鈴鹿山脈東麓地域の第四紀における変形速度

京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻* 石山 達也・竹村 恵二

岡田 篤正

Structural Growth Rate of the Eastern Margin of the Suzuka Range during Quaternary

Tatsuya ISHIYAMA, Keiji TAKEMURA and Atsumasa OKADA

Division of Earth and Planetary Science, Graduate School of Science, Kyoto University,
Kitashirakawa-oiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto 606-8502, Japan

(Received October 15, 1998; Accepted June 23, 1999)

A seismic reflection profile implies that foothills and terrace surfaces in the eastern margin of the Suzuka Range are underlain by an east-facing monocline. Based on the stratigraphy of the late Pliocene-middle Pleistocene Tokai Group and a drill core of 500 m deep, we correlated distinct seismic reflectors to the boundaries between the Komeno Formation and the Oizumi Formation of the Tokai Group. Analysis of growth strata demonstrates that monoclinal uplift of the Tokai Group and Paleozoic rocks began since the beginning of the deposition of the lowermost part of the Tokai Group (ca. 3.0 Ma). Total vertical growth and shortening of the bottom of the Tokai Group during the deposition of the growth strata are estimated to more than 1,800 m and 1,000 m, respectively. Using an age of 2.9 ± 0.2 Ma for the Ichinohara volcanic ash, which overlies near the bottom of the Tokai Group, based on fission track method, uplift rate since late Pliocene is $>0.58-0.68$ mm/yr, and horizontal shortening rate is $>0.30-0.37$ mm/yr. The resulting long-term structural growth rates are comparable to those of the Fumotomura fault during late Quaternary based on previous geomorphic studies, which suggests that the Fumotomura fault is responsible for the growth of the monocline. If so, the fact that terraces are deformed more narrowly than the Tokai Group implies that the monocline and the warping of terrace surfaces is fault-propagation fold.

Key words: Suzuka Range, Fumotomura fault, Seismic reflection profile, Structural growth rate, Fault-propagation fold.

§1. はじめに

鈴鹿山脈は近畿三角帯 [HUZITA (1962)] の北東縁部に位置する南北方向の細長い山脈である。その両側の低地には鮮新-更新統の東海層群や古琵琶湖層群が厚く堆積し、その上位に新旧の段丘堆積物が広く覆って分布する。山脈の両側には南北走向の逆断層が存在し、その活動によって第四紀における山脈の著しい隆起が生じたとされる。特に鈴鹿山脈東麓部では逆断層の一部が第四紀後期以降も活動を継続していることが知られている [武久 (1979), IKEDA (1983), 太田・寒川 (1984), 鈴木・他 (1996); Fig. 1].

近畿三角帯には南北走向の逆断層が数多く存在する [活断層研究会 (1991)]. この地域は第四紀以降東西圧縮の場にあるとされ [HUZITA (1962)], 上部地殻の歪みの解放・蓄積の過程には鈴鹿山脈東麓部の活断層に代表される南北走向の逆断層の活動が寄与している。第四紀における近畿三角帯の短縮テクトニクスを理解する上で、南北走向の逆断層の水平短縮量を見積もることは重要な研究課題である。従来はおもに地形学的手法により逆断層の平均上下変位速度が求められているが [活断層研究会 (1991)], 断層運動に伴う水平短縮成分は求められていない。また、低角逆断層の場合上下変位量に比べて水平短縮量が大きくなるので、ネットスリップを知る上でも水平短縮量を評価することは重要である。

* 〒606-8502 京都市左京区北白川追分町

Fig. 1. Summit level map of the eastern margin of the Suzuka Range showing the surface traces of active faults.

ボーリングや反射法地震探査などの地下構造データがある場合、推定される地下断面を利用して地層の上下落差量・水平短縮量を求めることが可能である。地下構造から地層の変形構造の成長を示す growth strata [SUPPE *et al.* (1992)] を認定し、その堆積年代から成長速度を推定する手法は Transverse Ranges [HUFTILE and YEATS (1995)] などの地域で採用されている。鈴鹿山脈東麓部では、活断層を横断する測線で反射法地震探査が実施された [三重県地域活断層調査委員会 (1996)] ほか、反射測線上の北勢町麓村で地質調査所が到達深度 500 m のボーリングを掘削しており [佐藤・他 (1999)], 地質構造とその成長速度を推定するのに適した地域であるといえる。

本論では、上記の地下構造データを利用して鈴鹿山脈東麓部の地質構造を推定し、本地域の平均変形速度を求めた。また、空中写真判読と現地調査によって再検討した変位地形の分布・性状を地質構造と比較し、第四紀における鈴鹿山脈東麓部の断層運動に伴う地形・地質構造の発達過程を推定した。

§ 2. 地形・地質概説

鈴鹿山脈は最大標高 1,241 m を有し、幅約 20 km・長さ約 50 km で細長く南北に延びる。この山脈は大局的には東部が高く西に緩やかに下がる非対称な形を有し、分水界も著しく東に偏っている。

反射法地震探査測線周辺の地質図を Fig. 2 に示す。鈴鹿山脈は、砂岩・石灰岩・チャートなどからなる中・古生界および白亜紀末に貫入した花崗岩からなる [原山・他 (1989)]。

鈴鹿山脈の東斜面は比高数 100 m の急崖をなし、その東麓部には標高約 300 m 以下の丘陵・段丘が広がる。

丘陵を構成する鮮新-更新統の東海層群の層相・層序については、TAKEMURA (1985) や吉田 (1990) による詳しい研究がある。それらによると、本地域の東海層群は陸成 (河成および湖沼成) 堆積物であり、下位から美鹿・古野・市之原 (あるいは多志田川)・大泉・米野の各累層に区分できる。当地域の東海層群の堆積年代は、各累層に挟まれるテフラのフィッシュン・トラック年代からおおよそ 3.0 Ma から 1.2 Ma の間と推定されている (Fig. 3)。

東海層群とそれ以前の地層である中・古生界、花崗岩あるいは中新統は地表で観察される限り断層関係にあることが知られ、西傾斜の高角逆断層露頭が多数認められている [例えば、秦 (1967)]。従来、この断層は一志断層と呼ばれている [例えば、滝本 (1935)]。今回取り上げる地域では少なくとも地表部には中新統は分布しておらず、一志断層は先新第三系と鮮新-更新統を境する。

本地域では、丘陵を構成する東海層群を不整合に覆って扇状地性の段丘面群が発達している [竹原・木村 (1962), 太田・寒川 (1984)]。空中写真判読および現地調査により作成した本地域の地形分類図を Fig. 4 に示す。段丘面群は、地形面の広がり・分布高度・開析度・連続性・比高および堆積物の風化度などにより、高位 2 面 (H1・H2)・中位 2 面 (M1・M2)・低位 2 面 (L1・L2) の計 6 面に分類できる。ただし、場所によってはさらに細分することが可能である。本論の段丘面分類は太田・寒川 (1984) による分類に準ずる。

本地域では段丘堆積物中に第四紀後期に降下した火山灰層はほとんど見出せず、広域テフラによる段丘面の形成年代の編年を行うことは困難である。木村 (1971) は、伊勢平野に分布する段丘面の形成に関する研究を行い、最終間氷期の海進時に堆積したと考えられる海成粘土層を中位段丘礫層 (M2 面構成層に相当) が覆うことから、中位段丘面 (M2 面相当) を下末吉面に対比している。太田・寒川 (1984) は他地域の下末吉相当面に比べて M2 面の保存が良いことから、若干新しい形成年代 (約 5~8

Fig. 2. Geological map of the eastern margin of the Suzuka Range [after HARAYAMA *et al.* (1989) and YOSHIDA *et al.* (1991)]. Seismic reflection survey line (stack line) and location of drill core of 500 m are also shown.

万年)を推定している。

北勢町別名では、M2 段丘面の構成層の上に層厚約 3 m の細粒堆積物がのっている。この細粒堆積物から 10 cm おきに試料を採取して火山灰分析を行ったところ、鬼界アカホヤ火山灰 [町田・新井 (1978): 6.3 ka] と始良 Tn 火山灰 [町田・新井 (1976): 2.1~2.5 ka] に由来すると推定される火山ガラスが見出された。細粒堆積物は無層理であり、礫をほとんど含まないことから、段丘面離水後に堆積した風成堆積物が風化したものであると考えられる [片岡・吉川 (1997)]。したがって、M2 面はこれらの火山灰の降灰年代以前に形成されたと推定される。また、L1 面構成層からは、放射性炭素年代測定によって $19,820 \pm 120$ yBP, $20,040 \pm 80$ yBP の年代が得られており [三重県地域活断層調査委員会 (1996)]、L1 段丘面は最終氷期後期に形成された扇状地性の段丘面であると推定される。

§ 3. 鈴鹿山脈東麓部の活断層の分布と性状

地質構造と断層運動による変位地形を比較するために、米軍撮影約 1 万分の 1 空中写真の判読および現地調査による変位地形の検討を行った。

1) 概説

本地域の活断層の分布を Fig. 4 にまとめた。

鈴鹿山脈と丘陵・台地の境界を区切る山麓線に沿っては比高数 100 m 以上に達する急崖が存在し、これらは断層崖であると認定できる。このうち藤原岳断層 [太田・寒川 (1984)] は段丘面を変位させておらず、第四紀後期に活動的である証拠はない (位置は Fig. 4 に示す)。一方、尾高断層・菰野断層 [太田・寒川 (1984)] は高位・中位・低位段丘面を変位させており (Fig. 4)、第四紀後期を通じて活動的であることは間違いない。藤原岳断層・尾高断層の位置は地質学的に認められる一志断層の位置とほぼ一致する。

山麓線に沿って分布する活断層より 2~3 km 東には段丘面を変位させる低断層崖・撓曲崖が約 11 km 連続

Fig. 3. Stratigraphic column in the eastern margin of the Suzuka Range [after TAKEMURA (1984) and YOSHIDA *et al.* (1991)].

する。太田・寒川(1984)はこれらを一括して麓村断層と命名した。麓村断層に沿っては丘陵背面にのる高位段丘面が東に撓曲変形しているほか、中位・低位段丘面上に低断層崖・撓曲崖が認められる。また、宇賀川右岸では沖積面を変位させる低断層崖が認められる。

藤原岳断層と麓村断層にはさまれた丘陵部には、段丘面上に西落ちの逆向き低断層崖・撓曲崖が分布する。このうち、石榑北山断層〔太田・寒川(1984)〕については段丘構成層を変形させる高角逆断層露頭が報告され、これは層面すべり断層とされている〔東郷・岡田(1989)〕。また、新町断層は藤原岳断層の300 m 東に位置する非常に明瞭な低断層崖である。このほかにも、宇賀川右岸から田光川左岸の丘陵背面にのる段丘面上に西落ちの逆向き低断層崖が存在する。これら逆向き低断層崖の平均上下変位速度は麓村断層に比べて小さく〔太田・寒川(1984), 東郷・岡田(1989)〕, 断層線の長さも1 km 未満と短いことから副次的な活断層であると考えられる。

本地域の活断層は、その性状から、①山麓線沿いに分布する藤原岳断層・尾高断層・菰野断層、②①より2~3 km 東に分布する麓村断層、③丘陵部に分布する石榑

北山断層・新町断層などの副次的な活断層群、に分類できよう。上述のとおり、藤原岳断層については第四紀後期に活動的である証拠はない。藤原岳断層より平野側に第四紀後期を通じて活動的な麓村断層が分布することは、断層の活動性が第四紀後期に平野側に移動したことを示唆する〔IKEDA (1983), 太田・寒川(1984)〕。

2) 反射測線付近の変位地形

反射法地震探査測線付近の変位地形を Fig. 5 に示す。この地域では撓曲崖上の高位段丘面群が東西方向で約500 m の幅をもって東に撓み下がる。この撓曲崖に連続してM2 段丘面上に東落ちの撓曲崖が存在する。撓曲変形する高位段丘面(H1)は石榑北山断層によって変位を受けているが、その量は麓村断層による変位量に比べてはるかに小さい。また、高位段丘面群を変位させる撓曲崖から100 m ほど東にはM2 段丘面を切る東落ちの低断層崖が約500 m にわたって連続する。このことは、麓村断層の活動が第四紀後期を通じて平野側に移動していることを示唆する。

Fig. 4. Geomorphic map showing surface traces of active faults.

§ 4. 反射断面から推定される鈴鹿山脈東麓部の地質構造

麓村断層と藤原岳断層の間の丘陵部では、東海層群が東におよそ30度から40度でほぼ一様に傾斜する様子が地表で連続的に観察できる (Fig. 2).

このような東海層群の地質構造と断層運動の関係についてはおもに2つの説明がされている。ひとつは、段丘面の傾斜が東海層群の傾斜に比べて小さいことから、東海層群の変形と撓曲崖を形成するような麓村断層による

変形が調和的であるとする考えである [太田・寒川 (1984)]. また、低角逆断層の運動により上盤側先端部で背斜状の変形が進行し、逆向き低断層もこの変形によって形成されたと推定されている [IKEDA (1983)].

これに対して、東郷・岡田 (1989) は東海層群が麓村断層の上盤側で一様に東に傾斜し、低角逆断層の活動に伴う背斜あるいは撓曲崖をつくるような変形と調和していないことを指摘している。そして、東海層群の変形は麓村断層が活動を開始する以前に藤原岳断層の活動に

Fig. 5. Late Quaternary deformation showing precise location of surface traces of active faults.

によって形成されたとしている [東郷・岡田(1989)]。

これらの説明は、地表面付近における東海層群と段丘面の変形の比較に基づいている。しかし、麓村断層・藤原岳断層の活動と東海層群の地質構造の関係を論ずるためには、丘陵の幅と同程度の深さ方向の地下構造に関する情報が必要である。

鈴鹿山脈東麓部では、三重県員弁郡北勢町において麓村断層・藤原岳断層を横切る測線で反射法地震探査が実施されている [三重県地域活断層調査委員会(1996)]。また、本測線上では麓村断層を貫くボーリングが実施されている [佐藤・他(1999)]。本章では断層運動と東海層群の地質構造の関係を明らかにするために、反射断面

とボーリングおよび表層地質のデータを対比し、鈴鹿山脈東麓部の地質構造を推定した。

1) 反射断面の解釈

三重県地域活断層調査委員会 (1996) による反射法地震探査の探査諸元を Table 1 に示す。本探査は 1996 年 11 月に青川に沿った測線で実施された (Fig. 2)。測線長は約 6.5 km である。

時間断面 (Fig. 6a) を概観すると、CDP No. 370 付近に反射面の不連続がみられるほか、CDP No. 370 から 800 にかけて反射面が東に傾斜することがわかる。また、CDP No. 5 から 370 にかけて反射面は緩く西に傾斜する。また、麓村断層と藤原岳断層は、地表ではそれぞれ CDP No. 370 と CDP No. 810 に位置する。

竹村・他 (1999) によれば、反射面の連続性・明瞭さ・P 波速度構造から、CDP No. 50 の 1.0 sec から西に延びる反射面と CDP No. 550, 0.7 sec から東に傾き下がる反射面は東海層群と先新第三系の地質境界であると考えられる。CDP No. 550, 0.7 sec の反射面の地表面への延長部は中生代と東海層群の地質境界にほぼ一致する。

また、CDP No. 810 より東では、連続性が良く明瞭な反射面が数枚確認できる。これらの反射面が不連続になる領域は 1.0 sec 付近まで幅 100 m ほどの狭い範囲に限定される。地表における断層線の位置を考慮すると、麓

村断層はこの範囲を通ると推定される。

2) ボーリングコアの層序

1997 年 9 月、地質調査所は北勢町麓村の青川左岸で到達深度 500 m のボーリングを掘削した。その掘削位置は反射法地震探査の測線上に位置しており (Fig. 2)、麓村断層を上盤側から下盤側へと貫いている [佐藤・他 (1999)]。

石山・他 (1999) は、岩相記載・火山灰試料分析・花粉分析の結果に基づき、本ボーリングコアの層序を推定した (Fig. 7)。それによれば、深度 10.15~76.65 m (礫・砂・シルトの互層) と深度 175.30~251.10 m (礫層が主体) が東海層群最上部の米野累層、深度 76.65~175.30 m と深度 251.10 m 以深 (シルト・粘土・砂の互層) が大泉累層である。深度 175.30~251.10 m の米野累層と 76.65~175.30 m の大泉累層は断層関係にあると考えられる。

3) 反射断面・ボーリングコア・表層地質の対比から推定される地質構造

反射断面・ボーリングコア・表層地質の対比に基づく解釈断面図を Fig. 6b に示す。本地域の東海層群の積算層厚は約 1,500 m と見積もられており [原山・他 (1989)], Fig. 6b から東海層群はそれに準ずる層厚を有することがわかる。

ボーリングコアにおける米野累層と大泉累層の地層境界の位置は、深度断面において連続性が良く、強い反射面 A・A' (Fig. 6b) に一致する。この強い反射面は、深度 76.65 m より約 8 m 連続するシルト・粘土層とその直上に約 6 m 連続する礫層の間の音響インピーダンス差に対応すると考えられる。また、反射面 A' の連続を地表面へ追跡すると、米野累層が大泉累層の上位に整合でのる露頭の位置 [吉田・他 (1991); 吉田, 私信] にほぼ一致する (Fig. 2)。

コアの深度 76.65 m より上の部分は礫層が卓越し、これに対応して反射面 A・A' より上では反射面が不連続かつ不明瞭である。また、コアの深度 76.65 m より下ではシルト・粘土・砂の互層が卓越するのに対応して、深度断面上では反射面 A・A' より下に連続性が良く強い反射面が存在し、コア中の礫層と粘土層の境界あるいは砂層と粘土層の境界に一致する。このように、深度断面の反射面 A・A' はコア中で推定された大泉累層と米野累層の地質境界の位置と一致し、さらにコア中の層相変化から推定される反射面と実際に得られた反射断面は良く対応している。したがって、反射面 A・A' は米野累層と大泉累層の境界部であると考えられる。

Fig. 6b は、鈴鹿山脈東麓の丘陵部には東海層群の単斜構造が存在することを示す。単斜東翼部の東海層群は

Table 1. Recording parameters for the seismic reflection survey [after RESEARCH COMMITTEE FOR ACTIVE FAULT IN Mie PREFECTURE (1996)].

Geophones resonant frequency	8 Hz
Geophones / station	9
Station spacing	10 m
Channels	240
Source	IVI Y-2400
Near trace offset	20 m
Sweep frequency	10 - 80 Hz
Stacks	8 - 12
Recording time	5 s
Sampling interval	2 ms
Recording filters	8 Hz for low cut 180 Hz for high cut
CMP folds	60
Survey line	6.5 km

Fig. 6a. Uninterpreted seismic reflection profile (migrated, two-way travel time). Location on Fig. 2.

Fig. 6b. Interpreted seismic reflection profile (migrated, depth). Dashed lines (A and A') show the bottom of the Komeno Formation. No vertical exaggeration.

Fig. 7. Stratigraphy of boring core of 500 m deep drilled by Geological Survey of Japan. **va1** can be correlated to Rokkoku volcanic ash. **va2** and **va3** can be correlated to Karegawa volcanic ash [after ISHIYAMA *et al.* (1999)]. Location on Fig. 2.

30度から40度で一様に傾斜しており、地表で観察される傾斜と良く一致する。単斜東翼部は地下で折れ曲がる軸を有しており、麓村断層はこの単斜軸付近で単斜構造を切っている。

麓村断層の傾斜は標高0 m以上では低角であるが、それ以深では高角になる (Fig. 6b)。また、石榑北山断層は地表では CDP No. 420 付近に位置するが、これに対応する東海層群の変形は認められない。このことは石榑北山断層が東海層群中に形成された副次的な断層であることを示しており、この断層が層面すべり断層であるとする報告 [東郷・岡田 (1989)] と整合的である。また、新町断層が地表で確認される CDP No. 750 付近では先新第三系と東海層群の地質境界に対応する反射面に西落ちの上下落差が認められるが、その変位量は小さいことか

ら新町断層もまた副次的な断層であると推定される。新町断層は東に急傾斜する先新第三系と東海層群の地質境界を切っていることから、局所的な伸張応力によって生じた正断層であり、いわゆる bending-moment fault [YEATS (1986)] にあたると考えられる。

藤原岳断層は地表では Fig. 6b の CDP No. 820 付近を通るが、これに伴う構造は反射断面では確認できない。このことから、藤原岳断層の断層崖地形は、固結した中古生界とやや固結した鮮新-更新統の地層境界部に形成された差別侵食による組織地形である可能性がある。

また、反射断面からは藤原岳断層から延びるスラストにより生じると期待される背斜は認められず、断層の傾斜が低角である範囲は地下浅部に限定される。このことは、本地域の逆断層の活動史が IKEDA (1983) による thrust-front migration では説明できないことを示す。

§ 5. 考 察

5.1 鈴鹿山脈東麓部の単斜構造の成長速度

単斜構造に参加する東海層群の層厚変化をみると、米野累層より下位の東海層群の層厚は CDP No. 50 では約 1,000 m, CDP No. 350 では約 1,200 m と、西方に徐々に増大し、単斜軸付近で約 2,000 m と最大になる。単斜東翼部では反射断面で判断する限り東海層群の層厚は 1,700 m 程度である。単斜東翼部の大部分は侵食によって消失しており、東海層群の層厚を正確に見積もることは困難であるが、単斜東翼部において東海層群の傾斜がほぼ一定であることから、単斜軸以西の東海層群の層厚はほとんど変化しないと考えて良いであろう。一方、麓村断層下盤側における東海層群最上部・米野累層の層厚は、反射断面とボーリングコアから最大で 200 m 程度と見積もられ (Fig. 6b)、単斜東翼部で地表において確認された米野累層の層厚 [吉田・他 (1991)] とおおよそ一致する。このことから、単斜東翼部は大規模な侵食を受けているものの、単斜軸部と同じ累層が保存されていると考えられる。したがって、東海層群全体の層厚は単斜軸部で最大になり、単斜東翼部では単斜軸部よりも層厚を減じ、西方にはほぼ一定の層厚を保っていたとみられる。

Fig. 6b から、この地域では大規模な上下落差と水平短縮が生じていることがわかる。東海層群中の反射面は麓村断層の両側で先新第三系上面の反射面と平行であるから、東海層群は水平にもともと堆積したと考えられる。pre-growth strata の層理の長さが変形の前後で一定であると仮定すれば、pre-growth strata の層理の長さから上下落差量・水平短縮量を推定することができる。

[SCHNEIDER *et al.* (1996); Fig. 8]. 新町断層による小さい変形量を無視したとき, Fig. 4b に含まれる範囲における東海層群基底面の上下落差量および水平短縮量はそれぞれ約 1,800 m, 1,000 m である. ただし, 単斜構造の東翼部は大規模な侵食を受けて消失しているため, 実際の変形量はこれらの値より大きいと考えられる. 本地域の東海層群の堆積開始時期は, 東海層群基底面直上に挟まれる市之原火山灰のフィッション・トラック年代から,

2.9±0.2 Ma 前後であるとされる [横山・他 (1980)]. この年代値と上記の変形量から求めた平均上下落差速度は 0.58~0.67 mm/yr 以上, 平均水平短縮速度は 0.30~0.37 mm/yr 以上となる.

5.2 単斜構造の成長と活断層の関係

反射断面と段丘縦断面を用いて東海層群の単斜構造と段丘面の変形域の比較を試みる. Fig. 9 によれば東海層群の単斜構造の範囲は東西 3.8 km 以上におよぶ. 一方,

Fig. 8. Calculation of the vertical and horizontal component of structural growth from SCHNEIDER *et al.* (1996).

Fig. 9. Comparison of deformed terrace surfaces and the Tokai Group. Upper is longitudinal profile of Ao River (dashed line) and of terraces, and lower is the interpreted seismic reflection profile (migrated, depth). No vertical exaggeration.

高位段丘面群は麓村断層の撓曲崖に向かって東に急傾斜し、低位・中位段丘面上には撓曲崖・低断層崖が形成されているが、そのほか副次的な断層によって変位を受けている以外には段丘面の変形は認められない。また、低位段丘面は青川の河床縦断形とほぼ平行である。このように、麓村断層の活動による段丘面の撓曲変形は断層を挟んで東西約 500 m の範囲にわたり、単斜構造に比べて狭い範囲に限られる。このことは、段丘面が単斜構造の成長を示すような変形を受けていないことを示す。

一方、第四紀後期における麓村断層の平均上下変位速度は $0.1 \sim 0.3 \text{ mm/yr}$ 程度とされる [太田・寒川 (1984), 東郷・岡田 (1989), 三重県地域活断層委員会 (1996)]。一方、前節で求めたように、単斜構造の成長速度は上下成分で $0.58 \sim 0.67 \text{ mm/yr}$ 以上、水平成分で $0.30 \sim 0.37 \text{ mm/yr}$ 以上である。

単斜構造の成長速度と麓村断層の平均変位速度は、異なる地質時代に形成された変位基準をもとに求めたものであるから、両者を単純に比較することはできないが、以下では鮮新世後期以降の地殻変動の一様性を仮定して議論を進める。

単斜構造の成長が平面の断層面における断層運動によって生じたと仮定すれば、断層面上のネットスリップは $0.66 \sim 0.77 \text{ mm/yr}$ 以上、断層面の傾斜は $57 \sim 66$ 度である。

麓村断層の地表部における断層面の傾斜は露頭の観察から 30 度程度である [東郷・岡田 (1989)] ので、地表部におけるネットスリップの上下成分は $0.36 \pm 0.03 \text{ mm/yr}$ となり、麓村断層の平均上下変位速度と同程度の値になる。したがって、単斜の成長が麓村断層の断層運動によって形成されたと考えることが可能である。この場合、Fig. 9 は段丘面が形成された第四紀後期には変形が断層近傍に局在化していることを意味する。このことは、東海層群の単斜構造が形成された時期から第四紀後期にかけて断層の先端が地表面に延伸したとする考えで説明できる。すなわち、東海層群の単斜構造と段丘面の局所的な撓曲変形は一種の fault-propagation fold に伴うものであると考えられる。本地域と同様に第四紀後期に変形が局在化することを指摘した例としては、庄内堆積盆地東部の活褶曲 [小松原 (1998)] が挙げられる。

§ 6. まとめと問題点

反射断面とボーリングコアおよび表層地質の対比から、鈴鹿山脈東麓地域に単斜構造が存在することが明らかになった。また、東海層群が growth strata であることと、段丘面群と東海層群の変形域の比較から、単斜構造の発達過程および麓村断層の断層運動との関係を推定

した。

単斜構造の発現時期は東海層群が堆積を開始した $2.9 \pm 0.2 \text{ Ma}$ 前後であると考えられる。単斜構造の平均上下落差速度は $0.58 \sim 0.67 \text{ mm/yr}$ 以上、平均水平短縮速度は $0.30 \sim 0.37 \text{ mm/yr}$ 以上である。この成長速度は地形学的に求められた麓村断層の第四紀後期における平均変位速度と同程度である。また、鈴鹿山脈東麓部の単斜構造・段丘面の変形は、fault-propagation fold に伴って生じた可能性がある。

また、反射断面では藤原岳断層に伴う構造は認められず、藤原岳断層は組織地形である可能性があることを指摘した。大規模かつ明瞭な地形境界である断層崖が、それに対応する地下構造を伴わないことは変動地形学上重要な問題である。また、藤原岳断層と同様に山地と丘陵の地形境界部に位置する尾高断層は第四紀後期に活動的であることから、今回推定した地質構造が鈴鹿山脈東麓部全域に当てはまるとは限らない。山脈東麓部の東海層群の構造を確定するには、更なる反射法地震探査・重力探査等による地下構造データの蓄積を待つ必要がある。

謝 辞

京都大学大学院理学研究科の堤 浩之助手には本研究全般にわたり御指導をして頂いた。愛知教育大学の戸田茂助手には反射法地震探査について有益な御意見を頂いた。地質調査所の吉田史郎氏には重要な露頭の位置を教えて頂いた。東京大学大学院理学研究科の池田安隆助教授、法政大学地学研究室の東郷正美教授をはじめとする諸先生方には有益な御議論をして頂いた。京都大学大学院理学研究科の院生および学部生諸氏には貴重な御意見を頂いた。また、本稿の内容は査読者である寒川 旭氏と佐藤比呂志氏の丁寧な御指摘により大幅に改善された。

末筆ながら、上記の方々を含む、本稿作成の過程でお世話になった全ての方々に謝意を表します。

本稿は、地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会で発表した内容を加筆・修正したものである。

文 献

- 秦 好利, 1967, 三重県菰野地方の新生代層, 資源総合開発研究所研究報告, 4, 77-107.
 原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史雄, 1989, 御在所山地の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 145 p.
 HUFTLE, G. J. and R. S. YEATS, 1995, Convergence rates across a displacement transfer zone in the western Transverse Ranges, Ventura Basin, California, J. Geophys. Res., 100, 2043-2067.

- HUZITA, K., 1962, Tectonic development of the Median Zone (Setouchi) of Southwest Japan, since Miocene, J. Geosci., Osaka City Univ., **6**, 103-144.
- IKEDA, Y., 1983, Thrust-front migration and its mechanism: evolution of intraplate thrust fault systems, Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo, **15**, 125-159.
- 石山達也・堤 浩之・竹村恵二・岡田篤正, 1998, 鈴鹿山脈東麓地域の第四紀における断層運動と地質構造の関係, 地球惑星科学学会 1998 年関連合同大会予稿集, 317.
- 石山達也・竹村恵二・佃 栄吉・佐藤 努, 1999, 三重県員弁郡北勢町麓村 500 m ボーリングコアの岩相・火山灰層序, 地調月報, 投稿中.
- 片岡香子・吉川周作, 1997, 三重県鈴鹿川流域の段丘構成層の層序・編年—火山灰稀産地域での段丘編年の試み—, 第四紀研究, **36**, 263-276.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会, 437 pp.
- 木村一朗, 1971, 伊勢湾西岸地域の中位段丘, 「竹原平—教授記念論文集」, 1-12.
- 小松原 琢, 1998, 庄内堆積盆地東部における伏在断層の成長に伴う活褶曲の変形過程, 地学雑誌, **107**, 368-389.
- 三重県地域活断層委員会, 1996, 平成 7 年度地震調査研究交付金・鈴鹿東縁断層系に関する調査成果報告書.
- 太田陽子・寒川 旭, 1984, 鈴鹿山脈東麓地域の変位地形と第四紀地殻変動, 地理学評論, **57**, 237-262.
- 佐藤 努・高橋 誠・佃 栄吉・上村 尚・菅原豊松, 1999, 鈴鹿東縁断層帯における地下水観測井の新設—北勢観測井—, 地調月報, 投稿中.
- SCHNEIDER, C. L., C. HUMMON, R. YEATS and G. L. HUFTILE, 1996, Structural evolution of the northern Los Angeles basin, California, based on growth strata, Tectonics, **15**, 341-355.
- SUPPE, J., G. T. CHOU and S. C. HOOK, 1992, Rates of folding and faulting determined from growth strata, in *Thrust Tectonics*, ed. by K. R. McKay, Chapman and Hall, London, 105-121.
- 鈴木康弘・千田 昇・渡辺満久・岡田篤正, 1996, 1: 25,000 都市圏活断層図『桑名』, 国土地理院技術資料 D. 1-No. 333.
- 武久義彦, 1979, 鈴鹿山脈東麓の活断層, 奈良女子大学地理学研究報告, **1**, 119-138.
- 滝本 清, 1935, 三重県一志地方の新生界, 地球, **23**, 6-18.
- TAKEMURA, K., 1985, The Plio-Pleistocene Tokai Group and the tectonic development around Ise Bay of Central Japan since Pliocene, Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. & Mineral, **51**(1 & 2), 21-96.
- 竹村恵二・三重県地域活断層調査委員会・井川 猛・向山 栄・松本俊幸・平野 昌・西口 輝, 1999, 鈴鹿山脈東縁部の地下構造—反射法地震探査による解析, 第四紀研究, 投稿中.
- 東郷正美・岡田篤正, 1989, 鈴鹿山地東麓・大安町における一志断層系の性状, 活断層研究, **7**, 71-81.
- YEATS, R. S., 1986, Active faults related to folding, in *Active tectonics*, ed. by R. E. Wallace, National Academy Press, Washington, D. C., 63-79.
- 横山卓雄, 1971, 鈴鹿山脈の形成(その 1), 三重県員弁郡の鮮新更新統を中心として, 竹原平一教授記念論文集, 55-67.
- 横山卓雄・松田高明・竹村恵二, 1980, 東海層群のフィッシュン・トラック年代(その 1), 第四紀研究, **19**, 301-309.
- 吉田史郎, 1990, 東海層群の層序と東海湖盆の古地理変遷, 地調月報, **41**, 303-340.
- 吉田史郎・栗本史雄・宮村 学, 1991, 桑名地域の地質, 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 154 pp.