

北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系の堆積盆

北部フォッサ・マグナ研究グループ*1

I. まえがき

北部フォッサ・マグナ地域の、中北信地方に広く分布する中新世中期～鮮新・洪積世の碎屑岩類は、グリーンタフ地域内陸部の海成第三系として古くから研究がすすみ、多くのすぐれた報告がなされている。

筆者らは、北部フォッサ・マグナ地域の地質構造発達史を、従来までの膨大な知見を基礎にして、さらにそれを詳細に明らかにすることを目標にして、1973年6月以来、当時卒論などで調査を行っていた信州大学、金沢大学、東京教育大学、京都大学の学生・院生を中心にグループを発足させ、共同で研究を続けてきた。グループは、広域にわたる層序・構造の解明を当面の目標にし、個人の地質調査を基本におきながら巡検・共同調査・まとめと討論の集会を重ねて、コンパイルマップの作成を行ってきた。

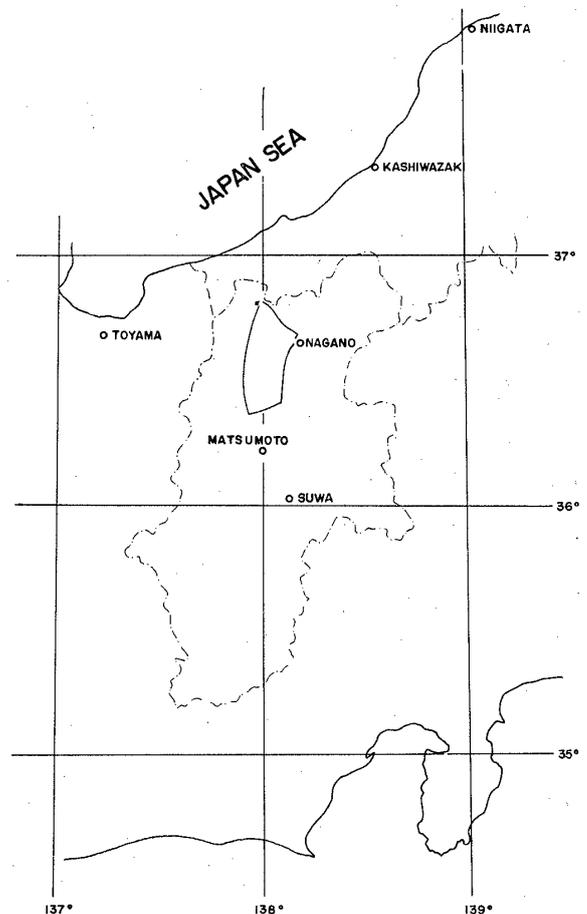
その結果、層序や構造など基本的な問題に関連する新しい事実がいくつか明らかになった。本論では、それらをもとにこの地域における中新世中期～鮮新・洪積世に至る時期の構造発達史、とくに、堆積盆地の発生とその後の拡大・縮小・移動とその運動に関連する火山活動の性格などについて考察する。

本論には筆者らの調査の不十分さ、未熟さから、多くの誤り・独断も含まれていると思われる。諸賢の遠慮のない御批判をいただき、さらに研究を深めたい。

なお、報告する地域は、長野県中～北部地方の犀川流域である(第1図)。筆者らのうち、鈴木が長野市～信州新町地域、矢野・村山が高府向斜中～北部地域、柴田・杉山・柳沢が日影向斜地域、竹内・坂本が犀川背斜部および高府向斜南部地域、水野が込地向斜～野間背斜地域を主として調査した。

本論文をまとめるにあたって多くの方がたにお世話になった。東京教育大学藤田至則氏にはグループ発足に際して多くの助言をいただいた。信州大学山下昇氏

には研究方法、論文のまとめ方などの点で御指導いただいた。新潟大学島津光夫氏、植村武氏、金沢大学紮野義夫氏、京都大学地向斜堆積グループの方がたには、筆者らの個人研究において多くの御指導をいただいた。また、構造地質研究会の1973年度「夏の学校」の巡検の折には多くの会員から助言をいただき、第29回地学団体研究会総会では多くの方がたから貴重なご意見をいただいた。グループのまとめの集会には、信州大学理学部地質学教室、同理学部附属臨湖実験所をたびたび使用させていただき、教職員の方がたに種々のお世話になった。信州大学理学部地質学教室の藤田敬氏には、図表の製作に大変お世話になった。以上の方がたに心からお礼申し上げる。



第1図 調査地域

*1 小坂共栄(信州大学)、水野学(新潟大学)、村山進(秋田県庁)、坂本満(金沢大学)、柴田憲一(大井中学校)、杉山茂(三祐システム開発センター)、鈴木一久(京都大学)、竹内章(大阪市立大)、柳沢昇(望星企業)、矢野孝雄(新潟大学)(アルファベット順)

II. 地質の概略

北部フォッサ・マグナ地域のほぼ中央部に位置する本地域には、新第三紀の厚い堆積岩類が、その北部においてはおよそ NE—SW 方向、南部では NNE—SSW 方向の軸をもった褶曲構造に支配されて広く分布している。調査地域西縁部には中山断層が、また、その西側には、糸魚川—静岡構造線がそれぞれほぼ NS 方向に走っている。調査地域南東方の上田小県(ちいさがた)地方、および北西側の小谷(おたり)地方から新潟県難波山にかけての地域には、下部中新統のグリンタフ層や碎屑岩類がほぼ NE—SW 方向に分布しており、さらに、それらに第三紀花こう岩類が貫入して隆起帯を形づくっている(内村団研グループ, 1953; 西田ほか, 1974)。南東側の隆起帯は中央隆起帯(フォッサ・マグナ研究グループ, 1958)、北西側のそれは小谷隆起帯(平林, 1967, 1969)と呼ばれている。中央隆起帯地域に分布する中新世中期以降の地層は、層相や層厚変化が比較的少なく、傾斜が平均 10° — 20° 程度でほぼ NS 方向の軸をもったゆるやかな褶曲構造を呈している。調査地域は両隆起帯にはさまれた沈降帯にあたり、中新世中期以降の厚い地層が将棋倒し構造をとって分布し、最大層厚の積算はおよそ 7000 m に達している。

調査地域およびその周辺の新第三系について、本間(1931)は、下位より守屋・内村・別所・青木・小川・柵(しがらみ)の各累層に区分した。富沢(1962)は柵累層の上位に猿丸累層をもうけることを提唱したが、これらの名称は、今日では北部フォッサ・マグナ地域中央部の新第三系標準層序名として広く採用されている。しかしながら、各層の細かい定義、区分、層位関係については研究者によっていくつもの食い違いがみられる。また、標準層序のそれぞれに対応した標式地の設定のしかたも確定していないのが現状である。

そこで、筆者らは以下のように標式地のルートを設定し、部層の対比を行なった(第1表)。すなわち、別所累層は明科(あかしな)付近より北方へ犀川背斜の軸部に沿って分布する明科黒色泥岩層とし、その上限は生坂(いくさか)村上生坂付近の犀川河床に露出する礫岩層の基底と定めた。青木層~小川層下部は麻績(おみ)川沿いを標式ルートとし、青木層下部は細田砂岩泥岩層、青木層上部は赤松砂岩泥岩層、小川層下部は差切(さしきり)砂岩礫岩層・重(しげ)夾炭層・

中込(なかごみ)凝灰岩層によってそれぞれ定義した。小川層上部~柵層下部は土尻川上流を標式ルートとし、小川層上部は境ノ宮砂岩泥岩層、柵層下部は高府(たかふ)泥岩層によってそれぞれ定義した。柵層中部以上の地層は裾花川中流を標式ルートとし、柵層中部は荒倉山火砕岩層、柵層上部は荻久保砂岩泥岩層、猿丸層下部は猿丸層下部礫岩砂岩層、猿丸層上部は猿丸層上部砂岩礫岩層をもってそれぞれ定義した。

III. 層序

A. 守屋・内村累層

守屋累層、内村累層は調査地域内には分布せず、より東方の内村地域、河東山塊、守屋山付近に広く分布するグリンタフ層主体の火砕岩類である(内村団研グループ, 1953; 山岸, 1953)。

B. 別所累層

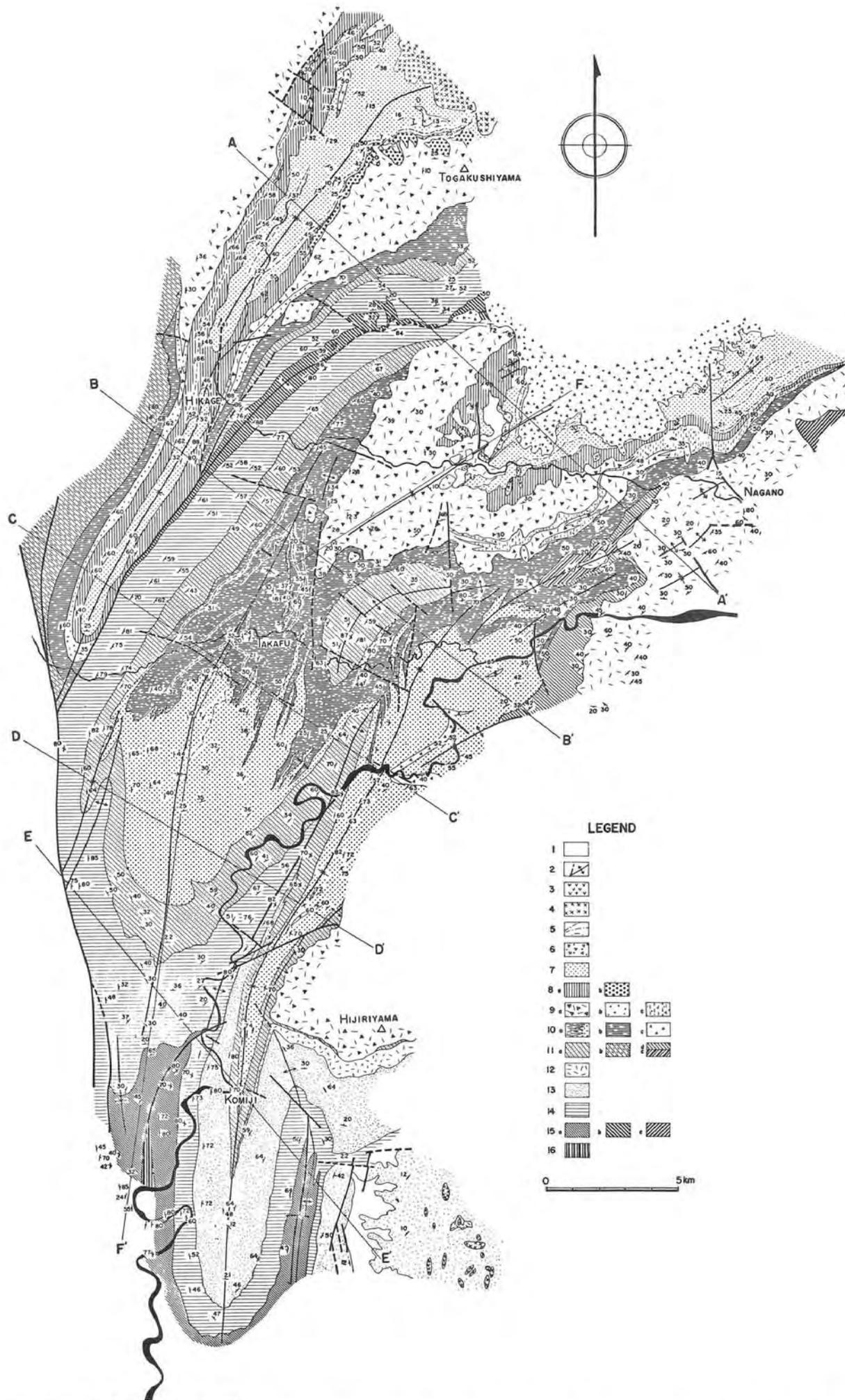
別所累層はその分布の中心が本地域の東方~南方にある。調査地域内では明科北方に分布する明科黒色泥岩層が相当するが、下限は露出していない。明科黒色泥岩層はちみつな黒色泥岩を主とするが、上部には灰色をおびた砂泥互層が多くはさまれている。また、まれに厚さ 1 m 程度の細礫岩、含礫泥岩がはさまれる。スランプ構造が一般的に観察される。構造的には犀川背斜の南方延長部にあたり、地層は NS 走向で 60° — 80° の傾斜をもつ部分が多い。

C. 青木累層

青木累層は調査地域南部、西~西北部にかけてはほぼ NNE~SSW 方向に分布し、岩相により上下に 2 分される。すなわち、いずれもフリッシュ型の互層を特徴とするが、下部層が泥岩および泥岩優勢互層を主とするのにくらべ上部層は泥岩、泥岩優勢互層のほかには砂岩優勢互層が発達している。

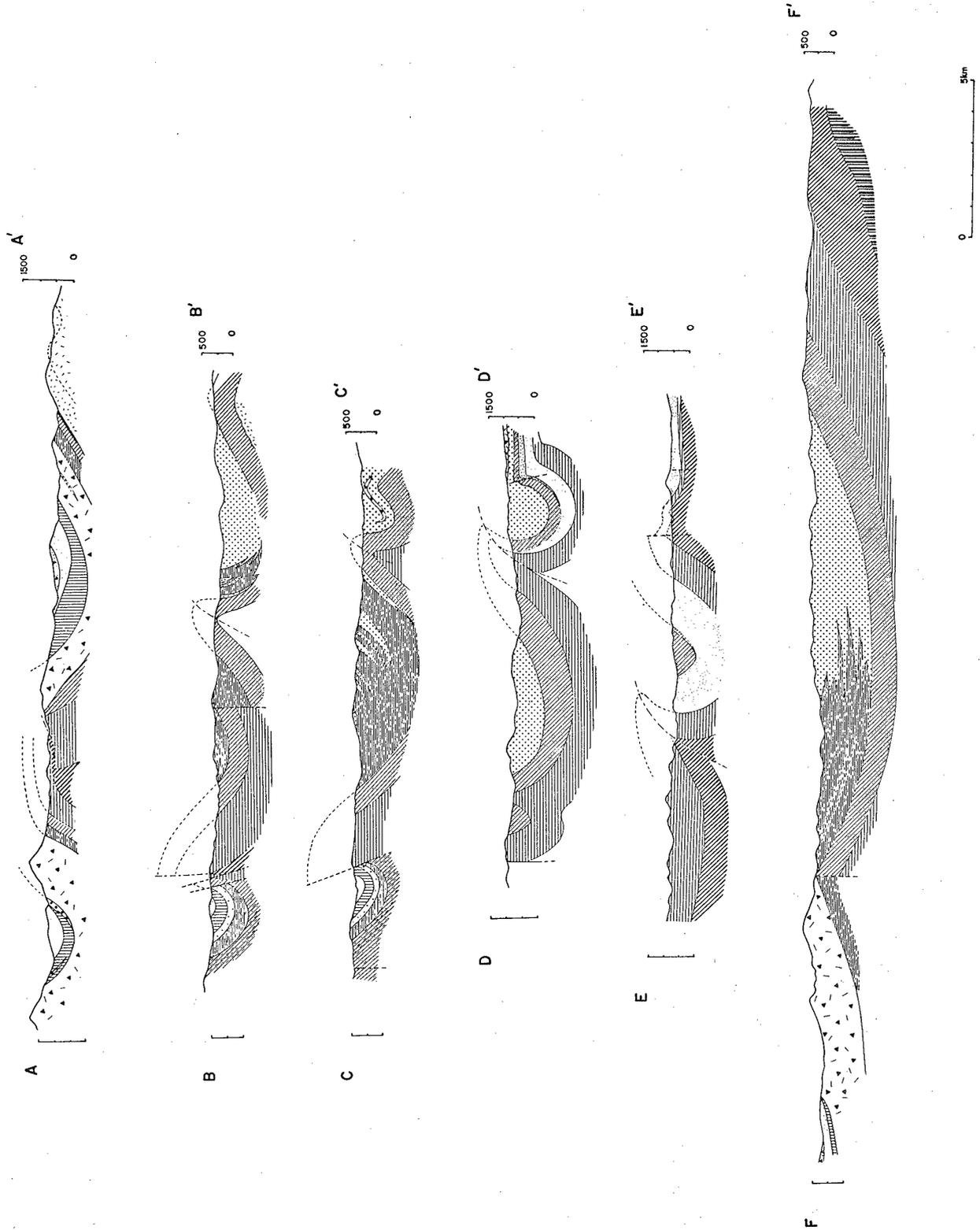
1. 下部層

本層は下部小立野入砂岩泥岩層・細田砂岩泥岩互層・西京(にしぎょう)泥岩層・浅川泥岩層(上部)からなる。いずれも主として暗灰色泥岩と砂岩泥岩の細互層からなるが、西京泥岩層には 1 m 程度の砂岩がはさまれることがある。また、西京泥岩層の上限には厚さ数 m の流紋岩質緑色凝灰岩層が挟在する。下部小立野入層には細礫岩層・含礫泥岩層がはさまれること



第2圖 長野県北部地域第三系地質図

1. 沖積層 2. 断層・褶曲軸 3. 輝石安山岩貫入岩 4. 角閃石安山岩貫入岩 5. 凝灰岩層 6. 豊野層 7. 日影砂岩礫岩層, 猿丸下部礫岩砂岩層・上部砂岩礫岩層 8. a. 田ノ頭泥岩層 b. あずの沢礫岩層 9. a. 戸隠・荒倉山・聖山火砕岩層 b. 井戸入沢砂岩泥岩層 c. 広瀬泥岩層 10. a. 高府泥岩層・権田礫岩砂岩層 b. 平床沢砂岩泥岩層 c. 久米路橋火砕岩層 11. a. 境ノ宮砂岩泥岩層 b. 柳沢砂岩泥岩層 c. 舟久保泥岩層 d. 飯森砂岩層 12. 裾花凝灰岩層 13. 差切礫岩砂岩層・重灰炭層・山清路礫岩砂岩層 14. 千見砂岩泥岩層・赤松泥岩砂岩層・上部小立野入砂岩泥岩層 15. a. 細田砂岩泥岩層 b. 西京泥岩層 c. 浅川泥岩層 16. 明科黑色泥岩層



第3図 地質断面図 凡例は地質図と同じ

第 1 表 層序・対比表

地域 標準層序	麻績川流域 (水野, 1976)	犀川上流域 (竹内, 1976) (坂本)	土尻川上流域 (矢野, 1976) (村山)	裾花川上流域 (柴田, 杉山, 1976) (柳沢)	土尻川下流域~犀川 (鈴木, 1976)	裾花川中~下流域 (矢野, 1976)
豊野層						豊野累層
猿丸層				日影砂岩礫岩層		猿丸層 上部砂岩礫岩層 下部礫岩砂岩層
柵層	上部			田ノ頭泥岩層 / あづめ沢礫岩層		荻久保砂岩泥岩層
	中部	聖山火砕岩層		井戸入沢砂岩泥岩層 / 戸隠火砕岩層		荒倉山火砕岩層 / 広瀬泥岩層
	下部	長岩礫岩砂岩泥岩層	長岩礫岩砂岩泥岩層	権田礫岩砂岩層 / 高府泥岩層	平床沢砂岩泥岩層	高府泥岩層
小川層	上部	込地礫岩砂岩泥岩層	込地礫岩砂岩泥岩層		柳沢砂岩泥岩層	境ノ宮砂岩泥岩層
	下部	高桑凝灰岩層		境ノ宮砂岩泥岩層		
		重夾炭層	山清路礫岩砂岩層			
		差切礫岩砂岩層				
青木層	上部	赤松泥岩砂岩層	上部小立野入砂岩泥岩層	千見砂岩泥岩層	浅川泥岩層	千見砂岩泥岩層
	下部	細田砂岩泥岩層	下部小立野入砂岩泥岩層	西京泥岩層		西京泥岩層
別所層	明科黒色泥岩層	明科黒色泥岩層				

があり、石灰質ノジュールもしばしば含まれる。犀川背斜軸部付近にはスランプ構造が多い。

2. 上部層

本層は赤松泥岩砂岩層・上部小立野入砂岩泥岩層・千見砂岩泥岩層*2・柳沢砂岩泥岩層・浅川泥岩層(上部)からなる。いずれも下部ではフリッシュ型の互層が多いが上部では泥岩層が多い。一般に互層を構成する砂岩は、単層下部では級化構造、上部では植物片による平行葉理が発達している。礫岩層は全体に少ないが、美麻(みあさ)村付近で最も多く全層厚の5~7%を占めている。礫はチャートを中心とする中礫ないし細礫からなる。泥岩は一般に均質で風化により小片に割れやすい。また数cmのノジュールを含むこともある。一般に各部層とも炭質物による葉理の発達する砂岩・

泥岩が多いが、赤松泥岩砂岩層中には厚さ1cm程度の炭質物レンズがしばしばはさまれる。千見砂岩泥岩層や柳沢砂岩泥岩層の砂岩優勢互層部は数10mの厚さで発達し、連続性が良い。

D. 小川累層

小川累層はNNE-SSWの一般走向をもち、本地域中央部に分布する。主として砂岩・礫岩・泥岩・砂岩泥岩互層からなる。一般に分布の南方ほど粗粒であり、北部では砂泥互層が卓越している。また、東部の長野市周辺では多量の酸性凝灰岩類・熔岩類が分布し、冠着(かむりき)山、麻績(おみ)盆地周辺に連続している。本層も岩相や層準による発達地域のちがいなどから、上下に2分される。

1. 下部層

本層は差切礫岩砂岩層・重夾炭層・高桑(こうそう)凝灰岩層・裾花凝灰岩層・山清路礫岩砂岩層からな

*2 従来小川層下部とされていた千見層の大部分は、本地域南部に分布する青木層上部(上部小立野入層・赤松層)に連続することを確認したのでこれを青木層に含めた。

る。生坂山地に分布する差切礫岩砂岩層とその上位の重夾炭層は、青灰色～茶褐色の中粒～細粒砂岩や中～細礫岩を主とし、灰色～暗灰色均質泥岩を挟んでいる。両層とも砂岩は一般に塊状を呈し、細礫～中礫による平行葉理・斜交葉理がしばしば発達する。礫岩はチャート・石英・硬砂岩・泥岩・緑色火山岩・黒色片岩・花崗岩などの亜円礫～円礫からなり、両部層を通じて礫種に大差はない。差切礫岩砂岩層の中～上部にはカキ化石層が発達し、込地向斜東翼では17枚、西翼では3枚挟在している。重夾炭層の下部～中部の砂岩層中には砂管が、また中部～上部には石炭層が発達している。また最上部には、最大層厚15mの軽石質凝灰岩層および植物化石を多産する細粒凝灰岩層（坊平凝灰岩層、森下ほか、1957）が挟まれている。込地向斜南部では岩相の差異から差切・重の2部層に区分されるが、北部ではしだいに層厚が減るとともに岩相の差もなくなるため、山清路層として一括している。本層は分布の西部～南部ではこのように碎屑岩類からなるが、長野市周辺では多量の酸性凝灰岩・熔岩類（裾花凝灰岩層）からなり、南方に連続し聖山東麓～南麓をへて込地向斜の高桑凝灰岩層に連続している。裾花凝灰岩層は長野市周辺では岩相や岩質の差異から上下に二分される。

2. 上部層

本層は調査地域南部の大姥山（おおばやま）周辺および込地・長岩付近に分布する込地礫岩砂岩泥岩層、東部地域に分布する舟久保泥岩層・飯森（いもり）砂岩層、北部地域に発達する境ノ宮砂岩泥岩層からなる。

込地礫岩砂岩泥岩層は込地付近では黄灰色～青灰色砂質泥岩および中～粗粒砂岩を主とし、礫岩層・石炭層を挟在する。石炭層（上位の長岩礫岩砂岩泥岩層を含めて）は込地向斜の東翼では14枚、西翼では9枚確認され、より東方で発達することを示している。大姥山付近では大部分が粗粒砂岩～中礫岩からなり、大規模な斜層理が発達している。本層は北方へ岩相がしだいに変化し、砂岩泥岩の互層が発達するようになる。

境ノ宮砂岩泥岩層は主として泥岩層、砂岩泥岩互層からなり、10数cm程度の炭質物葉理に富む砂岩層と、10～60cmの泥岩層との互層が一般的である。

飯森砂岩層は裾花凝灰岩層の上に一部不整合に重な

る。本層の基底には裾花凝灰岩層の亜角礫からなる厚さ1m程度の基底礫岩が断続的に分布する。本層は主として中粒砂岩からなるが、北方に岩相変化し泥岩優勢となる。

E. 柵累層

本地域中央部に最も広く分布し、西部ではNNE—SSW方向、東部ではNE—SWないしENE—WSW方向の一般走向を示している。下位の小川層以上に岩相の側方変化が著しい。本層は岩相により、上中下の三部層に区分される。

1. 下部層

本層は権田（ごんだ）礫岩砂岩層・高府泥岩層・瀬脇泥岩層^{*3}・市之瀬砂岩層^{**}・城下砂岩礫岩層^{**}・平床沢砂岩泥岩層・長岩礫岩砂岩泥岩層^{**}からなる。小川累層以上に岩相の側方変化が著しく、高府向斜・城下向斜地域では全層準にわたって南部の礫岩砂岩層と北部の泥岩層とが大規模な指交関係にある。これは凝灰岩鍵層により確認され、地質図に示されている。

高府泥岩層・瀬脇泥岩層はわずかに砂岩層・砂岩泥岩互層をはさむ暗灰色均質泥岩を主とし、泥岩層内部の岩相変化は少ない単調な泥岩層である。

権田礫岩砂岩層中の砂岩は一般にとうたが悪く、石灰質ノジュールを多く含み、平行葉理や斜交葉理が発達している。礫岩も一般にとうたが悪く、基質は細粒～粗粒砂からなる。礫は主にチャートで、その他に硬砂岩・結晶片岩・石英・粘板岩・花こう岩・緑色火山岩などを含んでいる。

2. 中部層

本層は聖山火砕岩層・荒倉山火砕岩層・戸隠火砕岩層・広瀬泥岩層・井戸入沢砂岩泥岩層からなる。

荒倉山火砕岩層と戸隠火砕岩層は含カンラン石普通輝石安山岩～角閃石安山岩の熔岩、同質の各種岩相の火砕岩類を主体とし、泥岩と火山性砂岩礫岩を少量ともなう。これらのうち主として角閃石安山岩中には、はんれい岩・角閃石巨晶がしばしば含まれている。荒倉山火砕岩層は西部では碎屑物質をあまり挟まないが、地蔵峠より東方では中部層準に層厚約200mの泥岩層が挟まれ、東方の広瀬泥岩層に連続している。戸隠火砕岩層は西岳付近において最大層厚を示し、南西方向にしだいに厚さを減るとともに岩相も変化し砂～泥質物が含まれるようになる。そして田ノ頭付近よ

*3 第2図では高府泥岩層相当層として一括して表現してある。

** 第2図では権田礫岩砂岩層相当層として一括して表現してある。

り南方では泥岩主体の井戸入沢砂岩泥岩層に移過している。

聖山火砕岩層は、複輝石安山岩～カンラン石普通輝石安山岩の熔岩、および同質の火砕岩からなり、泥岩や砂岩などの碎屑岩層は挟まない。本層の層準については多くの議論があるので項をあらためてのべる。

3. 上部層

本層は柵累層中部層に整合または一部不整合に重なる地層であり、日影向斜地域ではあずめ沢礫岩層と、これと同時に異相の田ノ頭泥岩層からなり、折橋向斜地域では荻久保砂岩泥岩層からなる。

あずめ沢礫岩層は貝化石の破片を多量に含む火山性黒色砂岩や、それと同質でとうたの悪い礫岩を主とする。本層は主として戸隠山～西岳の北斜面に分布するが、分布の北部では戸隠火砕岩層を一部浸食してそれを不整合におおっている。礫は輝石安山岩質の巨角礫からなり、そのほとんどは戸隠火砕岩層起源である。

田ノ頭泥岩層は、その下部では暗灰色塊状砂岩、その上部では葉理の発達した層理不鮮明な砂質泥岩からなる。全体に石灰質ノジュールや生痕化石に富み、玄能石もしばしば含まれている。下部には酸性凝灰岩層が7枚挟まれている。

荻久保泥岩層は暗灰色泥岩を主とし、灰色砂岩礫岩・白色酸性凝灰岩を挟む。本層は、荒倉山火砕岩層と接する付近では砂岩礫岩層に移過している。礫はとうたの悪い巨礫～中礫岩であり、ほとんどの礫が荒倉山火砕岩層起源と思われる安山岩質火山岩である。

F. 猿丸累層

本層は日影・折橋の両向斜地域に離れて分布しており、全体として粗粒な碎屑岩層からなる。本層には酸性凝灰岩層が4層準にわたって挟まれており、最上位の凝灰岩層(t₄タフ; 斉藤, 1956)は熔結している。岩相により上下に2分される。

1. 下部層

本層は日影向斜地域に分布する日影砂岩礫岩層下部と、折橋向斜地域に分布する猿丸砂岩礫岩層下部とからなる。

猿丸砂岩礫岩層下部は、青灰色～褐灰色で細粒～中粒の砂岩を主とし、細礫～中礫岩層・白色石英安山岩質凝灰岩層を挟む。砂岩層は塊状のものが多く、礫をまじえたり斜交葉理が発達することもある。礫岩層

は数10cm～10mの厚さで、礫はチャート・硬砂岩・ホルンフェルス・アプライト・緑色凝灰岩・石英閃緑岩・玢岩・頁岩・流紋岩・安山岩などからなる。

日影砂岩礫岩層下部は、主として塊状砂岩と砂岩泥岩層からなる。塊状砂岩はとうたが良く、直径20cm程度の石灰質ノジュールをしばしば含んでいる。砂岩泥岩互層の層理面には細礫が挟まれることが多い。

2. 上部層

本層も下部層と同様に、日影向斜地域の日影砂岩礫岩層上部と、折橋向斜地域の猿丸砂岩礫岩層上部からなる。

猿丸砂岩礫岩層上部は、主として礫岩砂岩の互層からなり、泥岩および石英安山岩質凝灰岩をはさむ。礫岩は中～大礫岩が多く、礫種は猿丸累層下部層と同様であるが、そのほかに花こう岩・結晶片岩・大峰熔結凝灰岩なども含まれる。本層中部にはさまれる凝灰岩(t₄タフ)は一部熔結している。

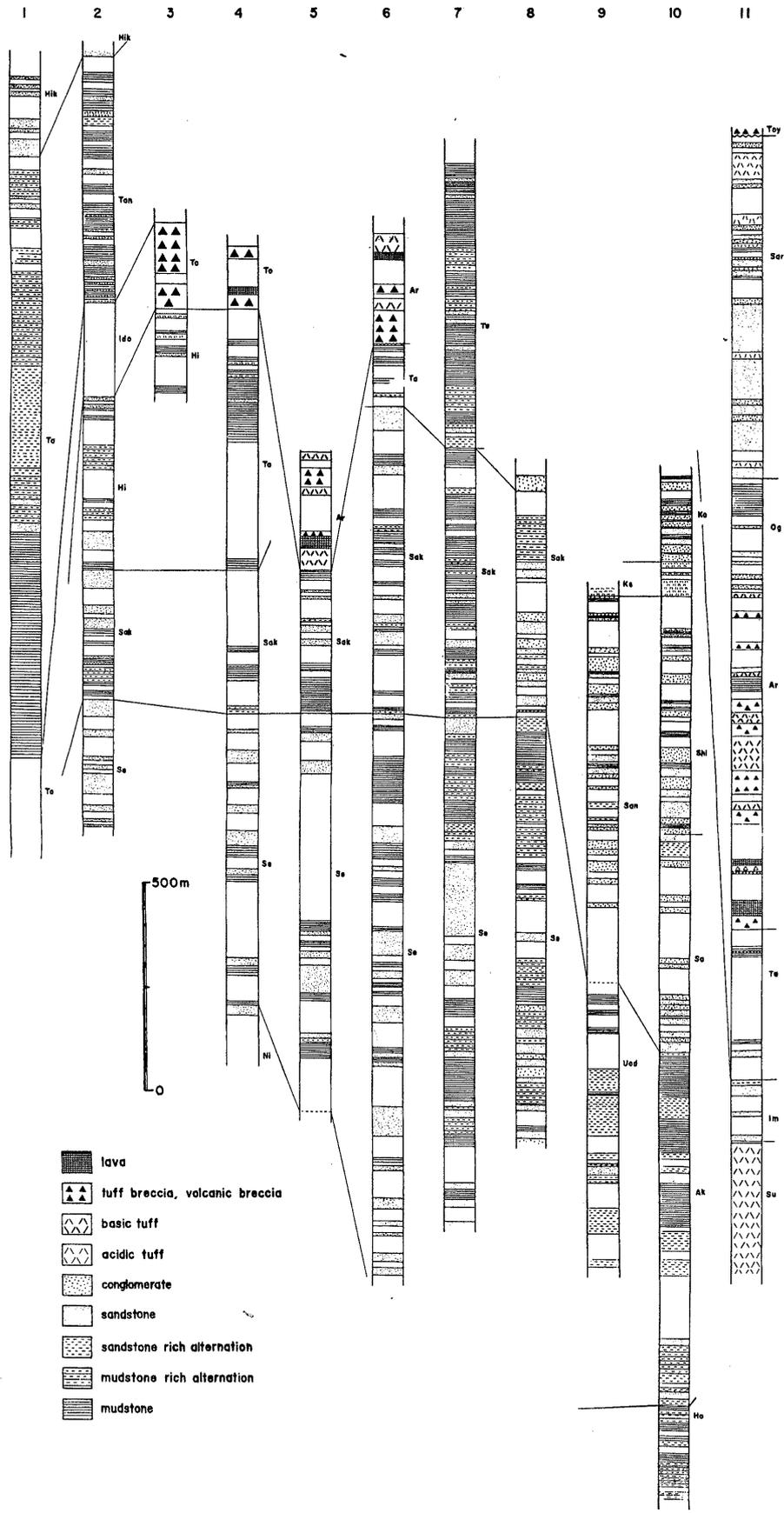
日影砂岩礫岩層上部は、とうたの良い直径数cm～10数cmの垂円礫～円礫からなる。礫岩の基質は少なく、礫種はチャート・硬砂岩・石英斑岩・頁岩などからなる。

IV. 地質構造の特徴

調査地域は、中新世中期～鮮新世にかけての海成層が顕著に褶曲しており、新潟・秋田地域に発達する褶曲構造とならび、いわゆるグリントフ地向斜にみられる大規模な褶曲地帯の1つとして知られている。

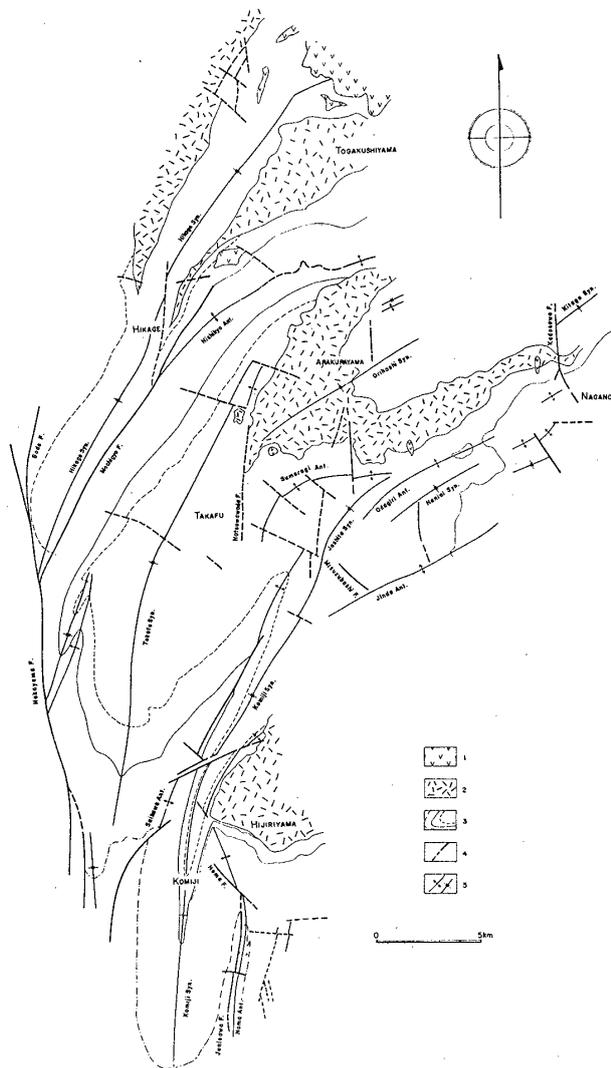
調査地域の褶曲構造は、幅数kmで並走するいくつもの向斜・背斜で構成されているが、全体としては1つの複向斜をなしている。それに対し調査地域東方のいわゆる中央隆起帯は、中新世前～中期のグリントフ層とそれを貫く花こう岩類の分布する地域であり、一種の複背斜をなしている。ここでは褶曲構造はあまり発達せず、西側、すなわち調査地域である複向斜地帯との構造的差異は明瞭である。

第5図はこの地域の構造要素を簡略化して表現したものであり、第6図は走向線図である。図から明らかのように、地層の分布を大きく規制しているのは南北方向に雁行状に配列した向斜構造であり、向斜間に存在する背斜構造は従属的といえる。したがって、この褶曲構造はペロウソフ(1954)の分類によれば基本的には楕円褶曲となる(第3図)。向斜構造の顕著なものは南から込地・高府・日影向斜とよばれ、軸長はそれ



第 4 図 長野県北部地域第三系柱状図

1. 濁沢源流 2. 天神山横谷 3. 上楠川 4. 上楠川～西岳 5. 山角～中田 6. 町～瀬戸 7. 桑ノ木沢～小根山 8. 高地川 9. 山清路 10. 麻績川 11. 裾花川下流 Ni. 西京泥岩層 Se. 千見砂岩泥岩層 Sak. 境ノ宮砂岩泥岩層 Hi. 平床沢砂岩泥岩層 Ido. 井戸入沢砂岩泥岩層 Tan. 田ノ頭泥岩層 Hik. 日影砂岩泥岩層 To. 戸隠火砕岩層 Ta. 高府泥岩層 Ar. 荒倉山火砕岩層 Uod. 上部小立野入層 Sau. 山清路礫岩砂岩層 Ks. 高桑凝灰岩層 Ho. 細田砂岩泥岩層 Ak. 赤松泥岩砂岩層 Sa. 妻切礫岩砂岩層 Shi. 重灰炭層 Ko. 込地礫岩砂岩泥岩層 Su. 裾花凝灰岩層 Im. 飯森砂岩層 Og. 荻久保砂岩泥岩層 Sar. 猿丸下部・上部層 Toy. 豊野累層



第5図 構造図

1. 洪積世初期安山岩質貫入岩 2. 鮮新世火砕岩類 3. 累層境界 4. 断層 5. 褶曲軸

ぞれ 24 km・25 km・30 km である。向斜構造にはその他、高府向斜の南西翼部にみられる曲尾(まがりお)向斜、長野市西方に発達する七二会(なにあい)、城下、折橋の各向斜があり、軸長はそれぞれ 6 km・5 km・8 km・9 km である。したがって軸長の点で前者は後者に比べ 3~4 倍に達しており、著しく長いものである。また、規制されている地層の層厚や分布についても大きな違いが認められるが、ここでは軸長に注目し、その値が 25 km 以上のものを第 1 級、10 km 以下のものを第 2 級の構造と呼ぶことにする。

*6 この傾向は、高府向斜地域で最も顕著であるが、日影、込地向斜においてもその北部では同様の特徴を示している。

第 1 級の構造は次のような特徴をもっている。すなわち、1) 向斜軸の配列はいずれも NNE—SSW 方向であり、軸間距離(半波長)は約 5 km である。また、いずれも軸跡は北東端で NE—SW 方向に方向転換する傾向を示す*6。2) 込地・日影の両向斜は、南半部では東西両翼とも 60°~80°の急傾斜を示している。とくに、込地向斜西翼部では信州新町から下田までの約 15 km にわたり垂直~逆転構造を呈している。3) 高府向斜は底部が平坦で、かつ両翼の地層の傾斜も 30°~50°程度でゆるやかな舟状盆地の形態を示している。4) これらの向斜にはさまれて野間(のま)・犀川・西京の各背斜が存在している。これらの背斜は両翼の傾斜が向斜部よりも大きいという傾向を示し、さらに西翼に比べ東翼の傾斜がより大きいという特徴がある。したがってこれらの背斜は形態的には片面箱型背斜といえる。5) 背斜軸部に断層の存在しているものが多く、犀川背斜、西京背斜では軸面に沿う逆断層が存在する。さらに西京背斜の北東部では、この逆断層がおしかぶせ断層に移過している。犀川断層・持京(もちぎょう)断層はその典型である。持京断層北東部では、軸面の傾斜が約 50°NW で、東翼部に逆転層を伴われるようになり、さらに北東部ではスラストにかわっている。6) 背斜構造軸部付近を境にして各層の層厚が急変することが多い。

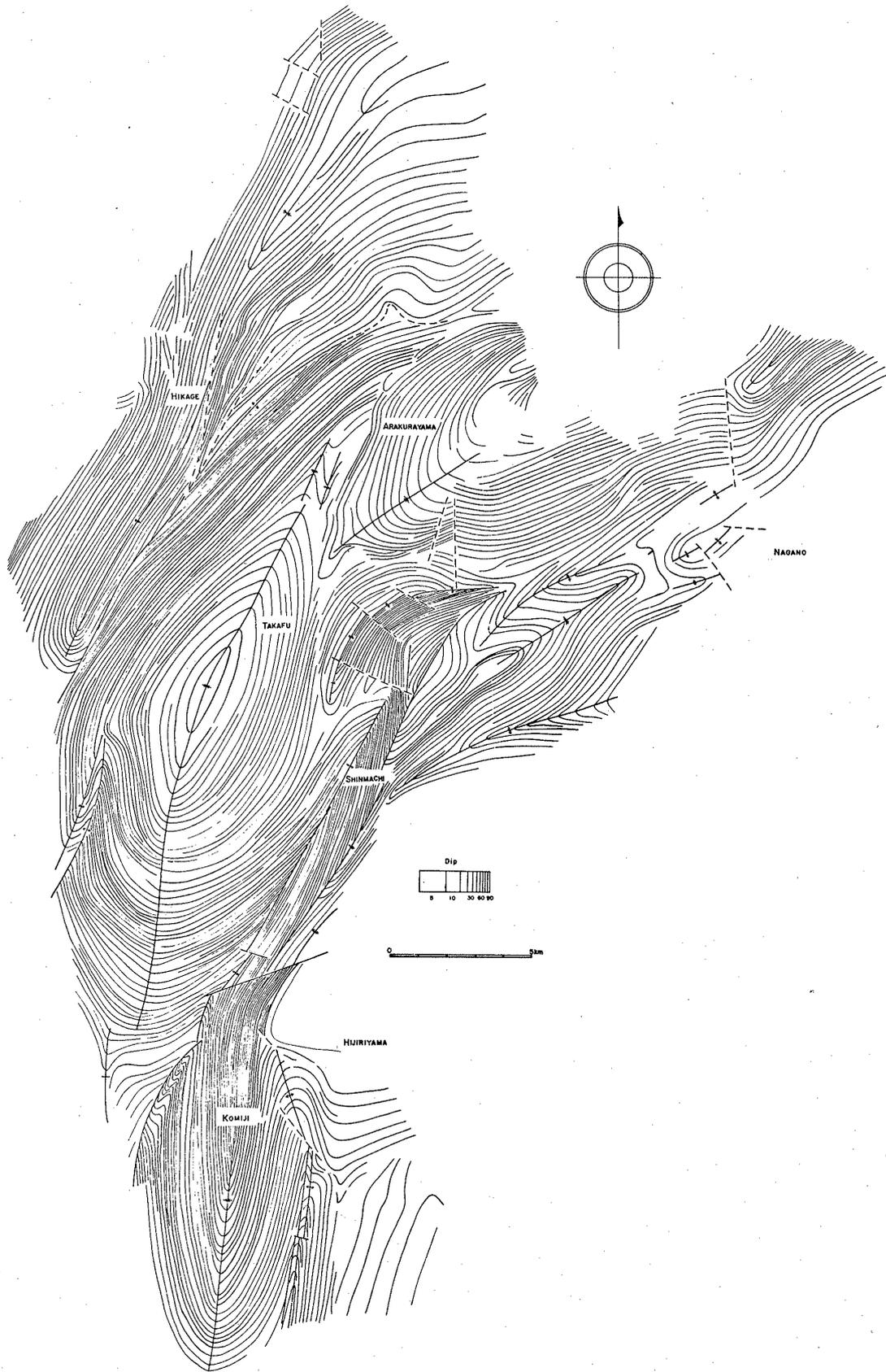
第 1 級の褶曲構造の性格に対して、第 2 級のそれはよく類似した点もみられるが、いくつかの点で基本的な性格が異なっている。すなわち、1) 褶曲軸は曲尾向斜・背斜を除きいずれも第 1 級の構造方向と異なり NE—SW 方向を有している。2) 背斜、向斜構造が同等の規模をもって並走する特徴がある。3) 翼の傾斜が第 1 級の褶曲構造と似た特徴を示すものとして、住良木背斜、城下向斜があるが、その他のものはいずれも両翼の傾斜が 50°~80°の対称的な値を有し、軸面がほぼ垂直に近い褶曲構造である。

V. 討論

A. 従来と異なる層序関係について

筆者らが後に述べるような構造発達史を得るうえで重要と考えた層序関係は多数あったが、中でもとりわけ犀川背斜両翼の対比、荒倉山火砕岩層と下位層との関係、そして聖山火砕岩層の層準などの問題は重要なことであった。

以下にこれらの問題について筆者らの見解をまとめ



第 6 図 走 向 線 図

てみたい。

1. 犀川背斜両翼の対比について

犀川沿いにほぼ NNE—SSW 方向をとって連続する、特徴的なスランプ構造・急傾斜一部逆転層を含む地帯は、北部フォッサ・マグナ地域の構造発達史を考えるうえでも重要な意味をもつものであるが、従来特にこの地帯だけに注目した研究は少なかった。

しかし本間 (1931) は、構造的にみると北部フォッサ・マグナ地域のいわゆる褶曲区内において、より激しく地層の褶曲した地帯が背斜軸部に相当している事実を指摘し、その成因について論じた。また小川累層を岩相により東筑 (とうちく) 相と水内 (みのち) 相とに分け、その境界をおおよそ犀川に沿う地層急傾斜帯に置いている。その後この東筑相と水内相とが直接どのような関係にあるか、また両者の関連しているこの地帯の構造について論じたいくつかの報告がある。SAITO (1961) は、この地帯には南北方向に延長およそ 15 km の断層が走っており、それに沿って西側ブロックが南部では落ち込み、北部では衝上していると述べている。田中ほか (1961) もこの地帯に断層が存在するとし、犀川破碎帯とよんだ。富沢 (1964) は、この地域の構造が東翼側の逆転した傾倒背斜構造であると、犀川背斜構造とよんだ。犀川団研グループ (1966) は、とくにこの地帯の構造に注目した調査を行ない、内部の構造上の特徴を明らかにした。そして、この地帯を「犀川に沿ってその長さ約 35 km、幅 150 m ~ 2500 m で、NNE—SSW 方向に地層が著しく擾乱されている地帯」と規定し、「犀川擾乱帯」とよんだ。

筆者らのひとり竹内は山清路周辺を、坂本はその北方信州新町周辺の調査を行ない、野平付近において急傾斜ながらも断層をとまなわなない背斜構造を発見し、両翼の対比を行なった。その結果、山清路礫岩層の基底部 (差切礫岩砂岩層の基底部) が大姥山塊状砂岩層 (犀川団研グループ、1966) の基底部に連続することが明らかになった (竹内・坂本、1976)。また、竹内・矢野・水野・鈴木は美麻村南部において、土尻川流域に発達する千見層が上部小立野入層 (藤本ほか、1946) と同一層準で連続することをたしかめた。その結果から、筆者らは、従来小川層に含まれていた千見層を青木層 (上部) とした。これらのことを手がかりにして上下位層を次々に対比させた結果、従来判然としなかった込地向斜と高府向斜のそれぞれを構成する各層の層厚変化や、横方向への層相変化がかなり明らかに

なった (V—2 参照)。

断層破碎帯 (擾乱帯) とよばれてきたこの地帯は確かに地層の破碎・擾乱がはげしく、東西両向斜地域と構造的にも大きなちがひがあるといえる。しかし、これは基本的には二つの向斜間に存在する一つの背斜部であり、その点では、高府・日影両向斜間にみられる西京背斜とも同じ性格をもったものとみることができ

2. 荒倉山火砕岩層と下位層との関係

荒倉山火砕岩層と下位層との関係については、本間 (1931)・鈴木 (1938)・藤本ほか (1946) らによれば、整合漸移、一部で不整合の関係とされ、富沢 (1962)、SAITO (1961~3) らによれば、火砕岩層の全層準がそれまで下位とされていた泥岩層と指交関係にあり、さらに、上位とされていた地層とも指交関係にあるとされた。

筆者らも、柵期の火山活動がどのような構造的位置に発生したのか、また、どのような運動によって生じているかを知る上で、この問題は重要であると考え、調査を進めてきた。

筆者のひとり矢野は、この問題を明らかにするために火砕岩分布地域の詳細な調査を行ない、従来の定説や諸見解と異なるいくつかの結論を得た (矢野、1976)。

それらを簡単にまとめると次のようになる。すなわち、

- 1) 荒倉山火砕岩層の基底の火山活動の開始は全域にわたってほぼ同時期であり、しかも急激である。
- 2) 鬼無里 (きなさ) 村北東部~戸隠村上楠川においては、火砕岩層が下位の千見層・境ノ宮層の分布や構造を切ってその上位に重なっている。
- 3) 小川村の飯繩山に分布する火砕岩層は、荒倉山火砕岩層に対比されるもので、南西へ傾斜した高府層を不整合におおってゆるく西に傾斜して分布する。
- 4) 中条村御山里 (みやまさ) では、火砕岩層は、高府泥岩層の構造を切って、850 m 以上にわたってけずりこんでいる。また、陳馬平山南西方の長野市岩草付近では、北東へ 15°~20° 傾斜した高府泥岩層を切って、火砕岩層がわずかに南へ傾いて重なっている。
- 5) 高府向斜は従来いわれてきたように北東方向に開いた半盆状構造ではなく、高府付近を中心とした舟底型盆状構造をもっている。従って向斜軸も飯繩

山の西側を通り、その北方で消滅している。

6) 荒倉山火砕岩層は、高府向斜とは構造的に独立した折橋向斜の構造に規制されて分布している。折橋向斜は NE—SW 方向の軸を有し、北東方向に開いた半盆状構造を有している。

7) 火砕岩層は小川村・鬼無里村では、上記のように下位層と不整合関係であるが、長野市岩草付近から長野市街西部にかけては整合漸移関係にあり、構造も調和的である。

8) 高府向斜地域北部の高府泥岩層中には、岩質的には荒倉山火砕岩層と類似した安山岩質火砕岩層が挟まれており、また、従来、久米路橋火砕岩層 (SAITO, 1962) として知られた地層が市之瀬砂岩層 (権田礫岩層相当層) 中に挟まれている。

これらの諸事実は、荒倉山火砕岩堆積前に鬼無里村北部に局部的な隆起運動が生じ、一部が侵食削剝をうけた後、広範囲にしかも大規模な火山活動が開始したことを物がたっている。そのため、隆起の激しかった地域では下位層を不整合におおひ、一方、それほど隆起がなかったその他の地域では整合一連の関係で火砕岩の堆積が進んだ。その結果として、層位関係が地域によって異なることとなったのであろう。高府泥岩層中に挟在する安山岩質火砕岩層は、荒倉山火砕岩層と同時期のものではなく、むしろ、大規模な火山活動に先だつ小規模な活動に由来するもので、その活動の中心はおそらく荒倉山火砕岩層のそれとほぼ同じと考えてよいだろう。

3. 聖山火砕岩層の層準について

従来、聖山を中心として高雄山・篠山などに分布する安山岩・玄武岩質安山岩を主体とする火山岩類の層位的な位置について詳しく報告したものはない。本間 (1931)、小林 (1953) は、主に地形学的な観点から聖山の形成期を論じ、前者はそれを第四紀洪積世の、後者は第三紀末のものとする立場で議論を進めている。また、斎藤 (1954) は、聖山基底平坦面の存在、下位層との構造上の関係などからこれを飯縄山火砕岩層に対比される第四紀の火山とした。飯島 (1956) は、北部フォッサ・マグナ地域内に分布する玄武岩・玄武岩質安山岩の地質年代について論じ、聖山・高雄山・篠山の火山岩類が層序的に裾花層と猿丸相当層との間に挟まれることや、これらの火砕岩類が柵火砕岩類をは

じめとする本地域に中新世末から広域的に発生した塩基性火山活動の一つとして位置づけられることなどから、この活動を柵期のものに対比している。森下ほか (1957) は、火砕岩層が下位の込地層と漸移関係で接することや、高桑凝灰岩層中に聖山安山岩質の集塊岩がみられることなどから、この火砕岩がせいぜい柵層堆積時の活動ではないかとの予測を述べた。

以上のように、聖山火砕岩類の層位関係については、従来からいくつかの議論がある。しかし、今だに確定的な説はないといえよう。筆者らも、この火山岩類については、まだ詳細な調査を行っていないので細かな検討は差し控えたい。しかし、灰原層中 (SAITO, 1962) に挟在する熔結凝灰岩層は、飯島 (1956) も述べているように猿丸地域の猿丸上部層中の凝灰岩層に非常によく似ており、それが篠山・高雄山の火砕岩層・熔岩を不整合におおっていること、その上位には、さらに水平なローム質粗粒砂岩層・シルト層が不整合に重なっていること、込地堆積盆と火山岩類との構造的な位置関係 (IV 節)、岩相・岩質の特徴などから総合的に判断すると、おそらく、その活動の時期は、北部の荒倉山・戸隠山地域のそれと大きなへだたりはないものであろう*6。

しかし、この問題についてはより詳細な調査結果をもとに改めて議論するつもりである。

B. 層相・層厚変化の特徴からみた堆積盆

III 章で述べた各層は岩相だけでなくその層厚変化も著しい。地層の層厚変化を解析することは堆積盆地の形成を論ずる上できわめて重要と思われるので、ここではとくに各層毎の層厚変化に注目して本地域での特徴をまとめてみた。

1. 別所期

調査地域ではこの時期の堆積物として、明科黒色泥岩層が小分布するのみで層厚も下限が不明なため 750 m 以上と見積られるにすぎない。しかし、長野県地学会 (1962) によれば、別所層の層厚は模式地の別所付近では 350 m、穴沢一桂峠付近では 650 m、さらに西方の会田南方では 700 m、松本大口沢間では 1350 m となり、東部から西部へ次第に厚さを増していく傾向がみられる。このことは、すでに、この時期に堆積盆が西方に移動していたことを物語っている (小林, 1957)。

*6 第 2 図はこの考えのもとに作成してある。

2. 青木期

下部層は露出が少なくその詳細はつかめない。上部層の層厚変化を第7図に示した。

一般に層厚変化は走向方向、および、向斜部などで小さく、背斜部、しかも、軸に直交する方向で著しく大きくなっている。すなわち、西京背斜では南東翼が1000 mであるのに対し、北西翼では600 m、犀川背斜では東翼が500~600 mで西翼が1500 m、野間背斜では東翼が200 m、西翼では700 mとなっている。背斜軸部におけるこのような層厚急変地帯には、堆積時の変形によるスランプ構造が多い。

3. 小川期

小川層下部層は生坂山地に広く分布するのに対し、上部層は高府向斜東翼部にその中心がある(第8図・9図)。層厚変化の特徴をまとめると次のようになる。

下部層の層厚は、麻績盆地では1000 mであるものが、西方の生坂山地では約1300 mに達し、最大を示すが込地向斜軸の北方延長方向に急速に薄くなっている。長野市から聖山東麓~南麓にかけては、この時期の酸性火山活動に由来する裾花凝灰岩層が分布しており、長野市西部付近で最も厚く、1200 mとなっている。また、高府向斜地域では境ノ宮砂岩泥岩層のうち、小川層下部に相当する地層の厚さがきわめて薄く、この時期の沈降・堆積がもっぱら込地向斜地域で進行したことを物がたっている(第4図)。この時期の堆積相は、前節で述べたように青木層のフリッシュ型互層から移りかわった後のモラッセ相であり、別所層堆積後進行しつつあった中央隆起帯地域の全般的隆起がさらに急激になったと同時に、込地向斜地域での局所的な沈降運動が開始したと考えられる。

本層上部層は、聖山火砕岩層直下で数10 m、込地向斜地域で約300 m、高府向斜東翼部で約700 mの厚さを示し、野間・犀川両背斜の軸部付近を境として段階的に層厚が変化している。このことから小川後期の堆積の中心は、込地向斜地域から高府向斜地域に移行したことが明らかである。

4. 柵~猿丸期

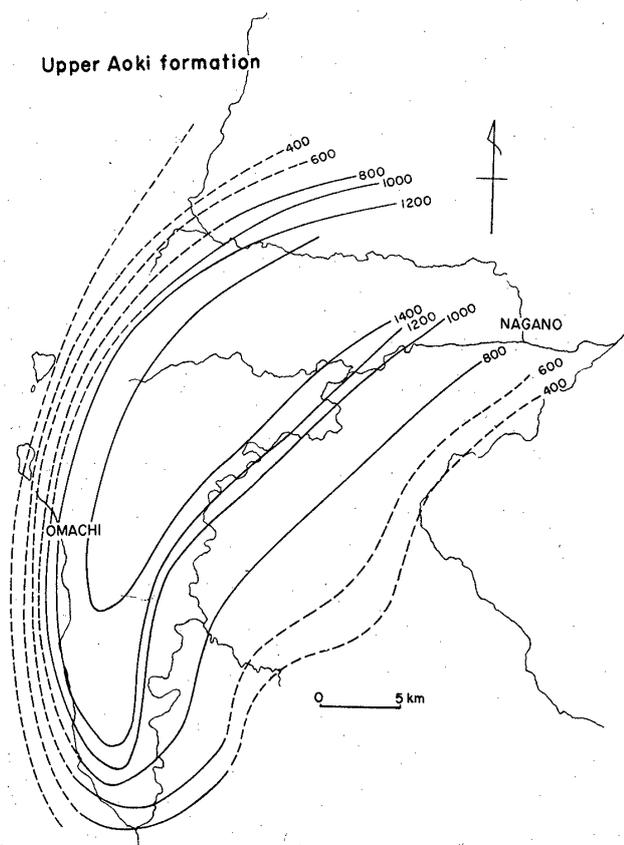
柵層は上中下に3区分されている。下部層の層厚変化については第10図に示した。下部層は高府向斜軸部付近で層厚2000 mを示し、最も厚い。また日影向斜軸部でも800 m以上を示す部分があり、そこにも堆積の

中心が存在していた可能性がある。高府堆積盆の東側の信州新町~七二会にかけても約800 mの厚さを有している。

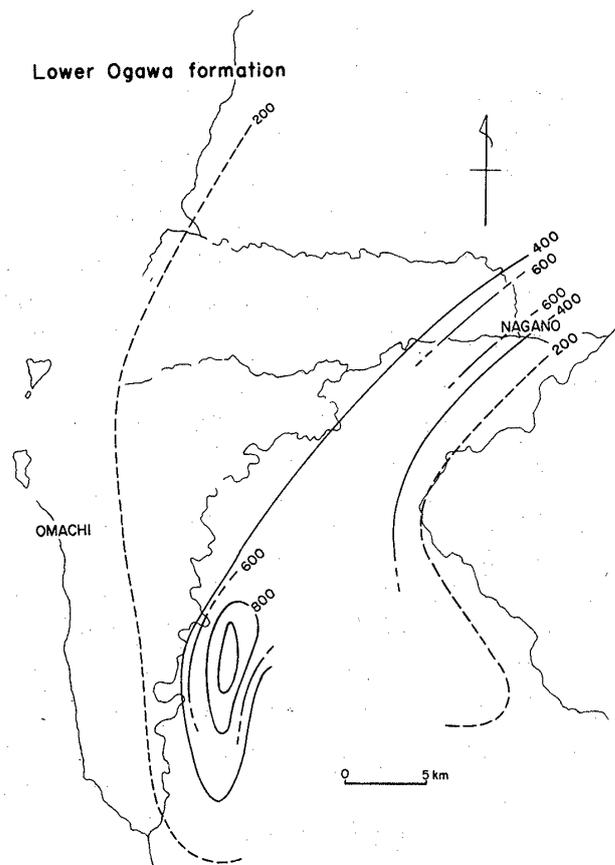
中部層は、聖山・荒倉山および戸隠山に分布する火砕岩層で代表されるが、これらは、それまでの海域の各層とはちがいが、かなり特異な性格をもっている。すなわち、聖山火砕岩層は込地堆積盆の沈降中心部から北東方向にずれており、また、野間背斜の軸部からも若干ずれている。この聖山から高雄山・篠山へと連なる火砕岩類の厚層部は明らかにNE-SW方向を示し、込地堆積盆のそれとは異なっている。荒倉山火砕岩層もその堆積の中心は、それまでの高府堆積盆の中心とは明らかに異なっている。すでに述べたように、火砕岩層が下位層とは部分的に不整合関係にあるという事実は、火山活動に先だつた局所的な隆起運動があったことを示している。そしてこの隆起運動後の大規模な火山活動による火砕物質(荒倉山火砕岩層)は、それまでの地層の主要方向とは異なる折橋向斜(NE-SW方向)に規制されて分布している。戸隠火砕岩層は込地・高府向斜地域とは異なり、全層準が日影向斜の基本構造に支配されて調和的に分布している。最大層厚は西岳付近で約1500 mを示している。

柵層上部層は、折橋向斜地域で最大約500 m、日影向斜地域で最大1400 mを示す。両向斜の間の地域には、現在地層が残されていないが、折橋向斜地域の西縁と日影向斜地域の東縁では、いずれも下位層とは局所的な不整合を伴うことなどから、この時期の堆積盆は二つの地域に分化していた可能性が強い。さらに、折橋向斜地域の本層は柵累層下部層から猿丸累層・豊野累層へと連続し、NE-SW方向の分布を示すのに対し、日影向斜地域のそれは、下位の青木累層・小川累層などと同方向のN-SないしNNE-SSW方向を示して分布している。また層厚のオーダーも、日影向斜地域では、1000 m以上であり、青木累層・小川累層と基本的に同等であるが、折橋向斜地域では500 m程度に変化し、かなり異なっている。したがってこの時期の二つの堆積盆のうち、日影堆積盆は込地・高府堆積盆などと同様の性格を有し、南から北へ移動した一連の堆積盆の一つといえるのに対し、折橋地域の堆積盆は柵累層中部層の火砕岩の活動に伴ってあらたに形成された性格の異なった堆積盆であろう。

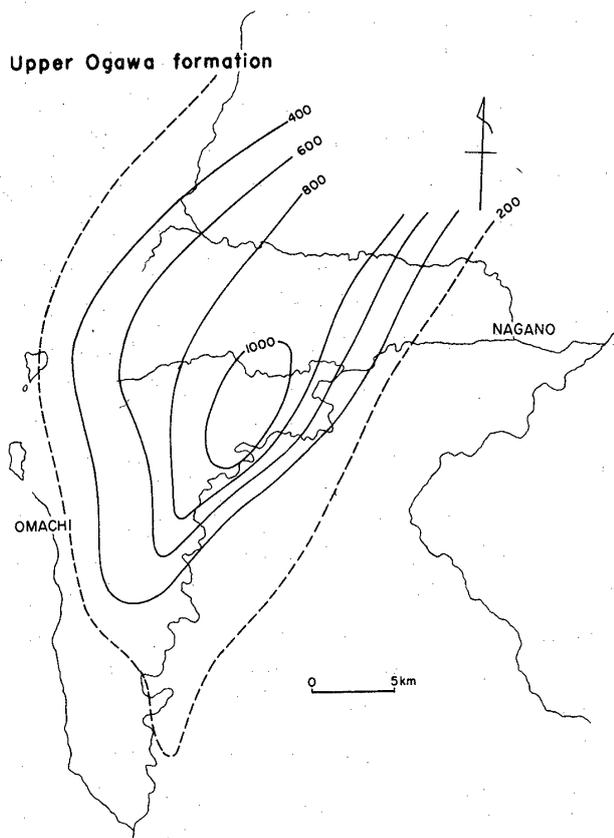
猿丸期の堆積物は、日影・折橋両向斜地域に分布している。層厚は日影向斜地域では西翼部で最大1600 m、折橋向斜地域も同様に西翼部で1100 mを示してい



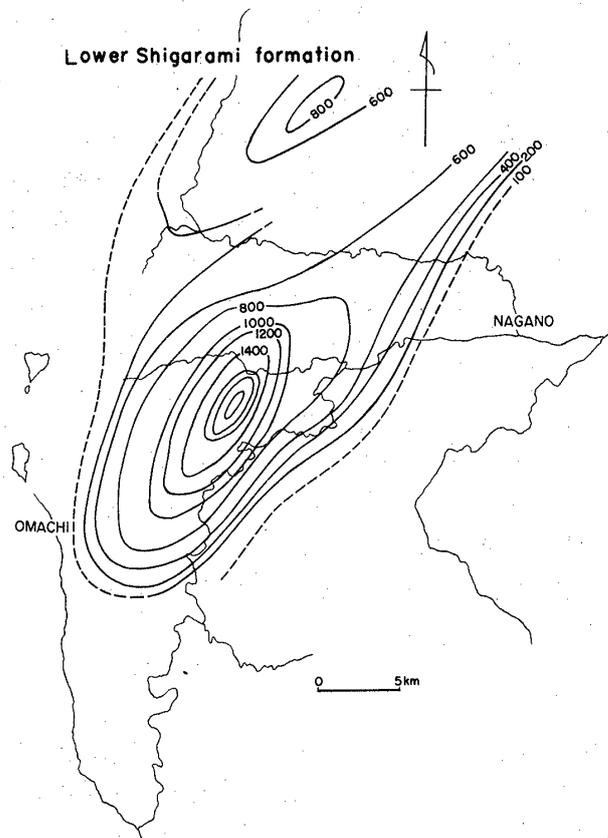
第7図 青木層上部



第8図 小川層下部



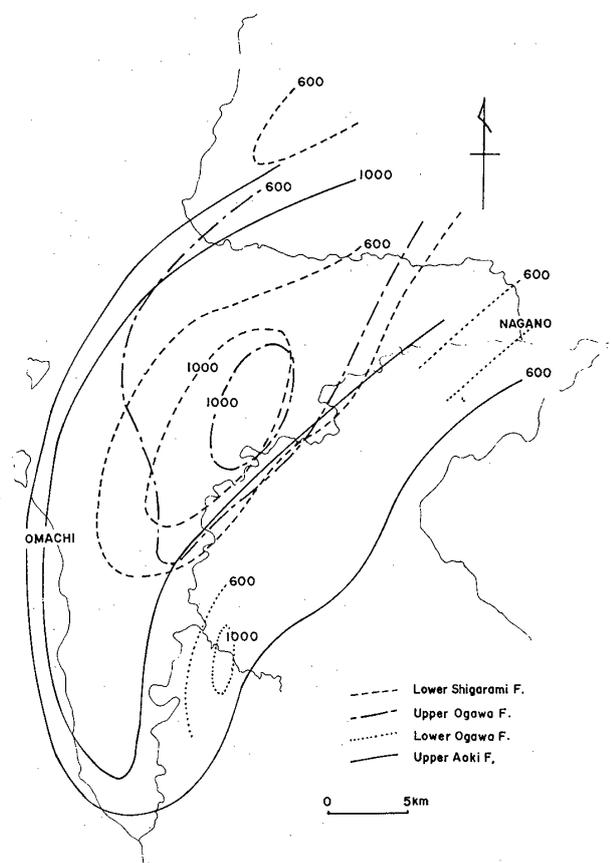
第9図 小川層上部



第10図 棚層下部

る。

柵後算～猿丸期は、向斜両翼部での層厚が著しく異なるという特徴がある。すなわち、日影向斜地域では柵累層上部層の最大層厚は西翼において1400 mであるが、東翼では数100 mとなる。また、同地域の猿丸累層も同様に、1400 mと350 mときわだった差を示している。折橋向斜地域においても同様であり、柵累層上部層の層厚は西翼で500 m、東翼で100～300 mを示している。このような特徴は、青木期・小川期の背斜を境として層厚が急変する特徴とは異なっており、構造運動様式の変化を示すものとして注目される。



第11図 青木層上部～柵層下部の600m・1000mの層厚線を重ねたもの

VI. 構造発達史

これまでの述べた各層の層相・層厚の特徴とその変化、地質構造との関連、堆積盆の形成順序、その発生様式などを整理して本稿のまとめにかえる。

*7 このことは、内村期以降の堆積盆の移動方向が、南から北へ一方的に進行したものではないことを示している。

本論では中新世中期～鮮新世の堆積盆について検討した。これらの堆積盆は、より東方地域で中新世前期～中期にかけて存在したグリンタフ堆積盆が、その後内村期末～別所期にかけて進行した花こう岩類の貫入にともなって隆起帯に転化し、その結果側方に新たに発生したものと考えられる(小林, 1957)。これらの堆積盆地のうち、別所・青木期の堆積盆は後の小川期～猿丸期のそれより、はるかに広域的な広がりをもっていたと思われる(SAITO, 1963)。

青木～小川期の堆積盆地内では、すでに現在の野間背斜・犀川背斜・西京背斜軸部に相当する地域はその当時から沈降運動量の急変する地域となっていた。このうちとくに野間背斜軸部の層厚急変部は、中新世中期以降顕著になった西側の沈降域と、東側の隆起帯との境界部に相当する構造的な性格をもっている。

中新世後期(小川期)に入り、本地域での堆積の中心部は、それまでの高府付近から南方の生坂山地地域に移動し、そこに明瞭な込地堆積盆が形成された。この時期以降の堆積盆は、それまでの別所・青木期のそれに比べ相対的に小さく、供給された碎屑物は全般的に粗粒であり岩相変化に富み、いわゆるモラッセ相を呈している。小川期以降は、岩相、およびその変化・盆地の大きさ・沈降量などの点で同様な規模をもつ高府堆積盆・日影堆積盆が南から北方へ段階的に発生していった*7。ところが、柵期中期には、このように一連に移動していった堆積盆とは異なる性格の堆積盆が新たに発生している。すなわち、柵中期にみられる荒倉山火砕岩層に代表される、火山岩類の堆積を規制した構造である。これは込地・高府日影堆積盆などと異なる方向であり、また、この地域における猿丸～豊野期の地層はすべてこの方向に規制されているようにみえることから新たな運動の開始とみることができであろう。とくに、それが戸隠火砕岩層・荒倉山火砕岩層・聖山火砕岩層などの火山活動と関連しており、さらにこの時期には中央隆起帯やその東部地域において小諸層群・えんれい累層に代表される大規模な火山活動が開始していることなどを考え合わせると、きわめて注目すべきことと思われる。

最後に、この地域の褶曲構造について述べる。すでに、鈴木ほか(1974)は、北部フォッサ・マグナ地域の各種の褶曲の形成機構が、先新第三系の基盤岩類のブロック化と、それらブロックの垂直昇降運動によって統一的に説明できると述べている。筆者らは、まだこの地域における褶曲構造の形成機構については深い

検討を行っていない。しかし、すでに述べたように、両翼が急傾斜し、向斜部が平らな盆状構造の雁行配列、向斜から移行する片面箱型背斜の存在、方向の異なる褶曲構造の交叉などの現象は、横圧力によると考えるよりも、むしろ、それぞれの堆積盆に対応した基盤ブロックの相対的昇降運動によって形成されるとした方が説明しやすいであろう。筆者らは、この問題についてはさらに資料を整理し、先にふれた中央隆起帯およびその東側の鮮新-洪積世火山岩地域での構造運動も含め、この地域での第三紀～第四紀にいたる全体的な構造運動の特徴をあきらかにしたいと考えている。

文 献

- ペロウソフ, V. V., 1954: 構造地質学, 1. 地団研翻訳委員会訳, 築地書館, 東京.
- 北部フォッサ・マグナ研究グループ・千曲川地質グループ, 1976: 長野県北部～東部における新生代後半の構造運動と火山活動. 地球科学, **30**, 73-80.
- フォッサ・マグナ研究グループ, 1958: フォッサ・マグナの構造的意義. 地球科学, **37**, 29-33.
- 藤本治義ほか, 1946: 長野油田の地質. 地質雑, **52**, 48-55.
- 平林照雄, 1967: 松本盆地周辺の地質構造について. 東教大柴田秀賢教授退官記念論文集, 235-240.
- , 1969: 北部フォッサ・マグナの松本-長野線と小谷隆起帯について. グリントフに関する諸問題, 117-122.
- 本間不二男, 1931: 信濃中部地質誌. 古今書院, 東京.
- 飯島南海夫, 1956: フォッサ・マグナ北部の玄武岩及び玄武岩質安山岩の地質年代について. 信州大学教育学部研究論集, **8**, 53-63.
- ほか, 1956: いわゆる塩川層の地質. 地質雑, **62**, 622-635.
- 小林国夫, 1953: フォッサ・マグナ西部における洪積世侵食面群. 地理評, **26**, 291-306.
- , 1957: フォッサ・マグナ地域の構造発達史. 地団研松本支部.
- 水野 学, 1976: 長野県東筑摩郡北部の新第三系. 地質学論集, 本号.
- MOMOSE, K. *et al.*, 1958: Palaeomagnetic and Geologic Reserches for the Volcanic Rocks Around Lake Suwa. *Bull. Earthq. Res. Inst.* **37**, 433-481.
- 長野県地学会, 1962: 20万分の1長野県地質図説明書. 内地図, 東京.
- 西田彰一ほか, 1974: フォッサ・マグナ最北部の新第三系(その1)—いわゆる難波山層に関する研究—. 地調報告, **250**, 155-168.
- 犀川地質グループ, 1966: 犀川流域の地質構造. 地団研専報, no. 12, 95-102.
- 斉藤 豊, 1954: 聖山火山説の真偽. 信州大学教育学部研究論集, **4**, 74-87.
- , 1956: 長野市付近の新第三系. 信州大学教育学部研究論集 **8**, 65-194.
- SAITO, Y., 1961, 1962 a・b, 1963: Geology of the Northern Part of the Fossa Magna (Part 1-4). *Jour. Fac. Educ., Shinshu Univ.*, **11**, 179-200; **13**, 23-54. *Jour. Shinshu Univ., Fac. Educ.* **12**, 56-81; *Bull. Fac. Educ., Shinshu Univ.*, **14**, 83-101.
- 佐藤隆春ほか, 1975: 新潟県米山地域の火山岩類. 地球科学, **29**, 211-226.
- 柴田憲一ほか, 1976: 北部フォッサ・マグナ日影向斜地域の地質. 地質学論集, 本号.
- 鈴木達夫, 1938: 長野県長野油田地形及地質. 地質調査所.
- 鈴木尉元ほか, 1974: 信越堆積盆地の地質構造区分, 地質構造発達過程と褶曲の形成機構について. 地調報告, **250**, 79-91.
- 鈴木一久, 1976: 長野県犀川下流域の新第三系. 地質学論集, 本号.
- 竹内 章ほか, 1976: 長野県犀川中流地域の層序と構造. 地質学論集, 本号.
- 田中邦雄ほか, 1961: 犀川流域の地質(その1). 横山次郎教授記念論文集, 97-106.
- 富沢恒雄, 1958: 長野油田北西部の地質(フォッサ・マグナ北部地域の地質的研究). 藤本治義教授還暦記念論文集, 251-266.
- , 1962 b: 信州北部地方の新第三系の地質学的研究—層序編一, 長野県地学会.
- , 1964: 長野県犀川中流地域における第三系の地質構造. 地質雑, **70**, 586-595.
- 内村地質グループ, 1953: 内村地域の団体研究. 地球科学, no. 14, 3-8.
- 矢野孝雄, 1976: 長野県北部荒倉山周辺の地質. 地質学論集, 本号.
- 山岸いくま, 1953: 上田市北方の地質. 長野県の地学II. 長野県地学会, 52-68.
- 米山地質グループ, 1973: 新潟県米山地域における新第三系. 地球科学, **27**, 1-18.

The Neogene Sedimentary Basins in Central Part of the Northern Fossa Magna Region

NORTHERN FOSSA MAGNA RESEARCH GROUP

(Abstract)

The Middle Miocene to Early Pleistocene marine sediments have a wide distribution in the northern part of Nagano Prefecture. In this area basin-forming movements became conspicuous since the Aoki age. Consequently three large sedimentary basins, that is the Komiji, the Takafu and the Hikage basins, were formed. These basins have a general trend of NNE-SSW.

Since the Middle Pliocene time, another new tectonic movement took place in the central part of this area. The Orihashi sedimentary basin with a NE-SW direction was formed as a result of this movement. Deposits of the early stage in this basin were a large quantity of andesitic lava flows and pyroclastics (Arakurayama pyroclastics), which covered unconformably the lower Shigarami formation in some parts.

It is remarkable that the younger basin-forming movement of the Pliocene time was characterized by a violent volcanism. Similar volcanism and tectonism are found also in the Hijiri (Komiji) and the Togakushi (Hikage) districts.