小起伏面の分布からみたトルコ、トロス山脈の 隆起と地形発達

須 貝 俊 彦*

Tectonic Deformation and Geomorphological Development of the Toros Mountains, Southern Turkey Viewed from Distribution of Large-Scale Low-Relief Surfaces

Toshihiko SUGAI*

Abstract

In the Toros Mountains, low-relief surfaces occupy wide area over the high ridges of about 2,000 m a.s.l. of the Miocene limestone. Tectonic deformation of the area was inferred by characteristic distribution of the large-scale low-relief surfaces. The surfaces are divided into two types; D (doline) type and S (smooth) type. Most parts of the low-relief surfaces of D type were formed as abrasional surfaces at the nearsea level during the Middle Miocene, though in the northern region of the mountains, part of them are recognised as depositional surfaces of platform limestone composed of calcareous algae. On the other hand, S type surface was formed 100-300 m below the level where D type was originally formed, after the Middle Miocene as a corrosion plain.

The present altitude of the D type surfaces indicates amount of uplift accumulated since the Late Miocene. In the Toros Mountains, two tectonic regions are recognized; the upwarping area in the eastern part and the northward tilting area in the western part. An uplift rate of the main ridges since the Late Miocene is estimated as 0.2 to 0.8 mm/y from the altitude of these low-relief surfaces and their estimated ages.

I. はじめに

山岳地域の地殻変動の速度や様式については、地質学的な資料が得にくいために、現在でもわかっていないことが多い。ただし、山地の内部に、かつて海面付近で形成されたとみなしうる小起伏面（山地の地形原面）が分布する場合には、面の高度から山地の隆起量を推定することができる。さらに、面の形成年代が明らかであれば、隆起速度を求めることも可能である。

東地中海に面するトルコのトロス（Toros）山脈（別名 Taurus 山脈：図1）には、標高2,000mを超える高さまで小起伏面が分布しており（口絵2：写真1，2），現在は深い谷に刻まれているが、その広がりには1万km²以上に及ぶ（図2）。この小起伏面に関しては、古くはペンク（1972）の報告がある。また、Erol（1981，1991）は、この山脈中に、2段の準平原を含む5段の地形面を認め、その概要を論じた。しかし、これらの研究には、地形面の分布や対比の根拠が示されておら

* 日本学術振興会特別研究員（東京大学理学部）

* Fellow of the Japan Society for the Promotion of Science for Japanese Junior Scientists (University of Tokyo)

図 1 調査地域の位置

Fig. 1 Studied area in Turkey and the tectonic setting of the Cyprean Arc Zone after Dewey and Sengöl (1979) and Avraham *et al.* (1988)

N. A. F. : North Anatolian fault

E. A. F. : East Anatolian fault

図 2 小起伏面分布図

Fig. 2 Distribution of the low-relief surfaces in the Toros Mountains

P. 1-P. 8: locations of photograph 1-8

図3 トロス山脈周辺の地質
Fig. 3 Geology around the Toros Mountains
Compiled and simplified from M. T. A. (1962, 1963)

ず、地殻変動の詳細は検討されていない。

東地中海では、アフリカプレートがトルコプレート下へ沈み込んでいることが知られているが、沈み込み帯の最も東にあたるキプロス弧東部では、プレート境界の位置はよくわかっていない (Avraham *et al.*, 1988: 図1)。トロス山脈は、西の沈み込み帯と東の衝突帯との移行域に位置しており、トロス山脈の地殻変動を明らかにすることは、プレート境界を決める手がかりとなるばかりでなく、沈み込み帯から衝突帯への時間的な変化過程を知る上でも重要である。

そこで、本稿では、トロス山脈に発達する小起伏面の形成過程・形成時期を検討したうえで、地形原面とみなしうる小起伏面の分布をもとに、トロス山脈の地殻変動の速さと様式を求めてみた。

II. 調査地域概観

M. T. A. (1962, 1963) の1/50万地質図 (図3) によると、先中新統の基盤岩類は幅100kmほどの東西に延びる帯状分布をなし、トロス山脈の地形的な高まりとほぼ一致している。

山脈中央部では、ゴクス川 (Goksu R.) の流域を中心に、海成中新統が山脈を分断して内陸部

まで分布する。トロス山脈周辺の海成中新統は上部層 (Mo, 中新世中期) と下部層 (Ma, 中新世前期) とに二分されるが、Ma 上部と Mo とは、熱帯—亜熱帯の浅海で堆積した石灰岩 (platform-limestone) (口絵2: 写真3) からなり、ほたて貝、牡蠣、石灰藻の化石を多量に含む。Ma は先新第三系を不整合に覆って厚く堆積しており (図4 C-C', D-D'), 漸新世から中新世前期にかけての大規模海進 (Steininger and Rogl, 1984) 時の堆積物と考えられている。Mo は、Ma を整合的に覆っており、Mo 最上部には偏平な円礫が堆積する所もある。Ma と Mo の分布域では、小起伏面の発達がよい。

トロス山脈北麓には、鮮新世～更新世初期に形成された湖成または河成の段丘面が分布する (Erol, 1978)。さらにその北側には、コンヤ (Konya) 盆地が広がり、現在の盆地床は沖積平野となっている (図3) が、最終氷期にはそのほぼ全域が湖であった (Roberts, 1983: 図5)。また、トロス山脈の北には、山脈の高まりとほぼ平行して、鮮新世～第四紀の火山列が認められる。

トルコの地中海沿岸部には第四紀の海成段丘が発達する (Erol, 1985)。詳しい報告はないが、少

図 4 トロス山脈の地形・地質断面
 Fig. 4 Geomorphological and geological cross-sections of Taurus Mountains
 Locations of cross-sections are shown in Fig. 2.

図5 トロス山脈の水系

Fig. 5 River systems in the Toros Mountains

The extent of paleolakes are based on Erol (1978) and Roberts (1983).

なくとも2,500年前以降、海岸部では隆起も沈降も生じていないという (Flemming and Webb, 1986)。地中海に面するトロス山脈の南麓には、段丘地形はほとんど分布しない。

III. 小起伏面の性質と分布

1) 小起伏面の定義と認定方法

本稿では小起伏面を、「周囲がより急勾配な斜面(肩)によって境され、尾根上に広がる緩傾斜地形」と定義する。

調査地域に分布する小起伏面上の起伏量は、10 km² につき200-300m 以下である。また、個々の小起伏面の広がり、10-数1,000km² に達する(図2)。小起伏面上には、しばしば浅い谷がみられるが、これらの谷は、下流の深い開析谷とは明瞭な遷急点によって隔てられている。個々の小起伏面の間には、深い谷が発達し、小起伏面の縁は比高1,000m 前後の急崖に囲まれている。このため、小起伏面を遠望すると、巨大なテーブル状を呈する(口絵2:写真1, 2)。それゆえ、小起伏面と周囲の谷壁斜面との識別は容易であり、1/50万地形図(Tactical Pilotage Chart)やランド

サット画像を用いても、小起伏面の認定は可能である。

2) 小起伏面の分類と記載

小起伏面は、表面形態の特徴により、(1) 面上に溶蝕ドリネが密集し、微起伏に富むタイプ(Doline type, 以下Dタイプとよぶ; 図6a, 口絵2:写真4, 5)と、(2) 起伏に乏しく平坦なタイプ(Smooth type, Sタイプと呼ぶ; 図6b, 口絵2:写真6)とに分類できる。Dタイプ地におけるドリネの分布密度は極めて高く、20個/km² を超える。Sタイプは侵食面の性格をもち、孤立小丘(hum)がみられることもある。小起伏面の分布域(図2)は、中新統(Ma および Mo)の分布範囲(図3)に、その周辺の先中新統の石灰岩類の分布範囲を加えた地域とよく一致する。以下、Mo, Ma, 先中新統の各分布地域に発達する小起伏面について順に記載する。

1. Mo 分布地域に発達する小起伏面

Mo 上の小起伏面は、Dタイプからなる(口絵2:写真4)。本面は、他の地質地域上の小起伏面と比べて、とりわけ平坦であり、面の起伏量は10km² につき100m 未満である(図4 B-B', C-C',

図 6 小起伏面の例 (a) ドリーネタイプ(Dタイプ) (b) 平滑タイプ(Sタイプ)
Fig. 6 Geomorphic characteristics and relationship between Doline type low-relief surface and Smooth type one

Location is shown in Fig. 2.

(a) Example of Doline type surface (D type) (b) Example of Smooth type surface (S type)

D-D')。また、Mo 上に広がる小起伏面の包絡面は、Mo 中にみられる層理面と平行し(口絵2:写真3)、Mo と Ma との境界面とも概ね平行する。

2. Ma 分布地域に発達する小起伏面

Ma 上の小起伏面は、高低二段に分かれて発達する。高位面はDタイプ、低位面はSタイプからなり、両者は比高200m 前後の急崖によって隔られている(図6)。Dタイプ地では、地表流はほとんど生じない。一方、調査地域北東部のタチカレ(Taskale)では、北へ傾斜する Ma (の層理面)とDタイプとが、交角約 5° で斜交する(図4 B-B', 口絵2:写真7)が、他の地域では、Ma とDタイプとは概ね平行しており、両者が 5° より大きな角度で交わる例はみられなかった。また、Ma 上のDタイプは Mo 上のDタイプと高度的に

スムーズに連続する。とくに、山脈の北部(例えば、図4 B-B' のタチカレ付近)では、Ma 上のDタイプと Mo 上のDタイプとは平面的にも相接する位置にあり、両者はひとつづきの小起伏面となっている(図2, 3)。

Sタイプ地では間欠河流がみられ、土壌層が基盤岩石を薄く覆っている(口絵2:写真6)。DタイプとSタイプとを境する急崖の付け根には湧水が分布し、Sタイプ地の間欠河流の水源となっている。

3. 先中新統上に発達する小起伏面

先中新統分布域に発達する小起伏面は主にDタイプからなり(口絵2:写真5)、中新統地域に発達する小起伏面と高度的にスムーズに連続する。例えば、山脈南部の上部白亜系分布域(図4 E-E' 南部)には、Dタイプが発達するが、この面はす

ぐ北の Ma 上の D タイプに連続している。また、山脈東部の古生層分布域 (図 4 A-A' 中央部) にも D タイプが発達し、周囲の Ma および Mo 上の D タイプと連続している。さらに、古生層分布域の中央部には、残丘状の地形がそびえており (図 2, 4 A-A'), ここでは、中心より、古生層上の残丘状地形、古生層を切る D タイプ、Ma および Mo 上の D タイプという同心円状の分布形態が認められる。

IV. 小起伏面の形成過程と形成時期

1) D タイプ

1. Mo 地域に発達する D タイプ

Mo 上の D タイプは深さ 10-20m 程度の浅いドリーネが発達する平坦な地形面であり、その包絡面は Mo の層理面と平行する。したがって、Mo 上の D タイプの包絡面は、Mo の堆積原面であるとみなしうる。それゆえ、面の形成期は中新世中期と考えられる。

2. Ma 地域に発達する D タイプ

タチカレにおいて観察された地形面と層理面との交差関係は、この地域の Ma 上の D タイプが、Ma の堆積構造を切って発達したことを示す。また、Ma 上の D タイプが、その周辺の Mo 上の D タイプと高度的・平面的に連続することから、両者はほぼ同時代に同一基準面で形成されたとみなされる。それゆえ、Ma 上の D タイプの原面は、中新世中期 (Mo 堆積時) に、海面付近の高さで侵食 (おそらく波食) を受けて形成されたと推定される。ただし、Ma 上の D タイプと Ma の層理面とは概ね平行している地域が多いことから、Ma 堆積後、D タイプの原面が形成されるまでに、Ma はさほど侵食を受けなかったと考えられる。

3. 先中新統地域に発達する D タイプ

先中新統上の D タイプは、中新統上の D タイプと相接する侵食面である。したがって、先中新統上の D タイプは、中新統上の D タイプと同時期に海面付近の高さで、基盤山地が側方侵食されて形成されたと考えられる。山脈東部の残丘状地形の付け根の遷緩線は、Mo, Ma および古生層上の D タイプの形成当時の旧汀線を示すと考える。以

上から、先中新統上の D タイプの原面は、海食台起源と考える。

4. D タイプの起源

1.~3. より、本地域に分布する D タイプの小起伏面の包絡面の起源は、中新世前期の大規模海進に引き続く中新世中期の高海水準期に形成された浅海底平坦面 (陸棚) であると解釈できる¹⁾。

2) S タイプ

S タイプは、D タイプより一段低い位置に発達する侵食面であり、D タイプとは出入りのある急崖によって境される。D タイプ地域への急崖の湾入が著しい所に湧水が集中することから、spring sapping などによる急崖の後退により、S タイプ地が広がってきたと考えられる。すなわち、S タイプは、D タイプの原面形成後、spring sapping や側方溶蝕作用 (lateral corrosion) によって形成された溶蝕平地 (corrosion plain: Ford and Williams, 1989) であると判断される。

V. トロス山脈とその周辺部の地史

1) トロス山脈北麓の段丘地形

トロス山脈北方のコンヤ盆地縁辺には、鮮新世~更新世初期に形成された湖成または河成の段丘面が広く分布する (Erol, 1978)。本稿ではこれを高位段丘面 (H 面) とよぶ²⁾ (図 7)。H 面は、石灰質細粒物からなる堆積面であり (口絵 2: 写真 8)、堆積物中に 3 種類の陸貝化石が発見された (ただし、殻が溶けており属種は不明: 図 8)。したがって、H 面は陸上の湿地ないし湖底で形成されたと考えられる。コンヤ盆地北縁では、H 面はほぼ水平に広がり、面の標高は約 1,050m である。しかし、盆地南縁 (トロス山脈北麓) では、H 面は 2-3% の勾配で北へ傾いている (図 4 C-C', D-D', 図 6)。

盆地を挟んで H 面構成層の層相や岩質に違いがみられないことから、盆地南縁の H 面は、盆地北縁の H 面と同様、面の形成時にはほぼ水平であったが、離水後に北へ傾動したと判断される。

2) トロス山脈周辺部の地史

トロス山脈周辺では、漸新世から中新世前期にかけて大規模な海進があり、古い地形の起伏を埋

図 7 トロス山脈北麓の地形・地質断面

Fig. 7 Geomorphological and geological section crossing the northern foot of Toros Mountains. Location is shown in Fig. 2.

めながら地層 (Ma) が厚く堆積した (図 9)。中新世中期には海面が高位置で安定し、トロス山脈の北部では浅海性の地層 (Mo) が堆積した。同時に、その周辺部では Ma や鮮新第三系の基盤岩類が削られて、海底には広い平坦面が形成された。

12Ma ころ、北上するアラビアプレートはトルコプレートと衝突し、北・東アナトリア断層が活動を始めた (Dewey *et al.*, 1986)。この頃トロス山脈は海面に対し相対的に隆起を開始したと考えられる。その後、大規模な海退が起こり、テーチス海は消滅した (いわゆる Messinian 危機)。一方、中部アナトリア高原では、8-2.7Ma に大規模火砕流を伴う火山活動があり、噴出物の量は 11,000 km³、厚さは 360m に達した (Pasquare *et al.*, 1988)。小起伏面上では溶蝕が進み、山脈の北麓には対比層 (H面構成層) が堆積した。2.7Ma 以降、火山活動に質的な変化が起こり、成層火山活動や単成火山活動が活発になり、火山列が形成された (Pasquare *et al.*, 1988)。このころからトロス山脈は隆起を速め、山脈の幅が南北方向に膨む過程で、山麓部に位置する H面の傾動が始まったと考えられる。

Limnic Gastropoda

図 8 高位段丘面 (H面) 構成層から産出する陸貝化石

Fig. 8 Three kinds of shell fossils (Limnic Gastropoda) obtained from the fine bed of the H surface

VI. トロス山脈の隆起

1) 山脈の隆起量分布と隆起様式

前述したように、Dタイプの小起伏面の包絡面は、中新世中期頃、ほぼ海面高度で形成されたとみなしうる。それゆえ、現在のDタイプの包絡面

図9 トロス山脈とその周辺部の地史

Fig. 9 Historical development in and around the Toros Mountains

の高さは、中新世中期より後の隆起量を示すと考えられる。そこで、10km 平方につき1-2点の割合でDタイプの高さ（最高点高度）を読み取り、内挿法で200m 毎の等高線を引いて、Dタイプの包絡面の高度分布図（図10）を作成した。分布図から、Goksu 川本流を境として、山脈の東西では隆起様式が異なることが読み取れる。以下、東部、西部の順に記述する。

トロス山脈東部では、地形の骨格は長い波長の曲隆により形成されている。隆起軸は直線的で、東北東-西西南西の走向を示し、南西方向に僅かに(0.5°程度)プランジする。また、この地域の水系は、隆起軸を分水界にもつ必従谷となっている（図5）。それゆえ、東部山脈は、中新世中期以降に浅海底から出現した巨大な背斜山稜といえよう。

必従河谷に挟まれた山稜には小起伏面がよく保存され（図2）、小起伏面の変位を連続的にとら

えることができる（例えば、図4 A-A', B-B'）。隆起軸の北東側斜面は徐々に高度を下げながらコンヤ盆地へ連続する。一方、南東側斜面は、やや急傾斜を保ったまま地中海に没する。その延長は大陸斜面へ連続するようである（図4 A-A', B-B', C-C'）。

トロス山脈西部では、隆起軸は海岸に近い位置を北西-南東方向に走っている。隆起軸の南西側斜面と北東側斜面とでは、傾斜に著しい違いがあり（図10）、山脈は北東へ傾下しながら隆起してきたと考えられる。このために、背面の東部を流れる Goksu 川（図10）では、本流の西側の流域面積が東側の流域面積と比べて著しく大きくなったのであろう（図5）。

背面（山脈の北東側斜面）を刻む谷には明瞭な遷急点が認められ（図5）、これより上流側には小起伏面がよく保存されている（図2）。これに

図 10 トロス山脈の隆起量分布
Fig. 10 Amount of uplift of the Toros Mountains based on the low-relief surfaces

対して、地中海に面した南西斜面では谷頭侵食が著しく、小起伏面上を北東へ流れる間欠河川の上流部が侵食されて、所々に風隙 (wind gap) が生じている (図5)。

上述した山脈の東西間にみられる隆起様式の違いは、キプロス弧の東西間にみられる沈み込み様式の違い (図1) を反映しているものと思われる。キプロス弧東部では、深発地震面が欠落しており (Avraham *et al.*, 1988), キプロス弧東部は既に衝突段階にある (あるいは非プレート境界的である) と考えられる。また、トロス山脈東部では、浅発地震すらほとんど発生していない (Erdik *et al.*, 1985)。こうしたことから、トロス山脈東部の曲隆は、上盤 (トルコ) プレーートの非弾性的な内部変形の表われなのかもしれない。一方、山脈西部の北東への傾動運動は、キプロス弧西部において、アフリカプレートがトルコプレート下へ北東方向に沈み込んでいることと調和的である。

2) 山脈の隆起開始時期と隆起速度

Ⅲ章で述べたように、山脈北部のタチカレ付近では、小起伏面が傾動した前期中新統 (Ma) をきって発達する。したがって、山脈北部では、中新世中期に隆起運動が始まっていたと考えられる。しかし、中新世中期の海成層 (Mo) が比較的広範囲に堆積すること (図3) や、Mo と同時代に

対比される小起伏面が広域に分布すること (図2), ならびに、12Ma 頃に起こったアラビアプレートとトルコプレートとの衝突や、8-2.7Ma の大規模な火砕流活動などから、起伏を増大させるような隆起運動が生じるのは中新世後期 (11.8Ma) 以降であると考えられる。2.7Ma 以降には、隆起軸に平行して成層火山列が形成されるようになる。このことは、南北圧縮の広域応力場のもとで、トロス山脈の隆起が活発化したことを示唆しており、H面の傾動とも調和的である。以上から、トロス山脈は、12Ma 以降に隆起を開始し、2.7Ma 頃から隆起を速めたと考えられる。

トロス山脈の隆起軸付近に分布する小起伏面の垂直変位量は最大で約2,200m に達する (図10)。したがって、トロス山脈の平均最大隆起速度は、2.7Ma 以降に隆起が始まったとすれば0.8mm/y, 中新世後期 (12Ma) から隆起が継続してきたとすれば0.2mm/y と見積られる。つまり、山脈の隆起の速さは 10^{-1} mm/y のオーダーで推移してきたことができる。

VII. まとめと今後の課題

本稿では、山地の地形原面の形成年代と高度分布をもとに、トロス山脈の地殻変動について検討した。その結果、(1) トロス山脈は、中新世後期

以降、 10^{-1}mm/y のオーダーで隆起してきたこと、(2) 山脈の東と西とで隆起の様式が異なり、東部では長波長の曲隆、西部では北東方向への傾動によって山脈が隆起してきたこと、が示された。

トロス山脈の地殻変動史をより定量化するには中新世の古地理復元と、中新世以降の詳しい地形編年を行なう必要がある。また、広域テクトロニクスの中でのトロス山脈の位置づけや、山脈の隆起プロセスについては今後の課題である。

謝 辞

東京大学理学部地理学教室の大森博雄助教授には終始御指導いただいた。池田安隆助教授には現地調査の機会を与えていただき、貴重な御助言も賜った。Bogaziçi 大学の Ahmet Mete Isikara 教授には研究の便宜をはかっていただいた。静岡大学地質学教室の千葉 聡助手には化石の鑑定をお願いした。以上の方々に厚くお礼申し上げます。本研究旅費は、Bogaziçi 大学 (Bogaziçi University, Project Number 90 HTO 231) により支給された。

注

- 1) Dタイプの包絡面は、Erol (1991) の DI 面 (中新世前～中期に形成された準平原面) に対比される。しかし、トロス山脈のDタイプは、基底に顕著な不整合をもつ厚い陸棚堆積物 (Ma 上部層および Mo) 上に広がることから、長期間の陸上侵食によって形成された準平原であるとは考えにくい。
- 2) コンヤ盆地周辺には、H面より低位の段丘面は分布しないが、これは、コンヤ盆地は層厚 50m 以上の厚い沖積層に覆われており (Ridder, 1965)、第四紀には相対的沈降域にあるためと考えられている (Erol, 1978)。

文 献

- Avraham, Z., Kempler, D. and Ginzburg, A. (1988): Plate convergence in the Cyprian Arc. *Tectonophysics*, **146**, 231-240.
- Dewey, J. F. and Sengör, A. M. C. (1979): Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonic in a convergent zone. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **90**, 84-92.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. and Sengör, A. M. C. (1986): Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone. *Collision Tectonics, Geological Society, Suppl. Bd.*, **19**, 3-36.
- Erdik, M., Doyuran, V., Akkas, N. and Gülkan, P. (1985): A probabilistic assessment of the seismic hazard in Turkey. *Tectonophysics*, **117**, 295-344.
- Erol, O. (1978): The Quaternary history of the lake basins of Central and Southern Anatolia. Brice, W., ed.: *The environmental history of near and middle east*. Academic Press, 111-139.
- Erol, O. (1981): Neotectonic and Geomorphological Evolution of Turkey. *Z., Geomorph., Suppl. Bd.*, **40**, 193-211.
- Erol, O. (1985): The world's coastline, 68 Turkey and Cyprus. Bird, C. F. and Schwartz, M. L., eds.: *The world's coastline*, 491-500.
- Erol, O. (1991): Geomorphological evolution of the Taurus Mountains, Turkey. *Z., Geomorph., Suppl. Bd.*, **82**, 99-109.
- Flemming, N. C. and Webb, C. O. (1986): Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10,000 years derived from archaeological data. *Z., Geomorph., Suppl. Bd.*, **62**, 1-29.
- Ford, D. C. and Williams, P. W. (1989): *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman, 601 p. M. T. A. (The Institute of Mineral research and exploration) (1962, 1963): Geological map of Turkey, scale 1:500,000, Konya and Adana sheets.
- Pasquaré, G., Poli, S., Vezzoli, L. and Zanchi, A. (1988): Continental arc volcanism and tectonic setting in Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, **146**, 217-230.
- ペンク, W. 著, 町田 貞訳 (1972): 地形分析. 古今書院, 401p. Penk, W. (1924): *Die morphologische analyse*. Verlag von J. Engelhorn nachf, Stuttgart.
- Ridder, N. A., (1965): Sediments of the Konya basin, Central Anatolia, Turkey. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, **1**, 225-254.
- Roberts, N. (1983): Age, palaeoenvironments, and climatic significance of Late Pleistocene Konya lake, Turkey. *Quatern. Res.*, **19**, 154-171.
- Steininger, F. F. and Rögl, F. (1984): Paleogeography and palinspastic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys. The geological Evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society, Suppl. Bd.*, **17**, 659-668.

(1992年4月30日受付, 1992年7月13日受理)