

三重県上野市東部の古琵琶湖層群にみられる^{ほうじろ}喰代撓曲の形成過程*

川 辺 孝 幸**

Synsedimentary development of the Hojiro Flexure, on the Kobiwako Group, at the east of Ueno City, Mie Prefecture*

Takayuki KAWABE**

Abstract The Hojiro Flexure (drape fold), which outcrops in Hojiro, south of Ueno City, Mie Prefecture, is observed on the Pliocene to Pleistocene Kobiwako Group. The flexure is about 4m in the maximum vertical displacement and about 8m in the width of deformation. The flexure is observable as an upper extension of the reverse fault in the basement Ryoke Complex unconformably overlain by the group in the outcrop of Hojiro.

The Kobiwako Group, of more than 20m in thickness from the unconformity, varies in thickness through the flexure, and thins to the relatively uplifting wall of the reverse fault. The flexured group is composed of 23 beds which are deposited in fluvial, lacustrine and debris environment. Eight beds of them vary in thickness extremely, and others have no variation in thickness or to the contrary, thicken slightly toward the relatively uplifting wall. Each bed underlying the bed varying in thickness has a slumping structure sliding from relatively uplifting wall to subsiding wall, and has an eroded surface.

These facts show that the Hojiro Flexure is formed by the block movement of underlying basement rock during the deposition of the group.

The width of the flexural deformed surface depends upon the thickness of plastic deformed underlying beds, without an effect of the vertical displacement of the uplifting block.

Normal and reverse minor fault systems are observed in the flexural deformed beds. Six stages are distinguished within them. According to their distribution and stages of development, the neutral surface existed and moved from lower to upper, to the surface as the flexural deformation developed. This might be ascribed to not only vertical displacement but also lateral compression caused by the reverse faulting in the underlying basement rock.

はじめに

近畿中央部の上野盆地から近江盆地にかけて分布している陸水成の鮮新～更新統である古琵琶湖層群は、地層が比較的薄く、堆積盆地の中に断層や撓曲が発達している地層が繰り返して平面的に観察できることや、地層が河川成や後背湿地成、湖沼成などの比較的穏やかな地層からなり、鍵層として火山灰層が多数挟まれているため、堆積盆地の形態とその発達史を復元することが、他の地域の堆積盆地に比較して容易である。

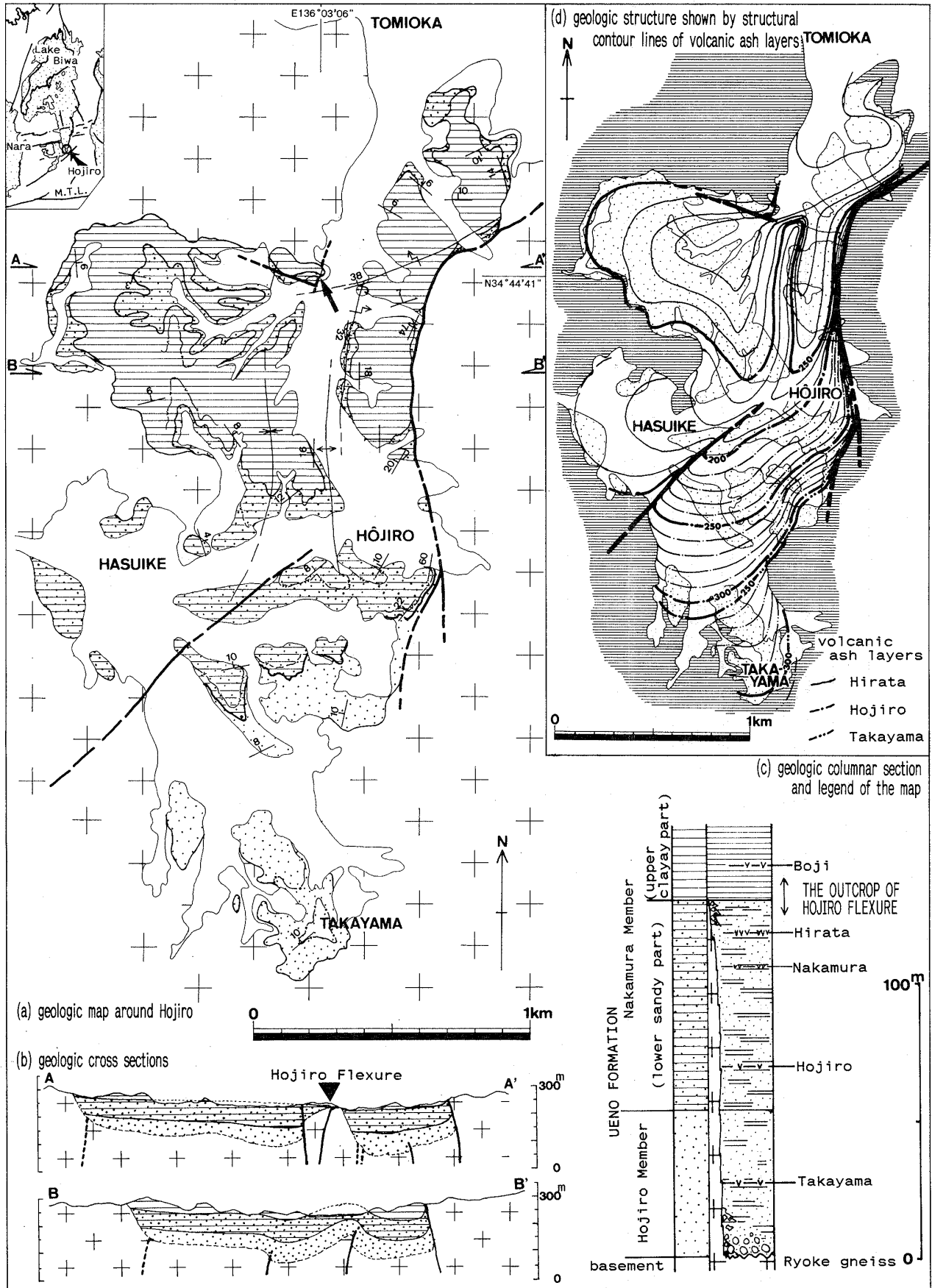
古琵琶湖層群の堆積盆地の中には、おもに北北西—南

南東方向および東北東—西南西方向の断層や撓曲が、数km～10数km間隔で、互いに切りつ切られつる関係で発達している。古琵琶湖層群の層厚は、これらの撓曲を境にして、側方に著しく変化しており、撓曲の形成と地層の堆積が密接な関係にあることをものがたっている(川辺, 1981, 1983)。

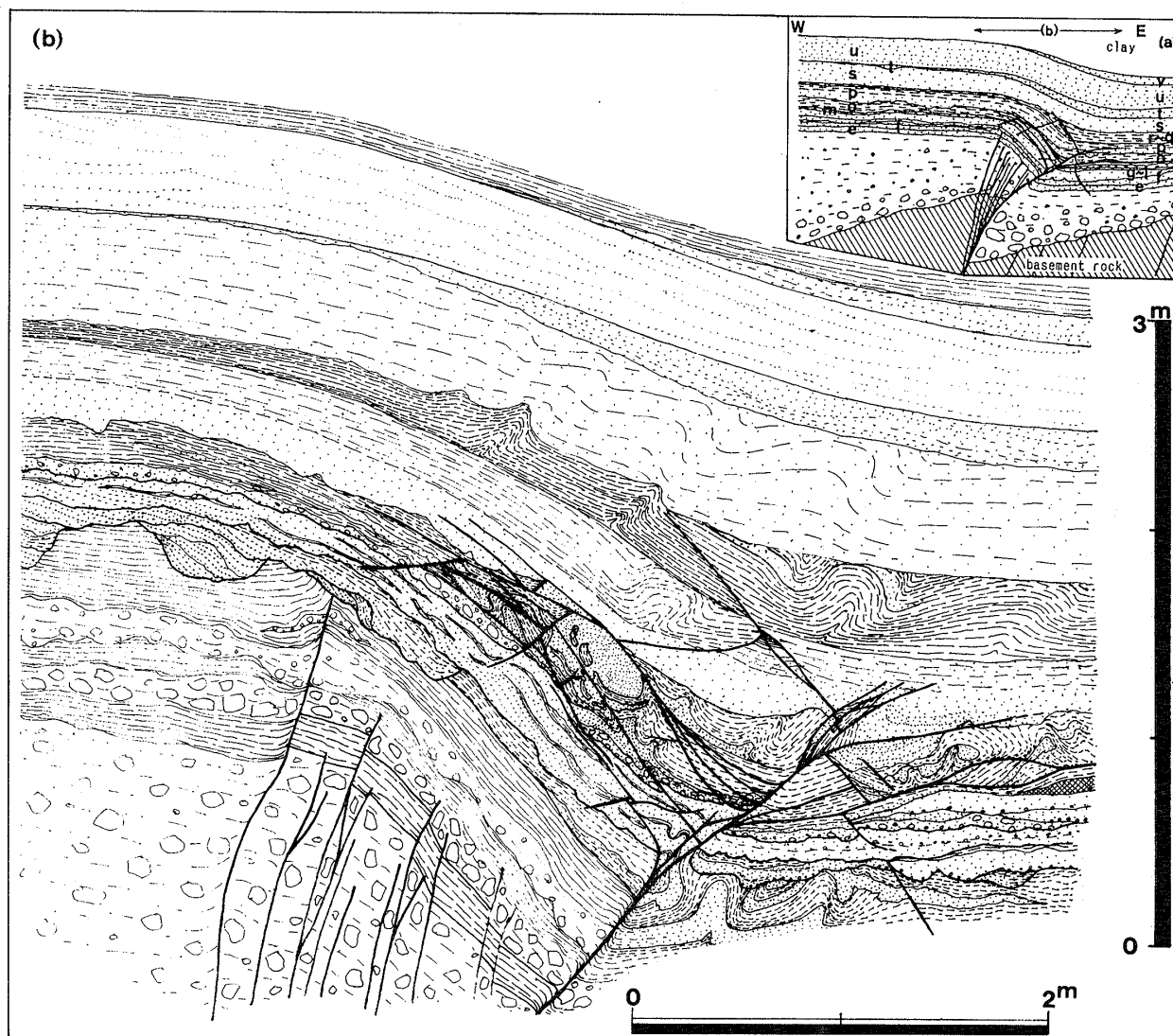
上野盆地東部の上野市喰代^{ほうじろ}で認められる喰代撓曲(第1図)では、規模は小さいが、基盤中の断層から古琵琶湖層群の撓曲まで一連の変形が観察できる(第2図, 川辺, 1986)。この構造を境に、古琵琶湖層群の層厚が側方に変化し、断層の垂直変位と撓曲による地層の層序学的落差は上位ほど小さい。この撓曲によって変形を受けているこれらの地層を詳しく検討することによって、地層の堆積中に、基盤中の断層の断続的な運動で、この撓曲

* 日本地質学会第93年学術大会(1986, 山形)にて講演。

** 山形大学教育学部地学研究室, Institute of Earth Science, Faculty of Education, Yamagata University, Yamagata 990, Japan.



第 1 図 喰代周辺の地質図(a), 断面図(b), 古琵琶湖層群の模式柱状図(c), および地質構造図(d)



第2図 喰代撓曲の概略スケッチ(a)および内部の詳細スケッチ(b) 露頭はほぼ東西方向

が形成される過程を明らかにすることができたので、以下に報告する。

喰代撓曲周辺の地形・地質の概要

喰代撓曲の露頭は、近畿地方東部の三重県上野市喰代にあり、北側は標高250m前後の丘陵を境に近江盆地と接し、東側を標高800m前後の鈴鹿～布引山地に、南を標高800m前後の室生山塊に、西を標高600m前後の大和高原に囲まれた上野盆地（盆地底の平均標高約150m）の東縁部に位置している（第1図；北緯34°44'41"，東経136°03'06"）。

喰代撓曲の露頭の西方から南方にかけては、上野盆地内に突き出た基盤の高まり（標高約350m）を構成する領家片麻岩類および領家花崗岩類が分布している。同露頭の約500m東側には大山田断層を挟んで布引山地を構

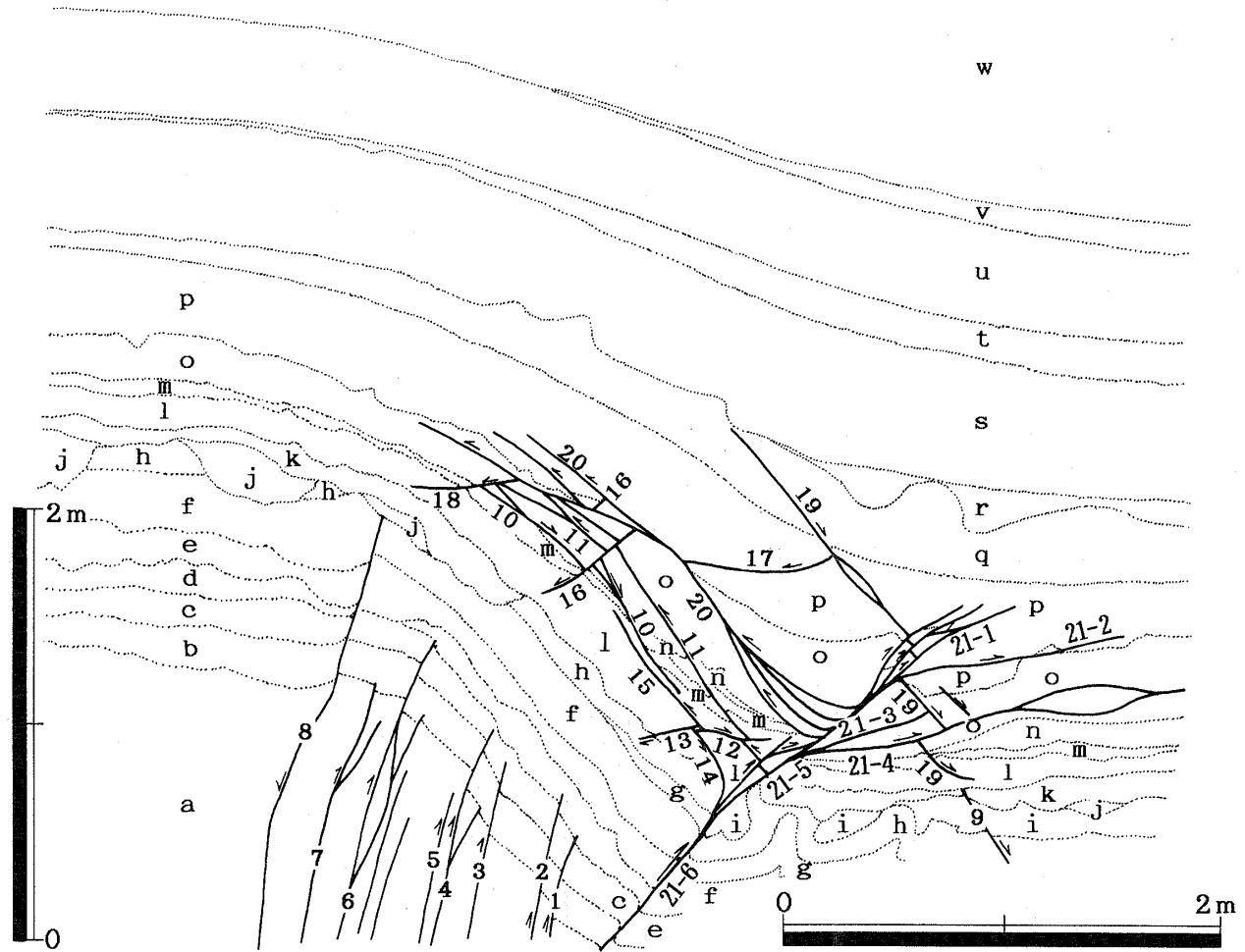
成している領家片麻岩類が分布している。これらの基盤岩類を埋積して、固結の進んでいない礫層・砂層・粘土層などからなる古琵琶湖層群上野累層が標高200m前後の丘陵を構成して発達している。

上野市喰代周辺の古琵琶湖層群の層序

上野累層は鮮新～更新統古琵琶湖層群の最下部に位置する累層で、上野盆地に広く分布している。喰代周辺に分布する上野累層は、大局的には、北に緩く傾斜しており、南から北に向かってより上位の地層が分布している。喰代周辺の上野累層は、層相によって、下位の喰代部層と上位の中村部層に区分される（KAWABE, 1989）。

a. 喰代部層

喰代部層は、調査地域内の喰代の集落の南方から上野市高山にかけてを模式地とし、基盤の領家花崗岩類およ



第3図 喰代撓曲を構成する地質要素の名称 アルファベット小文字は単層名，数字は小断層名

び領家変成岩類を不整合におおひ，上位の中村部層に整合におおわれる。本部層は，層厚が約50~70mで，花崗岩質の粗粒砂層とシルト・粘土層の互層から構成されている。本部層には，高山火山灰層が挟まれている。

b. 中村部層

中村部層は，調査地域の北に隣接する三重県阿山郡大山田村鳳凰寺東方の林道沿いを模式地とし，下位の喰代部層を整合におおひ，上位の伊賀累層に整合におおわれる。本部層は，模式地では，層厚が約150mで，塊状のシルト・粘土層を主体とし，数層準に砂層の卓越する層準を挟んでいる。本部層中には，下位から，喰代Ⅰ，喰代Ⅱ，中村，平田，鳳凰寺Ⅰ，鳳凰寺Ⅱ，服部川Ⅰ，服部川Ⅱ火山灰層が挟まれている。

喰代周辺では，中村部層の下底から鳳凰寺Ⅱ火山灰層直下までの，層厚約110mの地層が，おもに喰代の集落から北の地域に分布している。平田火山灰層の数m上位より上位ではほとんど均質の粘土層からなっているが，それより下位の層準では，花崗岩起源および片麻岩起源

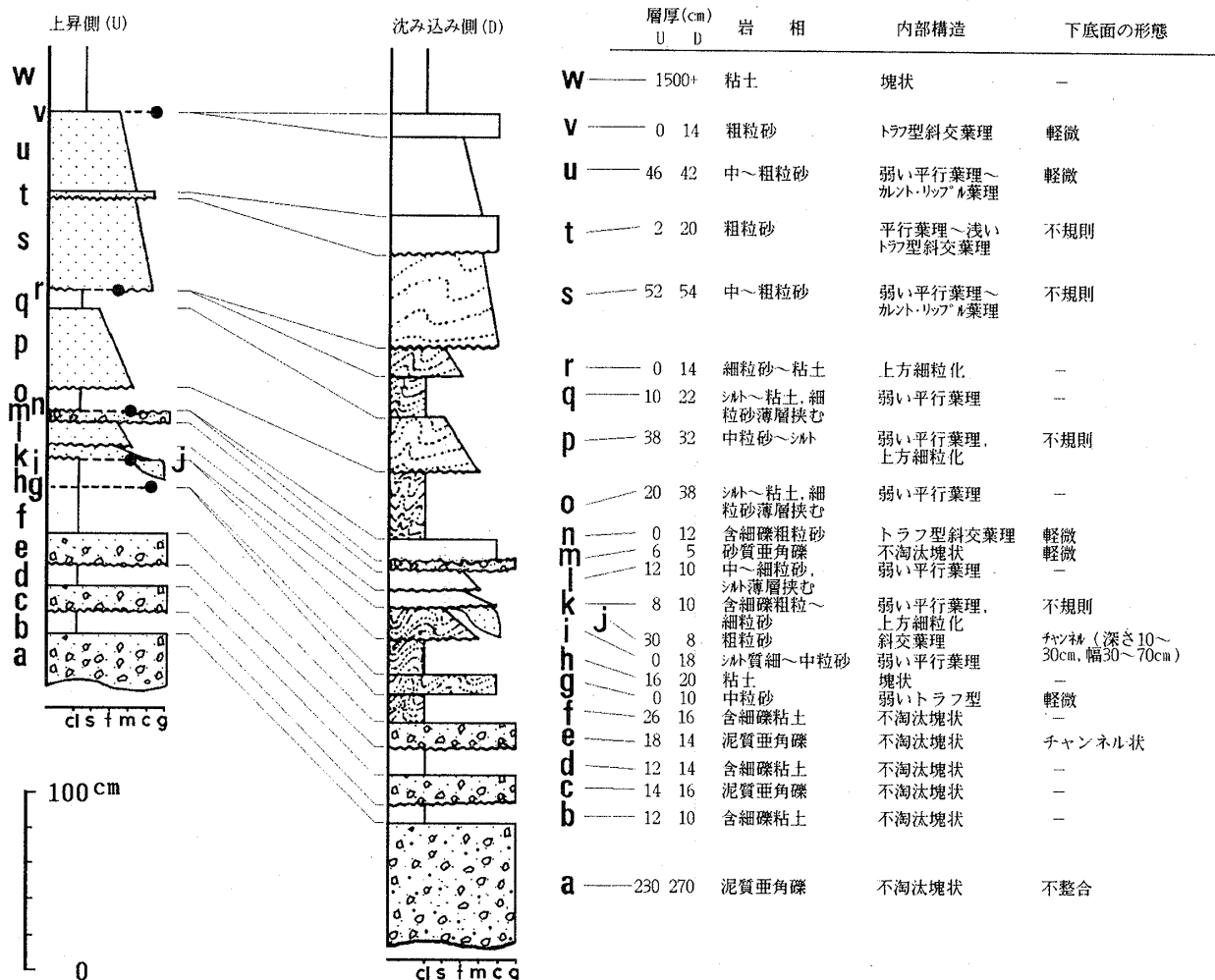
の砂層を主体とし，間に連続性の悪い，淘汰不良のシルト・粘土層を挟んでいる。第1図の地質図では，中村部層中の岩相の異なる2層準を区別して示してある。

喰代撓曲にみられる古琵琶湖層群の記載

1. 層序

喰代撓曲の露頭では，中村部層のうち，同部層の中部の層準にある平田火山灰層と鳳凰寺Ⅰ火山灰層間の約20mの厚さの地層が観察できる(第1図)。これらの地層は，喰代撓曲の露頭では，東側に高まりをなす領家片麻岩の基盤に対して，西に10°前後傾斜する不整合面を境に接している(第2図)。

喰代撓曲の露頭に露出している中村部層の中部は，下部が泥質の基質からなる淘汰の悪い礫層と淘汰のわるい粘土層の互層，中部が砂・シルト・粘土互層，上部が厚い粘土層からなっている。これらは，23枚の単層で構成されている。各単層を，ここでは，第3図のように，下位よりa~w層(下部：a~f層，中部：g~v層，上



第4図 喰代撓曲を構成する古琵琶湖層群の各単層の記載

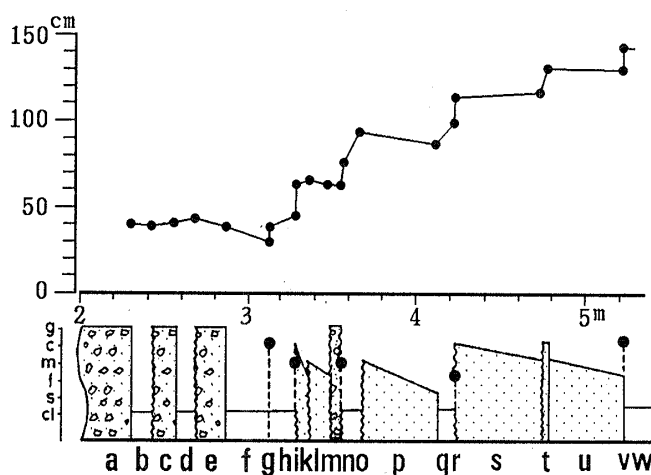
部：w層）とよぶ。各単層の記載を第4図に示す。各単層の層相は、撓曲を境に、ほとんど相違がない。

2. 層厚の側方変化

各単層の堆積形態は、チャンネルの充填堆積物であるJ層を除いては、撓曲を境とした層厚の側方変化の少ない地層あるいは上昇側のほうが厚い傾向を示す地層と、撓曲を境とした側方変化の大きい楔状の地層が交互にかさなっている（第2図，川辺，1989）。

一方，l層，o層，p層では，撓曲の翼部がもっとも厚くなっている。これは，この部分が層内の流動変形がもっとも激しい部分にあたっていることから判断して，地層の堆積以降に撓曲が成長する時点で地層が流動変形したためであると考えられる。

撓曲を境に上昇側と沈下側の地層の層厚を比較したのが第5図である。層厚の比較は，撓曲変形の過程における地層の膨縮の影響をさけるために，撓曲の翼部からなるべく離れた，地層の傾斜の安定している部分で測定し



第5図 撓曲を境にした古琵琶湖層群の累積層厚差 横軸は上昇側の層厚，縦軸は上昇側と沈み込み側の積算層厚差。右上がりの場合に沈み込み側が厚く，右下がりの場合に上昇側が厚いことを示している。

た。これらの図表から明らかなように、積算した層厚は、沈下側が厚くなっている。a層からv層までの積算の層厚差は139cmである。

単層群のオーダーでみると、撓曲を境とした層厚の変化は、下位層から上位層まで連続的にみられるのではなく、下位から、g～h層、i～m層、n～p層、q～s層、t～u層、v～w層をそれぞれ一つの単位としてみらる。一つの単位内では、最下部の地層の層厚が大きく変化しているのみで、上位層の層厚は、むしろ逆に上昇側の層厚のほうがわずかに厚くなっている場合のほうが多い。

層厚が大きく変化している部分の層相は、下底面に不規則な大きい削り込みを伴わない砂層の場合と、乱堆積構造の発達する粘土・シルト層の場合がある。また、上昇側の上面がほぼ平坦に削りとられているために、上昇側と沈下側の層厚差がみられる場合もある。層厚の変化がほとんどない部分では、色々な粒度の堆積物の場合がある。

3. 地層の流動変形

基盤中の断層活動による地層の撓曲変形の程度は、上位の地層ほど小さくなっている(第2, 4図)。断層の発達する部分では、地層は流動変形がみられる。流動変形には堆積時のものと堆積以降のものがある。f～h層、i層、o層、q～r層、s層など、変形した地層が直上にかさなる地層によって切られている場合が多いことか

ら、これらの流動変形は、これらの変形している地層の堆積直後におこったスランプ構造であるといえることができる。

地層中の各層準と各位置の流動変形の軸面は、沈下側に倒れているものが多い。流動変形の形態は、g～h層、o層、q～r層のように軸が上位ほど立ってくるものと、s層のように上位ほど寝てくるものの2つがある。また、q層では、軸部にフィルム状のうすい滑り粘土を挟む滑り面を伴っている。

背斜の軸が立ってくる形態のものは、上昇側で“肩”のはった形態を示している。粘土層からなる肩の部分では上位ほど層厚が厚く、逆に向斜の部分で地層が薄い。粘土層中に夾まれる砂の薄層も背斜の軸部付近が最も厚く、向斜の部分では薄くなっている。

断 層 系

基盤中に発達する逆断層(以下、主断層)の被覆層である古琵琶湖層群への延長上に、逆断層と同じ運動方向を示す撓曲が発達している。古琵琶湖層群中に伸びた主断層の上盤側には、共役的に、主断層にほぼ直交する方向に逆断層が発達している。また、撓曲の翼部には小断層が多く発達している。

1. 主断層

基盤中の主断層は、断層面の走行傾斜がN38°E58°Wで、1mm～5mmの断層粘土をともなっている。基盤中で

第1表 喰代撓曲に発達する小断層の記載と分類

ステージ	断層番号	走向・傾斜	変位	傾斜隔離(cm)	断層・層理面の切断関係
I	8	N38°E78°W	正断層	20	j層に切断
	9	N40°E60°E	正断層	4	l層に切断
II	10	N42°E64°E	正断層	23	断層16, 18に切断
III	11	N36°E55°E	逆断層	8	断層12, 16, 18, 21に切断
	12	N48°E18°E	正断層	2.5	断層14に切断
	13	N46°E24°W	逆断層	4	断層15に切断
	14	N43°E58°E	逆断層	8	断層14に切断
	15	N38°E66°E	逆断層	22	断層12に切断
IV	21-3	N43°E20°E	逆断層	6	断層19, 21-5に切断
	16	N42°E38°W	正断層	3.5	断層20に切断
	17	N55°E18°W	正断層	10	断層19, 20に切断
	18	N40°E14°W	正断層	5	断層20に切断
	19	N46°E48°E	正断層	6	断層21に切断
	20	N44°E50°E	逆断層	20	
V	21-1	N43°E28°W	逆断層	4	
	21-2	N42°E12°E	逆断層	6	
	21-4	N36°E8°W	逆断層	14	
	21-5	N44°E36°W	逆断層	12	
	21-6	N45°E42°W	逆断層	30	

の変位量は不明であるが、基盤と古琵琶湖層群との不整合面を基準にすると垂直変位量（鉛直セパレーション）は約2.5mである。基盤中にはこの主断層に平行な断層が4本観察できる。これらはいずれも古琵琶湖層群に不整合におおわれている。

主断層の傾斜は、下盤が古琵琶湖層群に変わる部分あたりから、徐々にゆるくなる。上盤がa層とb層の境界部付近では、断層面の走行傾斜はN45°E42°Wである。上盤が1層付近では、N43°E28°Wの逆断層と、層理面にほぼ平行なN36°E8°Wの逆断層の2本に枝分かれている。前者はo層とp層の境界付近で走行傾斜がN42°E12°Wと緩傾斜になり、ついには地層の傾斜とほぼ平行になっている。断層の垂直変移量は上位ほどひどいに小さくなっている。

2. 小断層

古琵琶湖層群中に発達する小断層は逆断層がおおい（第1表）。それぞれの断層面上に認められる条線の方は層理面および小断層の走行にほぼ直交しており、断層の実移動は、ほとんどが垂直方向であったことを示している。

1) 小断層の発達部位

つぎに、各小断層の発達部位について、断層の種類ごとに述べる。

a) 高角正断層（第3図，小断層8および9）

8および9は、撓曲変形を受けている地層の外側（撓曲をつくる断層から水平的に離れたところ）に、より外側が沈み込むかたちで発達している。

b) 低角正断層（小断層10, 16, 17, 18 および19）

10および19は主断層より上位の撓曲の肩の部分に、沈下側を上盤として、撓曲によって傾斜する地層に対してやや急な傾斜で斜交して発達している。16, 17 および18は、主断層より上位の肩の部分に、上昇側を上盤として、水平に近い傾斜で発達している。

c) 逆断層（小断層11, 12, 13, 14, 15, 20 および21-1～21-6）

逆断層は、いずれも断層面の傾斜が45°以下の低角なものがおおい。これらのうち、12～15は、主断層より上位の撓曲の肩の部分に、互いに切断関係にあって、共役関係をなしている。11および20は、主断層より上位の撓曲の肩の部分に、撓曲変形した地層の傾斜と調和的な傾斜で、沈下側を上盤として発達している。21-1～21-6は、主断層からの延長として伸びている逆断層で、主断層の項で述べたとおりである。

2) 切断関係による小断層のステージ区分

小断層の新旧を層理面および断層相互の切断関係をも

とに分類すると、第1表のように少なくとも6つのステージに区別できる。小断層1～7については断層相互の切断関係がみられないために、ここではステージの区分はおこなっていないが、地層によっておおわれている断層（小断層8）と同様な性格とセンスを示しているためこれらもステージIに含まれる可能性が高い。

考 察

1. 地層の堆積環境

撓曲変形をうけている地層の層相は、撓曲を境に、ほとんど変化がない。個々の単層の堆積環境は、層相および堆積形態から以下のように推定される。

a, c, e, f層とm層は、粘土質の基質をもつ不淘汰な礫層であることから、すぐ北側の基盤山塊から供給された土石流ないしは崩積性の堆積物であると考えられる。

b, d およびg層は、細礫や雲母片を含む不淘汰な粘土層で、コイ科の咽頭歯の化石を含んでいることから、下位の土石流ないしは崩壊性の堆積物の供給のあとに泥湿地的な滞水域に堆積した粘土であると考えられる。

j層は、その堆積形態から、下位の地層を削り込んでできたチャンネルを埋める規模の小さい河川（流路）の堆積物であると考えられる。

w層は、均質な無層理塊状の粘土層からなり、イガタニンの化石を多量に含み、コイ科の咽頭歯の化石も産出することから、安定した浅い滞水域に堆積した粘土層であると考えられる。

その他の地層は、石英・長石粒を多く含む花崗岩質の碎屑物からなり、平行葉理や浅いトラフ型の斜交葉理を主体とし、上方細粒化を示している。したがって、片麻岩分布域である喰代撓曲の露頭より西側にある花崗岩分布地域からの碎屑物が流水的な環境（浅い滞水域、もしくは河川）に堆積した堆積物であると推定できる。

一方、撓曲を境に層厚の異なる地層や、流動変形を受けた地層の上面を削って堆積している地層の層相は、一般に粗粒な堆積物から構成されているが、細粒堆積物の場合もある。これらの地層の層相は、撓曲の両側で、ほとんど違いはなく、堆積環境の差もほとんどなかったと考えられる。したがって、撓曲変形をうけているe層からv層までの約4mの厚さの地層の堆積期をとおして、基本的には、撓曲の沈下側と上昇側のどちらも、河川域からごく浅い湿地的な滞水域という、水深のほとんど変化が無い状態を維持していたと考えられる。

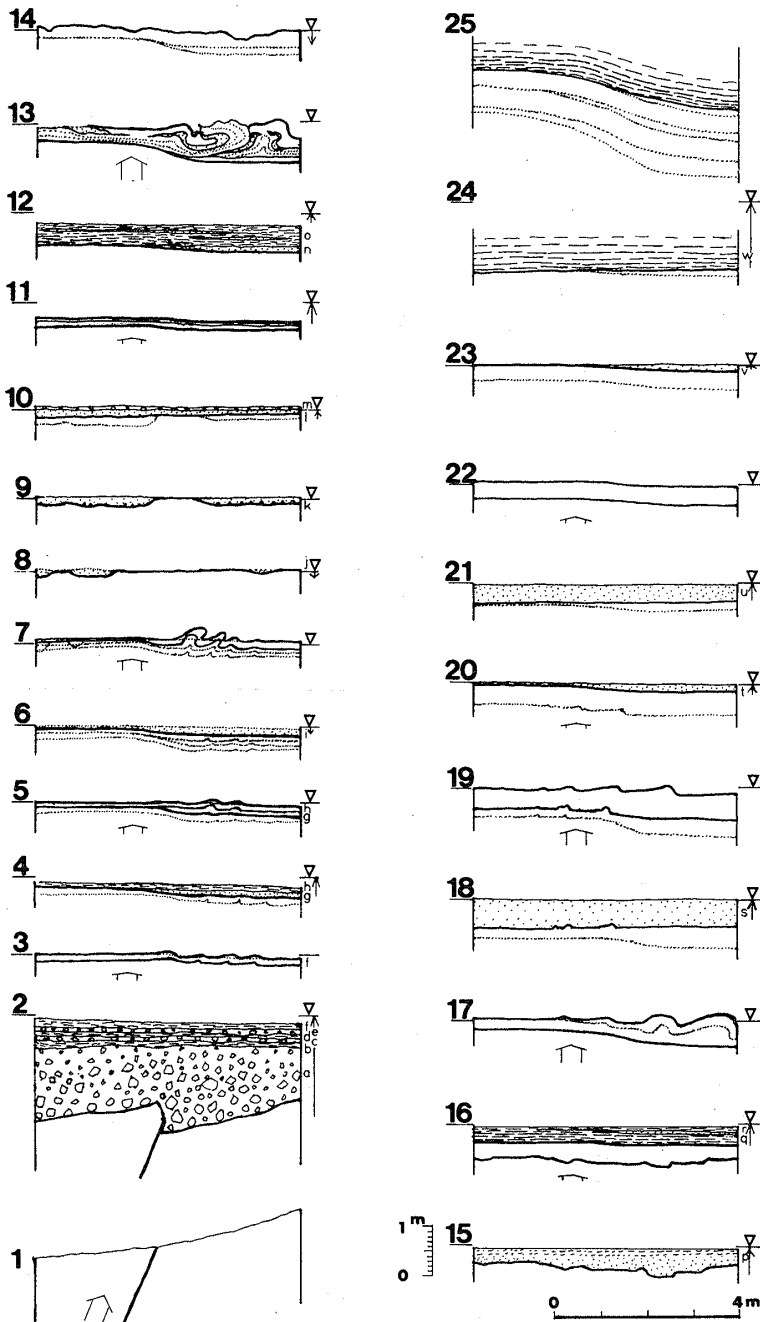
2. 撓曲を境にした層厚の側方変化の原因

碎屑性堆積物の単層オーダーの層厚の側方変化の原因としては、堆積作用や下底面の不等沈降などの初成的な

要因によるものと、堆積以降の構成物の違いや荷重の違いによる地層の不等圧密や地層上面の不均等な削剝、褶曲などに伴う構造的な流動変形などの後成的な要因によるものなどが考えられる。堆積作用によるものには、削り込みに伴う下に凸の形態のものと砂礫堆のような上に凸のものがある。下底面の沈降によるものには、構造的な沈降によるものと下位層の圧密の違いによる不等沈下によるものが考えられる。

本露頭の場合には、前述のような堆積環境や層厚変化の様子からは、層厚変化の要因の一つとして上昇側の地層上面の削剝があることは明らかであるが、削剝量を加

えたとしても、それ以上に層厚が変化している。この要因としては、上位層の荷重による不等圧密や堆積作用によるものであるとは考えにくい。また、地層の層厚を撓曲からなるべく離れて測定しており、上位層の堆積以降の構造的な流動変形はほとんど反映されていないと考えられる。さらに、粗粒および細粒の地層の両方で沈下側が厚くなっていることから、下位層の圧密の違いによって不等沈下したということは考えにくい。したがって、本露頭の場合には、撓曲を境にした層厚の変化は、構造的な要因で、相対的な不等沈下がおこったとするのがもっとも妥当である。これは、撓曲をつくった基盤中



第6図 喰代撓曲の形成過程の復元図

各図両端の横線は、当時の水面を、白抜き矢印は基盤の運動を、矢印は湖水面の上昇を表す。1：堆積前の基盤中に断層の発生，2：水中での土石流性堆積物（a, c, e層）および粘土層（b, d, f層）の堆積，3：断層の活動とf層の流動変形，4：水中での砂層（g層）と粘土層（h層）の堆積，5：断層の活動とf, g, h層の流動変形，6：流水中での砂層（i層）の堆積，7：断層の活動と（f, g, h, i層）の流動変形，8, 9：水位の低下による弱い削剝と流路をうめる砂層（i, j層）の堆積，10：土石流状堆積物（m層）の堆積，11：断層の活動と水位の上昇，12：水中での砂層（n層）と粘土層（o層）の堆積，13：断層の活動とo層の流動変形，14：水位の低下と侵食，15：水位の上昇と砂～シルト層（p層）の堆積，16：水中でのシルト～粘土層（q, r層）の堆積，17：断層の活動とq, r層の流動変形，18：流水中での砂層（s層）の堆積，19：断層の運動とq, r, s層の流動変形，20, 21：流水中での砂層（t, u層）の堆積，22：断層の運動と上盤側の侵食，23：流水中での砂層（v層）の堆積，24：水位の上昇と水中での厚い粘土層（w層）の堆積，25：断層の活動と、撓曲構造の完成。

の断層が活動したことによる基盤ブロックの昇降運動の結果であると考えられる。

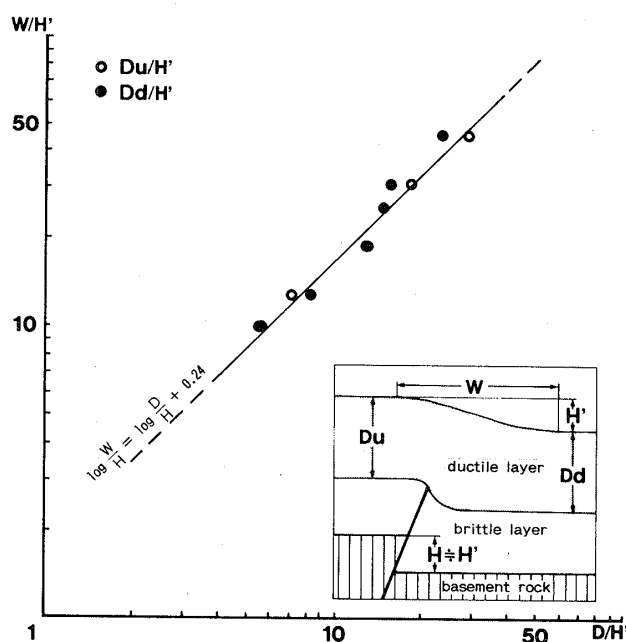
いくつかの地層で、上位層に削られるスランプ堆積構造が認められることは、一つの地層が堆積した後、次の地層が堆積する間に上昇側が上昇し、相対的に沈下側が沈降する基盤ブロックの昇降運動＝基盤中の断層活動があり、この運動のさいにまだ十分に水を含んだ未固結な地層が流動してスランプ構造をつくったと推定できる。スランプを伴わない場合でも上昇側が削割されている場合があり、運動が絶対的に上盤側の上昇を含んでいるものであったと推定できる。そして、基盤中の断層の活動によってできた、撓曲やスランプなどの地層上面の凹凸は、次の地層が堆積が始まるまでには浸食によって平坦化されたと推定できる。

3. 基盤の断層の断続的運動と1回の運動量

以上のように、地層がおよそ20cmから60cm堆積する間隔で、断続的に、およそ10cmから30cmの基盤ブロックの昇降運動＝基盤中の断層の活動があったとすることができる。この時間間隙は、直接的には知ることはできない。砂層の堆積速度と、粘土層の堆積速度はまったく異なり、また、同じ岩相であっても、基盤の運動によって堆積速度は異なると考えられるので、およその目安として上野累層全体の層厚を堆積時間で割って求めてみる。大山田地域では、上野累層の層厚は約300mであり、堆積期間は約50万年と推定される (KAWABE, 1989)。これらの値からは、平均堆積速度は0.6mm/年になり、楔型の層厚変化および单元である層厚約50cmの地層が堆積する期間は833年ということになる。したがって、機械的に計算した場合、およそ500年～1000年に一回の割り合いで、垂直変位量が10～30cmの断層活動があったとすることができる。

このような断層による断続的な運動とともに、撓曲を境に両側で同じような堆積相の地層が繰り返して堆積していることからすると、撓曲の両側の基盤ブロックを含んだ、より広範囲の相対的な沈降運動、もしくは堆積量にみあった湖水面の上昇があったと推定される。層厚の側方変化を示す一つの单元の中では、单元の最下地層のみが沈下側で厚く、单元内の上位層では逆に上昇側が厚くなっていて撓曲の運動の影響を受けていない傾向を示すことは、撓曲の活動が断続的なものであることを示すと同時に、より広い範囲を含む、西側への傾動的な相対的沈降と埋積、および、それに調和的な湖水面の上昇を反映しているものと考えられる。

以上をもとに復元した、相対的な断層の運動・湖水面の変動および地層の堆積の過程を第6図に示す。



第7図 喰代撓曲を境に層厚の異なる地層の層厚差から求められた変形の幅とその地層の下底面から塑性変形をしている地層 (f層) の下底までの層厚との関係を示す図 横軸は層厚/垂直変位量, 縦軸は変形の幅/垂直変位量. 垂直変位量は、撓曲を境に層厚の異なる地層の層厚差から求めた。

4. 撓曲を境とした層厚変化の幅と層厚との関係

撓曲変形をうけた各地層の層厚の側方変化の幅は、より上位の地層ほど、広がっている。これは、直下の地層がスランプ変形していたり、それらを含んで、上昇側が選択的に侵食を受けていることなどを考慮すると、基盤の断層活動による地層堆積当時の地形面の撓曲変形の幅が、より上位の地層ほど広がったからであると考えられる。

第7図は、地層の層厚変化から求めた一回の断層運動に伴う撓曲変形による当時の地表面の変形の幅とその時の撓曲変形をうけている地層の層厚との関係を、その時の変位量で割ったもので示した図である。ここでは、a層～e層までは、物性上基盤の片麻岩と同様に、ほとんど撓曲変形せず断層で切れているため、この図からは除外してある。変形層の層厚と変形の幅の関係は、第7図で示されるように、ほぼ直線上にのっている。したがって、ほとんど未固結の地層からなる喰代撓曲の場合には、一回の断層運動によっておこる地表面の撓曲変形の幅は、地表の垂直変位量とは無関係に、撓曲変形をうけている地層の層厚によって決まるといえる。

5. 小断層による古応力の復元

小断層の発達時期については、地層によって切られる

8～9の断層を除いて、地層の堆積中であるか堆積後の判定は、直接にはできない。しかし、地層が堆積直後の場合には流動変形がみられることや、小断層のほとんどが面なし断層であることから判断すると、小断層の発達時期は、ある程度脱水や圧密などによって固結が始まった時点であると考えられる。

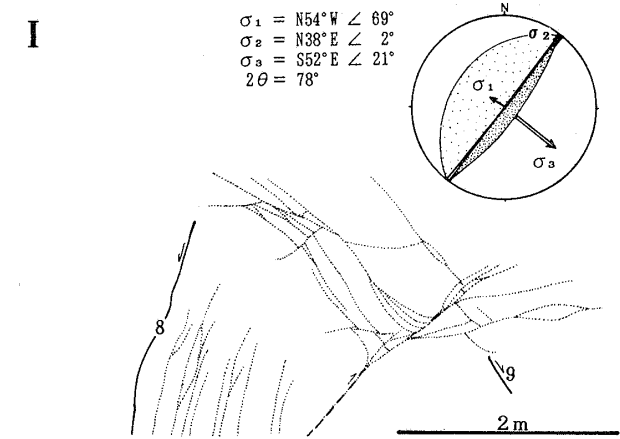
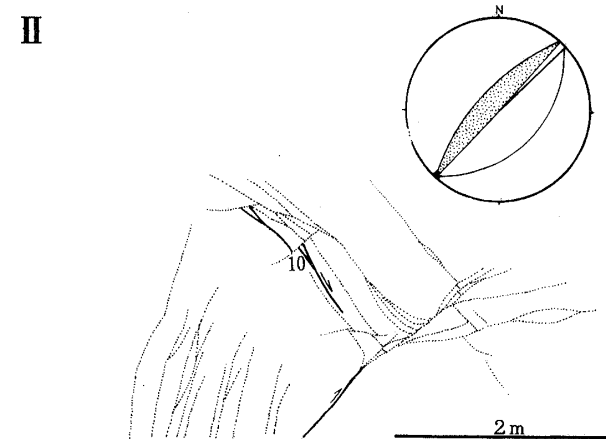
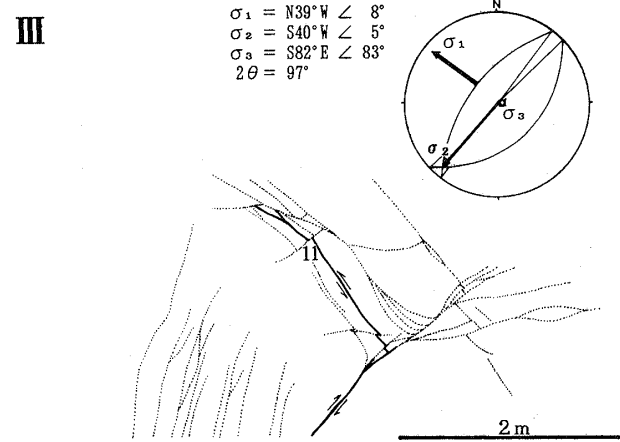
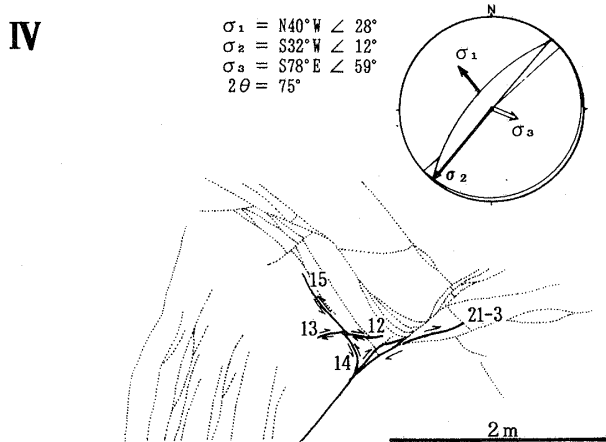
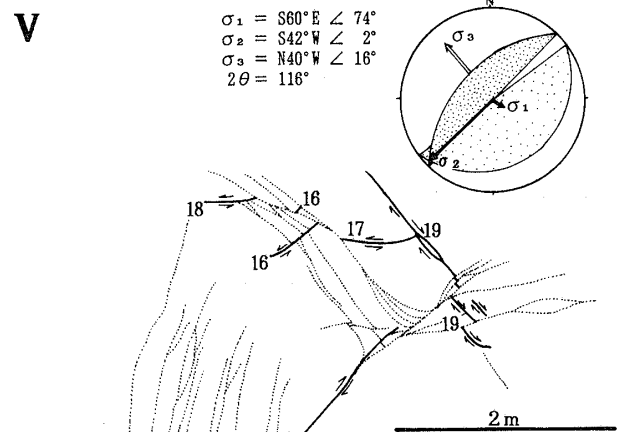
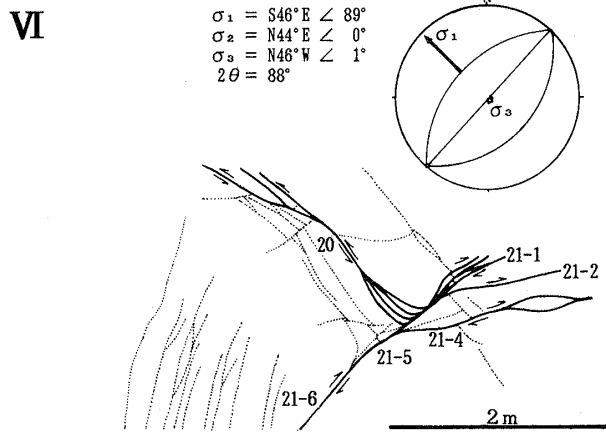
小断層の発達過程をステージII以降の各ステージでみてみると、

ステージII 主断層の逆断層と直交するかたちで上盤側に正断層の形成

ステージIII ステージIIの正断層ができた付近に同方向の逆断層の形成

ステージIV ステージIIIと同じセンスの逆断層とこれに共役な低角の逆断層の形成

ステージV 撓曲のより上位の地層に、低角とやや高角の共役な正断層の形成



第8図 喰代撓曲に発達する各ステージの小断層とその応力解析 ステレオ・ネットは上半球投影。最大圧縮主応力を σ_1 で、中間圧縮主応力を σ_2 で、最小圧縮主応力を σ_3 で示した。

ステージⅥ ステージⅤの低角正断層のできた付近に主断層と共役な逆断層の形成という過程がみられる。

各ステージごとの小断層について、小断層面をステレオネットに投影し、主応力軸の方向を求めたものを第8図に示す。

このような過程から、小断層の形成場をみると、①小断層は、撓曲変形の進行とともに、撓曲の内側から外側（地表側）に向って形成される、②応力場は、同じ場所では、初期には引張応力場であったのが、圧縮応力場にかわり、より外側（地表側）に引張応力場が移るということができる。

小玉ほか（1974）のスケールモデル実験では、基盤の垂直運動による箱型褶曲の場合には、①低角な、ずれの小さい断層と、高角な、ずれのおおきい断層ができ、②急傾斜の断層では頂部側が上方に、向斜側が下方にずれ、③低角な断層では上盤が向斜側から頂部側に向ってのずれを示しているのに対し、水平圧縮による褶曲の場合には、逆に、低角で、ずれのおおきい断層と、急傾斜で、ずれの小さい断層が生じ、②緩傾斜の断層では上盤側が頂部側から向斜側に向ってずれ、③急傾斜の断層では頂部側が下方に、向斜側は上方に向うずれを示す。

喰代撓曲の場合には、ステージⅡおよびⅤに現れる正断層系は、基盤の垂直運動による箱型褶曲の場合と同様な形態を示し、それ以外の逆断層系の場合には、水平圧縮の場合と同様な形態を示している。喰代撓曲の場合には、基本的には箱型褶曲と同様に基盤ブロックの昇降運動によって形成されているが、喰代撓曲をつくっている基盤中の断層は、断層活動当時の地表部である古琵琶湖層群との不整合付近では、垂直断層ではなく、58°の傾斜で閉じた断層面をもつ逆断層である。ただし、この断層が基盤深部でも逆断層であるかどうかは不明である。いずれにしても、この逆断層の活動による基盤ブロックの昇降運動によって、地層に対しては、下からの突き上げと同時に、横方向の圧縮力も加わる。このような結果として、応力場は、同じ場所では、初期には引張応力場であったのが、撓曲変形の進行とともに圧縮応力場にかわり、より外側（地表側）に引張応力場が移ることに

なつたと考えられる。

おわりに

本報告では、三重県上野市喰代に露出する古琵琶湖層群にみられる小撓曲の観察をおこない、同撓曲が、基盤中の断層が地層の堆積中に、断続的に活動することによって形成されたことを明らかにした。また、本撓曲の場合には、地層の撓曲によって変形する幅は、垂直変位量にかかわらず、撓曲によって変形する地層の層厚によって決まることがあきらかになった。撓曲中にみられる小断層の発達については、断層相互の関係からステージごとの応力場の変化は明らかになったが、これらが撓曲の変形過程のどのステージから現れるのかは、具体的に明らかにすることができなかった。今後、スケール・モデル実験や数値実験などで検討する必要がある。

本論文をまとめるにあたっては、大阪市立大学市原実名誉教授、地質調査所小玉喜三郎博士、島根大学三梨昂教授および島根大学小室裕明博士には討論いただいた。記してお礼申し上げる。

文 献

- 川辺孝幸, 1981: 琵琶湖南東方, 阿山・甲賀付近の古琵琶湖層群. 地質雑, 87, 457-473.
- , 1983: 近畿地方における鮮新—更新世の堆積盆地発達史. 地団研専報, no.25, 79-100.
- , 1986: 上野市東部の鮮新—更新統にみられる撓曲構造. 日本地質学会第93年学術大会(山形)講演要旨集, 552.
- , 1989: 近畿の鮮新—更新統堆積盆地のブロック運動. 地球科学, 43, 402-416.
- KAWABE, T., 1989: Stratigraphy of the lower part of the Kobiwako Group around the Ueno basin, Kinki district, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.* 32, 39-52.
- 小玉喜三郎・鈴木尉元・小川銀三・丸田美幸, 1974: 箱型褶曲の内部構造について—スケール・モデル実験による研究. 地調報告, no.250-2, 121-143.

(要 旨)

川辺孝幸, 1990 : 三重県上野市東部の古琵琶湖層群にみられる喰代撓曲の形成過程. 地質学論集, 34, 57-68. (KAWABE, T., 1990 : Synsedimentary development of the Hojiro Flexure, on the Kobiwako Group, at the east of Ueno City, Mie Prefecture. *Mem. Geol Soc. Japan*, 34, 57-68.)

三重県上野市東部の喰代に分布している古琵琶湖層群にみられる喰代撓曲は, 層序学的落差は最大4mと規模は小さいものの, 基盤の領家変成岩類中の逆断層から基盤を不整合におおう古琵琶湖層群の撓曲変形まで, 一連の変形が観察できる. 撓曲変形を受けている地層は, 河川成・湖沼成および土石流成の合計23層の単層群からなる. このうち8層準の単層は撓曲を境に沈み込み側の層厚が厚い. これらの地層の下位では, これらの地層に削られるスランプ構造がみられる. したがって, 喰代撓曲は古琵琶湖層群の堆積中に, 基盤中の逆断層が断続的に活動することによってできたと結論できる. 喰代撓曲の場合には, 撓曲を境に層厚の異なる地層の層厚から求められた撓曲変形による当時の地表面の変形の幅は, 基盤中の断層の垂直変位量に関係なく, 塑性変形をしている地層の層厚に相関関係が認められる.