

長野県聖山南麓の新第三系

——特に堆積相と構造運動について——

田中邦雄*・下平眞樹**・遠藤忠慶***・熊井深志****

I. まえがき

長野県東筑摩郡北部地域の聖山周辺には、多量の火山岩類を伴う新第三系～第四系が広く分布し、新第三系の堆積岩類には著しい褶曲や大規模な断層が発達している。この地域は北部フォッサ・マグナのいわゆる中央隆起帯と西部堆積区の境界部にあたり、構造運動と堆積相、火山活動の関係が注目される。

東筑摩郡生坂村・坂北村・麻績村・坂井村を中心とした地域については、本間(1931)の北部フォッサ・マグナ地域の研究以来、多くの研究が行なわれている。小林・磯見(1950)、徳永(1952)の長野炭田に関する研究、斎藤(1954)、森下ほか(1957)の麻績累層の層序区分に関する研究、田中ほか(1961)、田中・平林(1964)の犀川擾乱帯を中心とした研究、田中・寺平(1964)の山清路付近の生痕化石の研究、田中・関(1966)の松本市北方の第三紀層の層序区分に関する研究などである。最近では地質構造や火山岩類についての検討を中心とした研究が行なわれ、水野(1976)の込地向斜・野間背斜の研究、竹内・坂本(1976)の犀川中流地域の小川累層の再定義と構造に関する研究、加藤(1970, 1971)、KATO(1979)の褶曲構造の形成機構の研究、下平(1979 a. b, 1983)の酸性凝灰岩類の堆積様式の研究などがある。また、加藤(1980)、加藤・佐藤(1983)は本地域の地質を総括した。

筆者らは現在本地域の地質構造と堆積相、火山岩類の関係について検討中で、田中・遠藤・熊井は主に堆積構造や礫岩を中心とした新第三系の堆積相の調査を、下平は地質構造と火山岩類の層序についての調査を進めている。本論ではこれまでに得られた資料をもとにして、聖山南麓の新第三系の堆積相からみた構造運動について述べる。

II. 地質各説

1. 層序

東筑摩郡北部地域の新第三系～第四系の層序を表1に示す。地層名は主に従来名称を用いてある。鮮新-更新世の火山岩類のうち、冠着凝灰角礫岩層・聖山火山岩・三峯山火山岩はさらに細分化され、層序関係や時代について不明な点も多い。これらについては今後さらに

検討を加える必要がある。

1-1) 細田砂岩泥岩互層

田中・関(1966)の命名による。坂北村細田付近の麻績川流域が模式地である。麻績川流域では層厚400m以上。層相は泥勝ち互層・砂質泥岩を主とし、砂勝ち互層・

表-1 層序表

時代	地層名	
第四紀	更新世	大町テフラ層
	鮮新世	聖山火山岩 ? 三峯山火山岩
第三紀	鮮新世	冠着凝灰角礫岩層
		長岩礫岩砂岩泥岩層
		門増安山岩層
		込地礫岩砂岩泥岩層
	中新世	高桑凝灰岩層
		重夾炭層
		坊平凝灰岩層
		差切礫岩砂岩層
		青木累層
		赤松泥岩砂岩互層
細田砂岩泥岩互層		

厚層砂岩(厚さ1m以上)をはさむ。全体としては泥勝ち互層が優勢である。砂岩は灰色～灰褐色、細粒～中粒で、厚さは10cm前後である。砂岩中には平行葉理が発達していることがあり、厚い砂岩ほど葉理の発達が著しい。泥質部は暗灰色～黒色の砂質泥岩～泥岩で、小片状にだけやすく、小さな団塊(径3～4cm)をつくったり、玉ネギ状の風化を呈する部分もある。互層にはスランプ構造が伴われ、コンボリューションやダイアステムも観察される。坂北村町付近には面なし断層を伴うスランプ構造(図-1)やブロック状の変形を伴う異常堆積層がある。これらはその構造上の特徴から、深層地すべり型の異常堆積層(三梨・垣見, 1964)に相当し、海底地すべりによって形成されたものである(下平, 1980)。

*信州大学教養部 **上伊那郡辰野中学校 ***松本深志高校 ****松本市女鳥羽中学校

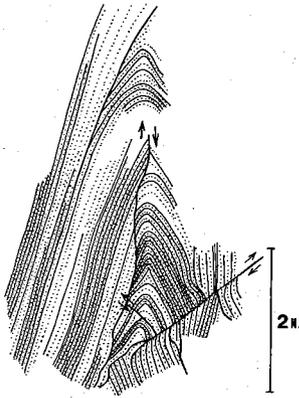


図-1 面なし断層を伴うスランプ構造
砂岩砂質泥岩互層

坂北村菖蒲田付近で *Ostrea* sp. の破片を産出した。

1-2) 赤松泥岩砂岩互層

小林・磯見 (1950) の命名による。坂北村赤松付近が模式地である。本層の基底は比較的良好に連続する厚層砂岩による砂勝ち互層とした。模式地での層厚は800m。

層相はフリッシュ型の砂勝ち互層・泥勝ち互層・砂質泥岩からなり、まれに含礫泥岩・チャネル礫岩をはさむ。砂岩は灰色、細粒～中粒のものが多いが、砂勝ち互層部では粗粒～礫質となる。砂岩には平行葉理・級化構造・流痕・漣痕・荷重痕・フレーム構造などの堆積構造がよく発達する。泥質部は暗灰色～黒色の砂質泥岩～泥岩である。互層にはスランプ構造が伴われ、ダイアステムも観察される。麻績村野間～坂北村大石沢にかけての本層最上部には円礫岩と砂岩・泥岩の角礫からなる崩壊層が分布している。

坂北村竹場付近で、ウニの破片・フナクイムシ・*Ostrea* sp. の破片などの化石を産出した。麻績村野間および桂の南西では、最上部の厚層砂岩中に大型の砂管が密集して産出する。

1-3) 差切礫岩砂岩層

小林・磯見 (1950) の命名による。坂北村差切峡付近が模式地である。下位の赤松部層との境は、赤松部層の上部が次第に砂岩の厚さを増し、急激に塊状砂岩に移り変わる部分で、この関係のよく見られるのは麻績川流域の赤松部落の西から差切峡にかかるあたりである。模式地での層厚は450m、聖山南麓では300～400m。

層相は灰色～灰褐色～黄褐色の塊状砂岩を主とし、礫質砂岩に移化したり、礫岩や灰色～暗灰色の砂質泥岩～泥岩の薄層をはさむ。麻績村川東付近では砂勝ち互層をはさんでいる。砂岩はアルコーズ質・凝灰質で、球状団塊を含むことがある。砂岩や礫質砂岩には平行葉理や斜

交葉理が発達し、炭質葉理も見られ、砂岩の一部には漣痕も認められる。礫岩は中礫を主とし、礫種はチャート・硬砂岩などが多く、緑色凝灰岩や流紋岩質凝灰岩の礫をわずかに含んでいる。

本層の砂岩中にはしばしば砂管を産出し、所によっては密集状態を示す。赤松泥岩砂岩互層との境界付近の本層最下部の砂岩中にはサツマイモ型生痕化石 (竹内・坂本, 1976) が密集して産出する。本層の上部には厚さ0.3～2mのカキ化石層が十数枚はさまれ、よく連続するので鍵層として役立つ。この化石層は麻績川流域のほか南小松尾の南、野中沢の西、桑関の南西、末地の東および北、桂の南、中沢の西、岩殿山西などに見られ、生坂村池沢では込地向斜の両翼に露出している。カキは *Ostrea gigas* THUNBERG (マガキ) である。坂北村赤坂の西方尾根の砂岩中から長さ4mの珪化木を産出した。

1-4) 重夾炭層

森下ほか (1957) の命名による。生坂村重付近の麻績川流域が模式地である。本層の基底は差切峡付近で差切部層のカキ化石層をはさむ砂岩層を整合に被う礫岩層としたが、大岡村西部や聖山南麓のカキ化石層が発達しない地域では、差切峡の礫岩層とほぼ同一層準とみられる礫岩層の出現する部分を本層の基底とした。上位の高桑部層とは指交関係にある (下平, 1981)。本層の上部には坊平凝灰岩層 (森下ほか, 1957) をはさむ。模式地での層厚は指交部を含めて680m、聖山南麓では500m。

層相は灰色～灰褐色～黄褐色の塊状砂岩・礫岩を主とし、礫質砂岩に移化したり、灰色～暗灰色の砂質泥岩～泥岩の薄層や石炭～炭質泥岩の薄層をはさんでいる。砂岩・礫岩は凝灰質で、風化の進んだ表面には明バンの晶出が多く、市山 (平林) (1949) によると鉄明バンである。砂岩や礫質砂岩には平行葉理や斜交葉理が発達する。礫岩は中礫が多いが、上位になると大礫の混入が多くなり、礫岩層が砂岩層より増加する。礫種はチャート・硬砂岩などを主とし、石英斑岩・緑色凝灰岩・流紋岩質凝灰岩を含む。本調査地域外の坂井村四十八曲峠に近づくにつれて、流紋岩質凝灰岩や凝灰質砂岩の礫が多くなり、チャート・硬砂岩の礫が少なくなる傾向がある (下平, 1979; 熊井・遠藤, 1982)。

本層の下部からは *Siratoria siratoriensis* OTUKA (シラトリアサリ), *Glycymeris* sp. (タマキガイの類) の化石を産出した (田中・平林, 1964)。本層の下部から上部にかけては砂管が密集して産出する部分があり、中部から上部にかけてはかつて稼行されたことのある石炭層 (1m以下) が数枚はさまれている。植物化石としては生坂村生沢から珪化木を産出した。また今野 (1931) の神川一山崎垂植物群が本層下部に含まれている。神川一山崎垂植物群はカバノキ科・カエデ科を主体

とする温帯種の集合で、山崎北方の尾根の砂質泥岩～炭質泥岩からは次の31属45種が報告されている(表-2)。

表-2 山崎産植物化石(重夾炭層)

(信濃中部地質誌による)

	属名	現生種名
1. <i>Taxodium distichum miocenicum</i> HR.	すいしょう	ニレツバスイショウ
2. <i>Pinus</i> sp.	まつ	
3. <i>Smilax China</i> L.	しおで	サルトリイバラ
4. <i>Salix Lavateri</i> HR.	やなぎ	
5. <i>S.</i> sp.	やなぎ	
6. <i>Pterocarya asymmetrica</i> KONNO.	さわぐるみ	
7. <i>Populus balsamoides</i> GOEPP.	はこやなぎ	
8. <i>Carpinus cordata</i> BL.	くましで	サワシバ
9. <i>Carpiniophyllum pyramidale</i> var. <i>japonicum</i> NATH.	くましで	
10. <i>Corylus</i> cf. <i>rostrata</i> AIT.	はしばみ	(ツノハシバミ)
11. <i>Ostrya Virginica</i> Wirrd. <i>fossilis</i> NATH.	あさだ	パアジニアアサダ
12. <i>Fagus ferruginea</i> AIT.	ぶなのき	アメリカブナ
13. <i>F. intermedia</i> NATH.	ぶなのき	
14. <i>Quercus acitissima</i> CARR.	かし	クヌギ
15. <i>Q. aliena</i> BL.	かし	ナラガシワ
16. <i>Q. dentata</i> THUNB.	かし	カシワ
17. <i>Q. glandulifera</i> BL.	かし	コナラ
18. <i>Q. cf. gronlandica</i> HR.	かし	
19. <i>Castanea varinervis</i> KONNO.	くり	
20. <i>Ulmus</i> cf. <i>carpinoides</i> GOEPP.	にれ	
21. <i>Zerkova Ungeri</i> KOVAT.	けやき	
22. <i>Celtis rhomboidalis</i> KONNO.	えのき	
23. <i>Lindera</i> cf. <i>strychnifolia</i> VIRR.	くろもじ	(テンダイウヤク)
24. <i>Liquidamber formosana</i> HANCE.	ふう	フウ
25. <i>L.</i> sp.	ふう	
26. <i>Ameranchier Yanagiharai</i> KONNO.	ざいふりぼく	
27. <i>Cydonia chloranthoides</i> NATH.	かりん	
28. <i>Rhus</i> cf. <i>Griffithsii</i> HOOK. foss. NATH.	うるし	グリッフィチウルシ
29. <i>R.</i> sp. indet. A	うるし	
30. <i>R.</i> sp. indet. B	うるし	
31. <i>Ilex Heeri</i> NATH.	もちのき	
32. <i>Acr Nordenskioldi</i> NATH.	かえで	
33. <i>A. palmatum</i> THUNB.	かえで	カエデ
34. <i>A. polymorphum pliocenicum</i> SAP.	かえで	
35. <i>A.?</i> <i>carpinifolium</i> S. et Z.	かえで	ヤマシバカエデ?
36. <i>A. cf. diabolicum</i> BR.	かえで	(ウリハダカエデ)
37. <i>Sapindus Mukurossi</i> GAERTN.	むくろじ	ムクロジ
38. <i>Rhamnus</i> sp.	くろうめもどき	
39. <i>Zizyphus</i> sp.	なつめ	
40. <i>Tilia distans</i> NATH.	しなのき	
41. <i>Sturartia monadelpha Florin</i> sp.	なつづばき	ヒメシヤラ
42. <i>Diospyros Nordqvisti</i> NATH.	かき	
43. <i>Styrax Obassa</i> S. et Z.	えごのき	ハクウンボク
44. <i>S. cf. japonica</i> S. et Z. foss. NATH.	えごのき	(エゴノキ)
45. <i>Fraxinus subpubinervis</i> KONNO	とねりこ	

これらはほとんどが広葉樹からなり、現在の林相からみると、純粋な温帯林で、カエデが多産する点は温帯南部の多湿気温を示している。

坊平凝灰岩層は流紋岩質の凝灰岩層で、模式地の麻績村坊平付近では上部・下部の2層に区分される(下平、

1983)。層厚は10~70m。その分布は模式地を中心にして、西は大岡村桐沢、東は坂井村大野田までである。下部凝灰岩層は成層した淘汰のよい灰白色の細粒~粗粒ガラス質凝灰岩を主とし、凝灰質の泥岩・砂岩・礫岩をはさむ。凝灰岩には平行葉理~斜交葉理が発達することがある。上

部凝灰岩層は成層した淘汰のよい灰色の軽石凝灰岩を主とし、凝灰質の泥岩・砂岩・礫岩をはさむ。凝灰岩には平行葉理～斜交葉理が発達することがある。また2層準にピソライト(火山豆石)を含む暗灰色～黒色の細粒凝灰岩(厚さ20cm)をはさんでおり、模式地の坊平以東に分布する。坊平凝灰岩層は岩相からみて降下火砕堆積物である(下平, 1979 a)。模式地の坊平凝灰岩層中には坊平亜植物群(今野, 1931)とよばれる植物化石を産出する。植物化石は *Sequoia* sp.(セコイヤ), *Glyptostrobus europaens* HR.(スイショウ), *Bambusium yadakeides* KONNO(タケ), *Machilus* sp.(タブノキ)などが報告されている。またこれらに伴って *Anodonta* sp.(ドブガイ)の産出も報告されている(森下ほか, 1957)。

1-5) 高桑凝灰岩層

森下ほか(1957)の命名による。麻績村高の北方が模式地である。層厚は0~400m。下平(1980)は大岡村南部で高桑凝灰岩層にはさまれる礫岩砂岩層を桐沢礫岩砂岩層と呼び、これによって区分される2層の凝灰岩層を、それぞれ上部凝灰岩層、下部凝灰岩層とよんだ。これらのうち下部凝灰岩層は生坂村入山付近の込地向斜西翼で重夾炭層中に尖滅し、また上部凝灰岩層は大岡村佃見以北で尖滅する。桐沢礫岩砂岩層は生坂村入山付近で重夾炭層に連続し、大岡村泥平北西で上部凝灰岩層と下部凝灰岩層の間に尖滅する。したがって、高桑凝灰岩層と重夾炭層とは指交関係にあることが明らかになった(下平, 1981)。ただし、上部凝灰岩層の上限およびその延長部をもって上位の込地部層の基底を定めたので、高桑部層と込地部層との関係は整合である。

下部凝灰岩層は灰色～灰白色の塊状・粗粒の角閃石黒雲母流紋岩質凝灰岩からなる。淡黄～黄白色の軽石を含み、全体として淘汰は悪い。外来岩片として黒色泥岩の角礫のほか、軟泥礫やレンズ状の礫岩が含まれる。大岡村泥平北方～聖山南麓、坂井村四十八曲峠北西で溶結凝灰岩相を伴う。溶結凝灰岩は紫灰色を呈し、黒曜岩からなる本質レンズが認められる。大岡村笹久以西では非溶結である。岩相からみて下部凝灰岩層は火山灰流タイプの火砕流堆積物(下平, 1980 b, 1981, 1983)で simple cooling unit (SMITH, 1960)をなすとみられる。

上部凝灰岩層は灰色～灰白色(一部灰緑色)の塊状・粗粒の角閃石黒雲母流紋岩質凝灰岩からなる。白～淡黄白色の軽石を含み、全体として淘汰は悪い。大岡村泥平北方では紫灰色の溶結凝灰岩となっている部分がある。大岡村笹久以西では、上部はチャート・硬砂岩・安山岩などの円礫(径0.5~1cm)を含むやや円磨された粒子からなる凝灰岩となり、最上部が平行葉理の発達した凝灰岩に移化するところもある。生坂村入山、山清路では、

厚さ数cm~10cmの砂岩をはさんでいる(図-2)。

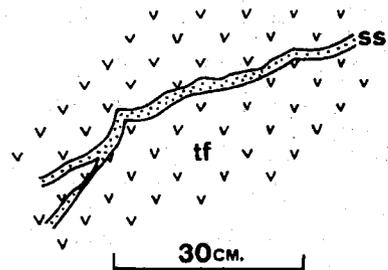


図-2. 高桑凝灰岩層の上部凝灰岩層にはさまれる砂岩
SS: 砂岩 tf: 凝灰岩

また入山では長径約12mに達する砂岩および砂質泥岩～石炭からなる巨大な捕獲岩を含んでいる。岩相からみて上部凝灰岩層の大部分は火山灰流タイプの火砕流堆積物(下平 1980 b, 1981, 1983)で, compound cooling unit (SMITH, 1960)の疑いがある。最上部の凝灰岩の一部は水中堆積の2次の堆積物である。

坂井村四十八曲峠～冠着山に至る林道では、下位より、下部凝灰岩層(180m十、最上部に厚さ3~10cmの鉢床状の褐鉄鉱を伴う)、細粒凝灰岩層(2~2.5m, 降下火砕堆積物)、級化層理を伴う粗粒凝灰岩層(2m, 火砕流堆積物)、上部凝灰岩層(40m十)の順に重なっている(下平, 1980)。

1-6) 込地礫岩砂岩泥岩層

森下ほか(1957)および水野(1976)の命名による。生坂村込地付近の麻績川流域が模式地である。聖山南麓の高桑部層の上位にも分布する(森下ほか, 1957; 水野 1976)。層厚は270m。

層相は灰色～灰白色～青灰色の泥岩と灰褐色～褐色の砂岩からなり、礫岩層や炭化度の低い石炭層をはさむ。泥岩はやや炭質で褐色味をおびたり、凝灰質となるところがある。砂岩や礫質砂岩には平行葉理や斜交葉理が発達する。生坂村込地付近には礫岩が多く、砂岩・礫岩は灰色～灰白色で、凝灰質である。礫種はチャート・硬砂岩などを主とし、花崗岩・緑色凝灰岩などを含み、中礫が多い。本層中には3枚の酸性凝灰岩層をはさむ。

生坂村入山では *Corbicula* sp.(シジミ), *Viviparus* sp.(タニシ), *Margaritefera* sp.(カワシンジュガイ)などの淡水性軟体動物化石を産出した(田中・寺平, 1964)。込地では一部に砂管が密集して産出する。大岡村白井沢付近ではタケ類の化石を産出した。

1-7) 長岩礫岩砂岩泥岩層

水野(1976)の命名による。大岡村芦之尻～長岩間の林道が模式地である。大岡村花尾～門増付近において安山岩溶岩・凝灰角礫岩の入ってくる層準が本層の基底で

あり(水野, 1976), 下平(1981)はこれを門増安山岩層と命名した。門増安山岩層は花尾以南では尖滅するので、門増安山岩層直下の連続性のよい礫岩層をもって本層の基底とした。層厚は模式地付近で300m。

層相は灰色～灰白色～青灰色の泥岩、灰褐色～褐色の砂岩からなり、礫岩層や炭化度の低い石炭層をささむ。泥岩の特徴は込地部層と同様である。砂岩は込地部層のものにくらべて暗色化し、汚れた感じを呈する。砂岩中の粗粒部にはしばしば層状・レンズ状・団塊状の暗灰色～黒紫色帯が認められる。また一部は凝灰質である。砂岩や礫質砂岩には平行葉理や斜交葉理が発達する。礫岩はチャート・硬砂岩などを主とし、花崗岩や緑色凝灰岩を含み、中礫～大礫からなる。本層中には酸性凝灰岩層が2枚はさまれる。

大岡村花尾の北で植物化石を産出した。

門増安山岩層は細粒・緻密な複輝石安山岩溶岩および同質の凝灰角礫岩からなり、溶岩には玉ズイや石英脈を伴う。

1-8) 冠着凝灰角礫岩層

下平(1980)の命名による。加藤(1980)の冠着層にほぼ相当する。冠着山西方の鳥居平～一本松峠の聖冠道路沿いが模式地である。層厚80m以上。

特異な凝灰角礫岩層で、主として異質の安山岩角礫を石英安山岩質の軽石凝灰岩が膠結している。安山岩礫はかなり多量に混入する。冠着山南麓～三峯山南麓では高桑部層を不整合に被っているが、麻績村市野川付近では高桑部層と断層で接し、聖山南麓には分布しない。本層は三峯山火山岩に不整合で被われるが、聖山火山岩との関係についてはまだ確実なことはわかっていない。しかし本層が三峯山南麓で北へ20度内外傾斜すること、岩体に緑色変質が見られることから、そう新しいものとは考えにくい。今後、時代の検討を要する。

模式地の冠着山西方の鳥居平～一本松峠においては、下位より含円礫塊状凝灰角礫岩層(10m+)、塊状軽石凝灰岩層(10～15m)、含円礫塊状凝灰角礫岩層(20m+)、塊状凝灰角礫岩層(40m+)の順に重なっている。

2層の含円礫塊状凝灰角礫岩層は多量の紫蘇輝石普通輝石安山岩～カンラン石紫蘇輝石普通輝石安山岩の角礫(10～50cm)のほか、玢岩・輝緑岩・流紋岩・流紋岩質凝灰岩・泥岩の角礫と、チャート・硬砂岩・玢岩の円礫(一般に数cm, 最大30cm)をわずかに含んでいる。膠結物はやや崖錐様の汚染された岩相を呈する軽石凝灰岩である。最下部の凝灰角礫岩層は急激に角礫を減じて塊状軽石凝灰岩になり、再び急激に角礫を混じて凝灰角礫岩層に移化する。

最上部の塊状凝灰角礫岩層は多量の安山岩角礫(5～20cm)のほか、玢岩・輝緑岩・砂岩・泥岩の角礫を含む

が、特に先第三系の花崗岩の角礫を含む点が注目される。膠結物は灰白色～淡灰緑色の軽石凝灰岩で、下位の含円礫塊状凝灰角礫岩層のものにくらべると、新鮮な岩相を呈している。

冠着凝灰角礫岩層は三峯山南麓にも分布する。麻績村市野川付近では、本層の軽石凝灰岩層に弱い層理が発達することから、一部は水中堆積であることがわかる。

本層の膠結物をなす軽石凝灰岩は角閃石黒雲母石英安山岩質で淘汰が悪く、軽石流タイプの岩相を呈している。

したがって本層は全体として軽石流が異質の角礫をとりこんだものとみられ、異質角礫火砕流(小野ほか, 1977)である。

1-9) 聖山火山岩

飯島・斎藤(1968)の命名による。聖山(1447.6m)の本体を構成し、聖山南麓に比高100mにも及ぶ直立した断崖をもって高桑部層との間にケスタ地形をつくっている。聖山南麓では本火山岩は込地部層・高桑部層を不整合に被っており、その基底面は標高1100～1150m付近にあってゆるく北方へ傾いている。

安山岩の溶岩および同質の凝灰角礫岩～火山角礫岩からなっている。溶岩は下部が紫蘇輝石普通輝石安山岩、上部がカンラン石普通輝石安山岩である。加藤(1980)は本火山岩を聖山安山岩・横原山安山岩・聖山玄武岩に区分した。横原山安山岩の溶岩には径1cmにもおよぶ大きな普通輝石の双晶が含まれており、待場ほか(1939)や河野(1939)によってその物理的性質や化学成分が報告された。

加藤・佐藤(1983)によると、聖山安山岩(加藤, 1980)の最下部付近の安山岩溶岩からK-Ar年代で $5.4 \pm 0.3\text{Ma}$ の値が得られている。

1-10) 三峯山火山岩

加藤(1980)の命名による。聖高原の三峯山(1131.3m)の周辺に分布している。本火山岩の基底は標高900m内外にあり、冠着部層を不整合に被っている。

三峯山火山岩と聖山火山岩との関係は、確実なことはまだわかっていないが、両火山岩とも大局的には比較的水平な構造をもつこと、火山活動の類似性などからみて、ほぼ同時代としたが、層序関係は今後検討を要する。

岩相は紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩および同質の火山角礫岩～凝灰角礫岩とカンラン石紫蘇輝石普通輝石安山岩～玄武岩溶岩である。三峯山火山岩として一括した凝灰角礫岩層の中には、層理の発達した砂岩の薄層がはさまれている場合があり、また、砂岩やシルト岩のスランプ・ボールが散在している。このことから本火山岩の火砕岩の一部は湖沼性の水中堆積をしたことを示している。こうした岩相は聖山火山岩のものとは異っている。

1-11) 大町テフラ層

小林ほか(1969), 中谷(1972)の命名による。聖山周辺の各地に分布し、すでに述べた各層を不整合に被っている。

下位より、下部テフラ層・中部テフラ層・上部テフラ層に区分され、それぞれ飯島・斎藤(1968)の信州ローム層の古期・中期・新时期ローム層に相当する。上部テフラ層の最下部には黄褐色のDPm層(軽石層)があり、本地域で最も顕著な軽石層となっている。

1-12) 貫入岩類

本地域には玢岩(～安山岩)と石英安山岩の貫入岩体がある。

玢岩は岩脈をなす小岩体が多く、冠着山南方や麻績川を隔てた四阿屋山北麓～山頂に多く分布する。差切部層・重部層・高桑部層に貫入している。

麻績村北山に石英安山岩の大きな岩体がある。これを北山石英安山岩とよぶ。北山石英安山岩は差切部層・重部層に貫入している。岩体の構造からみて、ラコリス(餅盤)ではないかと推定される。

2. 地質構造

本地域の地質構造は、主にN-S方向の2つの向斜と1つの背斜、N-S方向、NW-SE方向、NNE-SSW方向の断層によって規定されている。それらは込地向斜、野間背斜、竹場向斜、倉掛断層、野間断層、市野川断層である。市野川断層は新しく定義した。

2-1) 込地向斜

小林・磯見(1950)の命名による。

この向斜は本地域西部の地質構造を支配する向斜で、その軸は南より明科町大足付近から北方へ天田沢一竹の花一生坂村入山一込地を通り、大岡村長岩一門増までである。明科町竹の花一大岡村長岩まではほぼN-S方向に伸びるが、長岩以北ではNNE-SSW方向となる。向斜軸は北方へプランジしている。向斜の軸面は込地以南ではほぼ垂直であるが、込地一長岩間では東へ傾倒し、長岩より北方では西に傾倒している。込地一丸山間では西翼は $80^{\circ}\sim 90^{\circ}$ E、東翼は $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ Wの傾斜を示す。

水野(1976)は込地向斜の水平断面図をもとにその立体的な形態を検討し、これを円筒状をした同心円褶曲と考えた。

2-2) 野間背斜

小林・磯見(1950)の命名による。SAITO(1962)はこれを細田背斜とよび、田中・関(1966)は細田褶曲帯とよんだ。水野(1976)は再定義して野間背斜とよんだ。

この背斜は込地向斜の東側にあり、その軸は明科町松留東から名九鬼一本城村伊切一坂北村大側一親畑一日向一末地一麻績村野間一大岡村芦ノ尻一門増一樺内と伸びている。末地より南ではN-S、NNE-SSW方向に伸

びているが、野間一芦ノ尻間ではNNW-SSE方向、芦ノ尻より北方ではNNE-SSW方向となる。背斜軸は芦ノ尻より南で北へプランジしている。また芦ノ尻より北では軸面が西へ傾倒している。日向より南ではN-S方向の伸びをもつ平行した数本の小さな背斜・向斜が雁行した複背斜的な構造をつくっている。またこの地域の褶曲帯にはスランプ構造・乱堆積(崩壊層)・層内断層などの堆積構造が多く、堆積時から基盤の運動のあった地帯であることを示している。

加藤(1970, 1971), KATO(1979)は野間背斜や込地向斜などの主褶曲群の特性を解析し、室内での実験的研究とてらし合わせ、これらを基本的には座屈褶曲とみなした。

2-3) 竹場向斜

田中・関(1966)の命名による。

坂北村七ツ松西方から竹場を通り、麻績村中沢方面へN-S方向に伸びる。西翼は $40\sim 60^{\circ}$ E、東翼は 20° Wの傾斜を示し、向斜軸は北へプランジしている。竹場付近では向斜軸付近で、スランプ構造や層内断層の発達した部分がみられる。

2-4) 倉掛断層

田中・関(1966)の命名による。

本城村伊切一坂北村大側一日向一末地まで、野間背斜の西側をN-S方向に伸びる。細田部層中の走向・傾斜の乱れや地層の直立により、その存在が認められるもので、走向断層である。水野(1976)によると、地質構造上、東側のブロックが最大400m相対的に落ちていると考えられている。

2-5) 野間断層

小林・磯見(1950)の命名による。

麻績村野間から坂北村末地までNW-SE方向に伸びる。この断層は差切部層中のカキ化石層のずれや、差切部層の基底のずれなどによって確認され、場所によっては1m前後の断層粘土や破砕帯を伴っている。野間付近では同系統の小断層を多数伴っている。水野(1976)によると走向隔離は約200mである。

2-6) 市野川断層

新称である。

麻績村市野川南西から聖湖の南西へ、NNE-SSW方向に伸びる。この断層は坊平凝灰岩層や高桑部層のずれ、冠着部層の消滅などによって確認される。市野川の西の沢では幅0.5～1.5mの断層粘土や破砕帯を伴っている。この沢には著しく多数の断層が発達し、NNE-SSW系のものとNW-SE系のものが多い。

III 堆積相

調査地域の第三系のうち、青木累層の赤松部層から榎

表-3 新第三系の堆積相

時代	地層名(厚さ)	岩相	堆積構造	粒度	堆積型	化石	堆積環境	構造運動		
鮮新世	欄累層 長岩礫岩砂岩泥岩層 (門増安山岩層をはさむ) (300m)	礫岩<砂岩・泥岩 (石炭・凝灰岩)	斜交葉理	↑ 上方粗粒化	モラッセ型	植物化石	淡水域 (半鹹・半淡水)	沈 降 (小規模) ↑ 隆 起		
	小川累層 込地礫岩砂岩泥岩層 (270m)	礫岩<砂岩・泥岩 (石炭・凝灰岩)	平行葉理			植物化石・砂管 <i>Corbicula</i> sp. <i>Viviparus</i> sp. <i>Margaritifera</i> sp.				
中新世	高桑凝灰岩層 (80m)	凝灰岩 (溶結凝灰岩)	溶結構造 (軟泥礫・捕獲巨礫・平行葉理)			陸 化 (西方に水域)	フリッシュ型		坊平・山崎亜植物群 <i>Glycymeris</i> sp. <i>Siratoria</i> sp. 砂管(密集)(珪化木)	浅海 (一部陸化)
	重夾炭層 (坊平凝灰岩層をはさむ) (680m)	砂岩・礫岩 (上部は砂岩<礫岩 石炭・凝灰岩)	斜交葉理			Ostrea gigas(化石層) 砂管・サツマイモ型生痕 フナクイムシ(珪化木)				
	差切礫岩砂岩層 (450m)	礫岩<砂岩 (下部に砂勝ち互層)	平行葉理 (漣痕)							
青木累層	赤松泥岩砂岩互層 (800m)	砂勝ち互層 泥勝ち互層 砂質泥岩 (厚層砂岩・崩壊層)	流痕・漣痕 スランプ構造 (ダイアステム)			やや深い海	Ostrea sp.(破片) ウニ(破片)・フナクイムシ 砂管(密集, 最上部厚層 砂岩)		沈 降 運 動 (差 別 的)	
	細田砂岩泥岩互層 (400m)	砂質泥岩 泥勝ち互層	スランプ構造 (コンボリューション ・ダイアステム)	Ostrea sp.(破片)						

高桑凝灰岩層と重夾炭層は指交関係にある。

地層の厚さは麻績川流域のものを示した。構造運動は中央隆起帯西部縁部付近を表わす。

累層の長岩部層までの堆積相を表-3に、小川累層下部の差切部層・重部層の礫岩の礫種組成を図-3に示す。

堆積構造についてみると、スランプ構造は青木累層に多く(田中はか, 1973), 野間背斜以西に発達し, 軸部付近には犀川擾乱帯(田中・平林, 1964)に匹敵する多くのスランプ構造が発達する(KATO, 1979; 加藤・佐藤, 1983)。砂質～礫質岩における葉理の発達については, 地域的な差異は認められない。高桑部層の溶結凝灰岩相

の分布は野間背斜以東に限られる。

堆積物の粒度組成は, 細田部層から赤松部層にかけては砂岩(砂勝ち互層)が増加し, 差切部層から重部層にかけては礫岩が増加する上, 礫径も上位のものほど大きくなり, 中礫から大礫の混入が次第に増加する傾向がある。この傾向は麻績村～坂井村で顕著である。また込地部層の礫岩は中礫を主とするのに対し, 長岩部層の礫岩では中礫～大礫となり, 礫径がやや増大する傾向が認められる。したがって本地域の堆積物は, 部層～累層単位での上方粗粒化の傾向を示している。

遠藤・熊井(1981)によると, 本地域の南部に隣接する明科町～上田市にかけての青木累層下部の礫岩では中央部の四賀村付近を境にして, 西部地域と東部地域とでは, 礫の供給源や堆積時の状態にかなりの差異が認められている。すなわち, 青木累層下部の礫岩について便宜上犀川に沿う生坂村・明科町・豊科町一帯を西部地域, 四賀村を中心とした中央部, 上田市の塩田, 川西を中心とした東部地域と区分して17地点で礫の測定(1地点で無差別に100個の礫を採取)をした結果, 次のことが明らかになった。

① 西部地域の礫岩層は一般に崩壊層の傾向が強く, 礫種ではその90%以上がチャートや硬砂岩などの古期堆積岩からなり, 平均粒径は10～20mmである。

② 東部地域の礫岩層は厚く(3m以上, 最厚20m以

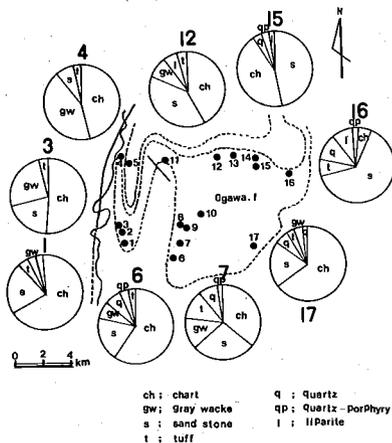


図-3. 小川累層下部の礫岩の礫種組成
番号は礫の採取地点(5は小川累層上部)

上)、層状で、礫種は古期堆積岩が50~70%台と低く、かわりに流紋岩や石英斑岩・閃緑岩等の火成岩や砂岩・凝灰岩(緑色凝灰岩を含む)等の堆積岩が目立ち、平均粒径は20~30mmと大きい。

③ 中央部の礫岩層は崩壊層の傾向をもつものと厚い層状のものとの認められ、礫種は古期堆積岩の含有では西部地域と似ているが、火成岩や堆積岩の含有も次第に多くなってきており、中間的な様相を示し、平均粒径は20~30mmと大きい。

小川累層下部の差切部層と重部層の礫岩では、16地点で行なった調査(1地点で無差別に100個の礫を採取)によると、

① 野間背斜以東では、チャート・硬砂岩などの古期堆積岩が70~90%を占め、平均粒径は20~30mmである。

② 野間背斜以東では、古期堆積岩が45~70%で、地点によって5%・82%などのばらつきを示し、凝灰質の砂岩礫や凝灰岩・火成岩の礫が目立っており、平均粒径は15~35mmである。

小川累層では礫は上位のものほど大きくなる傾向があるので、今後層準を限定した調査が必要になるが、大局的にみると野間背斜付近(~東方にやや幅をもつ)を境にして西部地域と東部地域の礫岩の堆積状態に有意の差があるといえる。この傾向は青木累層下部の礫岩に認められる差異とはほぼ一致している。

田中ほか(1973)、鈴木(1977)、KATO(1979)によると、本地域の込地向斜周辺の青木累層~小川累層下部の古流系はS→N方向を示している。

IV. 新第三系の堆積相からみた構造運動

本間(1931)が北部フォッサ・マグナ地域の第三紀層を褶曲区と無褶曲区に分けて論じて以来、この地域は異なる構造区の境界部として注目されてきた、フォッサ・マグナ研究グループ(1958)は特異な変質作用を伴う構造帯としてムラサメ帯を設定し、以後、グリーン・タフ地域が石英閃緑岩類や玢岩の貫入を受けて上昇・隆起した地区は中央隆起帯と呼ばれるようになった。平林(1969)は北部フォッサ・マグナ地域の松本一會田一聖山西側一茶白山一長野を結ぶ線を境にして、その東側と西側とが構造的に相違し、地質的なそれぞれの特徴をもっていることから、北部フォッサ・マグナ地域の構造を2分する松本一長野線を設定した。ASANO et al.(1969)は松代群発地震地域の爆発震動観測資料を解析し、長野盆地西縁部の地下に、速度層(P波速度6km/秒および4km/秒)の急変部が示され、落差3000mに達するみかけ上西落ちの断層を推定した。この断層は松本一長野線に相当し、その深部でのあらわれを示すものとみられる(水野

1976; 竹内, 1977)。松本一長野線は、褶曲構造に対して重要な構造線であり、この線を境として東西で構造運動・火成活動・堆積作用に顕著な差異が見られる(KATO, 1979)。

本地域では聖山の西側、野間背斜付近の基盤に松本一長野線が推定され(水野, 1976)、これより東側が中央隆起帯に、西側が西部堆積区の込地堆積盆(北部フォッサ・マグナ研究グループ, 1976)に相当する(図-4)。

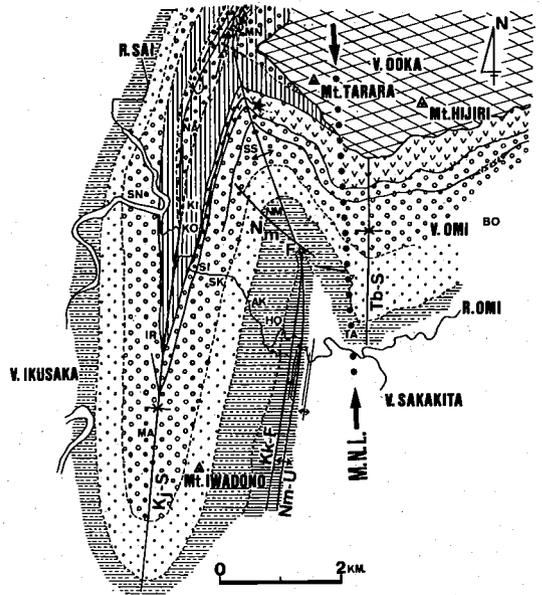


図-4. 松本一長野線の位置

M. N. L.: 松本一長野線。星印は高桑凝灰岩層中の溶結相の西限。地層区分と凡例は地質図と同じ。

表-3に示した新第三系の堆積相は、中央隆起帯と西部堆積区の込地堆積盆との2つの異なる構造区にまたがっているが、以下に述べるのは、松本一長野線によって示される中央隆起帯西縁部付近の構造運動を論じるものである。

東筑摩郡北部地域は後期中新世以降、全般に隆起傾向が著しい。この隆起傾向は細田部層から長岩部層の堆積物の粒度組成に反映され、部層単位でみたときに、堆積物の上方粗粒化として海退の傾向が明確に現われている。青木累層はフレッシュ相を、小川累層はモラッセ相を示す。

1. 青木期

細田部層、赤松部層は流痕を伴うフレッシュ型互層と砂質泥岩からなり、赤松部層には砂勝ち互層が多い。青木累層にはスランプ構造が多く、本地域では野間背斜付近からその西側に発達する。野間背斜の軸部付近には再

侵食性のダイアステムや崩壊層も認められる。水野(1976)は青木累層の層厚が野間背斜の軸部付近を境として急変し、その西側では1300～1500 mにも達するのに対して、その東側では600 mほどであることを指摘した。青木期の東西方向の層厚の急激な変化は西京背斜や犀川背斜の軸部付近でも認められている(北部フォッサ・マグナ研究グループ, 1976; 竹内・坂本, 1976)。

このように野間背斜の軸部付近を中心として、堆積構造に集中や偏在があり、層厚が西に急変増大することは、ほぼ野間背斜の軸部付近を境にして西側(込地堆積盆地)に沈降量が大きく、東側(中央隆起帯側)で沈降量が小さくなるような差別的沈降運動があったことを意味している。この差別的沈降運動は小川期の高桑部層堆積時まで認められ、中央隆起帯側には相対的に著しい隆起が進行した。

本地域より南部の青木累層下部の礫岩が、中央隆起帯西縁部に沿った部分を境として、西部地域と東部地域で堆積状態を異にしているのも、こうした構造運動を反映した堆積盆のちがいを示しているものとみられる。

2. 小川期前期

差切部層、重部層は砂岩や礫岩を主体とするモラッセ相をなす。砂岩には平行葉理や斜交葉理が発達し、礫岩には内村累層に由来するグリーン・タフの礫を含んでいる。礫岩の組成は野間背斜付近を境として、西部地域と東部地域とは異っており、重部層の上部では礫岩も増加し、粒径も大きくなる。重部層には流紋岩質の坊平凝灰岩層がはさまれており、その堆積様式は降下火砕堆積物である。坊平凝灰岩層はセコピアなどの松柏類、タケ類(化石林を呈す)、クスノキ科などを内容とする坊平垂植物群を産出し、この中からはドブガイの産出も報告されている。模式地の麻績村坊平以東には凝灰岩層中にピソライト(火山豆石)を含む層準がある。

化石や坊平凝灰岩層のピソライトの存在、礫岩の組成のちがいや粒径の変化などからみて、この時期には中央隆起帯西縁部に著しく隆起が進行し、一部にはほとんど陸化した環境も出現したと考えられる。

高桑部層はほとんどが溶結凝灰岩を伴う流紋岩質の火砕流(火山灰流)堆積物であり、その活動は4ステージに区分される。高桑部層は重部層と指交関係にあり、この指交部をもって上部と下部に区分される。指交する重部層の礫岩砂岩層は生坂村入山で120 m、大岡村洞沢で80 m、笹久で20 mと東方へ薄くなり、檜原山南麓の野間背斜の軸部付近で尖滅する。野間背斜以東では冠着山の南で、これと同層準で同時異相になる厚さ4～5 mの凝灰岩層をはさむのみで、その直下に下部凝灰岩層がある。しかも下部凝灰岩層の最上部には厚さ3～10 cmの鉄床状の褐鉄鉱が伴われる。高桑部層の溶結相は上部・下部の

両凝灰岩層に伴われ、特に下部凝灰岩層で著しい。溶結相の発達には野間背斜以東(～冠着山南麓)に限られている。一方、野間背斜より西側では平行葉理が岩体最上部に発達し、円礫を含むなど、上部凝灰岩層の一部に水中堆積の特徴が認められる。

冠着山南の下部凝灰岩層の最上部にみられる褐鉄鉱の存在は、指交部の重部層の堆積中に明らかに陸上で風化を受けるような時間間隙があったことを示している。そして、野間背斜の軸部付近を境としてその東西で、指交部の層厚や堆積環境に顕著な差異が認められる。すなわち、中央隆起帯側にはほぼ陸化した環境が存続しているのに対して、西の込地堆積盆地には浅海性～瀬海性の水域に沈降運動が進行し、野間背斜の軸部付近を境とした差別的沈降運動を生じている。この運動は青木期よりみられ、高桑部層の激しい酸性火山活動はこうした運動の境界部に発生した。

青木期から小川期前期の構造運動は、赤羽(1981)の裾花時階の構造運動に相当するものと考えられる。

3. 小川期後期～柵期前期

込地部層・長岩部層は礫岩・砂岩・泥岩が頻繁に互層し、岩相変化が著しく、また石炭層も重部層より多くはさまれる。砂岩には平行葉理や斜交葉理が発達する。長岩部層の最下部には門増安山岩層がはさまれる。込地部層・長岩部層は野間背斜の東側にも分布し、聖山安山岩層に不整合に被われる。

込地部層・長岩部層はその岩相や化石からみて、停滞ぎみの滞水域(半鹹～半淡水域)に堆積したものであろう。前述のように、後期中新世には、高桑部層の溶結相の分布からみて、中央隆起帯西縁部の聖山一帯(檜原山～聖山～冠着山)が著しく隆起し、陸化した環境が出現した。しかし込地部層・長岩部層の堆積域が檜原山～聖山付近にまで広がっていることから、一たん隆起した中央隆起帯西縁部は、この時期に至って再び小規模な沈降を生じたものと考えられる。鈴木(1976)は、長野市南西の秋古付近の裾花凝灰岩層と上位の飯森砂岩層との間に部分的不整合を報告している。この不整合は陸化をもたらすような聖山一帯の部分的隆起によって形成されたものであろう。檜原山～聖山南麓は露頭条件が悪く、高桑部層と込地部層の関係を詳細につかみ得ないが、聖山付近では両層は軽微な不整合(オーバーラップ)関係に

*1 高桑部層の上部凝灰岩層・下部凝灰岩層は cooling unit によって区分される火砕流堆積物なので、それぞれの凝灰岩は地質学的には極めて短時間に堆積したものである。したがって、上部・下部凝灰岩層の間にはさまれる堆積物は厚さが異っても、ほぼ同一の時間幅をもつと考えられる。

あるかもしれない。この時期には、それまで著しく隆起し陸化していた中央隆起帯西縁部に再び小規模な沈降が生じたとみられることから、差別的沈降運動が停止したものと推定される。

V. 差別的沈降運動の原因

以上述べてきたように、野間背斜の軸部付近を境として、比較的短距離間での差別的沈降運動をもたらした原因としては、基盤に生じた断層を境としておこるブロック運動が推定される。すなわち、断層を境として西側の基盤ブロックの沈降量が東側の基盤ブロックの沈降量より大きくなるようなブロック間の差動を考えれば、差別的沈降運動を説明することができる(図-5)。また、被覆層中のスランプ構造・崩壊層・ダイアステムなどの堆積性の構造は、基盤ブロック境界部付近の堆積盆の不安定な領域に集中して形成されたものとみることができる。そして、この野間背斜付近の基盤ブロックに生じた断層こそ、松本-長野線の深部でのあらわれとみなし得る。

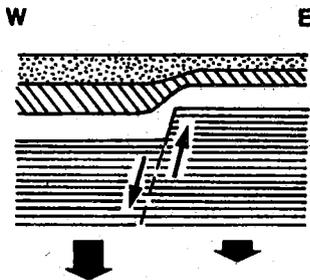


図-5. 差別的沈降運動による地層の堆積モデル

竹内(1977), 関東新生代構造研究グループ(1977), 国安(1982)のモデル(それぞれ図6, 図7, 図10)を参考にしてえがいた。横線は基盤, それより上は被覆する積成岩層。太い矢印は堆積面に対する基盤ブロックの差別的沈降運動を, 細い矢印は断層面に対する相対的な動き(移動のセンス)を示す。

水野(1976)は東筑摩郡北部地域の地質構造のうち特に込地向斜と野間背斜について検討し, 堆積構造や層厚の急変部の存在から, 野間背斜の位置に基盤のブロック運動を想定した。竹内(1977)は長野県北部における新第三紀以降の応力場の変遷を明らかにし, この地域の構造史に新しい解釈を加えた。その中で, 西部堆積区の高府および込地堆積盆における差別的沈降運動の機構を広域的に沈降している堆積盆の基盤に生じた並走する正断層を境としておこるブロック運動によるものとして説明した。

これまで述べてきた東筑摩郡北部地域の堆積相からみ

た中央隆起帯西縁部の構造運動像は, こうした基盤のブロック運動の考えを支持するものである。

なお, 本地域の褶曲の形成機構についても植村(1976) KATO(1979)などが基盤ブロックの傾動運動の立場から説明している。特にKATOは, 褶曲は基盤の差別的沈降運動によってできた初期波形をもつ被覆堆積岩が犀川擾乱帯以東の地域や中央隆起帯の傾動隆起に伴って発生した2次の水平圧縮力によって見かけ上大きく屈折し, 初期波形が強調されて現在みられる形をとるに至ったものであるとした。

VI. あとがき

以上, 長野県東筑摩郡北部地域の新第三系の堆積相からみると, 中央隆起帯西縁部の聖山周辺では, 中期中新世-鮮新世にかけて, 差別的沈降運動による相対的・部分的隆起→火砕流を伴う酸性火山活動→小規模な沈降といった構造運動史を推定できること, その原因として野間背斜付近の基盤のブロック運動が考えられることを述べた。

こうした構造運動がグリーン・タフ変動の中はどう位置づけられるか, また, 本地域には新第三系を不整合に被って, 鮮新世~更新世の火山岩類である冠着凝灰角礫岩層, 聖山火山岩, 三峯山火山岩などが広く分布しているが, これらの火山岩類と新第三紀末~第四紀の構造運動がどのようなかわりをもつかについては述べるできなかった。

今後, 本地域の地質構造と火山岩類の関係についても更に広域的な検討を加え, 地質構造発達史をより詳細に明らかにしていきたい。

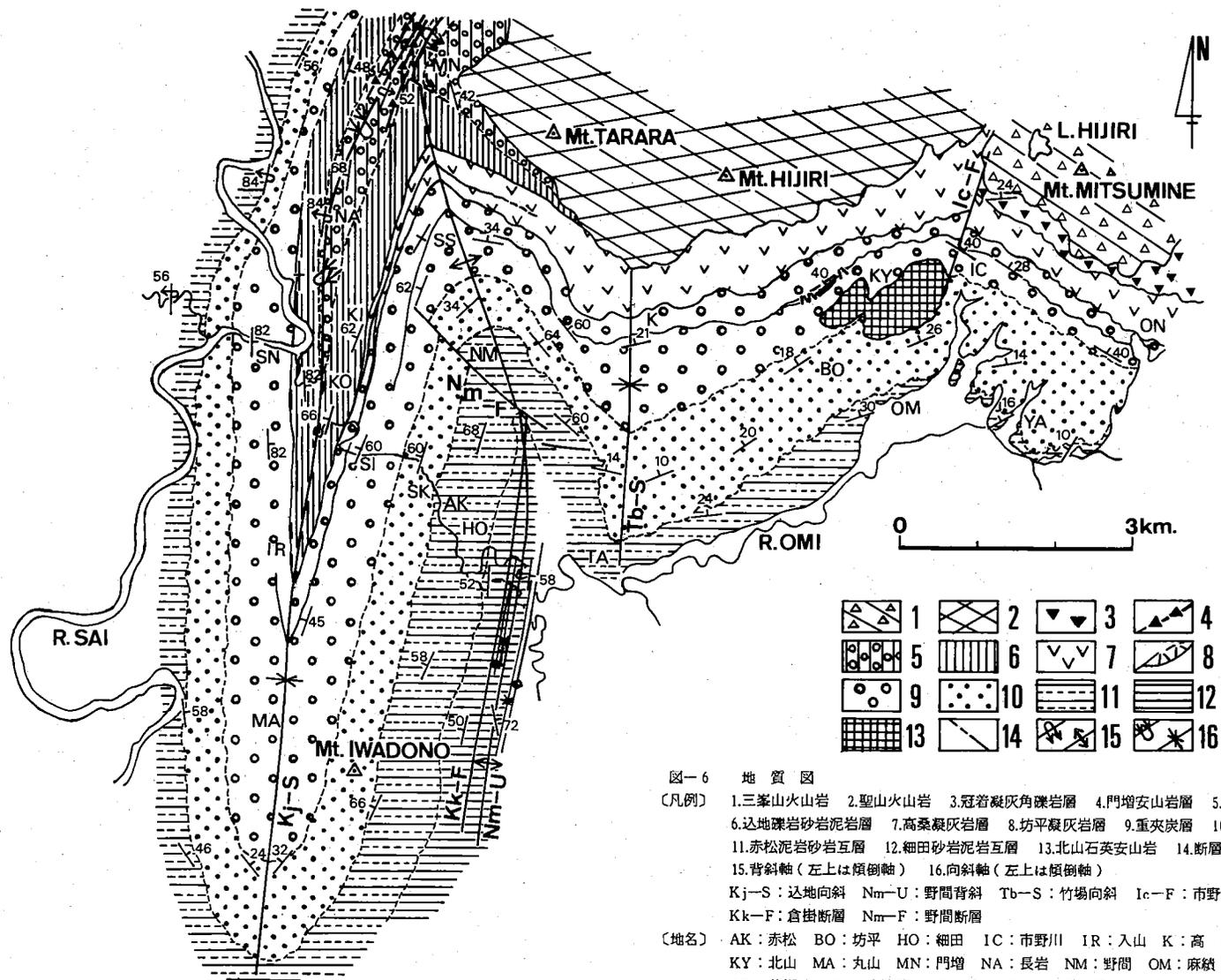


図-6 地質図

- (凡例) 1.三峯山火山岩 2.聖山火山岩 3.冠着凝灰角礫岩層 4.門増安山岩層 5.長岩礫岩砂岩泥岩層
 6.込地礫岩砂岩泥岩層 7.高桑凝灰岩層 8.坊平凝灰岩層 9.重夾炭層 10.差切礫岩砂岩層
 11.赤松泥岩砂岩互層 12.細田砂岩泥岩互層 13.北山石英安山岩 14.断層(破線は推定)
 15.背斜軸(左上は傾倒軸) 16.向斜軸(左上は傾倒軸)
 K_j-S: 込地向斜 Nm-U: 野間背斜 Tb-S: 竹場向斜 Ic-F: 市野川断層
 Kk-F: 倉掛断層 Nm-F: 野間断層

- (地名) AK: 赤松 BO: 坊平 HO: 細田 IC: 市野川 IR: 入山 K: 高 KI: 桐沢 KO: 込地
 KY: 北山 MA: 丸山 MN: 門増 NA: 長岩 NM: 野間 OM: 麻績 ON: 大野田 SI: 重
 SK: 差切峽 SN: 山落路 SS: 笹久 TA: 竹場 YA: 山崎

参 考 文 献

- 赤羽貞幸(1981):北部フォッサ・マグナ地域における、後期新生代の地質構造発達史(Ⅲ)。信州大学教育学部紀要, No 45, 273—282。
- ASANO, S. et al. (1969): Underground Structure in the Matushiro Earthquake Swarm Area as Derived from Explosion Seismic Data. *Spec. Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 5, 163—203.
- 遠藤忠慶・熊井深志(1981):青木累層下部の礫岩についての地質学的研究(その2)。信州大学科学教育研究室教養部分室研究報告, No 16, 4—7。
- 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, No 37, 29—33。
- 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。グリーンタフに関する諸問題, 117—122。
- 北部フォッサ・マグナ研究グループ(1976):北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系の堆積盆。地質学論集, No 13, 117—131
- 本間不二男(1931):信濃中部地質誌。古今書院, 331p。
- 市山(平林)照雄(1949):長野県陸郷産硫酸塩鉱物。鉱物と地質, No 13, 25—26。
- 飯島南海夫・斎藤 豊(1968):更級埴科地方誌第一巻。自然編・更級埴科地方誌刊行会, 43—158。
- 関東新生代構造研究グループ(1977):関東地方の新生代末期における構造運動の特徴。地団研専報 20, 241—256。
- 加藤貞一(1970):長野県麻績川・金熊川流域の後期中新世の褶曲について—褶曲構造の解析(1)。地質雑, vol. 76, 579—590。
- (1971):褶曲の形態解析について—長野県麻績川流域の褶曲を例として。地質雑, vol. 77, 323—326。
- (1980):坂城地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 57p。
- ・佐藤岱生(1983):信濃池田地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 93p。
- KATO, H.(1979): Folds of Miocene Formations in Higashi-Chikuma District, Nagano Prefecture, Central Japan. *Bull. Geol. Surv., Japan*, vol. 30, 71—130。
- 河野義礼(1939):聖山産多色性普通輝石の化学成分。岩鉱, vol. 22, 61—69
- 小林 勇・磯見 博(1950):長野県長野炭田東筑摩郡更級地区調査報告。地質調査所報告, No 135, 26p。
- 小林国夫・清水英樹・北沢和男(1969):信州ロームと第四紀後期編年。地団研専報 15, 224—236。
- 今野円蔵(1931):信濃中部に産する新生代化石植物群。信濃中部地質誌, 古今書院, 91—156。
- 熊井深志・遠藤忠慶(1982):小川累層下部に分布する礫岩についての地質学的研究。信州大学科学教育研究室教養部分室研究報告, No 17, 1—4。
- 国安 稔(1982):スケールモデル実験からみた反転型褶曲の形成過程。月刊地球, vol. 4, No 2 78—84。
- 待場 勇・大森啓一・八木健三(1939):聖山産普通輝石の物理性質。岩鉱, vol. 32, 47—69。
- 三梨 昂・垣見俊弘(1964):いわゆる異常堆積について。地質ニュース, No 117, 8—14。
- 水野 学(1976):長野県東筑摩地方北部の新第三系—特に込地向斜および野間背斜について。地質学論集, No 13, 175—186。
- 森下 晶・小黒讓司・沢井 清・田中邦雄・田中茂門・宇治基宜(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, vol. 63, 159—166。
- 中谷 進(1972):大町テフラ層とテフロクロロジー。第四紀研究, vol. 11, 305—317。
- 小野晃司・松本達夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和(1977):竹田地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 145p。
- 斎藤 豊(1954):聖山火山説の真偽。信州大学教育学部紀要, vol. 4, 74—87。
- SAITO, Y.(1963): Geology of the Northern Part of the Fossa Magna (part 3). *Jour. Fac. Education, Shinshu Univ.* No 12, 134—160。
- 下平眞樹(1979a):聖山南麓に分布する酸性凝灰岩類の研究。塩筑教育, No 8, 101—104。
- (1979b):冠着山—四阿屋山周辺の地質—特に酸性凝灰岩類の形成機構について。第19回北信越理科教育研究会長野大会会誌, 113—118。
- (1980a):長野県麻績川流域のスランプ構造について。塩筑教育, No 9, 90—99。
- (1980b):聖山附近の地質(その8)—大岡村南部犀川周辺の高桑凝灰岩層一。信州大学科学教育研究室教養部分室研究報告, No 15, 27—30。
- (1981):聖山附近の地質(その9)—犀川—麻績川周辺の高桑凝灰岩層一。信州大学科学教育研究室教養部分室研究報告, No 16, 11—14。
- (1983):長野県中部聖山南麓に分布する酸性凝灰岩類の堆積様式。信州の地質構造発達史をめざして—その2—, 地団研松本・長野支部・長野県教師グループ, 8—11。
- SMITH, R. L.(1960): Zones and Zonal Variations

- in Welded Ash Flows. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 354-F, 149-159.
- 鈴木一久(1976)：長野県犀川下流域の新第三系。地質学論集, No. 13, 145-157.
- (1977)：北部フォッサ・マグナ地域中央部における新第三系, 青木・小川・棚累層の古流系と堆積相。地質雑, vol. 83, No. 12, 783-793.
- 竹内 章・坂本 満(1976)：長野県北部, 犀川中流地域に分布する第三系の層序と構造。地質学論集, No. 13, 187-210.
- 竹内 章(1977)：長野県北部における新第三紀以降の応力場と造構過程。地質雑, vol. 83, No. 11, 679-691.
- 田中邦雄・福島 宏・原田哲朗・岩崎祐章・上条 静・百瀬博美・森下 晶・野村 哲・小黒讓司・太田守夫・沢井 清・竹淵修二・田中茂門・宇治基宜夫・沢井 清・竹淵修二・田中茂門・宇治基宜(1961)：犀川流域の地質(その一)。槇山次郎教授記念論文集, 97-106.
- 田中邦雄・平林照雄(1964)：犀川流域の地質(その二) 信州大学教育学部研究論集, No. 15, 21-36.
- ・寺平 宏(1964)：山清路付近の生痕化石の研究—特に生痕化石の産状について—。地球科学, No. 70, 15-22.
- ・関全寿(1966)：松本市北方の第三紀層。信州大学教育学部研究論集, No. 18, 139-159.
- ・遠藤忠慶・平出友伯・熊井深志(1973)：北部フォッサ・マグナ地域の第三紀層にみられる堆積構造についての研究。信州大学教養部紀要, 自然科学No. 7, 49-89.
- 徳永重光(1953)：長野県長野炭田東筑摩郡南部地区調査報告。地調月報, vol. 4, 193-202.
- 植村 武(1976)：北信第三系の褶曲モデル。地質学論集, No. 13, 203-209.