

長野県東筑摩地方北部の新第三系^{*1}

—特に込地向斜および野間背斜について—

水野 学^{*2}

I. はじめに

北部フォッサ・マグナ地域は、本間(1931)以来、多くの研究が行なわれてきた。

松本市北方の東筑摩郡生坂村・坂北村およびその周辺を含む本調査地域(第1図)に関しては、小林・磯見(1950)、森下他(1957)の麻績累層(田中, 1953)の層序区分に関する研究、田中他(1961)、田中・平林(1963)、犀川団研(1966)の犀川擾乱帯(田中他, 1963)を中心とした研究などがある。

本地域は、本間(1931)により褶曲区と無褶曲区とに構造区分された、その両区の境界付近に位置するのであるが、従来、両区を包括した詳細な研究はあまり行なわれておらず、小林(1957)、SAITO(1963)、平林(1969)が、概略的に述べているに過ぎない。

筆者は、これまで、5000分の1の地形図^{*3}によって上記地域の地質を調査し、褶曲区と無褶曲区との境界の問題、込地向斜の立体的な形態などについて、新しい知見を得たのでここに報告する。

本研究を行なうにあたり、信州大学の山下昇教授にはテーマの設定から終始御指導をいただき、新潟大学の植村武教授には、本稿を御校閲いただくなど御指導をうけた。信州大学の小坂共栄氏には野外その他で御指導をいただき、京都大学の鈴木一久氏他北部フォッサ・マグナ研究グループの方々には、いろいろ御討論していただいた。新潟大学の矢野孝雄氏には資料採集でお世話になった。さらに、調査地では、坂北村役場の鎌田清昭氏、吉沢藤雄氏、高野康由・近子御夫妻には、種々御援助いただいた。

なお、聖山西麓地域については、大阪市立大学の竹内章氏と共同調査を行なった。

ここに記して、以上の方々に感謝したい。

II. 地質概説

本地域には、中新世中期以降の碎屑岩類および火山碎屑岩類が、最大層厚4400m以上を有して分布し、第1表のように各部層に区分される。以下、下位層より順に説明する。明科黒色泥岩層より長岩礫岩砂岩泥岩層までは、各層は一連整合に重なる。聖山安山岩層は込地礫岩砂岩泥岩層を、丸山安山岩層は差切礫岩砂岩層を、それぞれ不整合におおう。

第1表 層序表

鮮新世	柵累層	中部	聖山安山岩層	丸山安山岩層
		下部	長岩礫岩砂岩泥岩層	
中新世	小川累層	上部	込地礫岩砂岩泥岩層	
		下部	高桑凝灰岩層	
			重夾炭層	
			差切礫岩砂岩層	
新世	青木累層	上部	赤松泥岩砂岩層	
		下部	細田砂岩泥岩層	
	別所累層	明科黒色泥岩層		

明科黒色泥岩層は、おもに黒色の泥岩、頁岩からなる。細田砂岩泥岩互層は、おもに泥がち互層、灰色~暗灰色泥岩からなる。赤松泥岩砂岩互層は、おもに砂勝ち互層、泥勝ち互層からなる。本層は野間背斜を境に層相・層厚が著しく異なる。すなわち、本層は野間背斜西翼では、600m~800mの層厚を有し、リップルマーク、各種ソールマーク、スランブ構造が発達する。これに対して、東翼では、本層は150m~250mの層厚

*1 日本地質学会第82年学術大会で講演

*2 新潟大学理学部地質教室

*3 長野県林業コンサルタント協会発行

となり、ダイアステム*が発達している。差切礫岩砂岩層は、おもに青灰色塊状砂岩および礫岩からなる。重夾炭層は、下位の差切部層と同質の砂岩・礫岩からなるが、差切部層より泥岩・礫岩の発達がよく、上部には酸性凝灰岩をはさむ。高桑凝灰岩層は、流紋岩質凝灰岩である。込地礫岩砂岩泥岩層は、おもに黄灰色～青灰色砂質泥岩および黄褐色～青灰色砂岩からなる。本層下部は、聖山南麓において酸性凝灰岩をはさむ。長岩礫岩砂岩泥岩層は、おもに黄灰色～青灰色砂質泥岩および暗茶褐色砂岩からなる。本層基底部には、複輝石安山岩溶岩および凝灰角礫岩がはさまれる。聖山安山岩層は、込地部層を不整合におおい、おもに複輝石安山岩およびカンラン石・普通輝石安山岩の溶岩・火砕岩よりなる。丸山安山岩層は、差切部層を不整合におおい、聖山安山岩層と同質の溶岩・凝灰角礫岩からなる。

その他、本地域東部には、玢岩の貫入岩体が広く分布しており、高桑部層までに貫入している。それらは地質図に表わされるような規模のもの他に、幅1 m～10 mの岩脈をなすものがある。また、本地域南部本城村大滝付近に粗粒玄武岩岩床が、差切部層中の泥質部に4層準にわたり貫入している。

以上述べてきたことの他に、明科部層はいわゆる黒色頁岩を特徴とし、細田部層・赤松部層はいわゆるフリッシュ型堆積物である。いずれも、植物破片あるいはレンズ状石炭を挟在する。スランプ構造は、込地向斜両翼において赤松部層下部までの各層準に顕著に発達し(第4図)、野間背斜以東、犀川断層以西にはほとんど発達していない。

重部層上部(野間背斜以東では、差切部層上部)から長岩部層上部にかけて、酸性凝灰岩が分布し、長岩部層基底部には安山岩溶岩・火砕岩が分布する。

これら各地層は、ほぼN-S方向の褶曲軸をもつ、豊盛向斜、込地向斜、野間背斜、竹場向斜に支配されて分布する。

III. 地質各説

A. 層序

地層名は、多少、その境界の位置が異なるものもあるが、従来の名称を用いた。長岩部層と丸山部層は新しく定義した。

犀川断層以西地域との対比は、古くから問題になっているが、筆者は、坂本・竹内(1975)、北部フォッサ・マグナ研究グループ(1976)による対比に従った。

また、四阿屋山周辺の麻績累層については、これまで部層区分されたことがなかった。同層について筆者は、岩相の違いから2つに区分した。これらの各部層と込地向斜地域の各部層とは、これまでの調査では直接の関連はつかめなかったが、産出するカキ化石層を同層準と考え、対比を行なった。この対比には、さらに広域的な検討が必要だと考えられる。

A-1 明科黒色泥岩層(藤本他, 1946)

〔模式地〕生坂村上生坂犀川左岸

〔層厚〕750 m+

〔層相〕おもに黒色の硬質泥岩ないし頁岩からなり泥がち互層をはさむ。石灰質団塊が良く発達し、大きいものは径1 m以上である。植物破片をはさむことがある。スランプ褶曲、含礫泥岩の発達が著しい。また、生坂村草尾付近犀川沿岸の厚さ1.3 mの砂岩は、海緑石を多産する。

A-2 細田砂岩泥岩互層(田中他, 1966)

〔模式地〕坂北村細田以東、日向までの麻績川沿岸

〔層厚〕660 m

〔層相〕おもに泥勝ち互層、灰色～暗灰色泥岩からなり、一部砂勝ち互層、砂岩をはさむ。泥岩は一般に砂質で、径3～4 cmの団塊を含むことが多く、一部にたまねぎ状風化構造が発達する。本層中には、スランプ構造が込地向斜両翼において発達している。それらは、スランプ褶曲、スランプボールなどであるが、まれに含礫泥岩も存在する。また、込地向斜東翼のスランプ構造は、本層上部に顕著に発達している。

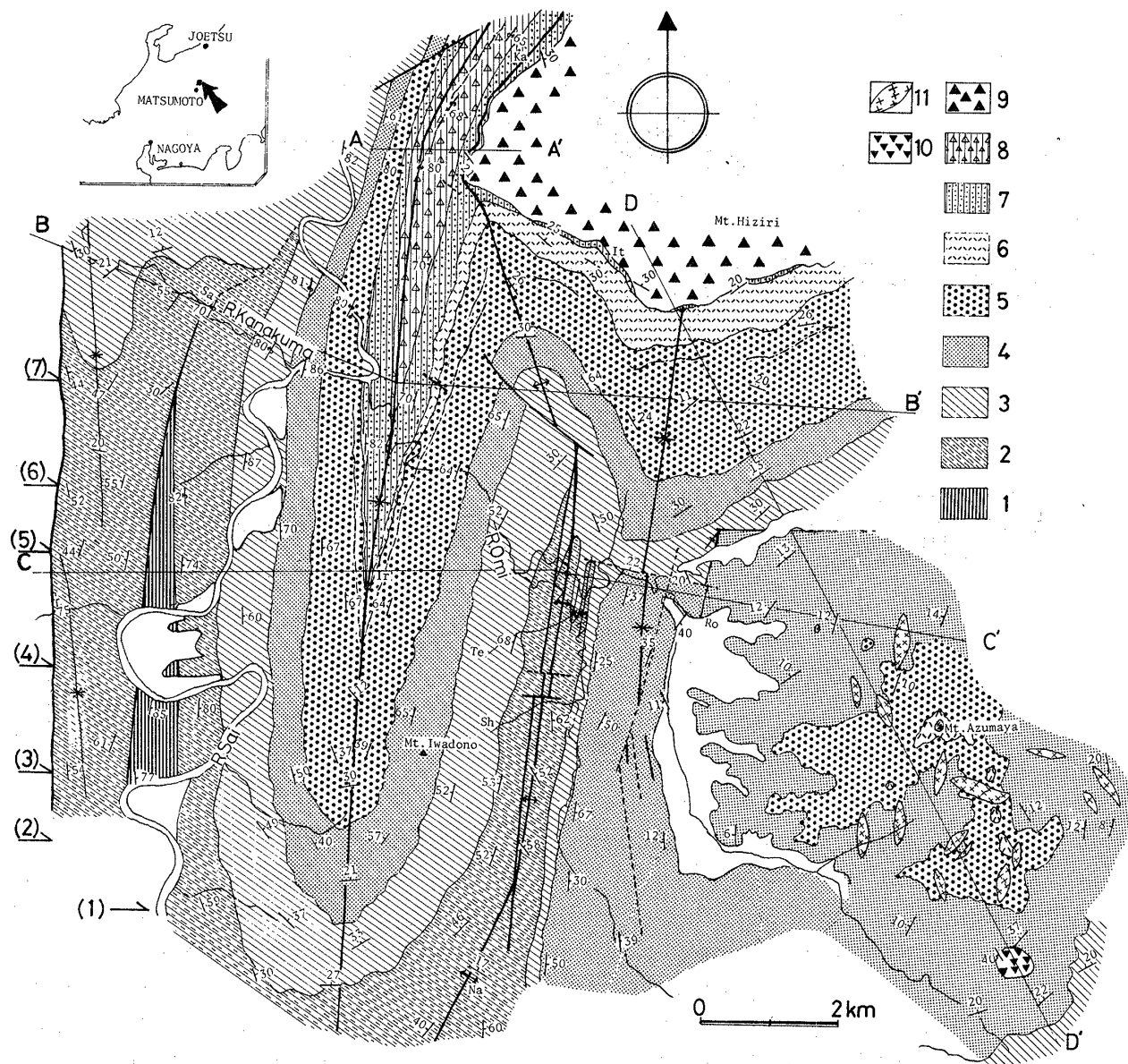
犀川断層以西の本層は、梶本沢、袖沢、八代沢において、礫岩、砂岩を挟在するが、それらは連続性が悪い。

A-3 赤松泥岩砂岩互層(小林他, 1950)

〔模式地〕坂北村細田以西、赤松付近までの麻績川沿岸

〔層厚〕600 m～800 m(野間背斜西翼)、100 m～250

*4ダイアステムについては、おもに、麻績川、別所川沿いの赤松層中に8カ所観察された。これらは、規模の差はあるにしても、露頭における形態としては、傾斜不整合を示している。その侵食面には礫岩が観察されることがある。これらのダイアステムは、発達する層準が、わずかずつ異なっており、侵食面の上位層を水平にもどしたときの、下位層の走向・傾斜は、各露頭で異なる。また、露出状態が良い場合、一連に重なる地層の間にはさまれてダイアステムが発達するのが観察される。



第1図 東筑摩地方北部の地質図

- 〈凡例〉 1. 明科黒色泥岩層 2. 細田砂岩泥岩互層 3. 赤松泥岩砂岩互層 4. 差切礫岩砂岩層
 5. 重夾炭層 6. 高桑凝灰岩層 7. 込地礫岩砂岩泥岩層 8. 長岩礫岩砂岩泥岩層
 9. 聖山安山岩層 10. 丸山安山岩層 11. 玢岩

〈地名〉 Ir: 入山 It: 市後沢 Ka: 樺内 Na: 名九鬼 Ro: 六工 Sa: 才光寺 Sh: 菖蒲沢
 Te: 寺沢

(1)~(7): ブロックダイアグラム (第6図) の断面位置

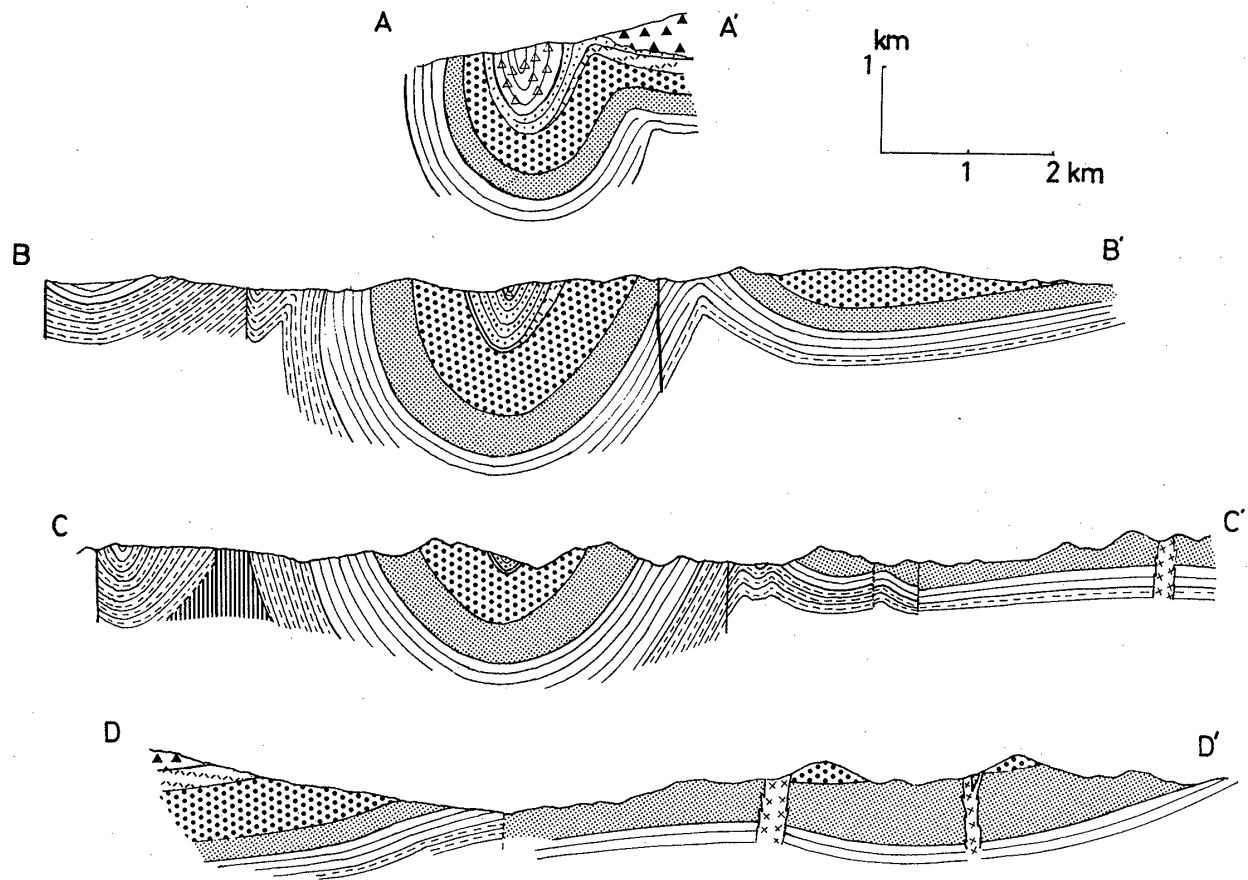
m (野間背斜東翼)

〔層相〕 砂勝ち互層, 泥勝ち互層, 暗灰色泥岩, 黄灰色~灰色細粒砂岩からなり, まれに礫岩をはさむ。砂岩には, 植物破片による平行葉理が顕著に発達し, 泥岩には, 厚さ1cm程度の石炭がレンズ状にはさまれる。流痕, 生痕, 荷重痕, フレーム構造, リップルマークなどの堆積構造が発達する。また, 本層は野間背斜を

境にして層厚, 層相が異なる。すなわち, 西翼では, 上記した堆積構造の他にスランプ構造が発達しているのに対し, 別所川沿いの東翼では, 塊状泥岩および前記した堆積構造はほとんど観察されず, ダイアステムが顕著に発達する。

A-4 差切礫岩砂岩層 (小林他, 1950)

〔模式地〕 坂北村差切



第2図 東筑摩地方北部の地質断面図 (凡例は第1図と同じ)

〔層厚〕 模式地では420 m

〔層相〕 青灰色～茶褐色細粒～中粒の塊状砂岩および礫岩を主とし、灰色～暗灰色砂質泥岩、砂勝ち互層をわずかにささむ。砂岩中には、平行葉理、斜交葉理が発達し、野間背斜以東の砂岩は、多くが凝灰質である。礫岩はチャート、砂岩、石英、緑色凝灰岩、黒色片岩、花崗岩などの、径1 cm～4 cmの円礫ないし亜円礫からなる。込地向斜軸部である池沢川では、礫岩は他より発達がよい。本層中～上部はカキ化石層を含み、本化石層は連続性がよく、麻績川以北の野間背斜両翼でとくに連続する。坂北村六工・中島付近の本層は、下部の層準が露出しており、泥岩が良く発達している。中島橋の南方の沢において、泥岩と礫岩が指交関係にあるのが観察される。

A-5 重夾炭層 (森下他, 1957)

〔模式地〕 生坂村重

〔層厚〕 模式地では680 m

〔層相〕 黄褐色～青灰色細粒～中粒塊状砂岩および礫岩を主とし、灰色～暗灰色砂質泥岩をはさむ。下位の

差切部層の含カキ化石細粒砂岩層を整合におおう礫岩を、本層の基底とした。砂岩・礫岩の特徴は、差切部層と同じである。差切部層に比べて、礫岩・泥岩がよく発達している。下部～中部にかけて砂管が密集して産出し、中部～上部にかけては、稼行されたことのある石炭層が分布する。上部は軽石質～細粒凝灰岩層を2層準はさむ。

四阿屋山西麓に分布する本層は、帯緑暗褐色泥岩が厚く発達する。

A-6 高桑凝灰岩層 (森下他, 1957)

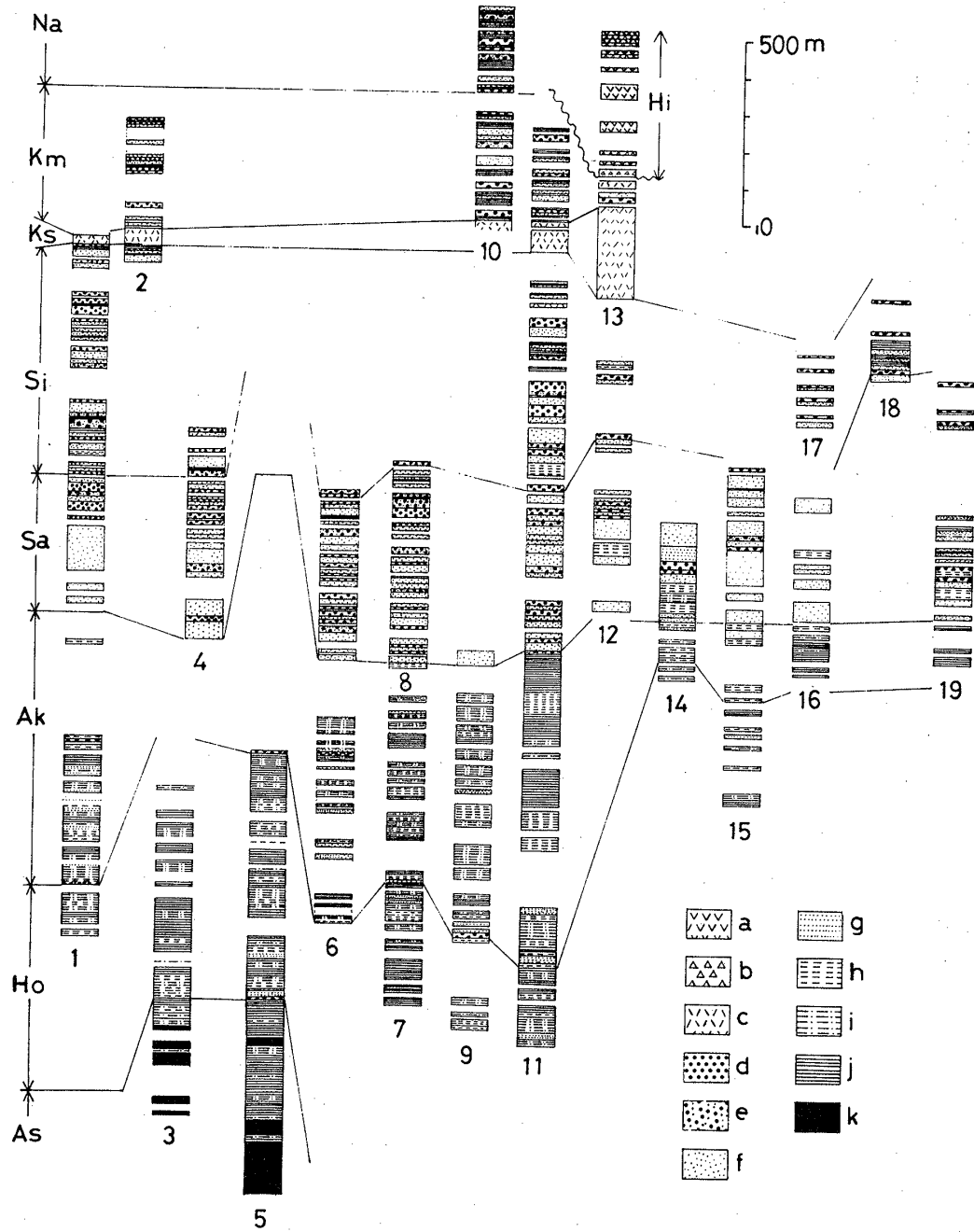
〔模式地〕 大岡村泥平北方の林道

〔層厚〕 0 m～250 m

〔層相〕 灰色～淡青色～淡青紫色を呈する流紋岩質凝灰岩である。高温型石英、自形の黒雲母、少量の角閃石を含む。聖山南麓に分布する本層は軽石を含み、麻績川以南においては径1 cm程度の円礫を含み、生坂村山清路・入山では平行葉理が発達する。

四阿屋山頂付近にも分布する。

A-7 込地礫岩砂岩泥岩層 (森下他, 1957)



第3図 地質柱状図

〈凡例〉 a. 安山岩溶岩 b. 凝灰角礫岩~火山角礫岩 (一部集塊岩) c. 酸性凝灰岩 d. 礫岩 e. 砂質礫岩 f. 砂岩 (塊状) g. 砂岩 (平行葉理発達) h. 砂勝ち互層 i. 泥勝ち互層 j. 泥岩 k. 頁岩
As: 明科黒色泥岩層 Ho: 細田砂岩泥岩互層 Ak: 赤松泥岩砂岩互層 Sa: 差切礫岩砂岩層 Si: 重夾炭層 Ks: 高桑凝灰岩層 Km: 込地礫岩砂岩泥岩層 Na: 長岩礫岩砂岩泥岩層 Hi: 聖山安山岩層

〈地名〉 1. 金熊川~山清路 2. 込地橋南西方の沢 3. 梶本沢 4. 下生坂東方の沢 5. 犀川生坂ダム下流 6. 池沢下流 7. 大側沢 8. 池沢上流 9. 寺沢 10. 白井沢 11. 麻績川 (細田~日向) 12. 桑関から南西へ入る道路 13. 市後沢の東隣りの沢 14. 別所川支流 (岩殿寺の500m南方) 15. 別所川支流 (小仁熊西方) 16. 下井堀~原 17. 野田沢西方 18. 刈谷沢 19. 空峠の南西の林道

〔模式地〕生坂村込地付近麻績川沿岸

〔層厚〕200 m～350 m

〔層相〕おもに黄灰色～青灰色砂質泥岩および、黄褐色～青灰色、中粒～粗粒砂岩からなり、礫岩をはさむ。泥岩は塊状砂質で、植物破片を含み、石炭層をはさむ。砂岩中には斜交葉理が発達し、下部～中部の砂岩は一部凝灰質である。

聖山南麓では、本層は7カ所で確認された。本層は下位の高桑部層にシャープな境界面を有して重なっており、数m～10数mの厚さの軽石質～細粒凝灰岩を4層準をはさむ。それらのうち、上部の凝灰質砂岩は安山岩の1cm～2cm大の角礫を含む。

A-8 長岩礫岩砂岩泥岩層

〔模式地〕大岡村芦之尻～長岩間の林道

〔層厚〕150 m～550 m

〔層相〕おもに黄灰色～青灰色砂質泥岩および黄褐色～青灰色砂岩からなり、礫岩をはさむ。砂岩は下位の込地部層より色が黒っぽくなっており、暗茶褐色を呈するものが多い。大岡村花尾および門増付近において、複輝石安山岩溶岩、凝灰角礫岩の入ってくる層準が本層の基底である。中～上部は、厚さ10cm～数mの乳灰色細粒凝灰岩をはさむ。

なお、門増付近の凝灰角礫岩中の礫として、異剝石はんれい岩を産出した。

A-9 聖山安山岩層 (森下他, 1957)

〔模式地〕市後沢の東隣りの沢

〔層厚〕約400 m

〔層相〕下部約100 mは、おもに普通輝石—ツツ輝石安山岩の溶岩および同質の凝灰角礫岩からなり、上部約300 mは、おもにカンラン石—普通輝石玄武岩質安山岩の溶岩および集塊岩からなる。溶岩は、多孔質でブロック状溶岩の産状を示すもの、および板状節理の発達するものが多い。本地域では、碎屑岩をはさまない。

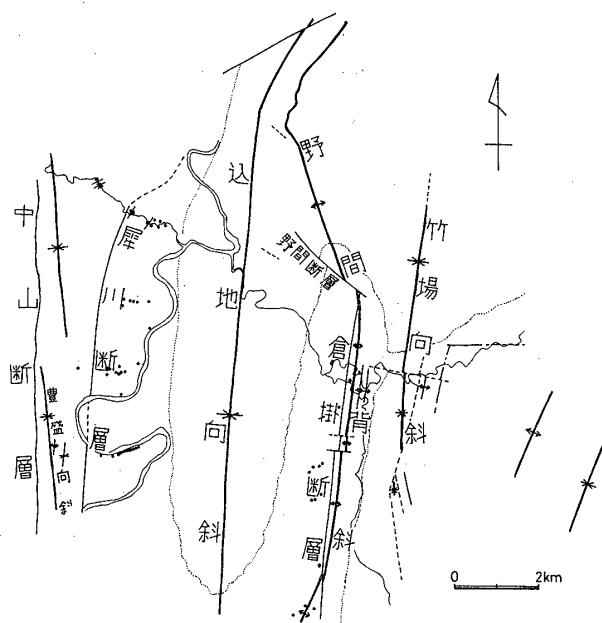
A-10 丸山安山岩層

〔模式地〕本城村明神沢の北の林道

〔層厚〕約200 m

〔層相〕安山岩の溶岩および凝灰角礫岩からなる。溶岩は、下部のものがツツ輝石—普通輝石安山岩、上部のものがカンラン石—普通輝石安山岩である。丸山(海拔1212.8 m)の山体を形づくり、下位の差切部層を不整合におおう。一般的な走向・傾斜は、N 50°W, 40°S Wである。

B. 構造



第4図 地質構造図およびスランプ褶曲位置図
点線：赤松部層と差切部層との境界
黒丸：スランプ褶曲の位置

本地域には、N—S方向の褶曲軸をもち、北へプランジした褶曲構造および、N—S性、E—W性、NW—SE性の方向の断層が存在する(第4図)。

B-1 込地向斜 (小林他, 1950)

本向斜は本地域の西部の地質構造を支配する向斜で、軸跡は南から、明科町竹の花、生坂村込地を通り、大岡村長岩まではほぼN—S方向で直線状にのび、さらに北方へ大岡村根越、仏風へと NNE—SSW 方向でのびる。本地域における軸長は約15 kmである。向斜軸は北へプランジしており、その値は池沢川以南では20°～30°、池沢川以北、長岩までは10°～15°、長岩以北ではほぼ0°である。軸面は、入山以南ではほぼ垂直、入山～長岩の間では西へ傾斜し、長岩より北方では東へ傾斜している。

本向斜は、丸山以南においては“開いた褶曲(open fold; DENNIS, 1967)”であるが、丸山以北では軸部付近の地層の傾斜が60°～80°であり、“閉じた褶曲(closed fold; DENNIS, 1967)”となる。

B-2 野間背斜 (再定義)

この名称は小林・磯見(1950)により、麻績村野間から大岡村芦之尻の間に存在する背斜構造に対して用いられ、徳永(1953)は南方へ延長した。その後、

SAITO (1962), 田中他 (1966) は, 麻績川以南の背斜構造に対して, それぞれ, 細田背斜, 細田褶曲帯と呼んだ. 筆者は, これらの背斜は連続し, さらに北方へは聖山西麓に連続するものと考え, 以下のように新しく定義する.

本背斜は込地向斜の東隣りに位置し, その軸跡は南から, 明科町松留~名九鬼 (なぐき) の間ではほぼ NNE—SSW 方向, 本城村伊切から坂北村未地の間では N—S ないし NNE—SSW 方向, 野間から芦之尻の間では NNE—SSE 方向, 大岡村花尾から樺内の間では, NNE—SSW 方向を示す. ただし, 芦之尻以北 (聖山西麓) の本背斜は, それより南部の背斜が crest line (DENNIS, 1967) で示されるのに対して, hinge line で示される.

本地域では軸長は約 16 km である. 背斜軸は, 芦之尻以南では北へプランジしており, その値はほぼ 20° である. 軸面は, 麻績川以南では西に傾斜し, 麻績川以北芦之尻の間はほぼ垂直, 芦之尻以北では東に傾斜する.

本背斜は, 野間以北 (差切部層より上位層が露出) では同心円状の形態を示すが, 麻績川以南 (赤松部層および細田部層が露出) の寺沢, 菖蒲沢, 本城村池の塔の北の沢, 八塚の南の沢では, 波長 80 m~150 m 程度の褶曲が複数軸部に認められる.

B—3 竹場向斜 (田中他, 1966)

野間背斜の東隣りに位置し, 軸跡は, 南から坂北村七ツ松西方, 竹場を通り, ほぼ N—S 方向に続く. 西翼が $40^\circ\sim 60^\circ$, 東翼が約 20° の傾斜を示し, 東翼の分布の広い, 非対称褶曲である. 北へ約 20° プランジしている.

B—4 犀川断層 (小林, 1957; SAITO, 1962)

本断層は, 本地域では, 南は八代沢々口付近からはほぼ N—S 方向に生坂村才光寺まで続く. 才光寺付近では, 著しい剪断帯が生じている. 地質構造上, 断層の東側ブロックが相対的に上昇しており, 南部ほど落差が大きく, 北に向かってその落差は少なくなると考えられる. 才光寺以北では, 断層面が西へ傾斜した断層として生坂村古坂へ延長されると考えられる.

B—5 倉掛断層 (田中他, 1966)

野間背斜の西側をほぼ N—S 方向に, 本城村伊切から未地の南方まで続く走向断層である. 本断層にそって地層の走向・傾斜が乱れたり, 90° の急傾斜を示す地層が出現したりすることにより, その存在が認められるが, 寺沢においては, 破碎帯および地層の引きずり

が観察される.

地質構造上, 東側のブロックが最大 400 m 相対的に落ちていると考えられる.

B—6 野間断層 (小林他, 1950)

麻績村野間を通り未地に至る, NW—SE 方向の断層である. 差切部層中のカキ化石のずれにより示される. 未地の南において露頭が観察された. そこでは, 本断層は, $N32^\circ W, 76^\circ E$ の断層面と幅 1.2 m の断層粘土を伴っている.

走向隔離は約 200 m である. 断層付近の地層が急傾斜であることや, 野間背斜軸がずれていると考えられることから, 本断層は, 走向移動断層の性格が強いと考えられる. 同じセンスの断層は, 大岡村桐沢に存在する.

B—7 NNE—SSW および NNW—SSE 方向の断層

本断層系は, 坂北盆地および西条盆地の西縁に沿って分布しており, 断層以西の地層は, $30^\circ\sim 50^\circ$ で東へ傾斜するのに対し, 以東の地層は, 10° 前後で西へ傾斜する.

町林道別所線では露頭が観察され, そこでは東へ約 70° 傾斜した断層面をもつ正断層群が生じている.

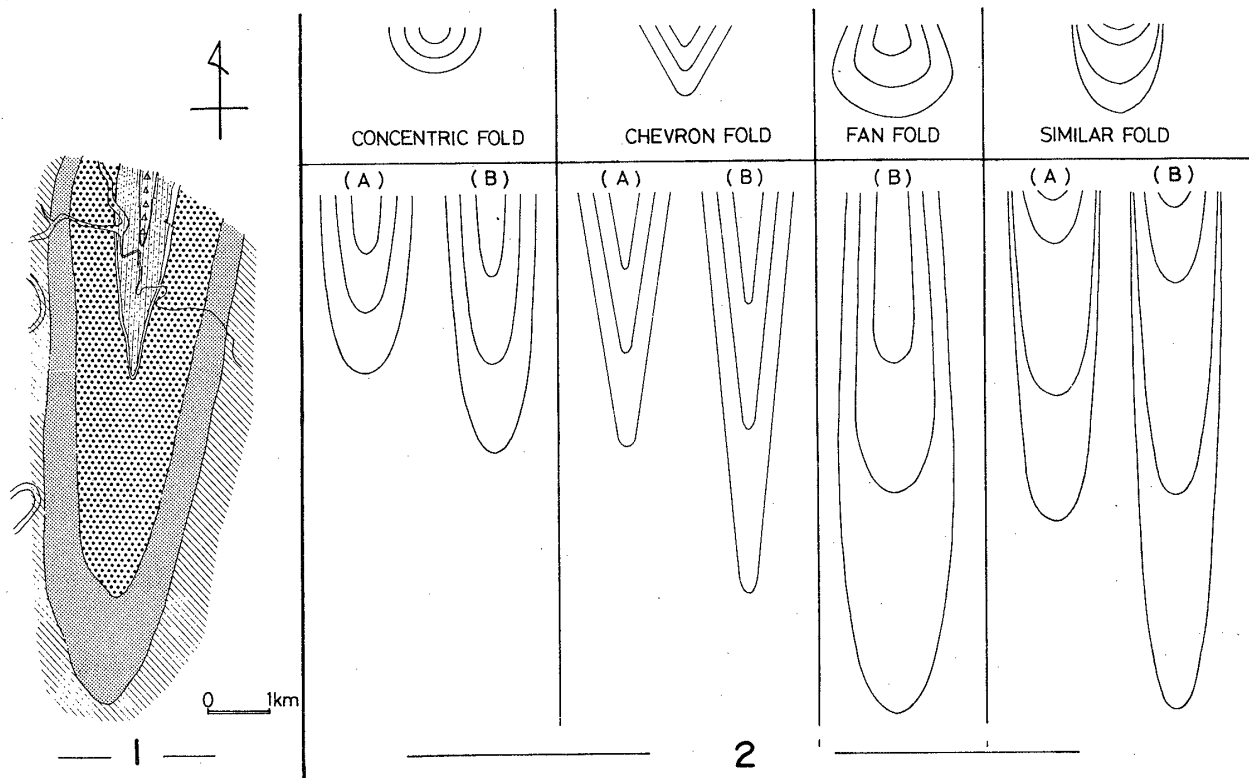
B—8 E—W 方向の断層

麻績川に沿って発達するものと, 野間背斜軸をずらしているものがある. 前者は, 麻績川以南の地層の走向がほぼ N—S であるのに対し, 以北ではほぼ E—W であることにより推定される断層である. 麻績村和合付近では, 地層の傾斜が $80^\circ\sim 90^\circ$ の急傾斜を示し, 麻績村下井堀付近の麻績川沿岸には, E—W 性の小断層が発達する. 後者は坂北村別所西方に存在し, 玢岩岩脈が断層にそって 150 m 追跡される.

VI. 考察

A. 込地向斜の形態について

褶曲の形成過程を明らかにするには, 帰納的な方法の第 1 の課題として, その形態をできるだけ正確にとらえることが必要である (植村, 1971). 北部フォッサ・マグナ地域には, 主要な褶曲として, 北から, 日影向斜, 高府向斜, 込地向斜の 3 つの向斜構造が存在する. これらの各向斜はいずれもその南部では, 軸部付近まで急傾斜を示すが, とくに込地向斜は, 丸山以北の軸部付近で, 両翼が $60^\circ\sim 90^\circ$ の急傾斜をなし "閉じた褶曲" 構造を示している. これに関して小林・磯見 (1950) は, 込地向斜軸にそって込地断層が存在するためであ



第5図 込地向斜南部水平断面図—1—および各種水平断面形—2—

—1—：凡例は第1図と同じ

—2—：上段は垂直断面形，下段は水平断面形，(A)はプランジが 15° の場合，(B)は同じく 10° の場合

るとしている。

このため，バスキ図法では断面を正確にとらえることが困難であるので，長岩以南の部分の本向斜の形態について以下のように推定した。なお，筆者の調査では，込地以南の軸部付近の1000分の1の柱状図による対比により，以下の推論において，込地断層は無視できると考えられる。

その際，本向斜は上記部分においては，軸跡が直線であることや，両翼での走向・傾斜がわりに一定であることから，円筒状褶曲であると仮定した。

IWAMATSU(1969)は地表での形態から相似褶曲の断面を推定しているが，本向斜についても同様に，地質図に表わされる平面形態は，断面図に表わされる形態を反映していると考えられる。

まず，本向斜の平面形態を正確に出すために，犀川河床にあたる海拔500mを基準面にして水平断面図を描いた(第5図の1)。次に垂直の軸面を有する対称褶曲が， 10° あるいは 15° でプランジしている場合の平面形を，いろいろな垂直断面形の褶曲について描いた(第5図の2)。それらは，同心円褶曲(concentric fold)，

シュブロン褶曲(chvron fold)，扇状褶曲(fan fold)，相似褶曲(similar fold)である。そして，これらの図を比較した。

さらに，本向斜については，プランジの角度が求められているので，生坂村小立野付近を通る東西方向の断面(バスキ図法による)をもとに，プランジの角度を考慮して，地表での走向・傾斜から断面を推定した(第6図)。

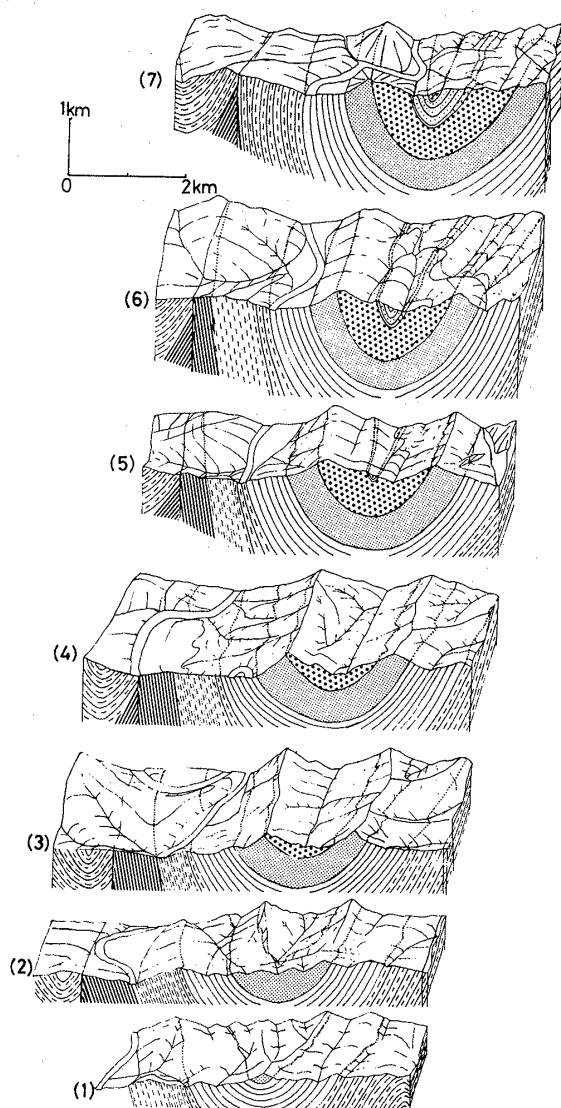
以上，二通りの方法で本向斜の形態を推定したが，それらはいずれも，本向斜は，プランジが 10° ±の円筒状をした同心円褶曲であることを示している。

B. 野間背斜の地質学的意義について

本地域における地質学的な特徴を，野間背斜を境に，それより西側の地域と東側の地域とで比較すると，第2表のようになる。

今回明らかになった，野間背斜を境とする層厚，堆積構造の明瞭な差違は，小林(1957)の沈降区域と非沈降区域との差違を，具体的に示すものである。

すなわち，本地域では，別所期以降に層厚の変化およびスランプ構造を生じせしめるような運動が始まっ



第6図 込地向斜のブロックダイアグラム
(凡例は第1図と同じ)

ている。青木期には、野間背斜の軸部付近を境にして、その西側には、1300 m～1500 mの厚い地層が堆積し、スランプ構造が発達するのに対して、その東側には、局部的不整合あるいは堆積間隙を示すダイアステムが発達し、層厚も本地域では約600 mである。青木期の層厚の急激な変化については、込地向斜西翼についても認められる(坂本・竹内, 1975)のに対して、野間背斜以東には認められない(長野県地学会編著, 1962)。小川期以降も、野間背斜を境とする差別沈降は引き続いて存在し、小川層上部から柵層下部にかけて著しい層厚の差をもたらしたと推定される。

また、従来、地層の傾斜角・褶曲軸によって北部フォッサ・マグナを東西二つに構造区分し(褶曲区と

無褶曲区)、その境界に断層(本間, 1931)、松本—長野線(平林, 1969)が考えられてきた。それらと、野間背斜の位置は異なる(第7図)が、地表における構造は、基盤上の被覆層の変形によるものと考えられるので、こういった構造の差を生ずるような基盤の運動が、野間背斜の位置に存在したと考えられる。

なお、こういった層相および構造の変化をもたらした基盤の運動については、層厚の変化が背斜軸部を境にして急激に生じていることや、爆破地震のデータ(ASANO, S. *et al.*, 1969)により、野間背斜の位置の北方への延長部と考えられる部分に、速度層の急変部が存在することなどから、基盤のブロック運動によるものと考えられる。

C. 聖山安山岩層の時代について

聖山安山岩層の時代については、小林(1953)、斉藤(1954)、森下他(1957)に述べられているが、いまだに確実な論拠はあげられていないのが現状である。

筆者は聖山南麓を調査し、次のような結論を得た。

① 聖山安山岩層と下位層との関係は不整合と考えられる。

すなわち、柱状図(第8図)に示した他に、麻績村上坊平の北方の林道では、明らかに、高桑部層を直接安山岩溶岩がおおっている。また、本岩体は碎屑岩類をはさまない。なお、市後沢、麻績村山寺の北方海拔1100 m付近の2カ所で、込地部層中の泥岩、凝灰質砂岩は、安山岩角礫をわずかに含むことから、不整合の時間間隙は、それほど大きくはないと考えられる。

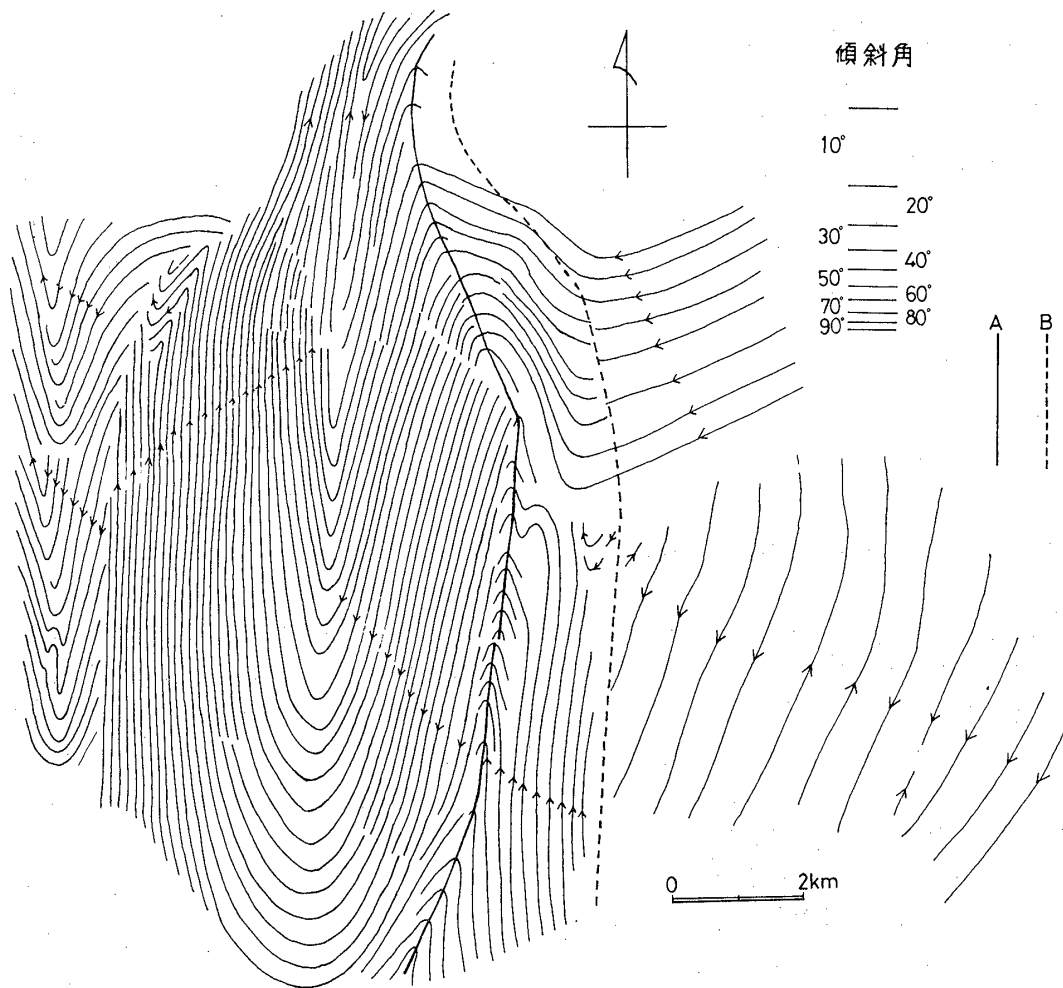
② 本地域における本岩体の構造は、走向・傾斜から判断する限り、野間背斜東翼および竹場向斜に調和的である。

以上のことから、非沈降地域(小林, 1957)である野間背斜東側の込地部層以降の地層は、もともと薄く堆積したと考えられるが、それを不整合におおって聖山安山岩層が堆積した。その時期は、込地部層堆積後、猿丸時階(小林, 1957)以前と考えられる。

ただし、今回は、聖山安山岩層についてはその南端部を調査したのみであるので、その堆積の時代については、上位層との関係なども含めた広域的な研究が必要と考えられる。

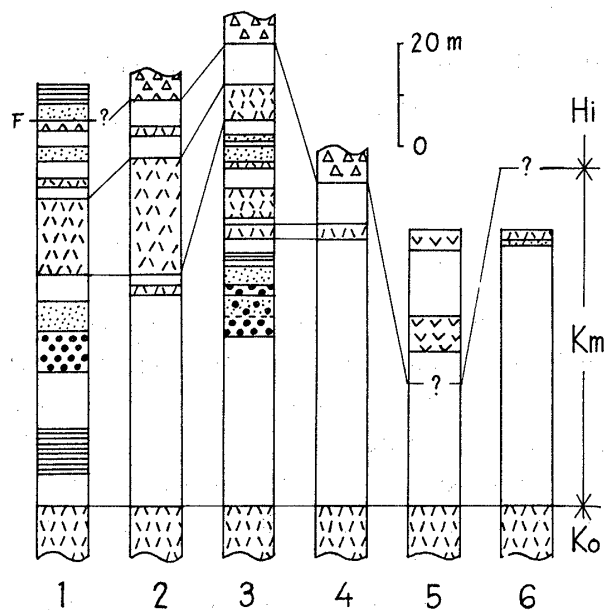
第2表 野間背斜を境とする層相・構造の対比表

	野間背斜以西地域	野間背斜以东地域
層厚	長岩部層 550 ~ 150 込地シ 350 ~ 250 高桑シ 250 ~ 0 重シ 680 ~ 250 差切シ 450 ~ 250 赤松シ 800 ~ 600 細田シ 660 明斜シ 1350* ~ 700	聖山部層 400 50 250 800 1000* ~ 600* 600* ~ 350*
*長野県地質図 説明書 (1962)		
一般の傾斜角	40°~70° (~ 逆転70°)	10°~60° (~ 80°)
褶曲構造	込地向斜 犀川背斜 (竹内・坂本, 1975) 豊富向斜	竹場向斜 小規模なゆるい褶曲 大規模な波曲構造
おもな堆積構造	スランプ構造・同時礫	ダイアステム・斜交層理 大規模なけずりこみ
その他		玢岩の貫入岩体, 聖山安山岩 粗粒玄武岩の岩床



第7図 東筑摩地方北部走向線図

A: 野間背斜, B: 従来の断層あるいは構造線



第8図 聖山南麓の込地部層と聖山安山岩層基底との地質柱状図

(凡例は第3図と同じ)

1. 市後沢 2. 市後沢の東隣りの沢 3. 穴水の沢右岸 4. 穴水の沢左岸 5. 堂ヶ入一号池からNNWにのびる沢の右岸(海拔1100m付近) 6. 5.の沢の左岸(海拔1100m付近)

V. まとめ

調査地域は、北部フォッサ・マグナに属し、中期中新世以降の地層が最大層厚約4400mを有して分布する。本地域は、本間(1931)により褶曲区と無褶曲区とに区分されてきた。筆者は、その境界部を調査し、以下の結論を得た。

(1) 野間背斜は、込地向斜の東側に位置し、多少屈曲しながらほぼ南北に、明科町名九鬼から、麻績村野間を通り、聖山西麓まで一連のものとして連続する。

(2) 本地域では、野間背斜を境に、別所期とくに青木期以降、層厚・堆積構造の著しい差をもたらした差別沈降が生じている。この境界は、いわゆる褶曲区と無褶曲区との境界を地質学的に意義づけたものである。さらに、この差別沈降は基盤のブロック運動によるものと考えられる。

(3) 込地向斜の立体的な形態について幾何学的な推論を行なった。その結果、込地向斜は円筒状をした同心円褶曲と考えられる。

文 献

- ASANO, S., K. ICHIKAWA, H. OKADA, S. KUBOTA, H. SUZUKI, M. NOGOSHI, H. WATANABE, K. SEYA, K. NORITOMI and K. TAZIME, 1969: Explosion Seismic Observations in the Matsushiro Earthquake Swarm Area. *Sp. Rep. Geol. Survey of Japan*, 5, 3—162.
- 藤本治義ほか, 1946: 長野油田の地質. *地質雑*, 52, 48—55.
- 平林照雄, 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. *日本地質学会第76年学術大会総合資料*, 117—122.
- 北部フォッサ・マグナ研究グループ, 1976: 北部フォッサ・マグナ中部の新第三紀堆積盆. *地質学論集*, 本号.
- 本間不二男, 1931: 信濃中部地質誌. 古今書院.
- IWAMATSU, A., 1969: Structural Analysis of the Tsunakizaka Syncline, in Southern Kitakami Mountainous Land, Northeast Japan. *Earth Sci.* 23, 227—235.
- 小林勇・磯見博, 1950: 長野県長野炭田東筑摩更級地区調査報告. *地調報告*, no. 135, 3—7.
- 小林国夫, 1953: フォッサ・マグナ西部における洪積世侵蝕面群. *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*, 1—44.
- 森下晶ほか, 1957: 長野県聖山南麓の地質—いわゆる東筑タイプ小川層の層序—. *地質雑*, 63, 159—166.
- 長野県地学会編著, 1962: 20万分1長野県地質図説明書.
- 犀川団体研究グループ, 1966: 犀川流域の地質構造—犀川流域の地質その4—. *地団研専報*, no. 12, 93—102.
- 齊藤豊, 1954: 聖山火山説の真偽. *地質雑*, 60, 176.
- SAITO, Y., 1962: Geology of the Northern Part of the Fossa Magna (Part 3). *Jour. Fac. Education, Shinshu Univ.* no. 12, 134—160.
- , 1963: Geology of the Northern Part of the FosB. *Bull. Fac. Education, Shinshu Univ.*, no. 14, 123—142.
- 坂本満・竹内章, 1975: 長野県犀川中流地域の地質. *日本地質学会第82年学術大会講演要旨*.
- 田中邦雄, 1953: 長野県中部の第三紀層の諸問題. *信大教育学部研究論集*, no. 3, 237—244.
- ・関全寿, 1966: 松本市北方の第三紀層. *信大教育学部研究論集*, no. 18, 139—158.
- 徳永重元, 1953: 長野県長野炭田東筑摩南部地区地質調査報告. *地調月報*, 4, 47—56.
- 植村武, 1971: 流動変形の研究に関する若干の問題. *地質雑*, 77, 273—278.

The Neogene Tertiary in the Northern Part of Higashichikuma-gun, Nagano Prefecture
— A Study on the Komiji Syncline and Noma Anticline —

Manabu MIZUNO

(Abstract)

The area surveyed belongs to the northern part of the Fossa Magna region, and consists of the Middle Miocene to Middle Pliocene sediments with some intrusive and volcanic rocks. They are about 4,400 m in total thickness. This region implies both the folded and non-folded provinces of F. HOMMA (1931). The following results are obtained by the investigation of the present writer.

1. The Noma anticline is situated east of the Komiji syncline, and its axis extends from Naguki, Akashina Town to the western foot of Mt. Hijiri through Noma, Omi Village with a trend of slightly meandering N-S direction.

2. In this region a differential subsidence is inferred to have taken place after the Bessho stage. And the movement was accelerated especially after the Aoki stage. This is suggested by a remarkable difference in thickness and sedimentary structures between the western and eastern sides of the Noma anticline. The Noma anticline is located just along the boundary of these differentially subsiding areas, from which the folded and non-folded provinces have evolved. This differential subsidence is attributed probably to the block movement of the basement rocks.

3. From the result of geometrical considerations as to the three-dimensional shape of the Komiji syncline a cylindrical, concentric fold style is deduced to be most probable.