V: Vertebrate fragments, W: fossil wood trunk. Sakai (1986, 1989) による。

dary Thrust (以下 MBT) の北側 (非変成) と MBT から 70 km 北方のカルナリ・クリッペの下 (弱変成) に分布。

- (2) 中央部のポカランタンセン地域: ドウムレ層は MBT の北側 (非変成) と MBT から 25 km 北のピンディ・コーラ (Pindhi Khola) 断層帯に沿って分布 (弱変成)。
- (3) 東部のトリベニ (ダンクッタータプレジュン) 地域: ドウムレ層は MBT の北側にナップに覆われて分布 (弱変成)。

1. 変成岩ナップの前進と停止

レッサーヒマラヤを構造的に覆っている変成岩ナップは、Lesser Himalayan Crystalline (第5図の LHC) と呼ばれ、下位の低度変成岩からなるクンチャ (Kuncha)・ナップと上位の高度変成岩からなるナップに二分される。前者の厚さは 4~6 km であり、中央ネパールでは Stöcklin (1980) の下部ヌワコット (Nawakot) 層群、ネパール地質鉱山局の 100 万分の 1 地質図および Shrestha et al. (1993) では、クンチャ層群に対応する。また西ネパールでは、Frank and

Fuchs (1970) のチェール・ナップ (Chail Nappe) にほぼ相当する。後者のそれは 5~6 km であり、カトマンズ・ナップやカルナリ・クリッペでは高度変成岩の上に古生代のテチス堆積物 (厚さ 4 km 以上) が載っている (第5図)。したがって、レッサーヒマラヤの現地性堆積物の上には厚さ 10 km 以上の異地性岩体が構造的に積み重なっていることになる。

変成岩ナップによって被覆されたレッサーヒマラヤの堆積物の中で最上位にあるのが、前期中新世のドウムレ層である。非変成のドウムレ層は氾濫原上の蛇行河川堆積物からなり、チャンネルを充填した砂岩や侵食偽礫岩からポイント・バーの細粒砂岩を経て氾濫原の赤色あるいは緑色の泥質岩に変化する上方細粒化サイクルを繰り返す一連の地層から構成されている (第7図)。ところがナップ直下では泥質岩は千枚岩化し、劈開に沿って細粒の白雲母が形成されている (酒井・金子, 1997c の Fig. 11)。また砂岩の石英碎屑粒子は偏圧を受け変形し、著しい波動消光を呈する。変成度と変形度はナップとの境界から下方に離れるにつれ減少し、非変成の状態になる。イライトの結晶化度はナップとの境界から下方に向け明らかに減少しており、一種の逆転変成作用が生じている (Sakai et al., 1999)。

そこでナップ直下のドウムレ層の変成度の変化を求め、その変成年代を推定するために砂岩中の碎屑性ジルコンのフィッシュン・トラック (以下 FT) 年代測定を行った。鉱物中に蓄積した FT は再加熱を受けることにより短縮し、ある一定以上の温度・加熱時間条件で完全に消滅する性質をもつことから、変成時に熱の影響を受けることによって、FT 年代から変成年代がわかることになる。研究対象としたのは、東ネパールのトリベニ (Tribeni) 周辺であり、エベレスト・マカルー山塊を源流地域とするアルン河とカンチェンジュンガから流れているタムール河およびシシャバンマ方面から流れ下っているスン・コシ河の合流点を中心とする地域である (第6図)。年代測定の結果、この地域ではドウムレ層最上部砂岩中の碎屑性ジルコンは再加熱によって完全にアニールされており (第8図)、 10.5 ± 0.4 Ma と 11.0 ± 0.4 Ma (2つの異なる層準) というリセット (変成) 年代が得られた (第9図; Iwano et al., 2004; 酒井, 2004)。ところがそれより約

第8図. 東ネパールのレッサーヒマラヤ最南部に位置するトリベニ周辺の地質断面図。ドウムレ層の上部から採取された碎屑性ジルコンのフィッシュン・トラックは、上に載る変成岩ナップの熱により完全にアニール (TAZ) されている。

第9図 東ネパールの変成岩ナップ前縁から、エベレストの北斜面に到る各地質帯のジルコン (Zr) とアパタイト (Ap) のフィッシュ・トラック年代および $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代 (Sakai et al., 2005b; Iwano et al., 2004; Takigami et al., 2004). 変成岩ナップにより覆われたドゥムレ層は、11 ~ 10 Ma に弱い熱変成作用を被っている。また変成帯最上部は、15 ~ 14 Ma に急激に冷却したことを示す。

400 m 下位の砂岩中のジルコンは部分的にしかアニールされておらず、 12.6 ± 0.6 Ma と 34.4 ± 1.7 Ma というバイ・モーダルな粒子年代分布を示した。さらに約 400 m 下位の砂岩では 13.6 ± 0.6 Ma と 44.2 ± 2.7 Ma というバイ・モーダルな分布をもち、かつ各グループはより古い年代を示した。ところがそれより約 600 m 下位のドゥムレ層最下部の砂岩層にはほとんど変成や変形を受けた形跡がなく、碎屑性ジルコンの年代は 28.2 ± 1.2 Ma と 295 ± 18 Ma という全く異なった2つのグループに分かれた (Iwano et al., 2004; 酒井, 2004)。これは即ち、ドゥムレ層が 11 ~ 10.5 Ma 頃に変成作用を被り、ジルコンのフィッシュ・トラックの partial annealing zone (PAZ) 温度である $330 \sim 230^\circ\text{C}$ (Tagami and Shimada, 1996) を通過したことを示しており、上盤の変成岩ナップが熱源になっていたことを示す。そこで高度変成岩ナップの最南端に位置する東ネパールのダンクッタ (第6図) に分布する、ガーネットを含む両雲母片麻岩中のジルコンの FT 年代を測定したところ、 11.3 ± 0.3 Ma という年代を得た。また同じ試料の黒雲母の $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代を測定したところ、 19.17 ± 0.13 Ma という値が得られた (Takigami et al., 2004)。これはすなわち、変成岩ナップ中の黒雲母が約 20 Ma に Ar の閉鎖温度である $300 \pm 50^\circ\text{C}$ 以下に冷却した後、約 11 Ma まで $330 \sim 230^\circ\text{C}$ の温度を保っていたことを示す。

さらにドゥムレ層の上のクンチャ・ナップの含ガーネット両雲母片岩とマイロナイト質花崗岩 (第8図) 中のジルコンの FT 年代を2地点で測定したところ、各々 $7.1 \pm$

0.4 Ma と 9.5 ± 0.4 Ma, 9.0 ± 1.0 Ma と 8.9 ± 0.3 Ma という年代を得た (第9図)。したがって、ドゥムレ層の熱源となった変成岩ナップのうち、下半の低度変成岩は約 10 ~ 7 Ma まで高温の状態であったことが明らかとなった。

同様な年代測定を西ネパールのカルナリ・クリッペの変成岩 (クンチャ・ナップに相当) とその下位のドゥムレ層 (第5図) について行ったところ、含ガーネット両雲母片岩は 7.8 ± 0.2 Ma, 下位の変成した石英砂岩は 9.5 ± 0.4 Ma の年代を得た。またナップとの境界から 500 m 以上離れた地点から採取されたドゥムレ層の砂岩中のジルコンは、完全にはアニールされていないが、11.2 ~ 11.5 Ma の FT 年代を示した (Iwano et al., 2004; 酒井, 2004)。したがって完全にアニールされた最上部のドゥムレ層の FT 年代は、この値より少し若い 10.5 Ma 前後だと推定される。つまり、ナップの先端に位置する東ネパールでも、ナップの前縁から 70 km 北に位置する西ネパールでも共通して、11 ~ 10 Ma までに前期中新世のドゥムレ層が高温の変成岩ナップに覆われたことを示す。

高ヒマラヤの変成岩の年代学的、岩石学的研究によると、ヒマラヤの変成帯は Main Central Thrust (以下 MCT) に沿って地下深部から 22 ~ 16 Ma に急激に上昇したことが分かっている。また既述のようにベンガル扇状地の重鉱物組成の研究により、15 Ma 頃に変成帯が地表に露出し始めたことが知られている。エベレスト山頂直下のイエローバンドはヒマラヤの変成帯最上部をなし、雲母質薄層を挟む結晶質石灰岩層から構成されている。変成帯の上限はチョモランマ・デタッチメントによって切られ、上位の非変成のテチス堆積物と接している。このイエローバンドの中に含まれる微細な碎屑性ジルコンとアパタイトの FT 年代を求めたところ、各々 14.4 ± 0.9 Ma と 14.4 ± 1.4 Ma であった (第9図; Sakai et al., 2005b)。また変成帯最上部に貫入し、チョモランマ・デタッチメントによって切られたマイロナイト質花崗岩の白雲母フィッシュの $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代を測定したところ 14.48 ± 0.13 Ma という年代値が、そして同じサンプルのジルコンとアパタイトから各々 13.9 ± 0.7 Ma, 14.0 ± 0.6 Ma という FT 年代値が得られた (第9図; Sakai et al., 2005b)。つまり変成帯の最上部は 15 ~ 14 Ma に約 350°C から約 $130 \pm 30^\circ\text{C}$ まで急激に冷却したのである。これらのことを総合的に考えると、15 ~ 14 Ma に変成帯が地表に露出したのは間違いないようである。

東および西ネパールでは、変成帯ナップは現在の水平距離で 100 ~ 120 km 南方に前進し、レッサーヒマラヤを広く覆っている。変成帯が 15 ~ 14 Ma に地表に現れ、100 ~ 120 km 南方に到達したのが 11 Ma とすると、ナップの平均前進速度は $3 \sim 4$ cm/y だったと推定される。

Brunel (1986) は高度変成岩ナップと低度変成岩ナップの境界断層である MCT zone に認められる伸張性の構造をヒマラヤ弧全域でコンパイルした。その結果、伸張構造が示すナップの剪断運動方向は、各地点の弧に垂直な方向であり、インドプレートの沈み込みの方向とはほとんど一致しないことを示した。その原因はナップをなす高度変成岩が延性的で

第10図. 変成岩ナップは氾濫原上の蛇行河川堆積物ドゥムレ層を構造的に覆って、3～4 cm/y の速度で南方に120～100 km 前進したことを示すモデル。変成岩ナップの厚さは10 km 以上。この時、現在のヒマラヤの高度を超えるヒマラヤがレッサーヒマラヤに形成されていたはずである。これを“Great Lesser Himalaya”と呼ぶ。

あったためと考えられた。一方、変成帯の3次元の広がりという観点からは、変成帯は地表に露出するや急激に冷却するものと考えられてきた。ヒマラヤの変成帯の場合、その東西延長は約2400 km、南北延長は約200 km 以上であるが、厚さは僅か10 km 程度しかない。したがって、縦横の長さに比べ圧倒的に薄い板状の変成帯が地表に露出するや直ぐに冷却してしまうと考えられてきたのである。ところが、私達が得た変成岩ナップ中のジルコンのFT年代は、変成帯が地表に露出した後も、約700 万年余りにわたって330℃以上の高温を保持していたことを示している。

この熱源は一体何に求められるのであろうか。その有力な候補は、後述する部分熔融したチベット高原の中部地殻である。後述するように、Nelson et al. (1996) や Zhao et al. (1997) によると、部分熔融した中部地殻はインダス・ツァンポー縫合帯を越えて、高ヒマラヤ稜線の北、約120 km まで続いていることが判っている。また、高ヒマラヤの変成帯の北方延長は、ヒマラヤ山脈と縫合帯の中間地帯に東西に延びるドーム、例えばKangmar Domeに露出している(第15図)。Lee et al. (2000) はKangmar Domeの変成岩の温度-圧力履歴と年代について研究し、雲母の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代からその冷却年代は約15～11 Maであることを明らかにした。この年代値は、高ヒマラヤの変成岩が冷却した22～16 Maより約500 万年若く、この時代まで変成帯の北方延長部は300～400℃の高温状態にあったことを示している。

一方、ヒマラヤ山脈南麓のMCTに沿っては、各地で温泉が湧出しており、その温度は最高70℃に達する。ネパールヒマラヤのMCT沿いに湧き出している温泉水に溶け込んでいるシリカやアルカリの溶解度から、地下での温度は120～130℃に達していることが推定されている(Shrestha et al., 1993)。この事実は、高ヒマラヤ下のMCTに沿う地帯では、ごく最近になってようやくアパタイトのFTの閉鎖温度である130℃程度まで冷却したことを示している。

変成岩ナップの先端は、ヒマラヤの前縁を画するプレート境界断層MBTの直ぐ背後に達している(第5, 6図)。東ネパールのトリベニの北に分布するクンチャ・ナップの含ガーネット両雲母片岩とマイロナイト質花崗岩(第8図; 既述の

ジルコンのFT年代を測定した試料と同一のサンプル)に含まれるアパタイトのFT年代は10～6.4 Maを示す(第9図)。つまりアパタイトのFT年代はジルコンのFT年代より僅かだけ若い。この事実は変成岩ナップが10 Ma以降の短い間に、330℃からアパタイトのFTのPAZ温度である120℃以下に急速に冷却したことを示している。ナップが急激に冷却し、その前進が停止した11～10 Ma前後にMCTの活動は停止し、プレート境界断層はMCTからMBTに移ったのではないだろうか。

西ヒマラヤに位置するパキスタンで、MBTに隣接する白亜紀と暁新世の陸棚堆積物に含まれる碎屑性粒子のアパタイトの年代測定を行ったMeigs et al. (1995)は、MBTは10 Ma以前に活動を開始し、隣接する地層は10～8 Maの間に105℃以下まで急速に冷却したことを指摘している。これは私達の東ネパールのデータとも一致している。

2. Great Lesser Himalaya の誕生

現在ドゥムレ層が分布している高度は、MBTに隣接するレッサーヒマラヤの前縁部で150～2000 m、レッサーヒマラヤ中部の断層帯では600～800 m、カルナリ・クリッペ直下では1700～3000 mである。MBTや断層帯に沿って分布するドゥムレ層は北に急角度で傾斜していることが多いが(Sakai, 1983, 1985)、カルナリ・クリッペやタンセン地域では緩やかな褶曲構造を呈している(Sakai et al., 1999)。ドゥムレ層の堆積相は、ネパールレッサーヒマラヤの東西でも、南北でもほとんど変化せず、その堆積環境は氾濫原上の蛇行河川であったことを示す(第7図; Sakai, 1983, 1986)。おそらく現在、ガンジス平原の上を流れているガンジス河やブラマプトラ河と同様、海拔0 mから約100 mの氾濫原上を流れ下っていたものと推定される。

このように平坦で広大な氾濫原上に、厚さ10 km 以上のテチス堆積物を載せた変成岩ナップが構造的に覆い被さったのである(第10図)。つまりナップは、山と谷が繰り返す起伏の激しい地形の上に被さったわけではない。標高0～100 mの広大な氾濫原の上に厚さ10 km 以上のナップが被さった時点で、ヒマラヤは現在の8000 m以上の標高に達していた筈である。したがって、遅くとも変成岩ナップが定置

第 11 図. ヒマラヤ山脈とチベット高原の基本構造図 (Blisniuk et al., 2001 を改変). 東西引張を示す南-北方向の正断層と地溝およびナムリンの植物化石産地 (葉の印). D1~D3 は約 18 Ma から約 13 Ma の年代値を示す岩脈. 地質断面図はシュアンフー地溝の西縁断層と地溝帯を埋積した礫岩層との関係を示す.

した 11 Ma には、雪氷を頂くヒマラヤ山脈は出現していたと考えられる. 変成帯が地表に現れ始めた 15 ~ 14 Ma から 11 Ma の間に現在の高ヒマラヤの標高以上に高いヒマラヤが、レッサーヒマラヤに出現していたはずである. このヒマラヤを Great Lesser Himalaya と呼ぶことにする (第 10 図).

海拔約 0 ~ 100 m と推定される氾濫原上で堆積したドゥムレ層が、レッサーヒマラヤ中部で約 3000 m の高度に分布しているということは、前期中新世に同層が堆積後、レッサーヒマラヤ地帯は 3000 m 程度隆起したことを示す. レッサーヒマラヤの基本構造は、一組の向斜と背斜である (例えばネパール中央部では、南側のカトマンズ複向斜と北側のゴルカ複背斜). カトマンズ盆地の直ぐ北側では、両者のヒンジに相当する部分が切れスラストに沿って、地殻のより深い部分 (高度変成岩) が南側のレッサーヒマラヤの堆積物に突き上げている. 西ネパールのカルナリ・クリッペの直下に分布するドゥムレ層の構造的な位置は、背斜の軸部に相当する (第 6 図). したがって、レッサーヒマラヤ北半部の隆起の要因は、インドプレートの沈み込みに伴う圧縮による座屈褶曲作用に求められる.

ヒマラヤの古標高の推定

標高約 4000 m を超える高ヒマラヤからチベット高原一帯には、北北東-南南西に走る正断層群が分布し、地溝帯を形成している (第 11 図). この正断層に挟まれた地溝帯の成

第 12 図. (a) ネパール中西部のカリガンダキ河とティナウ川に沿う地形断面 (陰影) と周辺山地の稜線の断面 (実線), および各標高における河川の $\delta^{18}\text{O}$ の値. (b) 高度の変化と河川水の $\delta^{18}\text{O}$ の値の間には線形の関係がある. □: タコラ地溝帯中の標高 2750 m 以上の採水地点, ◆: □を除く全ての採水地点. Garziona (2000a, b) を改変.

因は、山塊が高くなり過ぎたため、インドプレートの圧縮力より山塊の自重による鉛直方向の応力が大きくなり、地殻浅部が東西引張り場になったことに求められている (Molnar and Tapponnier, 1978; Armijo et al., 1986; Mercier et al., 1987).

ヒマラヤ山脈ではネパールヒマラヤのタコラ地溝 (第 6, 11 図) がその典型例とされている. タコラ地溝は 8000 m 級のアンナプルナ山群とダウラギリ山群の間に位置し、その中には後期中新世以降の山間盆地堆積物、タクマール (Takmar) 層群が分布している. 本層群の下部を占めるテタン (Tetang) 層の古地磁気層序学的研究によると、その基底は ~ 11–10.5 Ma に遡るとされている (Yoshida et al., 1984; Garziona et al., 2000a). もしタコラ地溝が上に述べたような成因で形成されたのであれば、11 Ma にはヒマラヤ山脈は自重で崩壊するほど高くなっていただろう.

タコラ地溝の東約 40 km のマルジャンディー河流域のテチス堆積物には、タコラ地溝と平行に走る割れ目が多数認められ、その中には熱水性白雲母が形成されている. この白雲母の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代を注意深く測定した Coleman and Hodges (1995) は、 14.3 ± 0.1 Ma と 14.5 ± 0.3 Ma というプラト年代および 14.2 ± 0.9 Ma, 14.3 ± 0.9 Ma というアイソクロン年代を報告した. その年代に基づきタコラ地溝を形成した東西引張りは、14 Ma より以前に始まっていたはずであり、その頃にはヒマラヤ山脈およびチベット高原南部の少なくとも一部は、現在の高度に達していたと結論している.

最近では、降水の酸素同位体比が高度によって異なることに着目して、地溝の中の石灰質堆積物を使って、古標高を推定しようという試行的研究が行われている (Garziona et al., 2000a, b; Rowley et al., 2001). 大気中の水蒸気に含まれる ^{16}O と ^{18}O の比の値は、重力による分別により高度が高くなるほど大きくなる傾向がある。したがって、標高の高い山岳地帯に降った雨水と平野部に降った雨水の $\delta^{18}\text{O}$ を比べると、山岳部の方がより低い値をもつ。そこで Garziona et al. (2000a) は、タコーラ地溝からガンジス平原に流れ出しているカリガンダキ河 (第 6 図) とその支流に沿って、標高 480 ~ 3900 m までの 51 地点で河川の水を採取し (第 12 図 a), その $\delta^{18}\text{O}$ の値を分析した。その結果 $\delta^{18}\text{O}$ 値は高度が高くなるほど低くなり、 $-8.1 \sim -21.1 \%$ まで変化し、その変化率は -0.33% / 100 m であることが明らかになった (第 12 図 b)。またタコーラ地溝中の石灰質堆積物の $\delta^{18}\text{O}$ の値を分析し、テタン層については $-17.2 \sim -23.4 \%$, その上位のタコーラ層については $-17.8 \sim -23.2 \%$ という値を算出した (Garziona et al., 2000a, b)。これらの石灰質堆積物は 4 ~ 10 月の温暖な時期 (現在の気温は $6 \sim 14^\circ\text{C}$) に、湖の生産性が最も高いときに沈積したとみなして、現在の河川から得られた標高と $\delta^{18}\text{O}$ 値の関係式を使って堆積時の標高を推定した。その結果、テタン層については $3800 \pm 480 \sim 5900 \pm 350$ m, タコーラ層については $4500 \pm 430 \sim 6300 \pm 330$ m という標高が得られた (Garziona et al., 2000a, b)。現在タコーラ地溝に流れこむ河川の流域で最も高い地点は 6700 m であり、推定された標高の上限とほぼ一致する。つまり 11 ~ 10 Ma にはこの地域のヒマラヤは現在と変わらない 6000 m 以上の標高であったことを意味している。

1 Ma のヒマラヤ前縁山地の急激な隆起

レッサーヒマラヤの南部を構成するヒマラヤの前縁山地が、第四紀以降に急激に上昇したことは多くの研究者により指摘されてきた。西ヒマラヤのカシミール地方では、前縁山地はビル・パンジャル (Pir Panjal) 山地と呼ばれ、最高峰は標高 4552 m であり、その背後には標高 1500 ~ 1800 m のカシミール盆地が広がっている。カシミール盆地に堆積した陸成層はカレワ (Karewa) 層と呼ばれ、その古地磁気学的、堆積学的研究により、中期更新世以降ビル・パンジャル山地は急激に 1400 ~ 1700 m 上昇したことが知られている (Burbank and Johnson, 1983)。

ネパールヒマラヤの前縁山地はマハバーラト (Mahabharat) 山地と呼ばれ、標高 2000 ~ 3000 m の山々が東西に連なっている。その背後にはカトマンズ盆地 (標高 1280 ~ 1400 m) やボカラ盆地 (標高 800 ~ 900 m) が広がり、厚い陸成層が堆積している。また、高ヒマラヤあるいはチベット高原から流れ出た河川は、レッサーヒマラヤ中央部までは山脈を南北に切る横谷に沿って流れているが、マハバーラト山地にぶつかり東西に走る縦谷に沿って流れ下っている (Sakai et al., 2005a; 酒井, 2002 の図 2)。この特異な河川の水系パターンは、マハバーラト山地が最近上昇したことを示す

第 13 図. 古カトマンズ湖の誕生と成長を示す模式断面図。ネパールヒマラヤの前縁山地、マハバーラト山地が約 100 万年前に上昇を開始することによって土石流堆積物や扇状地堆積物が古バグマティ川を堰き止めた結果、古カトマンズ湖が誕生した。Sakai et al. (2005a) を改変。

ものと考えられてきた (Hagen, 1968)。

カトマンズ盆地の地表に露出する河川堆積物と湖成堆積物の堆積学的研究から筆者らは、マハバーラト山地は約 100 万年前に急激に上昇を開始したことを指摘し、その原因をヒマラヤ前縁のプレート境界断層システムの変化に求めた (Sakai et al., 2002; 酒井, 2002)。しかしカトマンズ盆地堆積物の層序や年代に問題があったので、2000 年秋から最大深度 218 m に達する、粘土質湖成層を貫通する学術ボーリングを実施し、古地磁気の測定を行ってきた。その結果、約 100 万年前にマハバーラト山地が上昇を開始したことは間違いのない事実であることが判明した (Sakai et al., 2005a)。

1. 古カトマンズ湖のボーリングとマハバーラト山地の上昇

カトマンズ盆地は北側を標高約 2400 ~ 2800 m のシオプuri (Shivapuri) 山地で、南側を標高 2500 ~ 2800 m のプルチョーキ (Phulchoki) 山地とチャンドラギリ (Chandragiri) 山地で取り囲まれている。前者は片麻岩、結晶片岩や花崗岩類からなる Shivapuri Injection Complex から構成されているが、後者は先カンブリア時代後期の変成岩類 (Bhimphedi Group) とその上に載る古生代前期のテチス堆積物 (Phulchauki Group) から成る。

カトマンズ盆地の南縁に位置するドゥクチャップ地域と中央部のラビパーワンで掘削したコアの地磁気層序学的研究から、ハラミロサブクロン (0.99 ~ 1.07 Ma) の間に堆積システムが大きく変化し、堆積物の組成や古流向が変化すると同時に、古カトマンズ湖が誕生したことが判明した (酒井, 2002; Sakai et al., 2002; Sakai et al., 2005a)。すなわちカトマンズ盆地南部では、北方のシオプuri山地から供給されていた河川堆積物が、約 100 万年前に南のマハバーラト山地から供給された扇状地堆積物に覆われるようになる (第 13 図)。両者の境界には、南の山地から供給された厚さ 2 ~ 5 m の土石流起源のダイアミクタイトと厚さ数 m の泥質湖成堆積物が挟まれている (Sakai, 2001)。南のマハバーラト山地からカトマンズ盆地への扇状地礫の供給は現在も続いている。これらの証拠から、約 100 万年前にマハバーラト山地が急激に上昇を始めたものと解釈した (Sakai et al.,

第14図. ヒマラヤ前縁の断層システムとレッサーヒマラヤの関係. MFT: Main Frontal Thrust, MDT: Main Dun Thrust, MBT: Main Boundary Thrust, MCT: Main Central Thrust, MHT: Main Himalayan Thrust

2005a).

2. ヒマラヤの前縁断層システムの活動と前縁山地の上昇

マハバーラト山地が急激に上昇を始め、そこから北側に供給された土石流堆積物や扇状地礫岩によって古バグマティ川が堰き止められ、古カトマンズ湖が広がり始めたのは約100万年前である (Sakai et al., 2005a). 同じ時期に南方のシワリク帯では、Main Dun Thrust (以下 MDT; あるいは Central Churia Thrust) の活動が活発になっている。ヒマラヤの前縁断層システムを作っている主要なスラストは北側から、MBT, MDT, MFT (Main Frontal Thrust: Himalayan Frontal Fault に相当) と呼ばれており、地下では収束してプレート境界断層である Main Himalayan Thrust (以下 MHT) となっている (第14図)。このうち MDT はシワリク帯を内帯と外帯に分けるスラストであり、内帯 (北側) の下部あるいは中部シワリク層が外帯の上部シワリク層に衝上している。その前縁には現地で Dun (ドゥン) と呼ばれるピギーバック盆地が発達していることが多い (第14図)。シワリク層群の最上部を占めるピギーバック盆地の堆積物は、スラストの上盤をなすシワリク層群下部層と中部層起源の巨礫を含む土石流堆積物を主体とする。中央ネパールや西ネパールでこの巨礫層が堆積し始めるのは、ほぼハラミロサブクロンの時代である (Tokuoka et al., 1986; Gautam & Rösler, 1999)。

インドでも同様にシワリク層群の最上部を占めるのは“Boulder Conglomerate”と呼ばれている巨礫層である。ネパールヒマラヤに隣接するクマオン地域では、“Boulder Conglomerate”に相当するガリヤ (Gariya) 層の基底は、ハラミロサブクロンに対比されている (Kotlia et al., 1999)。デリーの北に位置する北西ヒマラヤでも、MDT に相当する Nahan Thrust 前縁のピギーバック盆地に厚さ 600 m に達する Boulder Conglomerate 層が堆積している (Kumar et al., 1999)。ただしスラストの活動が活発になったのは約 1.7 Ma と推定されている。また西ネパールのスライコーラ (Surai Khola) 流域では、MDT のさらに南側に分布する MFT が 2.4 ~ 1.8 Ma の間に活動的であったことが報告されている (Mugnier et al., 2003)。したがって、MFT も MDT も鮮新世の末期に活動を開始し、約 1 Ma の中期更新世にはスラストの上盤が地形的な高まりを造り、盛んに剝削・侵食されるほど活動的になったものと推定される (Sakai et al., 2005a)。

MDT や MFT が誕生する前までは、ヒマラヤ前縁断層は

MBT だけではなく、インドプレートの圧縮に対しシワリク層群は、褶曲するかアンダープレートイングしていたものと推定される。ところが MDT の形成とともに、MBT と MDT の間のウェッジが北側に高角度で傾動し、スタックされたためにヒマラヤ前縁山地が上昇を始めたものと考えられる (Sakai et al., 2002, 2005a)。

チベット高原は 14 Ma までに現在の高度に到達していた

南アジアおよびバイカル湖のようなアジア内陸部の双方で 9 ~ 8 Ma 頃に気候が大きく変化している。この時代にインド洋ではモンスーンが強化する一方、内陸部では乾燥化が始まっている。したがって、8 Ma 頃までにはヒマラヤ・チベット山塊はモンスーンという気候システムを誕生させるほど充分高くなっていた、あるいは 8 Ma 頃に気候の変化と同時に上昇したと考えられてきた (酒井, 1997a を参照)。ところが最近 10 年間の研究により、チベット高原は 14 ~ 15 Ma には現在と同様な高度に達していたという証拠が提示されるようになってきた。その証拠の一つは、ヒマラヤ山脈の古標高について述べたような南-北正断層の形成開始時期が 14 ~ 15 Ma まで遡ることである。もう一つの証拠は植物の葉の化石から得られている。

1. 南-北正断層の形成開始時期

チベット高原 (広義) は南部のラサ・ブロックと中央のチャンタン・ブロックおよび北部のツァイダム盆地と青海高原に三分され、その北限は巨大な左横ずれ断層アルチンター (Altyn Tagh) 断層によって、タクラマカンおよびゴビ砂漠と画されている (第11図)。チベット高原南部を北東-南西~北北東-南南西に走るヤンパーチン (Yangbajian) 地溝帯は、最も典型的な東西引張りによる構造の一つである。オマーン沖のアラビア海の深海掘削により、インドモンスーンの開始とチベット高原の上昇の時期に関心がもたれるようになった 90 年代初めに、Pann and Kidd (1992) はヤンパーチン地溝帯の断層の活動年代について、野外調査と年代測定から 8 ± 3 Ma と推定した。この年代値はチベット高原の上昇とインドモンスーンの開始が同時期であるような印象を与えた。

中央チベットを北北東-南南西に走るシュアンフウ (Shuang Hu) 地溝 (第11図; 延長約 50 km, 幅 10 km) の両側は、活断層によってジュラ紀の石灰質堆積物から画されている。西縁の正断層に沿って基盤岩は断層角礫化し、鉱泉が生じトウファが堆積している。その外側には厚い方解石を主体としたユニットがあり、その中には小さな白雲母や流体包有物を含む石英が認められる。この岩石の Rb-Sr 年代を測定したところ、 13.5 ± 0.2 Ma の値が得られた。また白雲母の包有物をもつ石英について ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代を測定したところ 13.5 ± 1.4 Ma という値が得られている (Blisniuk et al., 2001)。これは即ち、シュアンフウ地溝を形成した断層運動が 13.5 Ma より以前に始まっていたことを示す。

南チベットでは、大陸衝突後にカリウムに富む火山活動が広い地域で発生している (Turner et al., 1996; Chung et al., 1998)。この火山活動によって形成された地溝帯に平行な

Pabbai Zong 岩脈群と Daggyai Tso 地溝中の岩脈 (第 11 図) の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代は、 18.3 ± 2.7 Ma から 13.3 ± 0.8 Ma の年代を示す (Williams et al., 2001). この過剰にカリウムを含む火山岩の年代値は、大陸下のリソスフェアのマンテル薄層化とチベット高原の上昇が互いにリンクしていることを示唆する。また、南チベットが現在の高さに達していたのは、 18.3 ± 2.7 Ma まで遡る可能性を示している。

2. 植物化石の証拠

南チベットは白亜紀以来火山弧であったため、凝灰質の湖成堆積物が各地に分布しており、多数の植物化石産地が知られていた。ラサの西約 130 km に位置するナムリン (Namling) 付近には、新生代の溶岩や火砕岩に挟まれて植物化石を豊富に産する湖成層が分布している (第 11 図)。Spicer et al. (2003) は、標高 4300 ~ 4600 m に露出する火山灰質の湖成層について 2 層準から 400 個体以上の植物の葉の化石を採集すると同時に、植物化石を産する地層の年代測定を行った。植物化石産出層準直下の火山性堆積物に含まれるサニディンの ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代は 15.10 ± 0.49 Ma、それより 65 m 余り上位のカリウムに富む溶岩について 15.03 ± 0.11 Ma という年代を得ている。

植物の葉の化石については 35 のタイプに分け、葉相観分析 (広葉樹の葉縁、大きさ、葉脈系などと気候との相互関係を分析; 例えば Wolfe, 1993) を行った。その結果、“高山群集”を伴うグループについては、樹木の生育時の年平均気温が 6.8 ± 3.4 °C、最寒冷月の平均気温が -6.2 ± 5 °C と推定している。また寒冷な環境を示すサンプルを欠く群集の解析によると、年平均気温が 8.1 ± 2.3 °C、最寒冷月の平均気温が -4.19 ± 3.7 °C という値を算出している。

これらの古気温とハドレーセンターの数値気候モデルを使って約 15 Ma の化石産出地点の標高を求めたところ、前者のグループについては $4,689 \pm 895$ m、後者のグループについては $4,638 \pm 847$ m という値を求めている。これはすなわち、この地点の標高が過去 1500 万年の間ほとんど変わっていないことを示す。

3. チベット高原の成長のプロセス

チベット高原の中央部や南部およびヒマラヤ北斜面の標高が 14 Ma 頃から現在までほとんど変わっていないということは、様々な指標が示すように間違いのない事実のようである。では、いつ、どのようなプロセスを経て平均高度約 5000 m のチベット高原が誕生したのであろうか？

ここで忘れてはならないことは、チベット高原が古生代末期以降少なくとも 3 回の大陸衝突によって形成されたことである (例えば Dewey et al., 1988)。約 2.5 億年前、揚子地塊 (South China block) と北中国・朝鮮地塊 (North China block) がクンリン (崑崙) - チンリン (秦嶺) 縫合帯に沿って衝突し、チンリン (秦嶺) 山脈が形成された。その後、ココシリ (可可西里) - ジャンシャー (金沙江) 縫合帯に沿ってチャンタン・ブロックが衝突してチベット高原の中央部が形成され、さらにジュラ紀後期にはバンゴン (班公湖) - ヌージャン (怒江) 縫合帯に沿ってラサ・ブロックが衝突してチベット高原は形成されたのである (第 11 図)。その後、

約 55 Ma にインド亜大陸がインダス・ツアンポー縫合帯に沿って衝突してヒマラヤ山脈が形成されている。このようにチベット高原は、異質な小大陸が中生代を通じて、衝突・付加を繰り返すことによって地殻の厚層化を生じ、成長してきたのである。

ラサ・ブロックの中央部を横断する地質調査を行い、年代測定を実施した Murphy et al. (1997) は、ラサ・ブロックが新生代にはほとんど南北短縮してないことを指摘すると同時に、ラサ・ブロックとチャンタン・ブロックの衝突による褶曲とスラストにより、白亜紀前期の間に 60 % もの地殻短縮が生じていることを明らかにした。そしてインドとアジア大陸が衝突する以前に、南チベットの大部分が 3 ~ 4 km の高度に達していた可能性を論じている。海洋プレートが沈み込んでいる太平洋型の造山帯である日本列島やロッキー山脈でも、標高は 3000 ~ 4000 m に達している。古テチス海の沈み込みと小大陸の衝突で形成されたチベット高原の高度が、インドの衝突以前に 4000 m 以上に達していたと考えるのに何ら矛盾はないように思われる。

チベット高原に認められる東西引張性の構造、現在の火山活動、急速な隆起を説明するために、厚くなったリソスフェアのマンテル部分が剥がれ落ちた (delamination) 結果、地殻が浮力によってリバウンドしているというモデル、いわゆる柔らかいチベットモデルが提唱されている (England and Houseman, 1989; Molnar et al., 1993)。それに対し Tapponnier et al. (2001) は、最近中国人の研究者によって続々と調査・研究がされているチベット高原の地質学的、年代学的、地震学的成果をもとに、横ずれ断層による大陸地殻の側方押し出し (extrusion) と厚層化のメカニズムを重視した、チベット高原の 3 段階成長モデルを提唱している。このモデルでは、南から北に順次大陸衝突の縫合帯が再活動し、北から南に向かうサブダクションによって火山活動が生じたと説明している。すなわちラサ・ブロックは始新世から現在、チャンタン・ブロックは漸新世から中新世、ツァイダム盆地と青海高原は鮮新世から現在までの間に、縫合帯あるいは沈み込み帯が再活動することにより成長してきたとしている。しかし彼ら自身も認めているように、各地帯の過去の高度や上昇史はほとんど解っていないし、各付加ブロックの境界や変形の時代など未知のことが多い。

現在のチベット高原とその周辺のテクトニクスについては、GPS 測地学や地震観測、人工地震探査トランゼクトなどによって新しい事実が続々と分かってきている (例えば、Nelson et al. 1996; Zhao et al., 1997; Burchfiel, 2004; Zhang, 2004 など)。しかしチベット高原は複数回の衝突と付加によって形成された複雑な構造をもち、その上広大かつ高度が高い地域なので、チベット高原の形成史と上昇・削剥史の解明には、まだ今暫く時間を要するであろう。

研究の問題点と今後の展望

1. 湧昇 - モンスーン - 山塊の上昇というリンケージの再検討

ヒマラヤ山脈とチベット高原の上昇によって、10 Ma にモ

ンスーンは始まり、8 Maに強化したという説は、ヒマラヤ山脈とチベット高原の双方が15～14 Maには現在の高度に達していたというデータが出てきたため、再検討を迫られている。15～14 Maには現在の高度に達していたのであれば、ほぼ同時代にモンスーンが始まっているはずなのに、モンスーンの開始・強化との間には7～4 Maのタイムラグを生じている。15～14 Maにモンスーンが始まった証拠はないのか、シワリーク層群やドゥムレ層の堆積物の記録を再検討してみる必要がある。

夏のインドモンスーンが10～8 Maに開始・強化された証拠とされてきたプロキシーについても、本当にヒマラヤ・チベット山塊の上昇が原因となっていたのか、両者のリンケージを再検討する必要がある。夏のインドモンスーンが始まった証拠とされたインド洋からのデータには、次のようなものがあった(酒井, 1997a 参照)：

- ①湧昇の強化を示す *Globigerina bulloides* の急激な増加
- ②碎屑粒子のフラックスの増加—山塊の上昇による風化・侵食作用の強化
- ③栄養塩類のフラックスの増加、海洋の生産性の増大

陸上からの証拠の一つとしては、古土壌中の炭酸塩に含まれる $\delta^{13}\text{C}$ と $\delta^{18}\text{O}$ に基づく7.4 Ma以降のC4植物の増加がある。つまりこれ以降、パキスタンやネパールで乾燥化が進行したこともヒマラヤ・チベット山塊の上昇によるものと理解されてきた(酒井, 1997a)。

しかし、10～8 Maの湧昇の活発化や海洋の生産性の増大(生物源の CaCO_3 のMass Accumulation Rateの増大)は、インドモンスーン地域だけでなく赤道太平洋の東部や西部、北太平洋、南大西洋そして南シナ海からも報告されており、Farrell et al., (1995)により“Biogenic bloom”と命名されている。果たしてヒマラヤ・チベット山塊の出現が、海洋生物の生産性や湧昇に地球規模で影響を及ぼすであろうか。モンスーンの風によって影響を受ける地域は、せいぜいインド洋であって、太平洋や大西洋の湧昇にまで影響を与えるとは考えにくい。

10～8 Maは東南極の氷床が拡大したフェーズの末期に相当するし、西南極で氷床が形成され始めた時期に相当する(Zachos et al., 2001; Barker and Thomas, 2004)。氷床の発達で深層水ポンプの力を増強し、湧昇を強化し、生物生産性を増大させたとすると、その影響は地球規模に及ぶはずである。また氷床が発達すると海水準が低下し、大陸棚が露出するため侵食量が増加し、碎屑粒子の増加をもたらした可能性が指摘されている(Gupta et al., 2004)。

ヒマラヤ・チベット山塊の上昇や海洋深層水循環の変化が、地球規模で気候システムにどのような影響を与えるのかについては、分かっていないことが多い。数値シミュレーションの結果も考慮しながら、湧昇—モンスーン—山塊の上昇というリンケージを再検討する必要がある。

1 Ma頃にヒマラヤの前縁山地が上昇した時にチベット高原も急激に上昇した可能性については、既に酒井(2002)で簡単に述べた通りである。その頃チベット高原の前縁あるいは周縁の山地が上昇したという報告は多数ある。しかし、チ

ベット高原の中央部が上昇したのかどうかは分かっていない。チベット高原上には多数の湖が分布しており、その中には鮮新世以降、連続して堆積した細粒の湖成層も在るはずである。湖成層の陸上学術ボーリングが期待される。

1 Maにマハバーラト山地が上昇することによって、ヒマラヤ南斜面の気象・気候にはどのような影響があったのだろうか？この問題については、カトマンズ盆地の100万年以前の河川・沼沢地の堆積物の花粉や粘土鉱物などの組成を分析し、100万年前以降の湖成層の組成の変化と比較検討することで何らかの回答を得ることができるであろう。

2. 変成帯が地表に露出する前のヒマラヤ山脈の上昇プロセス

ヒマラヤ変成帯の高度変成岩は、22～16 MaにMCTとSTDSに挟まれて急激に上昇し、下位のクンチャ層との間に逆転変成作用を生じている。この上昇のフェーズにヒマラヤの表層の地形はどのように変化し、上昇したのであろうか？この問題を解く鍵は、その当時の前縁盆地堆積物であるドゥムレ層に記録されているはずである。ただしドゥムレ層の年代については、その下限が不整合で中期始新世のバインスカティ層に接しており、上限は15.5 Maのシワリーク層群基底より古いということしか分かっていなかった。インドやパキスタンのドゥムレ層相当層でも同様で、漸新世はヒマラヤ造山の初期であり、ヒマラヤは侵食の場であったと見なされてきた。非変成のドゥムレ層中の碎屑性ジルコンの若い年代グループの平均値は 28 ± 0.8 Maを示すので、それより若いことは間違いない。

パキスタンではドゥムレ層相当層はマレー(Murree)層、インドではダグシャイ(Dagshai)層とその上位のカサウリ(Kasauli)層と呼ばれてきた。不思議なことにネパールのドゥムレ層はMBTより北側のレッサーヒマラヤに分布しているが、インド、パキスタンでは全てMBTより南側のいわゆるシワリーク帯に分布しており、ドゥムレ層ほど固結度が高くない。そこでNajiman et al. (1997)はダグシャイ、カサウリ両層の砂岩に含まれる碎屑性白雲母粒子を分離し、レーザーによる ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代測定を行い、前者は28 Maより若く、後者は22 Maより若いと推定した。さらに両層の砂岩の組成分析を行い、岩片が非変成の泥質岩から弱変成の泥質岩に次第に変化すること、ヒマラヤ起源の変成岩粒子がダグシャイ層の上部から出現するが、カサウリ層からはガーネットやそれを含む変成岩粒子が認められることを報告している(Najiman and Garzanti, 2000)。両層の境界は漸新世と中新世の境界、約23.8 Ma付近であり、この時期に大きなテクトニック・イベントがヒマラヤで発生したことを示している。この年代は変成岩の研究から推定されている上昇開始の時期と一致している。

Najimanらが研究対象としたインドの地層に比べ、ネパールのドゥムレ層の砂岩は石英質で雲母片が極めて少なく、ガーネットは認められない。ドゥムレ層はダグシャイ層に対比されるので、今後組織的なサンプリングを行い、岩石学的検討と碎屑性ジルコンを使ったフィッション・トラック年代測定を行い、中央ヒマラヤでの変成帯上昇期のテクトニクスと

第15図. ヒマラヤ北部からチベット高原中央部にわたる南北約400 kmの地下深部構造. INDEPTHプロジェクトによる地球物理探査によって判明した (Alsdorf et al., 1998 を改変). チベット高原の下には部分的に熔融した中部地殻が広く分布し, それはインダス・ツアンポー縫合帯を越えてヒマラヤ山脈北部にまで延びている. また部分熔融した地殻の上部には, 固結中の花崗岩マグマと推定されたスポットが断続的に分布している.

前縁盆地の環境変遷を明らかにする必要がある.

3. ヒマラヤの変成帯はどのようにして形成されたのか?

ヒマラヤの変成帯の性格や構造, 変成作用の年代やアナテクシスによる優白色花崗岩の形成年代, 上昇のプロセスなどについては, 最近の10年間の精力的な研究によりほぼ共通の理解に到達しているようだ. しかし, 上昇に先行した沈み込みのプロセスと上昇のメカニズムについては, 未解決の問題が山積している.

まず最初の問題は, ヒマラヤの各地から報告されている前～中期中新世の高温型の変成作用に先行する, 中期始新世から漸新世の変成作用である. MCTより上の高度変成岩と花崗岩およびテチス堆積物の基底付近からは, 45～25 Maの白雲母や角閃石の ^{40}Ar - ^{39}Ar , K-Ar年代値やモナザイトのU-Pb, Th-Pb年代値が報告されている (Sorkhabi et al., 1999). また高度変成岩中のガーネットに含まれるインクルージョンのモナザイトのU-Pb年代 (CHIME年代) も45～25 Maの年代値を示す (Catlos et al., 2002). MCT直下の剪断帯であるMCTゾーンから採取されたモナザイトからは漸新世や始新世の年代は得られていない (Catlos et al., 2002). この変成作用はEohimalayan eventあるいはEo-Himalayan metamorphismと呼ばれているが, これまでほとんどまとまった研究がされていない. エベレストの北に位置するゼプレ (Zhepure) 山地では45.8 Maまで陸棚の浅海成石灰岩が沈積している (Rowley, 1998). またレッサーヒマラヤでも約45 Maの貨幣石石灰岩を含む浅海成の地層が堆積している (Sakai, 1983; Matsumaru and Sakai, 1989). これまでのところ, エオヒマラヤ期の変成作用はインドプレートがアジア大陸に衝突後, アジアの縁辺に沈み込み, 埋没した結果と説明されているが, その実体はよく分かっていない.

もう一つの問題は, クンチャ・ナップと高度変成岩ナップの関係である. クンチャ・ナップをなすクンチャ層から私達の研究グループは, 約16億年の白雲母の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代値をもつ弱くマイロナイト化した花崗岩を発見した (Upreti et al., 2003; Takigami et al., 2004). このカベリ (Kabeli) 花崗岩はクンチャ層に貫入あるいは進入しており, クンチャ層

第16図. ヒマラヤの変成岩・花崗岩類と部分的に熔融したチベットの中部地殻のリンケージを示唆する, ヒマラヤ山脈-チベット高原のリソスフェアの模式断面図. 丸い囲みの中は, 各地域毎の変成・火成作用の年代を示す. Searle (1999) を改変.

は花崗岩より古いことは間違いない. 恐らくレッサーヒマラヤ堆積物の下に位置していたものと考えられる. クンチャ層はナップをなし, 広くレッサーヒマラヤ堆積物を覆っているが, その上にさらに高度変成岩ナップが被さっている. 両者には共に逆転変成作用が認められるので, クンチャ層の上に高度変成岩が衝上したのは, 地殻深部であることは間違いないが, 両者が合体して現在の位置に定置するまで, どのようなプロセスを経たのかについて詳細は分かっていない.

変成帯の形成と上昇のプロセスとメカニズムについては, まだわかっていないことが多いが, 最近全く違った視点からヒマラヤの変成作用を捉える試みがなされている. それはチベット高原からヒマラヤ北縁部の中部地殻が大規模に部分熔融しているという発見に基づいている.

チベット高原は通常的地殻の2倍の厚さを持ち, 現在も火山・地熱活動が見られるが, それらの起源について議論するための地下深部構造に関するデータが極めて乏しかった. ガンジス平原の北縁で沈み込んだインドプレートの先端が, チベット高原まで達しているのかという問題についても, 確かな地下構造に関するデータがなかった. そこで中国とアメリ

カが中心となり、それにドイツも加わって、チベット高原からヒマラヤ山脈の下まで南北に横断する地球物理学的探査プロジェクトが1992年に始められた。INDEPTH (International Deep Profiling of Tibet and the Himalayaの頭字語)と呼ばれたこのプロジェクトは10年間継続的に実施され、ヒマラヤ山脈とチベット高原の地下深部構造について数々の発見がなされ、それに関する知識は飛躍的に増えた (Zhao et al., 1993; Nelson et al., 1996; Hauck et al., 1998; Alsdorf et al., 1998; Zhao et al., 1997 は INDEPTH プロジェクトの1996年までの成果を簡潔にまとめたレビューである)。その中でヒマラヤの変成帯の形成と上昇に関連する新知見は次の2つの事実であった (第15図)。

- ①インドプレートの地殻とマントルリッドは、チベット高原の中央部、北緯32度付近まで追跡され、ラサ・ブロックの下に広くアンダープレATINGしている。
- ②チベット高原南部の中部地殻 (深度約15～60 km) は部分的に熔融状態にあり、その南方延長はインダス・ツァンポー縫合帯の南方約28 kmに達している。南北延長225 km以上の部分熔融帯の直上には、現在固結中の深成岩体が断続的に分布している。

部分熔融帯の南端は、北ヒマラヤ複背斜上に露出するカンマール (Kangmar) ドームの変成岩 (ヒマラヤの高度変成岩の北方延長) の15 km北に位置している (第16図)。このドームを成す高度変成岩の雲母の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代値は15～10 Maであり、北に行くほど若くなる傾向がある (Lee et al., 2000)。またブータンの北方の優白色花崗岩の結晶化年代 (モナザイトのU-Pb年代) は、南から北に向かい約23 Maから12 Maと若くなる。つまりヒマラヤの南斜面では変成作用と花崗岩の結晶化作用の年代は24～14 Maであったのに、ヒマラヤの主稜線から北に80 kmのカンマールドームでは10～5 Myr 若くなっているのである (第15図)。さらにカンマールドームから15 km北方の中部地殻は部分熔融しており、上部では花崗岩が固結しつつあるという事実は、ヒマラヤの高度変成岩も一度チベットの地殻の下にアンダープレATINGし、変成作用を受け、一部は熔融した後地表に押し出された (extrusion) 可能性を強く示唆している (第16図; Searle, 1999)。変成岩ナップの広がり南北延長120 kmに及ぶが、その尖端でもルートゾーンでもほとんど変成度に変わりはない。カンマールドームまで含めると200 km以上にわたって変成度に大差がないという事実は、かつて変成帯が現在のチベットの中部地殻のように、ほぼ水平に近い形でチベットの上部地殻の下にアンダープレATINGしていたことを示唆している。今後このような視点で、ヒマラヤの変成帯のテクトニクスを見直す必要がある。

謝 辞

本稿は総説となっているが、私達の研究グループの成果については、未公表のものが多く、年代測定データの公表を許可して下さった、瀧上 豊、岩野英樹、檀原 徹氏に感謝する。“Biogenic bloom”については上栗伸一氏から文献などをご教示いただいた。図面の作成に当たっては、藤井理恵

さんに協力していただいた。本研究には日本学術振興会科学研究費補助金基盤研究 (B) (2)、課題番号14340152 (研究代表者: 九州大学, 酒井治孝) を使用した。

文 献

- Abe, M., Kitoh, A. and Yasunari, T., 2003, An evolution of the Asian summer monsoon associated with mountain uplift - Simulation with the MRI atmosphere-ocean coupled GCM-. *Jour. Meteor. Soc. Japan*, **81**, no.5, 909-933.
- Alsdorf, D. Brown, L., Nelson, D., Makovsky, Y., Klemperer, S. and Zhao, W., 1998, Crustal deformation of the Lhasa terrane, Tibet plateau from Project INDEPTH deep seismic reflection profiles. *Tectonics*, **17**, no.4, 501-519.
- Amano, K. and Taira, A., 1992, Two-phase uplift of Higher Himalayas since 17 Ma. *Geology*, **20**, 391-394.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J.L. and Han T. L., 1986, Quaternary extension in southern Tibet : Field observation and tectonic implications. *Jour. Geophys. Res.*, **91**, 13803-13892.
- Barker, P.F. and Thomas, E., 2004, Origin, signature and palaeoclimatic influence of the Antarctic Circumpolar Current, *Earth-Science Rev.*, **66**, 143-162.
- Blisniuk, P.M., Hacker, B.R., Glodny, J., Ratschbacher, L., Bi, S., Wu, Z., McWilliams, M.O. and Calvert, A., 2001, Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago. *Nature*, **412**, 628-632.
- Brunel, M., 1986, Ductile thrusting in the Himalayas: shear sense criteria and stretching lineations. *Tectonics*, **5**, 247-265.
- Burbank, D. W., Derry, L.A. and France-Lanord, C., 1993, Reduced Himalayan sediment production 8 Myr ago despite an intensified monsoon. *Nature*, **364**, 48-50.
- Burbank, D. W. and Johnson, G.D., 1983, The Late Cenozoic chronology and stratigraphic development of the Kashmir intermontane basin, northwestern Himalaya. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **43**, 205-235.
- Burchfiel, B.C., 2004, New Technology; New geological challenges. *Geol. Soc. Amer. Today*, **14**, no.2, 4-10.
- Catlos, E.J., Harrison, T.M., Manning, C.E., Grove, M., Rai, S.M., Hubbard, M.S. and Upreti, B.N., 2002, Records of the evolution of the Himalayan orogen from in situ Th-Pb ion microprobe dating of monazite: eastern Nepal and western Garhwal. *Jour. Asian Earth Sci.*, **20**, 459-479.
- Chung, S.L., Lo, C.H., Tung-Yi, L., Yuaquan, Z., Yingwen, X., Xianhua, L., Kuo-Lung, W. and Pei-Ling, W., 1998, Diachronous uplift of the Tibetan Plateau starting from 40 Myr ago. *Nature*, **394**, 769-773.
- Coleman, M. and Hodges, K., 1995, Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, **374**, 48-52.
- Curry, J.R., Emmel, F.J. and Moore, D. G., 2003, The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. *Mar. Petrol. Geol.*, **19**, 1191-1223.
- Curry, J.R. and Munasinghe, T., 1989, Timing of intraplate deformation, northeastern Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **94**, 71-77.
- Derry, L.A. and France-Lanord, C., 1996, Neogene Himalayan weathering history and river $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ impact on the marine Sr record. *Earth Planet. Sci., Lett.*, **142**, 59-74.
- Dewey, J. F., Robert, R. M. Shackleton, C. and Yiyin, S., 1988, The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* **327**, 379-413.
- England, P. and Houseman, G., 1989, Extension during continental convergence, with application to the Tibetan plateau. *Jour. Geophys. Res.*, **94**, 17561-17579.
- Farrell, J.W., Raffi, I., Janecek, T.R., Murray, D.W., Levitan, M., Dadey, K.A., Emeis, K.C., Lyle, M., Flores, J.A. and Hovan, S., 1995, Late Neogene sedimentation patterns in the eastern equatorial Pacific Ocean. In Pisias, N.G., Mayer, L.A., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **138**, 717-756.
- France-Lanord, C. and Derry, L.A., 1994, $\delta^{13}\text{C}$ of organic carbon in the Bengal fan: source evolution and transport of C3 and C4 plant carbon

- to marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 4809-4814.
- Frank, W. and Fuchs, G. R., 1970, Geological investigations in the west Nepal and their significance for the geology of the Himalayas. *Geol. Rdsch.*, **59**, 552-580.
- Garzzone, C. N., Dettman, D.L., Quade, J., DeCelles, P.G. and Butler, R.F., 2000a, High times on the Tibetan Plateau: paleo-elevation of the Thakkhola graben, Nepal. *Geology*, **28**, 339-342.
- Garzzone, C. N., Quade, J., DeCelles, P.G. and English, N.B., 2000b, Predicting paleoelevation of the Tibet and the Himalaya from $\delta^{18}\text{O}$ vs. altitude gradients in metric water across the Nepal Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **183**, 215-229.
- Gautam, P. and Rosler, W., 1999, Depositional chronology and fabric of Siwalik group sediments in Central Nepal from magnetostratigraphy and magnetic anisotropy. *Jour. Asian Earth Sci.*, **17**, 659-682.
- Gupta, A.K., Singh, R.K., Joseph, S. and Thomas, E., 2004, Indian Ocean high-productivity event (10-8 Ma): Linked to global cooling or to the initiation of the Indian monsoons? *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **32**, no.9, 753-756.
- Hagen, T., 1968, Report on the geological survey of Nepal. 1, *Denschar. Schweiz. Natur. Gesell.*, **86**, Hf1, 185p.
- Hahn, D. G. and Manabe, S., 1975, The role of mountains in the South Asian monsoon circulation. *Jour. Atmos. Sci.*, **32**, 1515-1541.
- Hauck, M.L., Nelson, K.D., Brown, L.D., Zhao, W. and Ross, A.R., 1998, Crustal structure of the Himalayan orogen at $\sim 90^\circ$ east longitude from Project INDEPTH deep seismic profiles. *Tectonics*, **17**, no.4, 481-500.
- Hay, W.W., Soeding, E., DeConto, R.M. and Wold, C.N., 2002, The Late Cenozoic uplift-climate change paradox. *Int. Jour. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **91**, 746-774.
- Iwano, H., Sakai, H., Danhara, T., Takigami, Y. and Rai, S. M., 2004, When did the metamorphic nappe cover the Lesser Himalayan autochthon? An approach from study on thermal history of Proterozoic granitic rocks and Miocene fluvial sediments. *Himalayan Jour. Sci.*, **2**, 162-163.
- 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**, no. 3, 394-415.
- Johnson, N.M., Stix, J., Tauxe, L., Cervený, P. F. and Tsahirkheli, R.A.K., 1985, Paleomagnetic chronology, fluvial processes and tectonic implications of the Siwalik deposits near Chinji village, Pakistan. *Jour. Geol.*, **93**, 27-40.
- Kitoh, A., 2002, Effect of large-scale mountains on surface climate-A coupled ocean-atmosphere general circulation model study-. *Jour. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 1165-1181.
- Kotlia, B. S., Nakayama, K., Phartiyal, B., Tanaka, A., Bhalla, M.S., Tokuo-ka, T. and Pande, R. N., 1999, Lithology and magnetostratigraphy of the Upper Siwalik succession at Ramnagar (Uttar Pradesh), Kumaun Himalaya. *Mem. Geol. Soc. India*, no. 44, 209-220.
- Klootwijk, C.T., Gee, J.S., Peirce, J. W. and Smith, G. M., 1991, Constraints on the India-Asia convergence: Paleomagnetic results from Ninetyeast Ridge. In Weissel, J., Peirce, J., Taylor, E., Alt, J., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **121**, 777-838.
- Konomatsu, M., 1997, Miocene leaf-fossil assemblages of the Churia (Siwalik) Group in Nepal and their paleoclimatic implication. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **103**, 265-274.
- Kumar, R., Ghosh, S.K., Sangode, S. J. and Phadtare, N.R., 1999, Evolution of the Plio-Pleistocene contrasting alluvial fans on the Siwalik foreland basin, NW Himalaya, India. *Gondwana Research Group Memoir*, no. 6, 295-304.
- Kumar, R. and Tandon, S.K., 1985, Sedimentology of Plio-Pleistocene late orogenic deposits associated with intraplate subduction-The Upper Siwalik Subgroup of a part of Punjab Sub-Himalaya, India. *Sediment. Geol.*, **42**, 105-158.
- Lee, J., Hacker, B. R., Dinklage, W. S., Wang, Y., Gans, P., Calvert, A., Wan, J.L., Chen, W., Blythe, A.E. and McClelland, W., 2000, Evolution of the Kangmar Dome, southern Tibet: Structural, petrologic, and thermochronologic constraints. *Tectonics*, **19**, 872-895.
- Meigs, A., Burbank, D. W. and Beck, R.A., 1995, Middle-late Miocene (> 10 Ma) formation of the Main Boundary thrust in the western Himalaya. *Geology*, **23**, 423-426.
- Mercier, J.L., Armijo, R., Tapponnier, P., Cailhardis, E.C. and Han T.L., 1987, Change from Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision. *Tectonics*, **6**, 257-304.
- Molnar, P., England, P. and Martinod, J., 1993, Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. *Rev. Geophys.*, **31**, 357-396.
- Molnar, P. and Tapponnier, P., 1978, Active tectonics of Tibet. *Jour. Geophys. Res.*, **83**, 5361-5375.
- Mugnier, J.L., Huyge, P., Leturmy, P. and Jouanne, F., 2003, Episodicity and rates of thrust-sheet motion in the Himalayas, Western Nepal. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **82**, 1-24.
- 村上多喜雄, 1993, モンスーンとは何か. 科学, **63**, 619-623.
- Murphy, M. A., Yin, A., Harrison, T.M., Durr, S.B., Chen, Z., Ryerson, F.J., Kidd, W.S.F., Wang, X. and Zhou, X., 1997, Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau? *Geology*, **25**, 719-722.
- Najman, Y. and Garzanti, E., 2000, Reconstructing early Himalayan tectonic evolution and paleogeography from Tertiary foreland basin sedimentary rocks, northern India. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **112**, 435-449.
- Najman, Y., Pingle, M. S., Johnson, M.R.W., Robertson, A.H.F. and Wijbrans, J.R., 1997, Laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of single detrital muscovite grains from early foreland basin sedimentary deposits in India: Implications for early Himalayan evolution. *Geology*, **25**, 535-538.
- Nelson, K.D., and 27 members of INDEPTH project, 1996, Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH results. *Science*, **274**, 1684-1688.
- 西 弘嗣・酒井治孝, 1997, インド洋の古海洋変動とヒマラヤ山脈のテクトニックイベントの対応. 地質雑, **103**, 313-327.
- 野村律夫・瀬戸浩二・西 弘嗣・竹村厚司・岩井雅夫・本山 功・丸山俊明, 1997, インド洋の新生代古海洋-モンスーン発達以前の古海洋の変遷-. 地質雑, **103**, 280-303.
- Pann, Y. and Kidd, W.S.F., 1992, Nyainqentanglha shear zone: A late Miocene extensional detachment in the southern Tibetan Plateau. *Geology*, **20**, 775-778.
- Raymo, M.E. and Ruddiman, W.F., 1992, Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, **359**, 117-132.
- Rea, D.K., 1992, Delivery of Himalayan sediment to the Northern Indian Ocean and its relation to global climate, sea level, uplift and seawater strontium. In Duncan, R.A., Rea, D. K., Kidd, R.B., von Rad, U. and Weissel, J.K., eds, *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*. Geophys. Monogr., **70**, AGU, 387-402.
- Rowley, D.B., 1998, Minimum age of initiation of collision between India and Asia, north of Everest based on the subsidence history of the Zhepure mountain section. *Jour. Geol.*, **106**, 229-235.
- Rowley, D. B., Pierrehumbert, R.T. and Currie, B.S., 2001, A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since Late Miocene. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **188**, 253-268.
- Sakai, H., 1983, Geology of the Tansen Group of the Lesser Himalaya in Nepal. *Mem. Fac. Sci., Kyushu University, Ser. D, Geol.*, **25**, 27-74.
- Sakai, H., 1985, Geology of the Kali Gandaki Supergroup of the Lesser Himalayas in Nepal. *Mem. Fac. Sci., Kyushu University, Ser. D, Geol.*, **25**, 337-397.
- Sakai, H., 1986, Overfolds and block-faults in the frontal part of the Inner Lesser Himalayas, western Central Nepal. *Mem. Fac. Sci., Kyushu University, Ser. D, Geol.*, **26**, 81-93.
- Sakai, H., 1989, Rifting of the Gondwanaland and uplifting of the Himalaya recorded in the Mesozoic and Tertiary fluvial sediments in the Nepal Himalayas. In Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. Terra Sci. Publ. Co. Tokyo, 723-732.
- 酒井治孝, 1997a, モンスーン気候はいつ始まったのか? -その地質学的証拠-. 地質雑, **106**, 131-144.
- 酒井治孝, 1997b, 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な意義. 地質雑, **103**, 240-252.
- Sakai, H., 2001, Stratigraphic division and sedimentary facies of the Kathmandu Basin sediments. *Jour. Nepal Geol. Soc.*, **25**, Special Issue, 19-32.
- 酒井治孝, 2002, 100 万年前のヒマラヤ前縁山地の急激な上昇. 月刊地球, **24**, 279-284.

- Sakai, H., 2004, Major tectonic events recorded in the sedimentary sequence of the Himalayas, and paleoclimatic changes recorded in the Paleo-Kathmandu Lake. *Abstract of IGCP-476, Second Annual Symposium*, Shanghai, 34-36.
- 酒井治孝, 2004, 堆積物に記録されたヒマラヤ山脈の3段階上昇のテクトニクス. 日本地質学会第111年学術大会講演要旨, 18.
- 酒井治孝・金子慶之, 1997, ヒマラヤ山脈に記録されたテクトニックイベントと環境変動. 地質雑, **103**, XI ~ XIV.
- Sakai, H., Takigami, Y., Nakamuta, Y. and Nomura, H., 1999, Inverted metamorphism in the Pre-Siwalik foreland basin sediments beneath the crystalline nappe, western Nepal Himalaya. *Jour. Asian Earth Sci.*, **17**, 727-739.
- Sakai, H., Sakai Hideo, Yahagi, W., Fujii, R., Tatsuya, H., Upreti, B. N., 2005a, Pleistocene rapid uplift of the Himalayan frontal ranges recorded in the Kathmandu and Siwalik Basins. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, (in press).
- Sakai, H., Sawada, M., Takigami, Y., Orihashi, Y., Danhara, T., Iwano, H., Kuwahara, Y., Dong, Q., Cai, H., Li, J., 2005b, Geology of the summit limestone of Mt. Qomolangma (Everest) and cooling history of the Yellow Band under the Qomolangma Detachment. *Island Arc*, **14** (in press).
- Searle, M.P., 1999, Extensional and compressional faults in the Everest-Lhotse massif, Khumbu Himalaya, Nepal. *Jour. Geol. Soc. London*, **156**, 227-240.
- Shrestha, S. B., Maskey, N. D., Sharma, T. and Bishyal, R. P., 1993, *Geology and Mineral Resources of Nepal. Atlas of mineral resources of the region series*, **9**, United Nations. New York, 107 p.
- Sorkhabi, R.B., Valdiya, K.S. and Arita, K., 1999, Cenozoic uplift of the Himalaya orogen: chronologic and kinematic patterns. *Gondwana Research Group Memoir*, **6**, 189-206.
- Spicer, R. A., Harris, N.B.W., Widdowson, M., Herman, A.B., Guo, S., Valdes, P.J., Wolfe, J.A. and Kelley, P., 2003, Contrast elevation of southern Tibet the past 15 million years. *Nature*, **421**, 622-624.
- Tagami, T. and Shimada, C., 1996, Natural long-term annealing of the zircon fission track system around a granitic pluton. *Jour. Geophys. Res.*, **101**, 8245-8255.
- Takigami, Y., Sakai, H., Orihashi, Y. and Yokoyama, K., 2004, ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of Proterozoic basaltic and granitic rocks in Nepal Himalaya and their composition with those in Singbhum area, peninsular India. *Himalayan Jour. Sci.*, **2**, 260-261.
- Tanaka, S., 1997, Uplift of the Himalaya and climatic change at 10 Ma -Evidence from records of carbon isotopes and fluvial sediments in the Churia Group, central Nepal-. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **103**, 253-264.
- Tapponnier, P., Zhiqin, X., Roger, F., Meter, B., Arnaud, N., Wittlinger, G. and Jingsui, Y., 2001, Oblique stepwise rise and growth of the Tibetan Plateau. *Science*, **294**, 1671-1677.
- Tokuoka, T., Takayasu, K., Yoshida, M. and Hisatomi, K., 1986, The Churia (Siwalik) Group of the Arung Khola area, West Central Nepal. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, **20**, 135-210.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calstesen, P. and Deng, W., 1996, Post-collisional, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of oceanic island arc basalts. *Jour. Petrol.*, **37**, 45-71.
- Uddin, A. and Lundberg, N., 1998, Unroofing history of the eastern Himalaya and the Indo-Burman ranges: heavy mineral study of Cenozoic sediments from the Bengal Basin, Bangladesh. *Jour. Sediment. Res.*, **68**, 465-472.
- Upreti, B.N., 1999, An overview of the stratigraphy and tectonics of the Nepal Himalaya. *Jour. Asian Earth Sci.*, **17**, 577-606.
- Upreti, B.N., Rai, S.M., Sakai, H., Koirala, D.R. and Takigami, Y., 2003, Early Proterozoic granite of the Taprejung Window, far eastern Lesser Nepal Himalaya. *Jour. Nepal Geol. Soc.*, **28**, 9-18.
- Williams, H.M., Turner, S., Kelly, S. and Harris, N., 2001, Age and composition of dikes in southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to post-collisional volcanism. *Geology*, **29**, 339-342.
- Wolfe, J.A., 1993, A method for obtaining climate parameters from leaf assemblages. *US Geol. Surv. Bull.*, **2040**, 1-71.
- Yokoyama, K., Amano, K., Taira, A. and Saito, Y., 1990, Mineralogy of silts from Bengal Fan. In Cochran, J.R. and Stow, D.A.V., eds., *Proc. ODP, Sci. Results*, **116B**, 59-73.
- Yoshida, M., Igarashi, Y., Arita, K., Hasashi, D. and Sharma, T., 1984, Magneto-stratigraphic and pollen analytic studies of the Takmar Series, Nepal Himalayas. *Jour. Nepal Geol. Soc.*, **4**, Special Issue, 101-120.
- Zhao, W.J., Nelson, K.D. and Project INDEPTH Team, 1993, Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath Southern Tibet. *Nature*, **366**, 557-559.
- Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001, Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**, 686-692.
- Zhang, P.Z., Shen, Z., Wang, M., Burgmann, R. Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., Hanrong, S. and Xinzhaio, Y., 2004, Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, **32**, 809-812.
- Zhao, W.J., Nelson, K.D. and Meissner, R., 1997, Advances of INDEPTH-A deep profiling study in Tibet and Himalayas. *Episode*, **20**, 266-272.

(要 旨)

酒井治孝, 2005, ヒマラヤ山脈とチベット高原の上昇プロセス—モンスーンシステムの誕生と変動という視点から—. 地質雑, **111**, 701—716. (Sakai, H., 2005, Uplift of the Himalayan range and Tibetan plateau—From a viewpoint of birth of monsoon and its changes. *Jour. Geol. Soc. Japan*. **111**, 701—716.)

私達の研究により, ヒマラヤの変成岩ナップは～14 Ma に出現し, 11～10 Ma に前進を停止し, 1 Ma にはヒマラヤの前縁山地が上昇したことが判明した. また11 Ma 以前に, ヒマラヤは現在の高度以上になっていたことが明らかになった. またチベット高原からヒマラヤにかけて分布する東西引張り性の正断層群の形成時期, チベット高原から産出した中期中新世の植物化石や酸素同位体を使った古標高の推定結果は, いずれも山塊が14 Ma 頃までに現在の高度に達していたことを示す. モンスーン開始の証拠とされた10～8 Ma 頃の湧昇の活発化は, インド洋のみならず太平洋や大西洋からも報告されており, 南極氷床の拡大とリンクしている可能性もある. 今後はチベット高原の中部地殻が広く部分熔融しているという新しい知見を取り入れながら, ヒマラヤ・チベット山塊の進化と上昇, およびそのモンスーンシステムの発達との相互因果関係を解明して行かなければならない.