The Geological Society of Japan

地質学論集　第16号　105~113ページ　1979年3月

部分不整合の形成過程について

角　田　史　雄*

On the Process of Formation of Partial Unconformity

Fumio TSUNODA

Abstract Change of lithological features of members in the Fujigawa group is remarkable in the southern Fossa Magna region. Judging from notable variation of thickness of strata, this geological phenomenon mentioned above may be resulted from descrimination in subsidence of basement in the same place at the early Miocene i.e. the pre-Nishikurosawa stage.

In the subsequent generation, extensive coarse clastics were probably transported from the regionally upheaved hinterland and filled up the relatively and locally subsided sedimentary basin, namely, the Minobu syncline.

By this time, the basements of the southern Fossa Magna region were possively bended upward and cracked here and there owing to this spacious upheaval. It is thought that these fissures grew into the high-angled faults. This faulting may be promoted the development of descrimination in rise of the disjoined basement. As a result, partial unconformity were formed in the tectonic province where swelled more rapidly. Enormous pyloclastics (the Mitsuishi tuff breccia member and the Karasumoriyama tuff breccia member) were emitted and finally conglomerates were produced in large quantities because the southern Fossa Magna region were swelled more and faults made remarkable growth.

はじめに

不整合の定義や解釈は，必ずしも，統一されているとはいえない（たとえば,「不整合」－文部省科学研究費総研B討論会予稿集－, 1978）. しかし，不整合あるいは不整合現象（後述）は過去の地殻変動の復元にとって重要な地質現象である. そこで，筆者は「なんらかの堆積の時間的間隙が認められる面を不整合面」とし，この不整合面の形態的特徴などから，過去の地殻変動の特性を復元しようと試みた. とくに,「部分」不整合をとりあげたのは，変動を復元しようと考えた南部フォッサ・マグナ地域に，つぎのような地質学的特徴が現れているからである（TSUNODA, 1973；富士川団体研究グループ, 1976；角田・富士川団体研究グループ, 1976）.

1．ある堆積盆地において，地層の層相や層厚がほぼ一定を示すのは4～6 km²の範囲であり，これをこえると，それらが急激に変化する.

2．ある堆積盆地において，層相や層厚が急激に変化する部分は，巾1～2 km，長さ5～6 kmの狭長な帯状区域である.

3．その帯状区域では，鋭角な頂部をもった背斜構造や撓曲構造や高角の蝶番断層が発達する.

4．上述の帯状区域にはさまれ，かつ，それに直角な方向に部分不整合あるいは部分不整合様の現象が発達する.

5．地質図に現れているその不整合線はほぼ直線であり，これに近接し，かつ，平行に高角逆断層が発達する.

6．いずれの地質現象も，その形成の最盛期は中新世最末期から鮮新世にかけての時代である.

以上の6つの特徴から，調査地域においては，まず最初に蝶番断層や撓曲や「折りたたみ状の背斜」* などの発達する帯状区域が形成され，つづいて，部分不整合や

* 埼玉大学教養部地学教室, College of Liberal Arts, Saitama University.

* 鋭角の頂部をもつ shevron folds で，非対称褶曲（新称）.

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

高角逆断層の発達する帯状区域が形成されたと考えられる．とはいえ，若干の時間的な間隙はあったにしても，これらの造構過程のほとんどが船川期から鮮新世にかけて終了していなければならない．その意味では，直交する２つの帯状地域はほとんど同時に造構地帯となっていることになり，それらに囲まれた地域は１種の構造区とみなし得る．しかも，その造構過程がつづいている間は，その構造区は他のそれと異なる独自の運動をおこなう地質ブロックであるともいえよう．もし，このような地質ブロックが船川期から鮮新世の間に南部フォッサ・マグナ地域で一般的なものであるならば，個々のブロックの変位・変形運動の度合によって，ブロックの境界は部分不整合になったり，断層になったり，あるいは，陥没という形態になったり，撓曲になったりすることが考えられる．

したがって，小論では，部分不整合と断層系との関係，断層系と「折りたたみ状の背斜」との関係，部分不整合と火砕岩層の関係などを解析し，そのことによって，南部フォッサ・マグナ地域のブロック運動について考察する．

上述の調査地域には，部分不整合と考えられる不整合がいくつか発見されている．すなわち，同域北部に分布する桃の木亜層群基底部（小坂・角田，1968），同域中部の富士川層群飯富累層三ツ石凝灰角礫岩層基底部，同曙礫岩層，同身延累層丸滝礫岩層基底部（富士川団体研究グループ，1976）などでは不整合あるいは不整合現象が観察される．これらのうちで，部分不整合，断層，火山岩の層相・層厚変化などの関係がもっともよく観察されるのは，三ツ石凝灰角礫層基底部の大子山不整合*（新称，後述）と，曙礫岩層基底部の曙不整合**（富士川団体研究グループ，1976）とである．そこで小論では，この２つの部分不整合について重点的に述べる．

小論をまとめるにあたり，新潟大学の藤田至則博士，鳥取大学の吉谷昭彦博士には小論を御校閲いただき，貴重な御意見をいただいた．深く感謝いたします．また，富士川団体研究会の皆様には資料の提供など種々の御援助をいただいた．記して御礼申しあげます．

* 大子山不整合については富士川団体研究グループ（1976）が最初に報告し，角田史雄・富士川団体研究グループ（1976）がその意義について述べ，小論で新称があたえられた．

** 大塚（1955）が最初に報告し，手打沢不整合と命名した。しかし，秋山（1957）はそれを否定し，松田（1958）はその１部を認めた．富士川団体研究グループ（1976）は曙礫岩層（富士川団体研究グループ，1976）の基底部に限定して不整合の存在を認め，これを曙不整合と定義した．

富士川上流域の基本的な地質構造

1．層 序

富士川上流域に分布する中新世後期の地層群は船川期から鮮新世（一部は第四紀）の変動によって変形され，個々の断層ブロック相互の地層の対比がきわめて難しい．これに著しい岩相や層厚の変化が加わり，地質構造の解析を一層困難なものにしている．とくに，同地域の中央部に発達する，折りたたみ状の非対称背斜を境にして，両側の層相や層厚が著しく異なるため，地層の連続性の確認や層序の対比がきわめて不十分なものであった．

そこで富士川団体研究グループ（1976）は同地域を精査して，前述の常葉背斜の北側に分布し，かつ，それまで未区分であった原泥岩層を細分した．その結果，同背斜の両側の地層および層序の対比が可能になり，そのことによって，前述のような特異な形態の背斜を境にして非常に顕著な層相・層厚変化が認められるという興味ある事実をひきだした．さらに，筆者らは身延山周辺を再調査して，同域と他の地域との層序と対比をすすめた（角田ほか，1977）．以上のことから，小論では，富士川上流域の層序は富士川団体研究グループ（1969）のそれに従う．しかし，身延山付近の層序と対比については，角田ほか，（1977）に従う．同地域の層序と対比についてはこれらの報告に詳しいので，小論では，略述するのにとどめる．

富士川上流域には西八代層群（大塚，1952）という台島期の地層群と，富士川層群（松田，1961；富士川団体研究グループ，1976）と呼ばれる西黒沢期から北浦期までの地層群とが分布する．小論で扱うのは後者で，下位から，しもべ累層（西黒沢階），身延累層（女川階），飯富累層（船川階），曙累層（北浦階）の４つの累層で構成される（富士川団体研究グループ，1976）（第１図）．

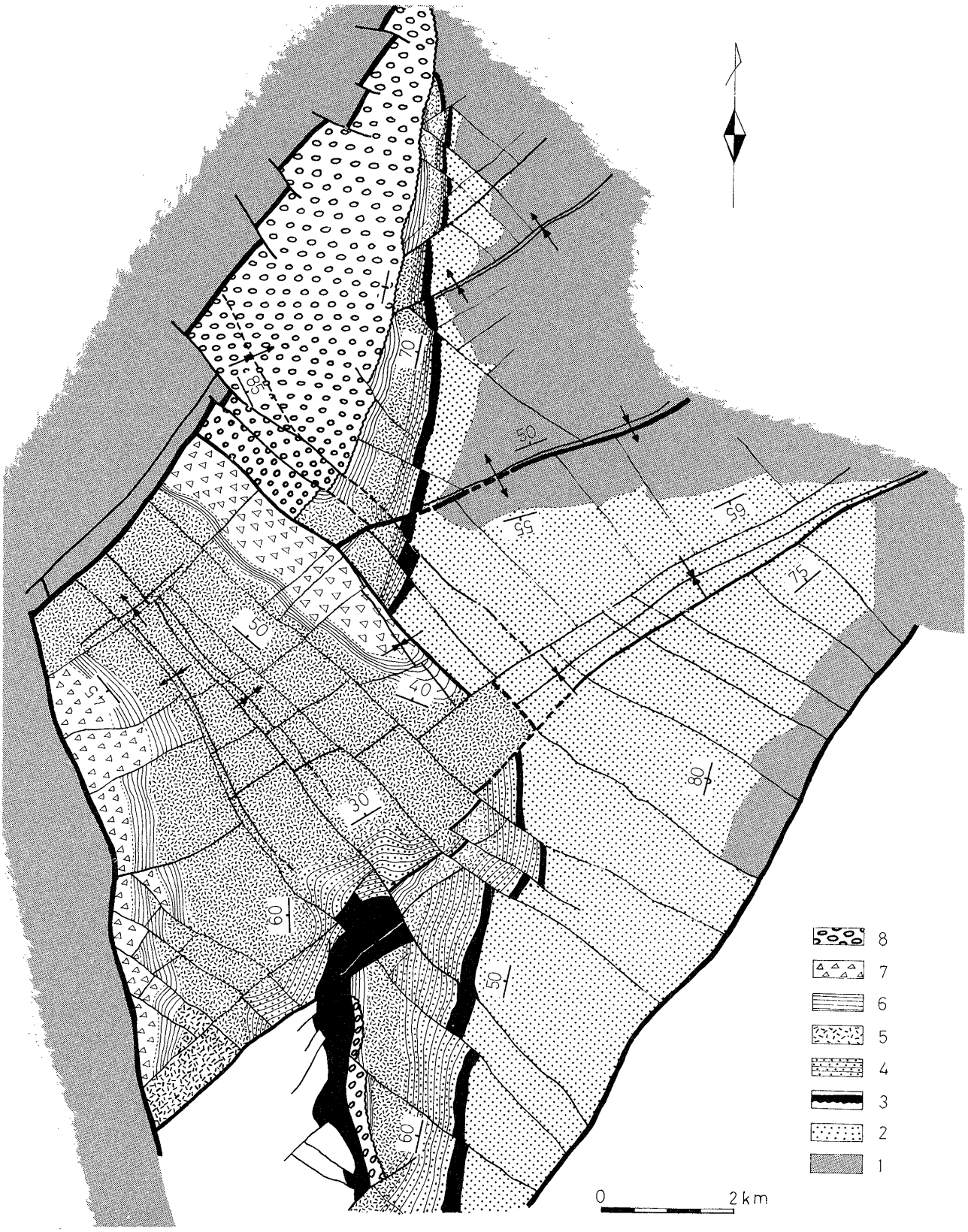
しもべ累層は２つの部層からなり，下位の部層が砂泥互層を主体として，石英安山岩～安山岩質凝灰岩が夾在する竹之島砂岩泥岩互層と，上位の，泥岩が優勢で安山岩質凝灰岩をはさむ上之平砂岩泥岩互層である．

身延累層は安山岩質凝灰角礫岩を主体として，同質の溶岩が夾在する小内船火砕岩層；泥岩が卓越する砂岩泥岩互層よりなる波高島砂岩泥岩互層；礫岩が圧倒的に優勢で砂泥互層や凝灰岩の薄層をはさむ丸滝層；砂泥互層が主体でうすい礫岩層を夾在する波木井坂砂岩泥岩互層などの順に部層が累重する．

飯富累層は，下位から，安山岩質火砕岩を主体とし，安山岩質（輝石角閃石安山岩質）の溶岩や泥岩の薄層が

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan



第１図　富士川上流域の地質図.

１：先西八代層群，２：しもべ累層および身延累層，３：三ツ石凝灰角礫岩層，４：早川橋砂岩泥岩互層，５：烏森山凝灰角礫岩層，６：川平泥岩層，７：赤沢火砕岩層，８：曙礫岩層．極太実線は第１級の断層：北西部は富士見山断層，西縁のものが糸魚川－静岡構造線，中央部のものが飯富断層，南縁を区切るのが西乗断層（本文参照）．波線は不整合線.

NII-Electronic Library Service

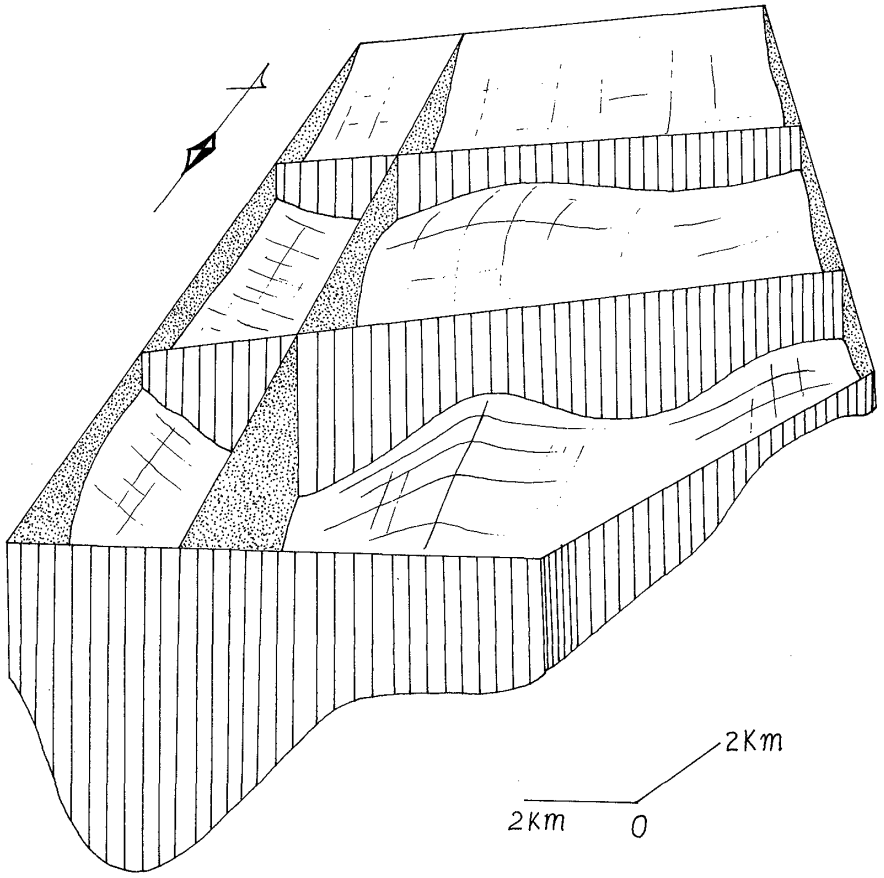
The Geological Society of Japan

夾在する三ツ石凝灰角礫岩層：泥岩の卓越した凝灰質砂岩泥岩互層が顕著で，粗～細粒の凝灰岩層が夾在する早川橋砂岩泥岩互層：安山岩質凝灰角礫岩を主体とし，同質の溶岩や優白色の中粒砂岩の薄層が夾在する烏森山凝灰角礫岩層：黒色の粗～細粒の凝灰質砂岩層で，*Amussiopecten iitomiensis* OUTKA などの化石を多産する遅沢礫質砂岩層：暗青灰色の無層理の泥岩を主体として数枚の凝灰岩の薄層が夾在する川平泥岩層などの５つの部層が累重して構成されている．

曙累層は，下位から，緑黒色の安山岩質凝灰角礫岩を主体とする赤沢火砕岩層，青灰色の極粗粒～粗粒砂岩の卓越する杉尾礫岩層*，優白質の花こう岩の円礫や珪質砂岩などの円～亜円礫を主体とし，アルコース砂岩や黒色泥岩の薄層が夾在する曙礫岩層の３部層が累積して構成される．

2．部層の層相と層厚の変化の特徴

断層，背斜，撓曲などの地質構造要素を境にして，部層の層相や層厚が変化することは前に述べたが，西八代層群のなかでも，その現象が明らかに認められる（角田・富士川団体研究グループ，1976）．しかし，富士川層群のそれはきわめて著しいものである．なかでも，身延累層* と烏森山凝灰角礫岩層**とは，とくに著しい層相と層厚の変化を示す（第１表）．その変化点はいずれも，西にいくほど「折りたたみ状の非対称背斜」がはっきりする常葉背斜（松田・水野，1955：角田・富士川団体研究グループ，1976）の軸にある．常葉背斜の軸走向は東北東～西南西方向である．後者はさらに，小原島断層（新称，後述）を境にして，その層相と層厚が激変するが，小原島断層の走向は北西～南東方向である．このことから，烏森山凝灰角礫岩層は，南北方向の断面では常葉背



図は同層の上面を水平にしたときの，同層の層厚変化を示す．たて線の入った断面は同層の東西断面の形態がわかるようにきられたものであり，点をうった断面は南北断面のそれがわかるようにきられたものである．

第２図　烏森山凝灰角礫岩層の形態の模式図．

＊　本調査域には分布しない．

＊＊　これらの地層群は，富士川流域において，もっとも広い分布をしめすものであることも最近の調査（富士川団体研究グループ，1978，未公表）によって明らかにされたので，これらの累層や部層の層相や層厚の変化は，南部フォッサ・マグナ西縁部全域の構造発達史のなかでも重要な役割を果したであろう．

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

斜を境にして，南側の層厚が北側のそれの約2.7倍（350 m：130m）になる．また，東西方向の断面では，小原島断層を境にして，西側の層厚が東側のそれの５倍（1,800 m：350m）から14倍（1,800 m：130m）に達する層厚変化が認められる．このような構造要素を境にした顕著な層厚変化のほかに，部層自身のそれも認められる．すなわち，「その層厚は大城川付近がもっとも薄く（約1,000 m），その両側では厚い．つまり，大城川の南側の御殿山西方地域では2,100mから2,200m，北側の鷹取山，身延山周辺では層厚が1,000m から 1,800m に達する．」（角田ほか，1977）．以上を総合すれば，烏森山凝灰角礫岩層の全体的な形態は，若干の凹凸はあるにしても，富士川上流域の南西隅が局部的にもっとも厚くなる（第２図）．

一方，身延累層の立体的な復元は，東西方向の断面形態が十分に復元できないので，烏森山凝灰角礫岩層ほどはっきりしたものが得られない．しかし，南北方向の断面形態だけからみても，その層相と層厚の変化は烏森山凝灰角礫岩層のそれよりはるかに大きい．すなわち，常葉背斜の北側の層相*は泥岩を主体として，中粒砂岩，アルコース砂岩，凝灰岩，礫岩などの薄層が夾在するのに対し，南側のそれは礫岩や安山岩質火砕岩が主体で砂泥互層が夾在している．また，同背斜の北側の層厚は南側のそれに比べて，わずか26分の１（350m：9,100m）しかない．そして，この変化の主役は小内船火砕岩層と丸滝層との２部層であり，波高島砂岩泥岩互層や波木井坂砂岩泥岩互層などの砂泥互層の層厚変化が３～７倍あっても，それは副次的な役割しか果していない（第１表）．

以上のような層相・層厚変化は他の部層においても，上記の部層や累層のそれほど著しくはないものの，認め

第１表　富士川層群を構成する部層の最大層厚．

層群	累層	部層	曙地区	夏秋地区	身延地区
富士川層群	曙累層	曙礫岩層	700+	180+	100+
		赤沢火砕岩層	欠層	360+	欠層
	飯富累層	川平泥岩層	330	220	150
		遅沢礫質砂岩層	80	70	250
		烏森山凝灰角礫岩層	130	1800	350
		早川橋砂岩泥岩互層	160	1200	650
		三ツ石凝灰角礫岩層	250	1500	500
	身延累層	波木井坂砂岩泥岩互層	200	欠層	1450
		丸滝層	欠層	欠層	2500
		波高島砂岩泥岩互層	150	欠層	450
		小内船火砕岩層	欠層	欠層	4700
	しもべ累層	上之平砂岩泥岩互層	420	欠層	1400
		竹之島砂岩泥岩互層	50	欠層	800

* 松田（1958）はこの地層を原泥岩層と命名し，常葉背斜の南側の地層群とまったく独立させていた．

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

られる．したがって，富士川上流域の層相と層厚の変化は，部層や累層のオーダーで明らかに認められ，その水平的な拡がりの規模についてみると，常葉背斜の北側にほぼ限定されていた西八代層群の堆積時に比べて，富士川層群堆積時以降はそれが，同背斜をのりこえて，南へ拡張されたといえよう*．

3．大子山不整合と曙不整合の形状

3－1．大子山不整合　本不整合は，従来は不整合現象（富士川団体研究グループ，1976）として扱われていたが，小論では，下記の理由によって，不整合として記述する．すなわち：

イ．三ツ石凝灰角礫岩層は，常葉背斜の北側と南側とで身延累層の異なる層準の地層と接していて，しかも，その関係は断層関係ではない．すなわち，同背斜の北側を西北西から東南東にむかって流れる三沢川以北における三ツ石凝灰角礫岩層は，小規模な東西性の高角の正・逆断層群によって若干転位しているにしても，基本的には南北方向に直線状に連続する．しかし，同地域の身延累層は北東～南西方向の軸をもつ，小規模な箱型背斜に支配されて，ゆるやかに西方へ張りだした弧を描いて分布する．そのため，両者は互いに斜交する（第1図）．この関係は同地域の5,000分の1の地質図を作成することによって得られた（角田，1978，未公表）ので，別報で報告する．したがって，両者がほとんど平行のようにみえる三沢川と常葉背斜とにはさまれた地域の地質構造（富士川団体研究グループ，1976；Ujiie，& Muraki，1976）は，南北性の三ツ石凝灰角礫岩層の走向と，西側にひらいたゆるい向斜構造（和平向斜：角田・富士川団体研究グループ，1977）に支配された身延累層中の地層の走向とが，たまたまほぼ平行になっているものである．詳細な調査をすすめれば，このような地域においても，南北にほとんど直線的に連続する三ツ石凝灰角礫岩層に対して，下位の身延累層はわずかに波曲しており，和平向斜のなかの小規模なゆるい背斜や向斜を形成する．以上のことから，常葉背斜を境にして南側と北側との身延累層とは基本的に連続していても，北側では，同累層の上部（波木井坂砂岩泥岩互層）が局部的に削はくされていると結論できる．

ロ．三ツ石凝灰角礫岩層には円礫～亜角礫の外来礫からなる礫岩層がある（中ノ沢礫岩部層：Ujiie，& Muraki，1976）．

ハ．三ツ石凝灰角礫岩層を構成する礫岩のなかに直径1m以上に達する安山岩の角礫や下位の身延累層由来のものと思われる泥岩の巨角礫がふくまれ，かつ，それらはきわめて雑然と堆積している．

ニ．常葉背斜の北側に分布する身延累層の岩相は淘汰不良の砕屑岩が主体であり，かつ，それらの層理の発達がわるい．また，同累層中には外来の異質岩片の密集部分があったり，木片の化石が多産したりして，上記の地域が，三ツ石凝灰角礫岩層およびその下位の礫岩層の堆積以前には，陸に近い場所であったことを示している．

以上のような大子山不整合の形態を列記すれば，下記のようにまとめられる．

イ．不整合線の走向はほぼ南北方向であり，その傾斜は，不整合線がほとんど直線であって地形の凹凸に影響されないで連続することから，ほぼ垂直に近いものと考えられる．

ロ．不整合線の距離は約7.5kmである．

ハ．不整合線は東西性の高角の正・逆断層で，水平的にみて，50～数100m転位する．

3－2．曙不整合　曙礫岩層の基底部を曙地区（富士川団体研究グループ，1976）で観察すれば，下位層とは漸移整合関係にあるようにみえる．しかし，曙礫岩層の北への延長部分は，明らかに，川平泥岩層（曙地区で曙礫岩層のすぐ下位にある地層）より下位の地層（月見橋安山岩層：松田，1958）に断層関係ではなく接していることから，常葉背斜以北においても，部分的にせよ全体的にせよ，曙礫岩層の基底部は不整合関係で下位層と接すると結論づけられる．また，同背斜の南側でも，相又付近で下位の飯富累層と斜交不整合にあることが確認されている（富士川団体研究グループ，1976）．

以上のような曙不整合の形態の特徴を列記すれば，つぎのようにまとめられる．すなわち：

イ．不整合線の走向は南北方向にちかいが，常葉背斜の北側では，南にいくほど，北東－南西方向に変化する．

ロ．不整合面の傾斜は，大子山不整合のそれと同様に，高角で西へ傾く．

ハ．不整合線の長さは，常葉背斜以北でおよそ9km，同背斜以南で約3km以上ある．それらが元来連続していたかどうかは不明である．

ニ．不整合線は北西－南東方向の断層によって転位しているが，それらの断層はいずれも高角の蝶番断層である．

ホ．不整合線は大子山不整合線をきっている．

---

* もっとも富士川上流域の北側に隣接する巨摩山地地域の西八代層群相当層（巨摩層群：小坂・角田，1968）を考慮すれば，西八代層群と巨摩層群との間にかなり顕著な層相と層厚の変化が認められるので，それらの堆積時にも，広域にわたって上述のような地質現象がみられたことになる．

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

へ．曙不整合より上位の曙礫岩層の内部構造は折りたたまれた向斜構造（松田，1958）というよりはむしろ，北西方向にひらいたゆるい向斜構造と考えられ，その北西部分は富士見山断層（大塚，1938）によって断たれているので，ほとんど同斜構造にちかい．このような地質構造は，大柳川下流域に発達する東西性の軸をもつ背斜と向斜の各々の軸と斜交し，かつ，それを削りとってできている．

4．富士川上流域に発達する断層系

本地域には規模や方向などがさまざまな断層が発達している（富士川団体研究グループ，1976：角田・富士川団体研究グループ，1976：角田ほか，1977）．それぞれの断層については個々の報告のなかで命名・定義してあるので，小論では，小原島断層をのぞいて，くりかえして述べない．小原島断層（新称）は，梨子，小原島，粟倉，下山などの集落をむすんで連続する北西－南東方向の直線状の断層である．相対的に，南西側がおちこんでいて，その層序差からはかられる落差は，断層線の総延長部分の中央部付近でおよそ1,300mになる。しかし，全体的にみて，断層線に沿って分布する地層の転位量は南東にいくほど大きくなる，幡番断層である．

小原島断層をふくめて，本地域の断層を分類するとき，小論では，その断層を境にして両側の層相・層厚・構造要素の発達の度合などが著しく異なるものを第1級の断層，地層の走向・傾斜の変化がみられたり，その落差が大きかったり，断層線が長かったりするものを第2級の断層，それ以外のものを第3級の断層とする．

4－1．第1級の断層　本地域には4本の第1級の断層がある．すなわち，本地域の新第三系のすべてを切って発達する北北西－南南東方向の糸魚川－静岡構造線：この構造線を切り，かつ，本地域の富士川層群すべてを切る富士見山断層：断層線を境にして富士川層群の層相・層厚・地質構造が著しく異なる飯富断層（富士川団体研究グループ，1976）：断層線を境にして本地域の新第三系の層相・層厚・地質構造が異なる西乗（にしのり）断層（富士川団体研究グループ，1976）の4本の断層である．このうち，糸魚川－静岡構造線をのぞいた3本の断層はいずれもほぼ北東－南西方向の断層線をもち，かつ，西へいくほど落差の大きい蝶番断層である．これらの断層群によって，本地域の層相・層厚・地質構造などが他の地域と独立して発達していることや，本地域がさらに2つの互いに独自な発達史をとげている部分に分けられることが明らかにされる．

4－2．第2級の断層　これにふくまれる断層には，つぎのようなものがあげられる．すなわち，西八代層群の層相や層厚などが変化する田原断層（角田・富士川団体研究グループ，1976）：主として飯富累層より上位層を大きく転位させている雨河内（あめこうち）断層（角田・富士川団体研究グループ，1976）およびその西方への延長と思われる門野（かどの）断層群（角田ほか，1977）などがあり，これらはいずれも北東－南西方向の走向をもつ，西ほど落差の大きい蝶番断層である．この他に前述の小原島断層や小縄背斜に沿った断層などがあるが，これらは北西－南東方向の走向をもっている．以上のことから，第2級の断層も第1級のそれと同じく，互いに直交する2系統の断層群がある．

4－3．第3級の断層　第1図からもわかるように，前述した第1級，第2級の断層に平行に，互いに直交する2系統の断層群が発達するが，興味あることに，それらの間隔はほぼ0.5～1.5kmであり，一定している．

以上のように，断層の規模はまちまちであるが，その方向は明らかに2系統ある．松田（1961）が強調した南北性の衝上断層はごく稀にしか発達しない．このうち，不整合線にきられるのは北東－南西方向の断層群で，それを切るのは北西－南東方向のそれである．また，しもべ累層と身延累層との層相・層厚変化線と平行なものは前者であり，飯富累層と曙累層のそれに平行なものは後者である．

考　察

1．富士川流域における一般的な堆積形態

富士川層群全体の分布範囲は南北に約40km，東西方向に最大15kmである．この意味では，同層群の分布の長軸は南北方向であり，1つの狭長な向斜構造をなすといえる．また，小論で扱かった地域では，基本的には，西方にいくほど新しい地層群が累重するような堆積構造になっているが，この傾向は他の富士川流域における富士川層群にも一般的にあてはまる．しかし，この傾向がはっきりしているのは，累層のオーダーまでで，部層の1つ1つにまでは一般化できない．

部層の堆積形態の特徴は，烏森山凝灰角礫岩層でもっとも典型的にみられるように，中心部が厚く，周辺部にむかって急激に薄くなるようなものである．その断面形態をたとえていえば，「つばの広い帽子」をさかさにしたような形をなしている（三梨昂氏談）．丸滝層中の礫岩層の堆積形態も，烏森山凝灰角礫岩層ほどよい断面形態は得られないものの，その東側部分でうすくてゆるやかな構造をなし，中央部で厚くて傾斜した構造をもって

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

いる．

したがって，富士川層群全体は，このような「さかさにした麦わら帽子」型の各部層が連なったり，重なり合ったりしながら，なりたっていると結論される．

2．層相・層厚変化と部分不整合との時間的空間的関係

前述したような富士川層群内の部層の一般的な堆積形態は，そのまま累層全体のそれと同じになることがある．たとえば，飯富累層がその例である（第1表）．これがしもべ累層や身延累層にあてはまるとすれば，両累層の夏秋地区の層厚は身延地区のそれに比べて薄いことになろう．しかも，火砕岩や礫岩などの粗粒堆積物は最大層厚部から層厚の薄い方への移化はきわめて急激なものであるという傾向があるので，上記の2つの累層の夏秋地区における最大層厚はそれらを構成する砂泥互層の積算値を大きく上回ることはないであろう．このように考えれば，身延地区における2つの累層の全層厚11,300mの約36%（4,100m）が夏秋地区のそれに相当する．これらのことから，身延累層の上面の堆積時，つまり，大子山不整合の形成直前における基盤までの深さのちがいは曙，夏秋，身延の3つの地区でかなり著しいものがあったであろう．すなわち，それらの値はそれぞれ820m，4,100m，11,300mと見込まれる．ところが，曙地区や身延地区でみるかぎり，そのときの岩相はいずれも不淘汰な粗粒堆積物や異質角礫，泥岩などの同時礫，木片化石，斜交葉理などが顕著に発達し（富士川団体研究グループ，1976），きわめて浅海での堆積を示しているように考えられる．このことから，曙地区を基準にすれば，夏秋地区は約5倍，身延地区は約13倍の沈降速度をもっていたと考えられる．

上述のように，累層の層相・層厚の変化からみたときの基盤の沈降運動は，きわめて単純な計算であるが，曙地区がもっとも沈降運動量が少ない．いいかえれば，この地区がもっとも早く，後にひきつづく降起運動の影響を受けやすい場所であったと考えられる．そして，他の2つの地区は，はるかに速い沈降速度をもっていたため，富士川全域にわたる降起運動が生じても，沈降から隆起への運動の転化に時間がかかり，それだけ不整合形成が遅れたのではあるまいか．大子山不整合が曙地区にかぎって発達する部分不整合であるのはこの理由によると思われる．

ところが，飯富累層になると，夏秋地区をのぞいて，沈降運動の速度が同じか（曙地区）あるいは急激に低下するか（身延地区）している．そして，烏森山凝灰角礫岩層堆積以後は，層厚でみるかぎり，前述の3つの地区の沈降量の差はなくなる．そして，曙不整合は，曙地区と身延地区とに発達するようになる．これが曙（あけぼの）礫岩層の分布や曙不整合の分布が広範囲にわたる理由であろう．

さらに，上述のような全域的な隆起運動がはじまるのは丸滝層堆積期であり，そのとき沈降から隆起への反転がおくれていた同層堆積地域が礫岩の「受け皿」となりやすかったのであろう．また，その場合，夏秋地区が身延地区より沈降速度がおそかったことからみても，より西方の中生層や古第三紀層からなる基盤岩が西側ほど急激に薄くなる富士川層群とともに削はくされる条件は十分にあったと考えられる．したがって，丸滝層の砕屑岩類は東側から供給される（松田，1958）ばかりでなく，より多くのものが古期岩類の分布する西側や北西側から運ばれてると考える方がより自然である．この後，これほど大量の礫岩が集中しているのは曙累層堆積期までにはなくて，それ以前はほぼ富士川層群全体に薄層となって夾在するという産出形態をとるのも，このような沈降運動の地域差がなくなることとつよい関係を示していると思われる．

これに対して曙累層中の礫岩は，富士川流域全域に分布すること，それらは連続したものではなく，個々の独立した堆積形態を示すこと，多くの場合，下位層との関係は部分不整合であることなどから，海水が冠水している状態での堆積であるにしても，そうでなくとも，いわゆる「山間盆地状の凹地」に堆積したものであろう．いいかえれば，全域的な隆起のなかで，隆起からとりのこされた部分に集中的に礫岩が集積した結果であろう．多くの場合，そのような礫岩層の下位層が泥岩層であるのもそのような事情を物語るものと考えられる．

3．断層系と部分不整合との関係

前述したように，本地域には，地質構造の基本にかかわるような断層が発達し，それを第1級の断層としたが，それらのうちで新第三系中に発達するものはいずれも北東－南西方向の蝶番断層であることも述べた．それらの断層の落差はそんなに大きくなく，かつ，もっとも落差の大きい所で突然消滅し，他の互いに直交する断層にきられる．さらに，そこからほぼ60°位で斜交した方向に部分不整合（大子山不整合）がはじまっている．このような不整合線の南端と同じように，その北端でも，同様な関係が認められる．また，蝶番断層の東端にはそれらに斜交する撓曲軸がある．したがって，互いに平行な蝶番断層と，互いに平行な部分不整合線と撓曲軸との4本がほぼ平行四辺形をなして分布している．さらに，この

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

蝶番断層は大規模な撓曲が発達して盤折れ（湊，1960）の状態や折りたたみ状の非対称背斜に成長した後に形成されたこともわかっている（角田・富士川団体研究グループ，1976）．

以上のことから，層相・層厚の変化が著しい場所に形成された深部での弱線は，その後の差別的なブロック状の沈降運動で強調され，さらにその後，全域的な運動で断裂に転化していったと考えられる．そのようにして形成された基盤断層ブロックごとに異なる隆起運動と，同ブロックの辺にそっての変位量のちがいによって各種の構造要素をその上位の被覆層中に形成させた．すなわち，非常に変位量が大きかったり，変位の速度の大きいブロックのへりには断層が形成され，それほど速度や変位量の大きくない所では撓曲や非対称背斜などが形成されたと考えられる．部分不整合は，それらがもっとも小さい場所で形成されたのではあるまいか．

以上のような過程で富士川流域における地質構造や部分不整合が形成されていったと考えられるが，もしそうならば，火山活動との関連性や古生物の環境などとも密接な関係があるはずである．これについては，別報で検討したい．

ま と め

上述したことをまとめれば，下記のように列記される．

1．富士川上流域に分布し，富士川層群を構成する各部層，とくに飯富累層中の各部層の基本的な堆積形態は「さかさにした麦わら帽子」状のものであり，中央部が厚く，周辺部にむかって極端に薄くなる．

2．これらの「さかさにした麦わら帽子」状の各部層は連なったり，互いに重なり合ったりしながら，累層や層群を構成する．

3．1つの累層内の各部層の堆積形態はいずれも同じようなものであり，部層と累層との形態は相似である．

4．部分不整合は上述のような堆積形態をしている累層の層厚が著しく変化する場所に形成されている．

5．はじめに形成された部分不整合である大子山不整合の方が，後に形成された曙不整合より規模は小さい．

6．本地域の地質構造の形成に決定的な影響を与えた第1級の断層，部分不整合，撓曲などによって囲まれる地域は，本地域の堆積運動から造構造運動および変形運動などの期間を通じて，1つの運動単元であった．

7．それらの単元は南北方向に並び，各単元毎にその沈降・隆起量が著しく異なる．しかし，各単元のそれぞれにおいて，西側の運動量が東側のそれよりも大きい点は互いに共通している．

8．部分不整合は富士川流域が全域的に隆起しはじめ，まだ前の沈降運動が部分的に残っているような時に，いちはやく隆起域になった部分に形成された（おそらく，波木井坂砂岩泥岩互層堆積時に形成された）と思われる．最近の有孔虫層序によると，下部鮮新世にあたるといわれる（UJIIE, & MURAKI, 1976）．

文 献

秋山雅彦，1957：山梨県富士川上流域の新第三紀層の層序と地質構造について．地質雑．，**63**，669－683．

富士川団体研究グループ，1976：富士川上流域における新第三系の地質構造について．地論集，**13**，329－348．

星野通平編，1978：不整合－文部省科学研究費総研B討論会予稿集－．158p．，東海大学海洋研究所，清水．

小坂共栄・角田史雄，1968：山梨県西部，巨摩山地第三系の地質．地質雑．，**75**，127－140．

松田時彦，1958：富士川地域北部第三系の褶曲形成史．地質雑，**64**，325－345．

――――，1961：富士川谷新第三系の地質．地質雑．，**67**，79－96．

――――・水野篤行，1955：富士川上流域の西八代層群の層序．地質雑．，**61**，258－273．

湊　正雄，1960：地層学（旧版，第5刷）．201p．，岩波書店，東京．

大塚弥之助，1938：山梨県南西部富士見山断層崖の地質学的考察．地理評，**14**，969－984．

――――，1952：地質構造とその研究．275p．，朋文堂，東京．

――――，1955：静川層群について（附，第三紀地殻運動の一考察）．震研報，**特別記念号**，449－469．

TSUNODA, F., 1973：Studies on folds of Miocene Momonoki subgroup in the Koma Massif, Central Japan. *Sci. Rep. Tokyo. Kyoiku Daigaku* [C], **11**, 261－313.

角田史雄・富士川団体研究グループ，1976：山梨県南部，常葉地域の地質構造について．埼玉大学教養部紀要（自然科学編），**12**，191－204．

――――・市原　靖・井上彰徳・小川　忠・金子昇司，1977：山梨県南西部，新第三系の地質構造について．埼玉大学教養部紀要（自然科学編），**13**，65－92．

UJIIE, H. & K. MURAKI., 1976：Late Neogene Planktonic Foraminiferal Zones of the Shizukawa Group, West of Mt. Fuji, Japan. *Bull. National Sci. Museum. Seri.* C, **2**, 79－92.

NII-Electronic Library Service