

房総半島, 新第三系安房層群上部の thin-skin 変形と褶曲

The thin-skinned deformations and folding of the upper Awa Group (Neogene) in the Boso Peninsula, Japan

Abstract

古角晃洋* 佐藤活志* 山路 敦*

Akihiro Kokado*, Katsushi Sato* and Atsushi Yamaji*

2015年2月10日受付.

2015年6月3日受理.

* 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻
Division of Earth and Planetary Sciences,
Graduate School of Science, Kyoto University,
Kyoto 606-8502, Japan

Corresponding author: A. Kokado,
kokado@kueps.kyoto-u.ac.jp

The folding of Neogene–Quaternary strata on Boso Peninsula, central Japan, has been attributed to differential vertical movements of basement blocks. Previous researchers have suggested that the folding resulted from two-dimensional, thick-skinned deformations along a vertical cross-section perpendicular to the fold axes. To test this hypothesis, we investigated the geologic structures in an area with dimension of $3 \times 3 \text{ km}^2$ in the southern part of the peninsula, where the upper Awa Group (upper Miocene–Pliocene fore-arc basin fill) makes E–W trending folds. We found that lateral variations in stratal thicknesses record three-dimensional syn-depositional map-scale movements that are incompatible with the model of two-dimensional fold structures; moreover, outcrop-scale faults also record patterns of three-dimensional deformations. Bedding faults, including a map-scale flat-ramp structure and an outcrop-scale hinterland-dipping duplex, both show NNE vergence, indicating that the strata were subjected to thin-skinned rather than thick-skinned deformation.

Keywords: thin-skinned tectonics, flat-ramp structure, paleostress analysis, fold test, tectonics, Awa Group

はじめに

褶曲形成の際の変形様式は、基盤の変形を伴うか否かによって、thin-skin 変形と thick-skin 変形とに分けられる(例えば, Fossen, 2010). 被覆層だけが変形して基盤が変形しないような様式が thin-skin 変形である. その場合, 被覆層と基盤との間にはデコルマンが存在し, 被覆層がデコルマンの上で変形する. 被覆層中には層面すべり断層が形成されるのが普通である. 対して, 被覆層だけでなく基盤も変形するような様式が thick-skin 変形である.

房総半島中部に分布する新第三系の褶曲は, 地下深部の基盤の昇降によって被覆層が曲げられてできたとされている(藤田・小玉, 1990; 坂ほか, 1990). つまり, それらの褶曲は thick-skin 変形で生じたとされる. 他方で, それらの地域には数 10 m 以上の変位量を持つ層面すべり断層が生じていることがあり, 局所的には褶曲軸と直交する方向の 30~40% もの短縮が起きているという報告が, 近年なされている(佐藤ほか, 2014). こうした変形は, thin-skin 変形を示唆する. そこで, 本研究では層面すべり断層に注目し, 房総半島の新第三系が被った変形を再考した.

本研究の対象地域は, 上部中新統~鮮新統が分布する千葉県富津市の相川竹岡地域である(Fig. 1). 本地域にはおおむね東西走向のおおむね東西走向の大釜戸背斜と古屋敷向斜がある. それらの褶曲は, 藤田・小玉(1990)によって形成史が編まれている.

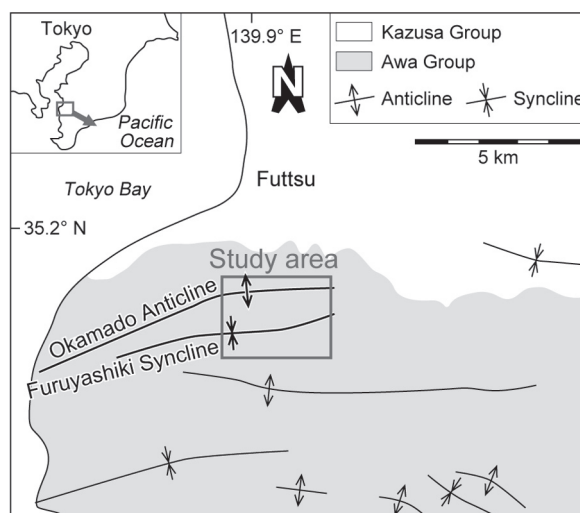


Fig. 1. Map showing the location of the study area.

彼らは層厚の側方変化に基づいて, 褶曲は片翼ずつ段階的に形成されたと考えた. また, 彼らは, それらの褶曲は基盤の鉛直方向の昇降による被覆層の曲げ褶曲であると仮定して, 褶曲形成に伴ってどのような小断層が被覆層に生じたかを数値実験で予想した. しかし, 現実の小断層についての記載はこれまで行われていない. 彼らの褶曲形成のモデルを, 小論

Ma	Age	Formation	Lithofacies	Tuff marker bed (Ma)	Nanno-fossil	
3	Pliocene	Kurotaki Unconformity				CN13a NN19
		Anno Formation	Tuffaceous sandstone	An182	CN12a NN16	
				An73 (3.7 ± 0.2) An49 (3.9 ± 0.4)		
4	Pliocene	Kiyosumi Formation	Tuffaceous sandy siltstone	An1 Ky21 (4.5 ± 0.2)	CN11 NN15	
				Am98 Am94 (5.2 ± 0.3)		
5	Pliocene	Amatsu Formation	Siltstone	Am78 (5.7 ± 0.4)	CN10 NN12-14	
				Am98 Am94 (5.2 ± 0.3)		
6	Late Miocene				CN9 NN11	

Fig. 2. Stratigraphy of the study area. Fission track ages of volcanic ash layers are from Tokuhashi et al. (2000). The calcareous nannofossil biostratigraphy is from Kameo et al. (2002, 2010, 2013).

では基盤の鉛直昇降モデルと呼ぶ。形成史の推定と数値実験は南北方向の鉛直断面で行われており、本地域の変形は2次元的であると想定されている。

基盤の鉛直昇降モデルが妥当であるか検証するには、現実の小断層と彼らが予想した小断層とを比較すればよい。その前に、まずは彼らの褶曲形成史を検証しなければならない。というのも、本地域では地質図規模の傾斜不整合の有無について見解の相違があり(藤田・小玉, 1990; 中嶋・渡辺, 2005), それゆえ藤田・小玉(1990)の褶曲形成史が成り立たない可能性があるからである。そこで、本研究では次のことを行った。まず、不整合の有無を確かめるために、詳細に鍵層を追跡して地質図を描いた。地質調査の際は、層面すべり断層を見逃さないように努めた。それから、thick-skin変形を想定した基盤の鉛直昇降モデルの仮定が妥当であるか検証するために、現実の小断層の姿勢を測定して、藤田・小玉(1990)の予想と比較した。

地質概説

千葉県富津市の相川竹岡地域には、安房層群の上部中新統～鮮新統が分布しており、下位から天津層・清澄層・安野層と呼ばれている(Figs. 2–4)。いずれの層も多数の凝灰岩鍵層を挟在する。それら3層中の鍵層にはコード名が振られており、それぞれAm, Ky, Anで始まって、下位から上位に向かって順に振られた番号が続く(例えば, An1)(千葉県中央博物館, 1993, 1994, 1995, 1997, 1998)。筆者らが独自に認定した鍵層では、数字の代わりに小文字のアルファベットを続ける(例えば, An-a)。独自に認定した鍵層の柱状図をAppendix Aに示す。地質図規模の構造としては、東

西に併走する大釜戸背斜と古屋敷向斜が存在し、本地域においては、それらの間隔は約1 km、両者とも翼間角は110～130°で、褶曲軸は東に10～20°プランジしている。

本地域を含む房総半島西部に分布する地層は、天津層・清澄層・安野層ではなく、別の名前で呼ばれることがある(例えば, 鈴木ほか, 1995)。しかし、小論では中嶋・渡辺(2005)に従い、それらの名称を用いる。なぜなら、それらの名称は房総半島東部でも用いられており、鍵層による年代層序の対比が容易だからである。

1. 天津層

天津層はシルト岩からなり、厚さ数cm～数10cmの凝灰岩を挟む。凝灰岩は、細粒砂～中粒砂サイズのいわゆるゴマシオ状凝灰岩と、中粒砂～細礫サイズのスコリア質凝灰岩からなる。前者は、火山ガラスや石英などの無色鉱物に角閃石や輝石などの有色鉱物がゴマ塩状に混じった凝灰岩である。天津層は、凝灰岩鍵層Am1とAm98の間の地層と定義されるが、調査地域ではその上部のみが露出する。今回調査した天津層の下限は、Am78の約300 m下位の層準である。調査地域の本層は石灰質ナノ化石のCN9帯からCN10帯に対比され(亀尾ほか, 2002)、鍵層のフィッシュン・トラック年代は、Am78が5.7±0.4 Ma、Am94が5.2±0.3 Maである(徳橋ほか, 2000)。これらから、調査地域の本層は上部中新統に対比される(例えば, 高橋, 2008)。

2. 清澄層

清澄層の岩相は、下位の天津層から漸移して下部はシルト岩であるが、上部は凝灰質で砂質なシルト岩である。また、細粒砂～中粒砂サイズのゴマシオ状凝灰岩と中粒砂～中礫サイズのスコリア質凝灰岩を挟む。厚さはいずれも数cm～数10cmである。下位の天津層とは整合であるが、両層の境界を岩相によって見分けるのは難しい。清澄層は、凝灰岩鍵層Am98とAn1の間の地層と定義される。本地域には、本層の全層準が分布する。本層は石灰質ナノ化石のCN10帯からCN11帯に対比され(亀尾ほか, 2010)、鍵層Ky21のフィッシュン・トラック年代は4.5±0.2 Maである(徳橋ほか, 2000)。これらから、本層は鮮新統に対比される(例えば, 高橋, 2008)。本層の堆積環境は、底生有孔虫化石により中部漸深海帯下部と推定されている(八田・徳橋, 1984; 北里, 1987, 1991)。

3. 安野層

安野層は、凝灰質砂岩からなり、細粒砂～中粒砂サイズのゴマシオ状凝灰岩と中粒砂～中礫サイズのスコリア質凝灰岩を頻繁に挟む。凝灰岩は厚さ数cm～数10cmのものが多いが、厚さ1 mを超えるスコリア質凝灰岩もしばしば見られる。上位は上総層群の黒滝層によって不整合(黒滝不整合)に覆われる(小池, 1951)。下位の清澄層との境界は2説あって、藤田・小玉(1990)は局所的に傾斜不整合としているが、中嶋・渡辺(2005)は整合としている。安野層は、凝灰岩鍵層An1から黒滝不整合までの地層と定義される。本地域には、鍵層An1～An123の層準が分布する。本層は石灰質ナノ化石のCN11帯からCN12a帯に対比され(亀尾ほか, 2013)、鍵層のフィッシュン・トラック年代は、An49が3.9

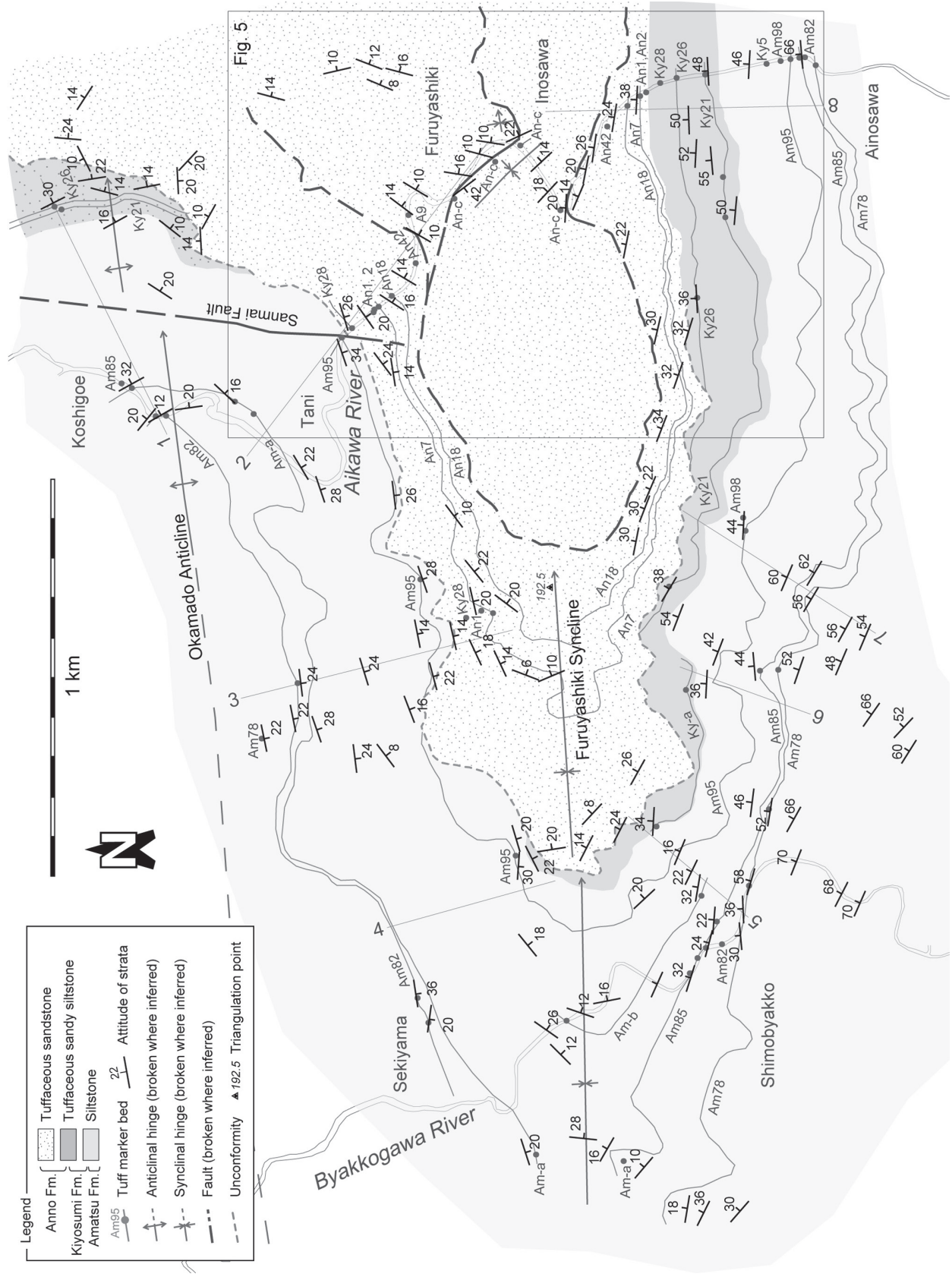


Fig. 3. Geological map of the study area. The numbered thin lines indicate the locations of the columnar sections shown in Fig. 4.

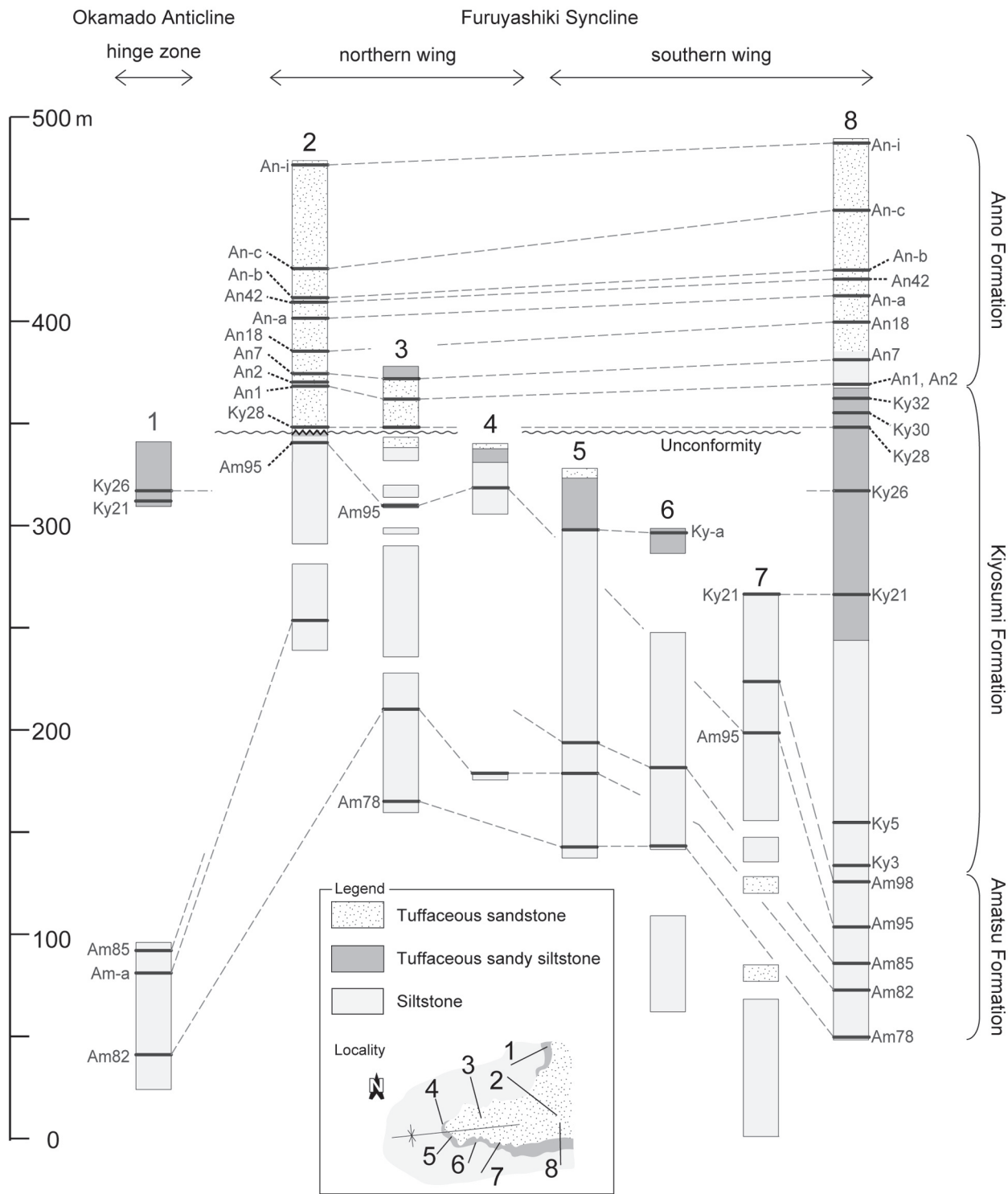


Fig. 4. Columnar sections along the lines shown in Fig. 3.

±0.4 Ma. An73 が 3.7±0.2 Ma である(徳橋ほか, 2000). これらから, 本層は鮮新統に対比される(例えば, 高橋, 2008). 本層の堆積環境も清澄層と同じく, 底生有孔虫化石により中部漸深海帯下部と推定されている(八田・徳橋, 1984; 北里, 1987, 1991).

地質図規模の構造

調査結果を地質図, 柱状図, 断面図に示す(Figs. 3-6). Fig. 4の柱状図は8ルートで描いており, それらの位置はFig. 3に示されている. Fig. 6の断面図の位置はFig. 5に示されている. 大釜戸背斜と古屋敷向斜以外の地質図規模の

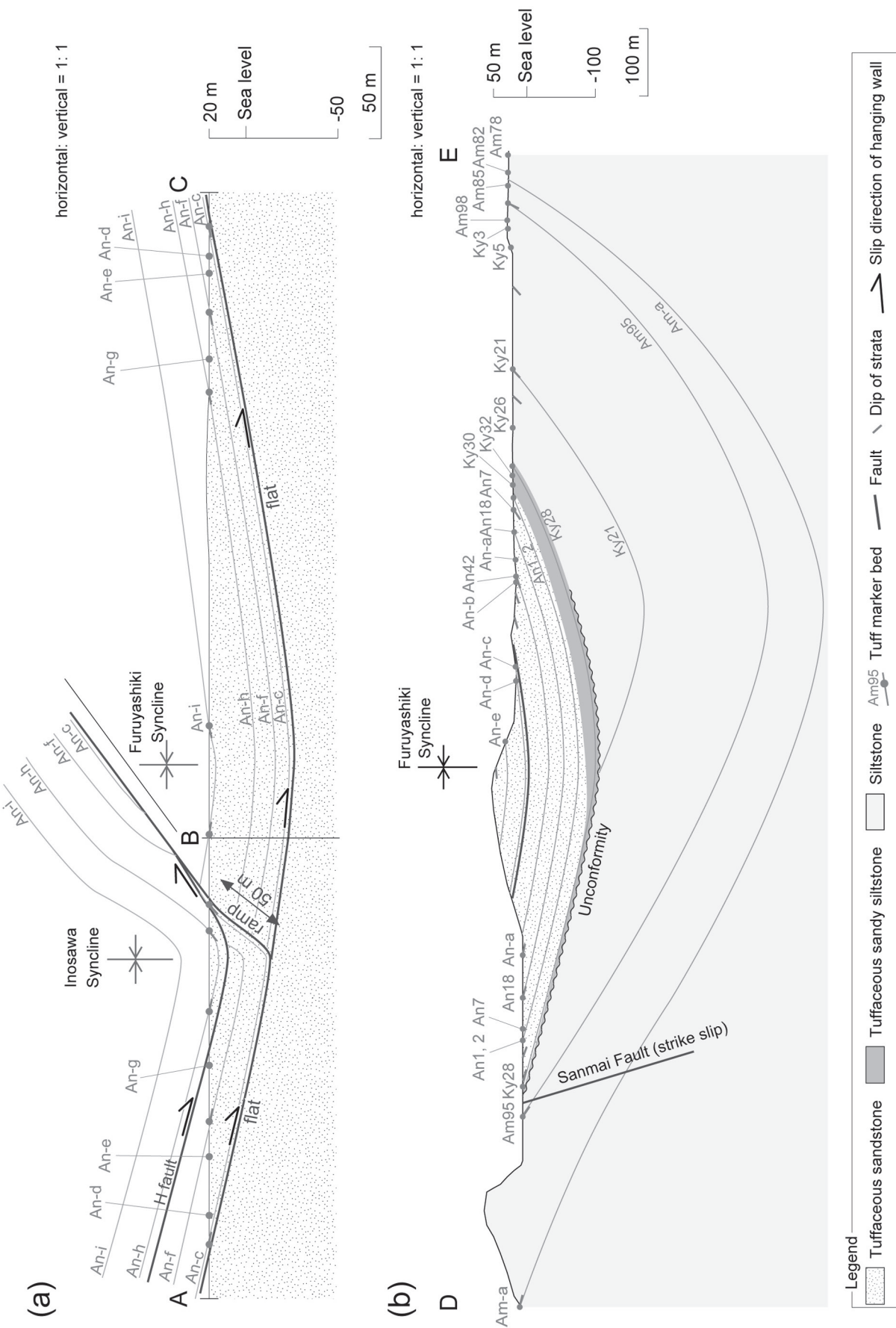


Fig. 6. Geological cross-sections along the lines in Fig. 5.

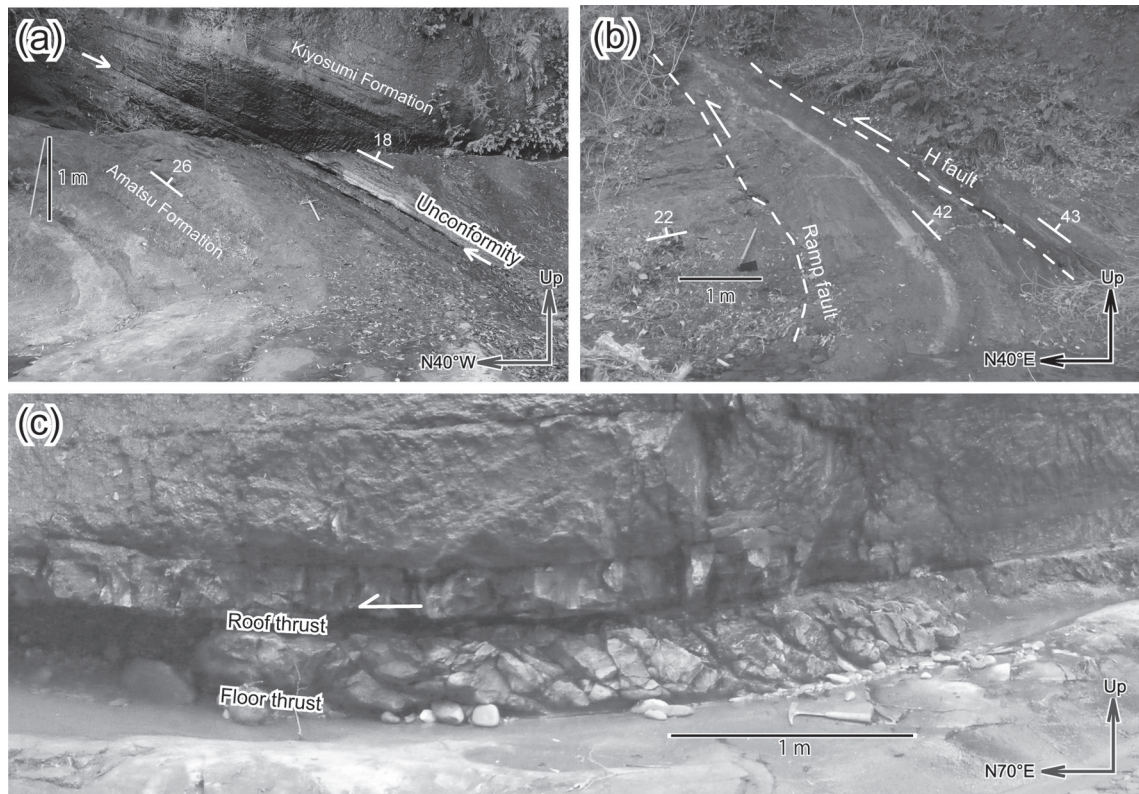


Fig. 7. Outcrop-scale structures (see Fig. 5 for locations). (a) Angular unconformity between the Kiyosumi and Amatsu formations, on the northern limb of the Furuyashiki Syncline. The dip of the Kiyosumi Formation is $\sim 8^\circ$ less than that of the Amatsu Formation. (b) Southwest-dipping ramp fault and bedding-parallel 'H fault'. (c) Hinterland-dipping duplex in the Anno Formation; approximately two dozen horses are present at the outcrop. The curvature of the roof and floor thrusts in this photograph is due to lens distortion.

構造には、次のものがある。すなわち、本地域中央～北東部に位置する傾斜不整合、本地域北東部に位置する南北走向の断層、そして古屋敷向斜のヒンジをまたぐフラット・ランプ構造である。傾斜不整合については藤田・小玉(1990)が、南北走向の断層については中嶋・渡辺(2005)がそれぞれ記載しており、両者ともそのどちらか一方しか認めていないが、筆者らはその両方の存在を確認した。以下にそれらの詳細を述べる。

1. 傾斜不整合

本研究で、筆者らも藤田・小玉(1990)が記載した傾斜不整合を認めた。谷集落付近の相川(ルート2)では、Am95～Ky28の地層のほとんどが不整合で欠除している(Figs. 3, 4; Fig. 5の左上部)。相の沢集落付近の相川(ルート8)では、Am95とKy28の間に厚さ240mの地層があり、その中には側方に連続する鍵層Am98, Ky21, Ky26などが存在する。ところが、谷集落付近の相川(ルート2)では、Am95とKy28の間にあるべきそれらの鍵層が欠除する。不整合面の露頭は、谷集落付近の相川に露出する鍵層Ky28の約5m下位の層準に発見された(Fig. 5の左上部; Fig. 7a)。露頭で不整合面と判断した根拠は、地層の姿勢と岩相がその面を境にして異なるからである。地層の姿勢はこの面の下位にあたる北側でN80°E26°S、上位にあたる南側でN62°

E18°S、岩相は不整合面の北側で凝灰質砂質泥岩、南側で凝灰質砂岩である。

谷集落付近の地層の欠除は、ほとんどが傾斜不整合によるもので、同地域に存在する断層(小論では三味断層と呼ぶ)では説明できない。というのも、欠除している地層の厚さが240mなのに対して、この断層の層序隔離(水平面内の見かけの変位、地層に垂直な方向成分)(狩野・村田, 1998)はわずかに0～25mである(次節)からである。

Am95～Ky28の地層は相の沢集落付近のルート8で最も厚く、そこから地質図上で時計回りの順に層厚を減じ(ルート3)、谷集落付近のルート2で最も薄い(Fig. 4)。ルート8以外のルートで層厚が減少しているのは、不整合での欠除によると考えられる。例えば、鍵層Ky26はルート1とルート8では存在するが、それ以外のルートでは欠除している(Figs. 3, 4)。

2. 南北走向の断層(三味断層)

谷集落付近の相川に露出する不整合面の約10m北に、中嶋・渡辺(2005)が地質図幅に示す南北走向の断層(三味断層)の露頭を見出した(Fig. 5の左上部)。断層の姿勢はN14°E80°Eで、幅40cmの固結したカタクレサイトを挟む。断層条線は水平(レイク角0°)で、断層面上のスリッケンステップは左横ずれセンスを示していた。

谷集落付近における三味断層の変位量は、81 m 以下と見積られる。その根拠を以下に示す。変位量の見積もりは、不整合面を変位マーカーとして行う。不整合面は三味断層の東側では露出しているが、その西側では露出していない(Fig. 5の左上部)。しかし、三味断層の西側での不整合面の存在しうる範囲は、Fig. 5のU1とU2の間の白抜きの部分といえる。なぜなら、その断層の西側で、不整合面は天津層の泥岩の露頭(Fig. 5のSi)と安野層の凝灰質砂岩の露頭(Fig. 5のSd)との間に存在するからである。三味断層の変位量を求めるために、この断層による垂線水平隔離(水平面内の見かけの変位、地層の走向に垂直な方向成分)(狩野・村田, 1998)を計算する。ただし、天津層の露頭(Fig. 5のSi)と安野層の露頭(Fig. 5のSd)との高度差は15 mなので、以下ではそれを考慮した計算を行っている。まず、三味断層の西側において、谷集落付近の相川に露出する鍵層Am95と不整合面との、走向に垂直な水平距離は、不整合面の位置がU1であるとすると10 m、U2であるとすると80 mである。次に、その鍵層Am95と断層の東側の不整合面との、走向に垂直な水平距離は10 mである。以上から、三味断層の垂線水平隔離は0~70 mとなる。これに基づき、この断層の変位量は0~81 m、層序隔離は0~25 mと計算される。断層の破碎帯は幅40 cmだが、Torabi and Berg(2011)によると、変位量がわずか数 mの断層でもその程度の厚さの破碎帯ができることがあるという。

3. フラット・ランプ構造

本地域の安野層中に、古屋敷向斜のヒンジをまたいで数100 m以上にわたり連続する、北北東バージェンスのフラット・ランプ構造を発見した(Fig. 5)。この構造は鍵層An-cの1 m下の層準に存在する層面すべり断層をフラットとして、その上に形成されている。フラット断層は古屋敷向斜によって曲がっている(Fig. 6a)。古屋敷向斜のヒンジ部(猪沢集落付近)において、このフラット断層から南西傾斜のランプ断層が立ち上がっている。ランプ断層は下盤の地層を切るが、上盤の地層には平行である(Fig. 7b)。条線は上盤の北北東方向への運動を示す(Fig. 5)。猪沢向斜の褶曲軸に直交する断面図上で、ランプ断層の長さは50 mであるから(Fig. 6a)、ランプ断層の変位量はそれ以上である。猪沢集落付近では、ランプ断層と同じトレンドの小規模な向斜(翼間角約115°)ができていて、この向斜を小論では猪沢向斜と呼ぶ。相川の古屋敷向斜北翼では、このフラット断層の上に露頭規模の後背地傾斜デュプレックス(hinterland-dipping duplex)ができていて、そのホースの姿勢およびホース間の条線は北北東バージェンスを示していた(Figs. 5, 7c)。このデュプレックスのホースの厚さは10~15 cm、フロアとルーフの間隔は30~40 cmで、ホースの長辺とフロア・ルーフとのなす角は35~50°であった。

褶曲した堆積岩体の中の層面すべり断層は、フレクシュラリスリップ褶曲によって滑動することが多い。しかし、本地域のフラット・ランプ構造をなす層面すべり断層はそれとは異なる。なぜなら、フレクシュラリスリップならすべり方向は褶曲軸に直交し、両翼とも逆断層センスで反対方向に動く

が、このフラット・ランプ構造は向斜の両翼で褶曲軸に斜交する北北東バージェンスを示すからである(Fig. 5)。

古屋敷向斜の南翼では、このフラット・ランプ構造の上位に、別の層面すべり断層が存在する(Figs. 5, 6a)。小論ではこの層面すべり断層をH断層と呼ぶ。H断層は、猪沢集落付近の相川に露出する上述のランプ断層の3 m上の層準に存在する(Fig. 5, inset; Fig. 7b)。この断層の条線は確認できなかったため、その運動方向は不明である。筆者らは、H断層を本地域のフラット・ランプ構造に付随する断層と解釈して断面図を描いた。すなわち、H断層は猪沢集落の北東側でフラット・ランプ構造をなす層面すべり断層に収束するとし、H断層のすべり方向はフラット・ランプ構造のそれと同じとする。なぜなら、そのような解釈により、猪沢向斜の北東翼でAn-cとAn-hの間の地層が欠除していることを説明できるからである。つまり、An-cとAn-hの間の層厚は、猪沢向斜の北東翼のほうが南西翼よりも約25 m薄い、この差をH断層で説明することができる。

堆積時の差別的昇降

層厚の側方変化から、本地域では藤田・小玉(1990)が主張したように、堆積時に局所的で相対的な隆起・沈降が生じて褶曲が形成されたといえる。しかし、その隆起・沈降は、彼らの想定と異なり東西にも南北にも傾動する3次元的な変形であることがわかった。層厚の変化に基づき、3つの時階に区切ってその過程を述べる。

まず、Am78~Am95の堆積時には、ルート8付近で相対的な隆起が、ルート3付近で相対的な沈降が生じた(Fig. 3)。その根拠を以下に示す。Am78~Am95の層厚は、古屋敷向斜北翼のルート3で143 m、南翼の相の沢集落付近のルート8で53 mであり、ルート3のほうが90 m厚い(Fig. 4)。このような層厚の側方変化が生じる原因は、次の3つが考えられる。(i)この層準の堆積と同時に、ルート3付近の相対的な沈降が生じた。(ii)ルート3付近の相対的な沈降が生じた後に、この層準が堆積した。(iii)相対的な隆起・沈降はなく、堆積物の供給量が場所によって異なった。しかし、(ii)、(iii)の場合には、両ルート間の水平距離と層厚の差からAm78またはAm95の堆積時に海底面が約3.4°傾斜していたことになる。海底がこの傾斜角であれば、海底地すべりが生じると予想される。実際、1~数°以下の海底斜面で地すべりが生じている例が多く報告されている(Hampton et al., 1996)。しかし、本地域のこの層準には、海底地すべりやスランプ構造は見られなかった。よって、層厚の側方変化の原因は(ii)、(iii)ではなく、(i)の堆積と同時の昇降であると考えられる。

次に、Am95~Ky21の堆積時には、古屋敷向斜南翼の西部のルート7付近で相対的な隆起が、同東部のルート8付近で相対的な沈降が生じた(Fig. 3)。その根拠を以下に示す。Am95~Ky21の層厚は、ルート8で161 m、ルート7で67 mであり、ルート8のほうが94 m厚い(Fig. 4)。このような層厚の側方変化には、前述と同様に3つの原因が考えられるが、堆積と同時の昇降でなければ、両ルート間で海

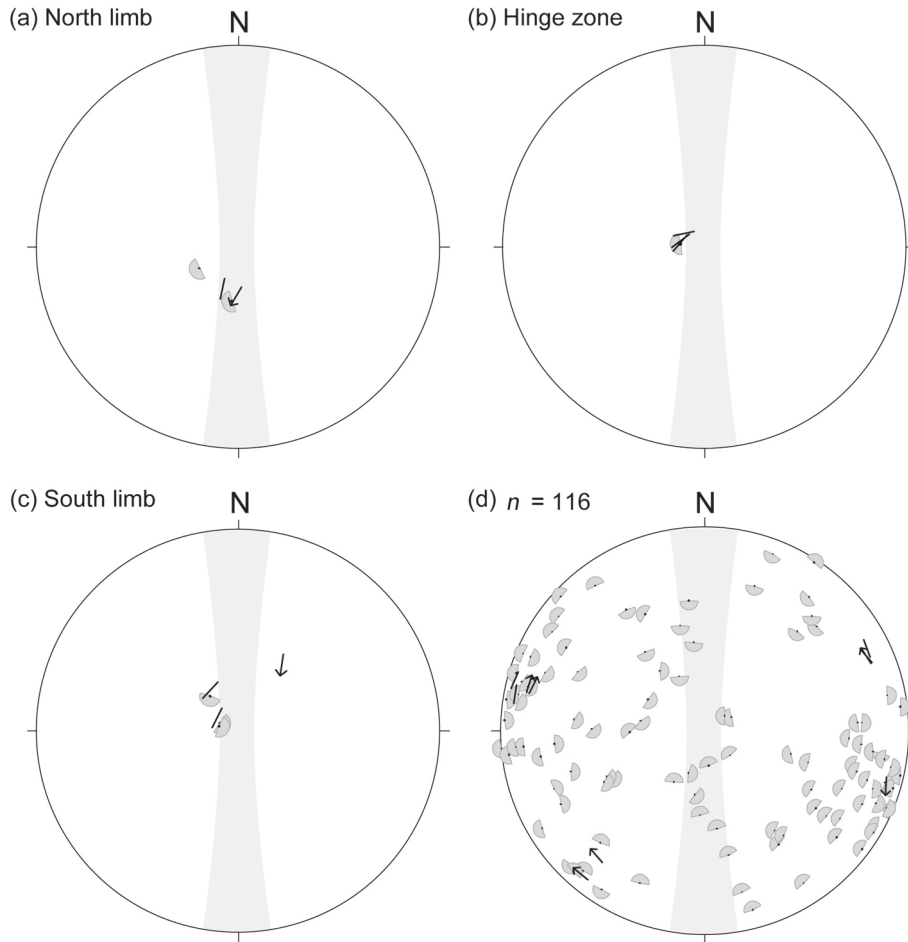


Fig. 8. Tangent lineation diagrams (lower-hemisphere equal-area projections) showing fault-slip data for the Anno Formation. (a)–(c) Bedding faults in the two limbs and hinge zone of the Furuyashiki Syncline. Fourteen bedding faults are present. (d) Meso-scale faults cross-cutting bedding. Arrows indicate ‘full data’ which consist of orientations of the fault planes, lineations, and senses of movements. Segments indicate ‘line-only data’ which lack senses of movements. Semicircles indicate ‘sense-only data’ which lack orientations of lineations. Gray areas indicate faults with approximately E–W trends, which were predicted by Fujita and Kodama (1990) to be dominant in this area.

底面の傾きは約 5.4° となり、やはり海底地すべりやスランブ層がみられないことと矛盾する。

最後に、鍵層 Ky28 の堆積以前には、谷集落付近を最大隆起部とする相対的な隆起・沈降が生じ、隆起したところほど削剥された (Fig. 3)。その根拠を以下に示す。Am95~Ky28 の層厚は、谷集落付近のルート 2 で最も薄く、相の沢集落付近のルート 8 で最も厚い (Fig. 4)。前述の通り、この層準が薄化しているのは不整合での欠除によると考えられるので、本地域では谷集落付近を最大とする地層の削剥が生じている。ルート 8 では地層は整合で、削剥は生じていない。また、腰越集落付近のルート 1 では、不整合での欠除がほとんどないと考えられる。というのも、ルート 1 では Ky28 が露出しないが、Ky26 が露出するので、削剥されたのは多くても Ky26 と Ky28 の間の地層だけといえるからである。このように、地層の削剥量は谷集落付近で最も多く、腰越集落付近と相の沢集落付近で少ないかまたは削剥されていない。不整合面の上に周囲より粗粒の礫質・砂質堆積物や偽礫がみられず、また不整合面より上では層厚がほぼ一定であることから、この地層の削剥の原因は海底チャネルではない。すなわち、この不整合は谷集落付近の相対的な隆起によるもので、その相対的な隆起は、現在の背斜のヒンジ部ではなく、古屋敷向斜と大釜戸背斜の間の翼部で最大であった。つまり、相対的昇降の場所は、堆積時から現在までの間に変化

している。

以上のように、古屋敷向斜の形成過程では、南北と東西の両方で相対的な隆起・沈降が生じたと推定される。よって、本地域の褶曲形成史は 3 次元的に考える必要がある。

小断層

本地域の小断層を測定した結果、2 つの発見があった。まず、安野層ではフラット・ランプ構造以外の層面すべり断層が存在し、それらの多くは、断層面上の条線や非対称構造がフラット・ランプ構造と同じく北北東バージェンスの運動方向を示していた。次に、藤田・小玉 (1990) が予想した小断層の姿勢と現実の小断層のそれとは異なるものが大半であり、彼らが採用した基盤の鉛直昇降モデルは成り立たないことがわかった。また、安野層の小断層について応力解析を行った。以下にその詳細を述べる。

1. 小断層スリップデータ

まず、小断層データの表示法を紹介する。断層面の姿勢と断層のすべり方向 (断層条線の方向、変位のセンス) を合わせて断層スリップデータと呼ぶ。これら全てを測定できる場合、そのデータを完全データ、または full data という。断層面の姿勢はどの断層でも測定できるが、条線が見えないことやセンスを判定できないことがある。測定すべき項目に欠損がある場合、そのデータを不完全データという。これには

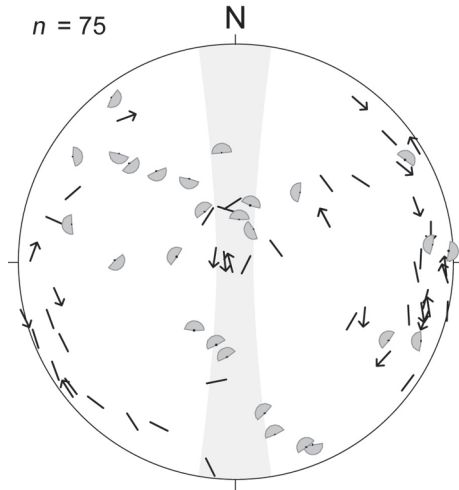


Fig. 9. Tangent lineation diagrams showing fault-slip data from faults cross-cutting bedding in the Amatsu and Kiyosumi formations. See Fig. 8 for explanation.

2種類あって、すべり方向に関するデータとして、条線の方向のみを含む断層スリップデータを *line-only data*、変位のセンスのみを含む断層スリップデータを *sense-only data* と呼ぶ(Sato, 2006)。いずれの種類でも、断層スリップデータの表示には *tangent lineation diagram* (Twiss and Moores, 1992) を用いる。この図法では、下半球等積投影を用いる。完全データ (*full data*) の場合、断層面の姿勢の極の位置に矢印をプロットする。矢印の向きは、下盤の運動方向である。不完全データのうち、*line-only data* の場合はセンスがわからないので、矢印の代わりに矢じりのない線分をプロットする。また、*sense-only data* の場合は、変位方向は断層面上で 180° 以内に制約できるので、それに対応した半円をプロットする。

本研究では、安野層で130条(Fig. 8)、天津層と清澄層で合わせて75条(Fig. 9)の小断層を計測した。小断層データの一覧と、その取得地点を Appendices B, C に示す。安野層の小断層のうち、14条は層面すべり断層である。その中で *full data* は2条、*line-only data* は6条、*sense-only data* は6条である。安野層の層理面を切る小断層は116条あり、その中で *full data* は7条、*line-only data* は4条、*sense-only data* は105条である。天津層と清澄層の小断層75条のうち、*full data* は22条、*line-only data* は26条、*sense-only data* は27条である。本地域の小断層は層準によらず、おおむね南北走向で高角の横ずれ断層が卓越していた。

本地域の安野層には、前述のフラット・ランプ構造をなす断層以外にも11条の層面すべり断層があった(Figs. 5, 8a)。そのうちの5条は条線が確認でき(*line-only data*)、いずれも北東-南西から北北東-南南西方向の運動を示していた。また、別の4条(*sense-only data*)は上盤が見かけ北東方向に運動したセンスだった。以上より、これらの層面すべり断層は北東~北北東バジェンスの運動を示している

と考えられ、前述の地質図規模のフラット・ランプ構造と調和的である。

2. 小断層を形成した応力

安野層の小断層データを用いて応力解析を行った。応力解析では、Hough変換による応力解析法(Hough transform inverse method) (Yamaji et al., 2006; Sato, 2006) を用いた。以下、この解析法をHIMと呼ぶ。また、本地域は褶曲しているため、断層スリップデータの褶曲テスト(Yamaji et al., 2005; Tonai et al., 2011)を行った。以下では、まずそれらの手法を説明し、その後結果を述べる。

HIMは、断層は断層面に作用する剪断応力の方向にスリップするという、Wallace-Bott仮説(Wallace, 1951; Bott, 1959)に基づく手法である。断層面上の剪断応力の方向と断層のすべり方向の間の角(ミスフィット角という)が小さいほど、応力と断層スリップデータとの適合度が高いとする。HIMでは、多様な応力それぞれについて、断層スリップデータセットへの適合度 $F(\sigma)$ を計算し、 $F(\sigma)$ が最大となる σ を最適応力とする。すなわち、その応力を小断層形成時の応力とする。ここで σ とは、3つの主応力軸の方向と、応力比 $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ をパラメタにもつ規格化応力テンソルである。主応力 $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ は圧縮を正とし、 $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ とする。応力比は0から1までの値をとり、0のとき軸性圧縮応力を、1のとき軸性引張応力を表す。

断層スリップデータの褶曲テストとは、古地磁気学のそれと同様に、断層形成時の地層の姿勢を決定する手法である。地層は現在の走向を軸に傾動して褶曲が形成されたと仮定し、段階的に地層を傾斜させながら、同時に回転させた断層スリップデータを解析する。現在の地層の傾斜角に対する、ある段階の傾斜角の比を傾動率(*tilting ratio*)と呼ぶことにする。すべての地点の地層は、褶曲形成の過程で同じ傾動率を取ると仮定する。本研究では、傾動率0%(水平)から100%(現在)までを5%ごとの11段階に分けて解析した。各傾動率での応力解析の結果を比較し、最適応力 σ^{opt} の適合度 $F(\sigma^{opt})$ が最大となる傾動率のときに、小断層が生じたとする。

この手法は、傾動率の仮定により、前節で述べたように片翼ずつ褶曲を形成した天津層と清澄層の小断層には適用できない。それに対して、安野層の層厚は研究地域内ではほぼ一定であるので(Fig. 4)、片翼ごとに別のタイミングで傾いたという積極的な証拠はない。そこで、褶曲テストは安野層中の小断層に適用した。

本地域の安野層の小断層では、傾動率に関わりなく、最適応力は北東-南西方向の軸性圧縮に近い応力 ($\Phi \approx 0.1$) であった(Fig. 10a)。適合度は傾動率が25%のときに最大となった(Fig. 10b)。すなわち、本地域では、安野層の傾斜が現在の傾斜の25%であるときに、北東-南西方向の軸性圧縮を被って安野層中の小断層群が形成されたい。この圧縮方向は *thin-skin* 変形を示すフラット・ランプ構造の運動方向と調和的であるので、古屋敷向斜の形成途中に、フラット・ランプ構造が生じたと考えられる。現在の安野層の傾斜角は $10 \sim 25^\circ$ 程度なので、25%の傾動率は傾斜角にして2.5~

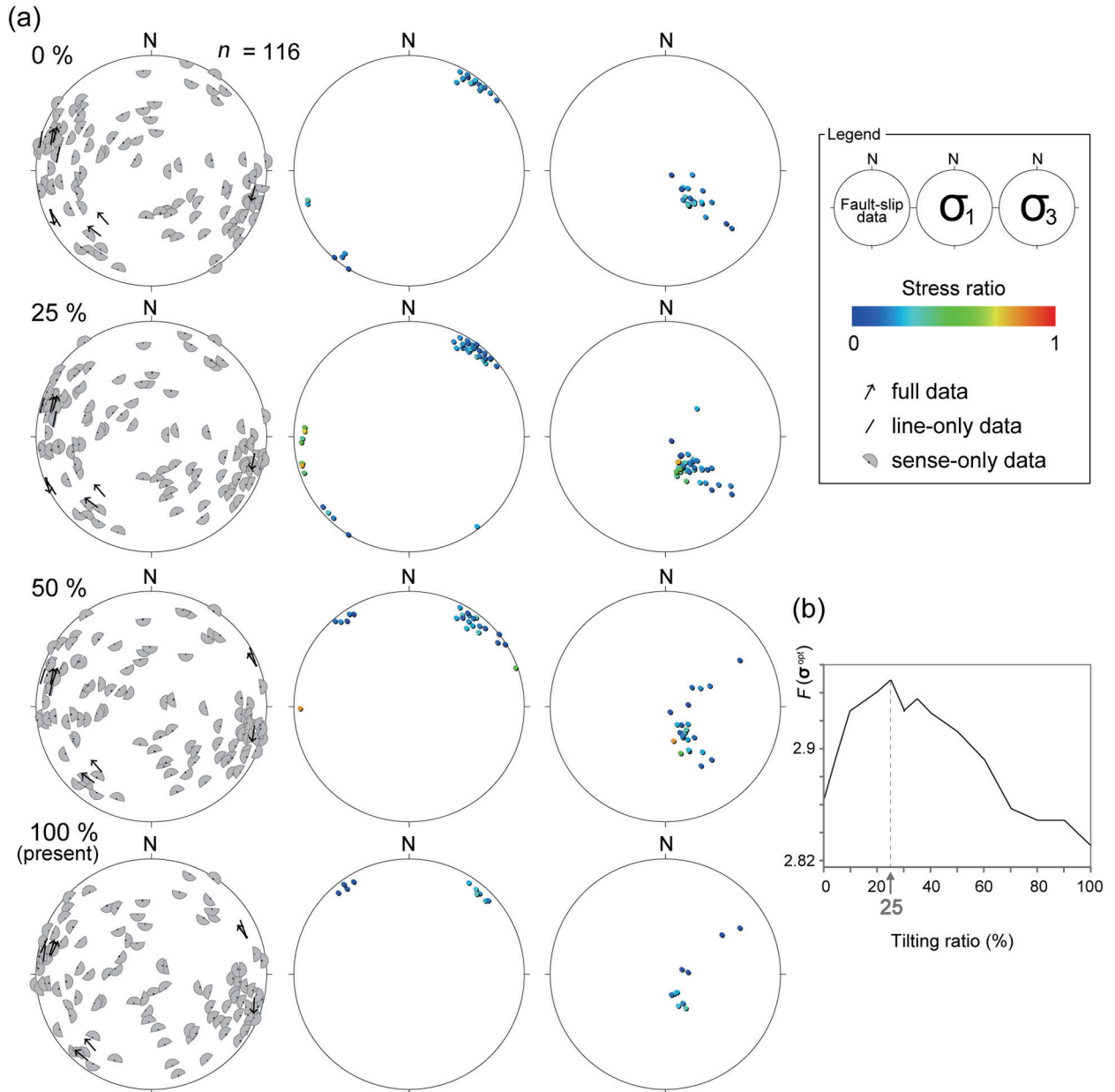


Fig. 10. (a) Lower-hemisphere equal area projections showing fault-slip datasets (left) and results of HIM (Hough transform inverse method) (Yamaji et al., 2006; Sato, 2006) applied to the datasets (center and right) at each tilting ratio (rate of dip of corrected strata to that of present strata). The paired stereograms show the principal axes and stress ratios of tensors with $F(\sigma)$ values larger than the threshold value. Percentages in the upper left corner of each panel indicate tilting ratios. (b) $F(\sigma^{opt})$ versus tilting ratio, where σ^{opt} is the optimum stress tensor. See the web version of this article for the color version of this figure.

6°程度に相当する。

考察および議論

1. フラット・ランプ構造

安野層中のフラット・ランプ構造は thin-skin 変形を示す。鍵層 An-c の直下のフラットをなす層面すべり断層をデコルマンとして、その上側のみがこの構造に伴う運動をしているからである (Fig. 6a)。本地域全体でフラットが連続することから、この構造は南北 500 m 以上の岩体の水平運動によ

り形成されたと考えられる。このフラットの上の層厚は現在約 50 m であるが、フラットの活動時にはさらに数 100 m の地層 (上総層群など) が堆積していた可能性もある。フラットをなすこの層面すべり断層は、基盤との境界付近ではなく、整合な地層中に存在している。ただしここでは、我々が発見した最下部の地質図規模の層面すべり断層をデコルマンと呼んでおり、さらに深部にはそれを内包する別のデコルマンがあるかもしれない。

このフラット・ランプ構造は、テクトニックな変形によっ

てできた可能性が高く、大規模な海底地すべりによるものとは考えにくい。その根拠を以下に示す。海底地すべりでは、地すべり岩体の先端部が圧縮応力を、冠頂付近が引張応力を被る(例えば, Frey-Martinez et al., 2006)。本地域の安野層では、小断層解析により、フラット・ランプ構造の運動方向と調和的な圧縮応力が検出された。したがって、この構造が海底地すべりによるものであるとすると、本地域はその先端部である。その場合、運動方向は北北東であるから、冠頂は本地域より南南西の地域にあることになる。よって、海底地すべりとすれば、調査範囲を超えた差し渡しが少なくとも数 km の孤立した地すべり岩塊を考えざるを得ない。しかし、安房層群中で、そのような大規模の地すべり岩塊はこれまで全く見つかっていない。また、海底地すべりが多発していたことを示す層内褶曲も、この地域ではほとんど見られない。これらの理由で、フラット・ランプ構造はテクトニックにできた可能性のほうが高い。この構造がテクトニックなものであるとすると、周辺の地域でも同様の圧縮応力が記録されているはずである。よって、この構造の成因を特定するには、本地域外でのフラット・ランプ構造の発見および小断層などのフラクチャーの観察が必要である。

2. 古屋敷向斜の形成

古屋敷向斜の形成は、基盤の鉛直昇降モデルでは説明できないと考えられる。その根拠を以下に示す。藤田・小玉(1990)は、南北断面上にみられる地層の相対的昇降から地層中の応力を計算して、形成される共役小断層を予想した。彼らは東西走向の傾斜方向すべり小断層を予想したが、実際の小断層にはその傾向がみられなかった(Figs. 8, 9)。よって、2次元での基盤の鉛直昇降モデルは成り立たない。一方で、本地域の相対的昇降は3次元的事実であることが本研究で明らかになった。しかし、実際の小断層は高角の横ずれ断層が卓越している(Figs. 8, 9)、3次元においても基盤の鉛直昇降モデルは成り立たない。

以上のように、筆者らは thick-skin 変形を想定した基盤の鉛直昇降モデルの反証を行った。ただし、この地域で thick-skin 変形が全くなかったことを示すわけではない。というのも、筆者らが反証したのは基盤の鉛直な昇降による褶曲形成であり、本地域の褶曲が基盤を切る逆断層もしくは正断層による断層伝播褶曲である可能性は排除されないからである。基盤が水平成分を持つ運動をすれば、本地域で卓越するような鉛直な横ずれ断層が、トランスファー断層として生じ得る。

小断層解析の結果から、本地域では古屋敷向斜の形成途中に水平圧縮応力を被り、フラット・ランプ構造が形成されたことがわかった。よって、古屋敷向斜の形成過程でこの地域に働いた応力が定常的であったとすれば、この向斜は水平圧縮テクトニクスによって形成されたことになる。他方で、この向斜は鉛直方向の基盤の昇降によって形成されたのではないことから、水平方向成分を持つ造構運動によって形成されたと考えられる。これは、古屋敷向斜の形成の際の水平圧縮テクトニクスと調和的である。

謝 辞

千葉県立天羽高等学校の菟山三喜雄校長ならびに同校関係者の方々には、調査期間中にお世話になった。とくに、野村真一教諭ご夫妻には、野外調査を進めるにあたって様々な便宜を図っていただいた。京都大学大学院理学研究科の山中克正氏には、安房層群の凝灰岩鍵層の認定法を現地で教えていただいた。査読者である静岡大学の狩野謙一教授と産業技術総合研究所の渡辺真人博士、担当編集委員である海洋研究開発機構の山田泰広博士のご指摘は、原稿の改訂に有益であった。以上の方々に、心より感謝いたします。また、平成25年度京都大学若手研究者ステップアップ研究費の一部を第2著者が使用した。記して感謝の意を表します。

文 献

- 坂 靖範・橋尾宣弘・山田将史・小室裕明・山内靖喜・三梨 昂(Ban, Y., Hashio, N., Yamada, M., Komuro, H., Yamauchi, S. and Mitsunashi, T.), 1990, 房総半島清澄背斜の形成機構の実験的研究。地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 34, 117–126.
- Bott, M. H. P., 1959, The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, **96**, 109–117.
- 千葉県立中央博物館(Natural History Museum and Institute, Chiba), 1993, 三浦層群中部鍵層集I(1992年版)(*Catalogue of Key Tuff Beds in the Lower Part of the Anno Formation, the Miura Group, the Edition of 1992*). 千葉県立中央博物館(Natural History Museum and Institute, Chiba), 124p.
- 千葉県立中央博物館(Natural History Museum and Institute, Chiba), 1994, 三浦層群中部鍵層集II(1993年版)(*Catalogue of Key Tuff Beds in the Kiyosumi Formation, the Miura Group, the Edition of 1993*). 千葉県立中央博物館(Natural History Museum and Institute, Chiba), 82p.
- 千葉県立中央博物館(Natural History Museum and Institute, Chiba), 1995, 三浦層群上部鍵層集I(1994年版)(*Catalogue of Key Tuff Beds in the Middle Part of the Anno Formation, the Miura Group, the Edition of 1994*). 千葉県立中央博物館(Natural History Museum and Institute, Chiba), 77p.
- 千葉県立中央博物館(Natural History Museum and Institute, Chiba), 1997, 三浦層群下部鍵層集I(1996年版)(*Catalogue of Key Tuff Beds in the Upper Part of the Amatsu Formation, the Miura Group, the Edition of 1996*). 千葉県立中央博物館(Natural History Museum and Institute, Chiba), 76p.
- 千葉県立中央博物館(Natural History Museum and Institute, Chiba), 1998, 三浦層群下部鍵層集II(1997年版)(*Catalogue of Key Tuff Beds in the Middle Part of the Amatsu Formation, the Miura Group, the Edition of 1997*). 千葉県立中央博物館(Natural History Museum and Institute, Chiba), 65p.
- Fossen, H., 2010, *Structural Geology*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 312–318.
- Frey-Martinez, J., Cartwright, J. and James, D., 2006, Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterization. *Mar. Petrol. Geol.*, **23**, 585–604.
- 藤田 望・小玉喜三郎(Fujita, N. and Kodama, K.), 1990, 房総半島中部の大釜戸背斜の形成機構。地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 34, 127–138.
- Hampton, M. A., Lee, H. J. and Locat, J., 1996, Submarine landslide. *Rev. Geophys.*, **34**, 33–59.
- 八田明夫・徳橋秀一(Hachida, A. and Tokuhashi, S.), 1984, 房総半島中部・清澄層及び安野層のフレッシュ型砂泥互層の泥岩中に含まれる有孔虫群集について。大阪微化石研究会機関誌(*News Osaka Micropaleontol.*), no. 12, 17–32.
- 亀尾浩司・三田 勲・藤岡導明(Kameo, K., Mita, I. and Fujioka, M.), 2002, 房総半島に分布する安房層群天津層(中部中新統-下

- 部鮮新統)の石灰質ナンノ化石層序. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **108**, 813–828.
- 亀尾浩司・関根智之(Kameo, K. and Sekine, T.), 2013, 安房層群安野層の石灰質ナンノ化石層序と地質時代. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **6**, 410–420.
- 亀尾浩司・新藤亮太・高山俊昭(Kameo, K., Shindo. and Takayama, T.), 2010, 安房層群清澄層の石灰質ナンノ化石層序と地質時代: Reticulofenestra 属の大きさの変化に基づく年代の決定. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **116**, 563–574.
- 狩野謙一・村田明広(Kano, K. and Murata, A.), 1998, 構造地質学(*Structural Geology*), 朝倉書店(Asakura Publ.), 16–17.
- 北里 洋(Kitazato, H.), 1987, 南部フォッサマグナにおける底生有孔虫の古生物地理. 化石(*Fossils*), no. 43, 18–23.
- 北里 洋(Kitazato, H.), 1991, 有孔虫化石からみた丹沢と周辺地域の生い立ち. 神奈川県立博物館編, 南の海からきた丹沢(*Tanzawa Drifted from Southern Sea*), 有隣堂(Yurindo), 123–150.
- 小池 清(Koike, K.), 1951, いわゆる黒瀧不整合について. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **57**, 143–156.
- 中嶋輝允・渡辺真人(Nakajima, T. and Watanabe, M.), 2005, 富津地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)(*Geology of the Futtsu District. Quadrangle Series, 1: 50,000*). 地質調査所(Geol. Surv. Japan, AIST), 102p.
- Sato, K., 2006, Incorporation of incomplete fault-slip data into stress tensor inversion. *Tectonophysics*, **421**, 319–330.
- 佐藤活志・山路 敦・徳橋秀一(Sato, K., Yamaji, A. and Tokuhashi, S.), 2014, 房総半島南部の下部鮮新統清澄層を切る脆性小断層群. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **120**, V–VI.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・ト部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊地隆男・山内靖善・中嶋輝允・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・中山俊雄・奈須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座栄一(Suzuki, Y., Kodama, K., Mitsunashi, T., Oka, S., Urabe, A., Endo, T., Horiuchi, M., Eto, T., Kikuchi, T., Yamauchi, S., Nakajima, T., Tokuhashi, S., Nirei, H., Hara, Y., Nakayama, T., Nasu, N., Kagami, H., Kimura, M. and Honza, E.), 1995, 10万分の1東京湾とその周辺地域の地質(第2版)説明書. 特殊地質図, no. 20(Geological Map of Tokyo Bay and Adjacent Areas (Second Edition), Scale 1: 10,000 and Explanatory Text. Miscellaneous Map Series no. 20), 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 109p.
- 高橋雅紀(Takahashi, M.), 2008, 鴨川地域. 日本地質学会編, 日本地方地質誌3: 関東地方(*Monograph on Geology of Japan, Vol. 3 Kanto*), 朝倉書店(Asakura Publ.), 166–175.
- 徳橋秀一・檀原 徹・岩野英樹(Tokuhashi, S., Danhata, T. and Iwano, H.), 2000, 房総半島安房層群上部の8凝灰岩のフィックション・トラック年代. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **106**, 560–573.
- Tonai, S., Sato, K., and Ashi, J., 2011, Incremental fold test for paleostress analysis using the Hough transform inverse method. *Jour. Struct. Geol.*, **33**, 1158–1168.
- Torabi, A. and Berg, S. S., 2011, Scaling of fault attributes: A review. *Mar. Petrol. Geol.*, **28**, 1444–1460.
- Twiss, R. J. and Moores, E. M., 1992, *Structural Geology*, W. H. Freeman and Co., New York, 206.
- Wallace, R. E., 1951, Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Jour. Geol.*, **59**, 111–130.
- Yamaji, A., Otsubo, M. and Sato, K., 2006, Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data. *Jour. Struct. Geol.*, **28**, 980–990.
- Yamaji, A., Tomita, S. and Otsubo, M., 2005, Bedding tilt test for paleostress analysis. *Jour. Struct. Geol.*, **27**, 161–170.

以下の Appendix は, オープンファイルとして学会ホームページ上で公開しています. <<http://www.geosociety.jp/publication/content0006.html>>

Appendix A. Tuff marker beds originally identified by the author.

Appendix B. Fault-slip data for the Amatsu, Kiyosumi, and Anno formations in the study area. F, 'full' fault-slip data which consist of orientations of the fault planes, lineations, and senses of movements; L, 'line-only' fault-slip data which lack senses of movements; S, 'sense-only' fault-slip data which lack orientations of lineations; N, normal shear sense; R, reverse shear sense; D, dextral shear sense; S, sinistral shear sense; U, unknown shear sense.

Appendix C. Route map in the study area, showing the locations where fault-slip data were obtained.

(著者プロフィール)



古角晃洋 京都大学大学院理学研究科修士課程. 14年 京都大学理学部卒, 14年から現所属. 研究内容: 新生代の堆積盆テクトニクス, 断層関連褶曲のモデルの構築と適用に関する研究. 本研究では, 地質調査と応力解析および原稿執筆を担当. E-mail: kokado@kueps.kyoto-u.ac.jp.



佐藤活志 京都大学大学院理学研究科助教. 博士(理学). 02年 東京大学理学部卒, 07年 京都大学大学院理学研究科博士後期課程修了, 08年から現職. 研究内容: 構造地質学的手法によるプレート収束帯のテクトニクス, 小断層や岩脈による応力逆解析手法の理論的研究. 本研究では, 地質調査の現地指導と補助を担当. E-mail: k_sato@kueps.kyoto-u.ac.jp, URL: http://www.kueps.kyoto-u.ac.jp/~web-bs/k_sato/.



山路 敦 京都大学大学院理学研究科教授. 82年 東北大学理学部卒業, 88年 同大学院理学研究科修了(理学博士), 10年から現職. 研究内容: 日本の新生代テクトニクス, 堆積盆テクトニクス, 惑星地質学, 構造地質学の基礎(特に応力と歪みを定量化するための理論と観察). 本研究では, 卒論のプロジェクト提案と指導. E-mail: yamaji@kueps.kyoto-u.ac.jp, URL: <http://www.kueps.kyoto-u.ac.jp/~web-bs/yamaji/index.htm>.

(要 旨)

古角晃洋・佐藤活志・山路 敦, 2015, 房総半島, 新第三系安房層群上部の thin-skin 変形と褶曲. 地質雑, **121**, 359–372. (Kokado, A., Sato, K. and Yamaji, A., 2015, The thin-skinned deformations and folding of the upper Awa Group (Neogene) in the Boso Peninsula, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **121**, 359–372.)

褶曲軸に直交する平面内での 2 次元的 thick-skin 変形を想定した, 基盤の鉛直昇降による被覆層の褶曲形成モデルを検証すべく, 千葉県富津市南西部で地質調査を行った. この地域では, 安房層群上部(上部中新統~鮮新統)が, 東西に併走する背斜と向斜をなしている. 調査は約 3 km 四方の範囲で行い, 地層厚の側方変化・地質図規模の構造・小断層を検討した. 調査の結果, 同モデルの想定に反して, 堆積時には現在の褶曲構造と不調和な地質図規模の 3 次元的昇降運動があったことがわかった. さらに, 小断層群が示す露頭規模の変形も 3 次元的であった. したがって, 同モデルは反証された. また, 地質図規模のフラット・ランプ構造を含む 14 条の層面滑り断層と露頭規模の後背地傾斜デュープレックスも発見され, これらは北東~北北東バージェンスの thin-skin 変形を示していた.

科学論文では, 学説の検証可能性を保証することが重要です. そのため, 地質学雑誌掲載論文には, 重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります. 言うまでもないことですが, 見学や採取を行う場合, 各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意下さい. 詳しくは, 次のページをご覧ください.

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会