

北部フォッサマグナ南東部, 小諸陥没盆地の鮮新世 :
中期更新世のテクトニクス

メタデータ	言語: ja 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2015-09-03 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 宮坂, 晃, 狩野, 謙一 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00009103

北部フォッサマグナ南東部，小諸陥没盆地の鮮新世～ 中期更新世のテクトニクス

宮坂 晃¹・狩野謙一²

Pliocene to Middle Pleistocene tectonics of the Komoro collapse basin in the southeastern part of North Fossa Magna, central Japan

Akira MIYASAKA¹ and Ken-ichi KANO²

Abstract The Pliocene-Lower Pleistocene Komoro Group exposed in the northern Saku area, southeastern part of the North Fossa Magna region, central Japan, has recorded a unique tectonic history of the arc-arc collision zone. The Group consists of lake and fluvial deposits with abundant intercalations of volcanoclastic materials derived from the surrounding big on-land volcanoes, such as the Utsukushigahara, Yabashira and Eboshidake Volcanoes. The Komoro basin, that was filled with the Komoro Group, experienced two stages of irregularly-shaped collapses fringed by moderately- to steeply-dipping basin-walls forming abut-type unconformities. The primary collapse, more than 30 km in N-S length and 20 km in E-W width, was initiated at about 4 Ma by an E-W trending extensional stress in association with andesitic volcanisms around the basin. The secondary collapse, much smaller in scale than the primary one, modified the basin with in-situ andesitic volcanism. The extensional stress controlled the basin development during the Zanclean and Calabrian ages (approximately from 4.0 to 0.8 Ma), in spite of the E-W to NW-SE trending regional compressional stress field surrounding this basin. The stress regime abruptly changed from extensional to compressional at about 0.8 Ma. The N-S to NE-SW trending km-scale folds, flexures and faults were then formed locally in this basin under the E-W to NW-SE trending compressional stress-field during the Ionian. This change might have been related to the orthogonal collision of the Izu Block, the northernmost tip of the Izu-Bonin Arc, with the South Fossa Magna region of the Honshu Arc.

Keywords: Neogene tectonics, the Komoro Group, Saku area, North Fossa Magna, irregularly-shaped collapse basin, abut-type unconformity, stress change

序説

本論で扱う小諸陥没盆地は，長野県北佐久地域，北部フォッサマグナ区の南東縁部に位置している。北部フォッ

サマグナは糸魚川－静岡構造線（以下，糸静線）に接する西側から順に，ほぼN-S～NE-SW方向に配列する大峰帯・氷内帯・中央隆起帯・小諸帯などに区分されている（小坂，1984；図1）。大峰帯は鮮新統および更新統の

¹長野県北佐久郡立科町教育委員会，〒385-2305 長野県北佐久郡立科町大字芦田2532

¹Acommittee on Education, Tateshina Town, Kita-Saku Gun, Nagano Prefecture, 2532, Ashida, Tateshina Town, Kita-Saku gun, Nagano, 385-2305, Japan

E-mail: moa@po2.ueda.ne.jp

²静岡大学防災総合センター，〒422-8529 静岡市駿河区大谷 836

²Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards, Shizuoka University, 836, Oya, Suruga-ku, Shizuoka, 422-8529, Japan

陸成層から成る。水内帯は主に中新統～鮮新統の海成層が厚く堆積し、一般に強く褶曲している。中央隆起帯は中性～酸性の深成岩が12～8Ma頃に中新統へ広域的に貫入して、地形的にもこの頃隆起をしたとされている(山岸・輿水, 1986)。最南東部の小諸帯では、4Ma頃に発生した陥没(山岸, 1988)で生じた盆地(小諸陥没盆地)に鮮新統～下部更新統(Zanclean～Calabrian)の小諸層群(飯島ほか, 1956)の湖成～河成層が堆積している。中央隆起帯と、より南東側の関東山地の正のブーゲ重力異常帯に挟まれた小諸陥没盆地は、低重力異常域である $-35 \sim -40 \text{ mGal}$ (假定密度 $= 2.5 \text{ g/cm}^3$)を示す地域(花岡, 1995)と一致する(図1)。すなわち、新期の低密度堆積物の存在が重力からも認められる。

小諸陥没盆地は、現在の東北日本弧及び伊豆-小笠原弧の火山フロントが交差して最も内陸部に湾入している地域に位置し、北に烏帽子岳・浅間山などの上信火山群、南に美ヶ原・霧ヶ峰・八ヶ岳などの中信火山群が存在している(高橋・西来, 2006; 西来ほか, 2013; Nakamura *et al.* (2014); 図1)。東側にはこれらの火山に先行し、火山フロントが現在よりも東方に位置していた4.2～2.2 Ma頃に活動した関東山地北部の荒船山などの火山が存在している(佐藤, 2004; Nakamura *et al.*, 2014)。それらの火山と同時代の小諸層群を構成する堆積物中には、周辺の火山起源の碎屑物が頻繁に挟まれている。したがって、周辺の火山活動年代および岩相を小諸層群の精確な層序と比較することによって、周辺の火山活動履歴を検討することができる。

小諸陥没盆地の形成開始時期は、伊豆-小笠原弧・丹沢地塊の南部フォッサマグナへの衝突開始時期に当たり(例えば, Amano, 1991; 青池, 1999)、その後の伊豆地塊の衝突開始期以後にも継続している。このことから、衝突域の背後に位置する小諸陥没盆地は、これらの衝突による影響を含めた広域的なテクトニクスの場の変化を記録していると考えられる。

小諸層群は、大局的にはほぼ水平な構造をもつが、部分的に褶曲構造の存在も指摘されていた(柴崎・北八ヶ岳サブグループ, 1988; 小坂・牧野, 1995など)。今回の調査によって、ZancleanからCalabrianまでは張力場で盆地発生時の陥没(一次陥没)、傾動構造や火山活動を伴う2回目の陥没(二次陥没)が形成された後、Calabrian末以降

は圧縮場に転じ褶曲構造、断層、撓曲などが形成された経緯が判明した。

本研究では先行研究との層序の相違、堆積物から類推される周囲の火山活動の変遷や構造運動の特徴とその意義などについて議論する。なお、本論は小諸陥没盆地内の層序および構造運動に主眼を置き、周辺火山を含めた岩石学的な研究や岩相の記載は、これまでに多くの研究(飯島ほか, 1956; 柴崎・北八ヶ岳サブグループ, 1988; 八ヶ岳団体研究グループ, 1988; 寺尾, 2001; 及川, 2005; 高橋・西来, 2006など)があるために、最小限にとどめた。そして、ここで紹介した露頭の多くは、35年に及ぶ調査期間の間に失われていることに留意されたい。

地形地質概説

調査地域の大部分は、その北縁を西に流れる千曲川、西縁をその支流の依田川、南東縁を布施川に挟まれた東西および南北幅約20kmの範囲内である。この地域の地形の概観を、南方を望むDEM鳥瞰図(図2)で示した。この図には、地質構造の章で解説する地質構造要素のうち、地形に反映されているものを示してある。この地域は、

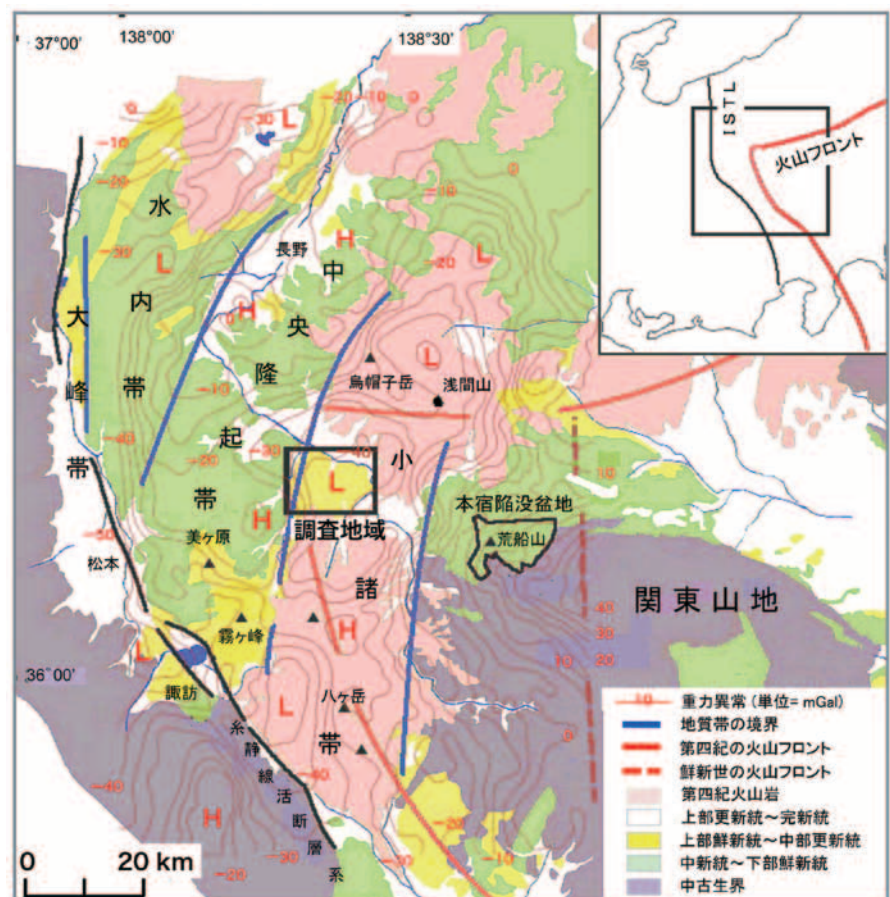


図1 調査地域周辺の地質概要と調査地域の位置。小坂ほか(1992)、Takeuchi(2004)、Nakamura *et al.* (2014)などを参考に作成。ブーゲ等重力異常線(間隔 $= 5 \text{ mGal}$, 假定密度 $= 2.5 \text{ g/cm}^3$)は、花岡(1995)からトレース。L: 低重力異常域, H: 高重力異常域, ISTL: 糸魚川-静岡構造線。

そのほぼ中央部を北流し千曲川に合流する鹿曲川によって二分され，東半分は比高200mの御牧原台地，西半分は比高170mの八重原台地と呼ばれている。両台地ともに南側に向かって高度を増し，北八ヶ岳・蓼科山の北麓斜面へと連続している。一方，北端は千曲川による浸食のために断崖状の地形を呈し，千曲川の北側の上信火山群の南麓斜面と接している。

両台地の中央部は海拔660～730m前後の平坦面を形成し，褐色ローム層および中～後期更新世の指標火山灰であるクリスタルアッシュ（C1），御岳Pm1，サンディパミスなどの遠来の火山灰が部分的に乗る。両台地の平坦面を取り囲むように，その西縁部では海拔800～870m前後のN-S方向に伸びる山稜部が，東縁部には海拔800m前後の起伏が存在している。この地形は後述するように構造運動と密接な関係を持っている。地域北西端の依田川左岸には海拔800m前後の小牧山が存在する。

この御牧原台地と八重原台地を構成する地層群は，不整合関係，年代差，分布域，岩相などから，基盤岩類，小諸陥没盆地を埋積した小諸層群，小諸層群被覆層に大きく3区分できる。小諸陥没盆地の西縁部には，小諸層群の基盤となる中新統の内村累層と小川層が小分布している。両台地の主体を構成するのが，小諸層群である。また台地の東縁，および北縁を流れる千曲川に沿っては，中部更新統中～上部の松葉川泥流堆積物層および岩尾層が小諸層群を不整合に覆って分布する。

小諸層群は飯島ほか（1956，1963）により，互いに整合に重なる梨平層・大杭層・布引層・瓜生坂層，これらの上に不整合で重なる岩尾層に区分された。また基盤との関係については，周囲の中新統の基盤岩に対して部分不整合で接するとされた。この小諸層群と基盤との関係は西縁部でのみ確認可能で，他は新期火山噴出物や河川堆積物に覆われている。山岸（1988）は，基盤の内村累層と小諸層群がアバット不整合で接している事を報告した。小諸層群は全体として湖成及び河成堆積物のため，側方への岩相変化が著しく，地層内部には浸食面を伴う不整合が認められる。これらの多くは平行ないしはアバット不整合である。八ヶ岳団体研究グループ（1988），北八ヶ岳サブグループ（1988）は小諸層群を八千穂層群と命名し，テフロクロノロジーに基づいた詳しい地層区分を行い，また当域のいくつかの褶曲構造も明らかにした。山岸・小坂（1991）は，小諸層群が堆積した東西約20km，南北約30kmの盆地を小諸陥没盆地と呼び，その発生形式について論じた。寺尾（2001）は小諸層群全体の研究総括を行うとともに，大杭層の火山岩岩石学的な研究を行った。

本論での小諸層群は，後述するように大杭層を下限として氷溶岩・八重原溶岩を上限とする地層として定義する。調査地域の地質図を図3に，小諸陥没盆地構成層についての上記した先行研究（飯島ほか，1956；北八ヶ岳サブグループ，1988；寺尾，2001）と本研究との層序対

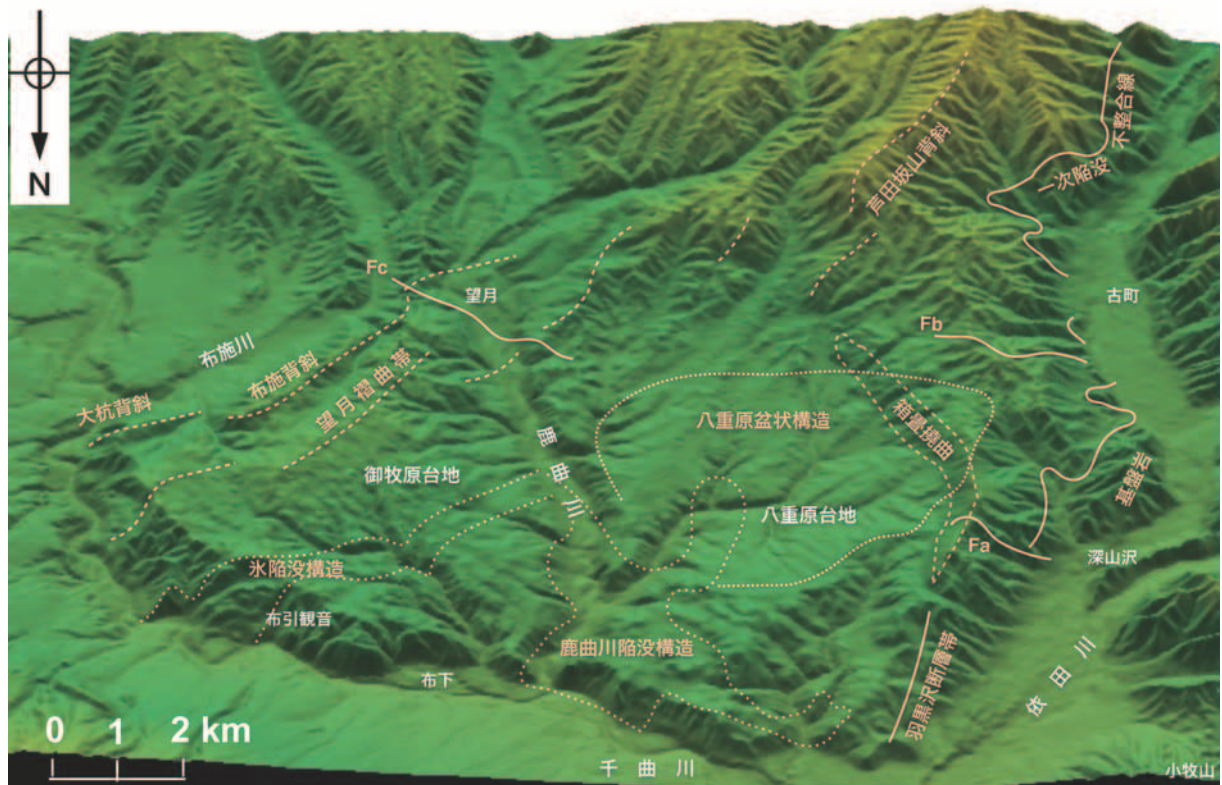


図2 八重原・御牧原台地周辺の地形概要と地形に反映された地質構造要素。国土地理院50mメッシュ数値地図によるDEM鳥瞰図，俯角40° S，縦誇張1.5倍，SimpleDEMViewerを用いて作成。

比を図4に示した。

地質各論

基盤岩類
内村累層

本間（1927）命名。本累層は岩相から下位より武石層・一ノ瀬層・虚空蔵層・富士山層に細分される（歌代ほか，1958）。調査域内では西部の長門町立岩以南に一ノ瀬層が，立岩～丸子町深山沢にかけては富士山層が分布する。一ノ瀬層は主に淡緑色に変質した流紋岩～安山岩質凝灰角礫岩からなり，富士山層は主に黒色の安山岩質溶岩から成る。構造は一般にWNW-ESEの走向で北傾斜の同斜構造である。

小川層

本間（1928）命名。本層は調査域内では北西部の小牧山周辺に分布する。礫岩・砂岩の互層を主とし，溶岩や

凝灰角礫岩・凝灰岩の薄層を挟む。下部に挟まれる溶岩のK-Ar年代は7.5Ma（山田ほか，2006）の後期中新世を示す。小牧山を通過するNW-SE方向の向斜（図3では省略）が存在する。

飯島ほか（1963）によれば，小川層の上位に小諸層群の最下位層に位置付けられている梨平層が整合に乗り，この層の中部付近に挟まれる流紋岩質凝灰岩のFT年代は7.9Maの値が得られている（山岸・輿水，1986）。この梨平層の年代値により，本論ではこれらの地層を小川層に帰属させた。ただし，山岸・輿水（1986）はIUGS勧告以前の数値であり，取扱いには注意が必要である。

小諸層群

小諸層群を構成する地層は最下位の大杭層から，最上位の水溶岩・八重原溶岩まで，図4のように区分できる。これらのうち，一部の地層は八重原台地（西部域）と御牧原台地（東部域）に分離して分布しているので，同時期の地層でも別名を用いている。地層区分のベースとな

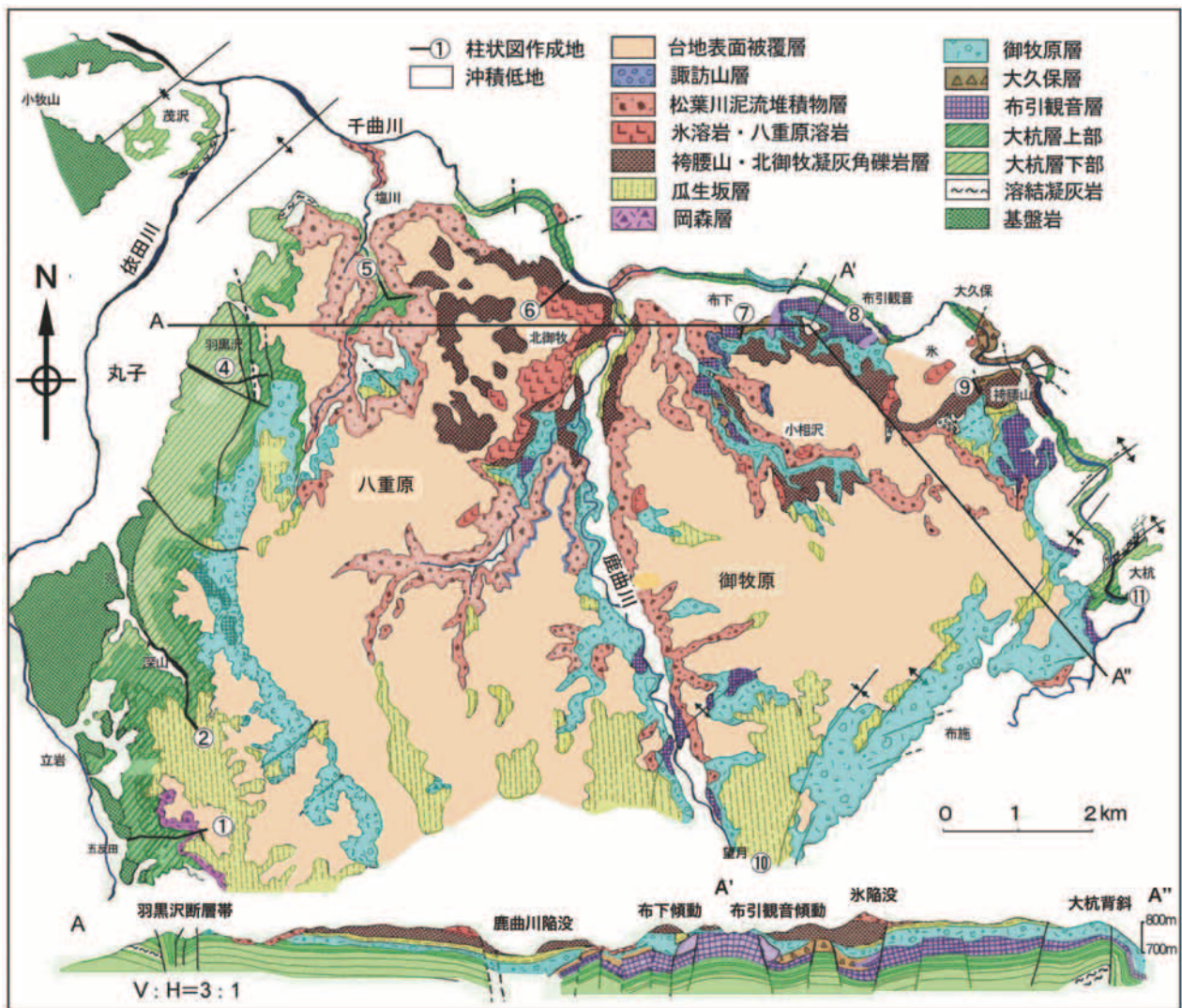


図3 八重原・御牧原台地周辺の地質図及び断面図（V：H＝3：1）。

る各地区で得られた本層群の柱状図(図5;各位置は図3参照)は、南西端部の①五反田から東端部の⑪大杭までを、⑩を除いてほぼ時計回りの順に配列してある。また③は図3の北縁から2km北に位置している。以下に、各層の特徴を、下位から順に記載する。岩相を示すための図・写真は、地質構造の記載の際にも重要となるので、地質構造の章にまとめた。テクトニクスに関する高角なアバット不整合についても、地質構造の章で記載する。

飯島ほか(1956)	北ハヶ岳サブグループ(1988)	寺尾(1991)	本研究(2015)	
			西部域	東部域
岩尾累層	八千穂累層中部(伴野層)	御牧層 松葉川泥流	諏訪山層 松葉川泥流堆積物層	岩尾層
	八重原溶岩 北御牧凝灰角礫岩	北御牧火山岩類	八重原溶岩 北御牧凝灰角礫岩層	氷溶岩 袴腰山凝灰角礫岩層
瓜生坂累層	八千穂累層下部 観音寺泥流	瓜生坂累層上部 瓜生坂累層下部	瓜生坂層 御牧原層	
布引累層		布引累層	岡森層 大久保層 布引観音層	
上部大杭累層	八千穂累層最下部	大杭累層	大杭層 線矢川溶結凝灰岩層	
梨平層	布引層	基盤岩	基盤岩	
基盤岩				

図4 先行研究と本研究との小諸陥没盆地構成層の層序対比

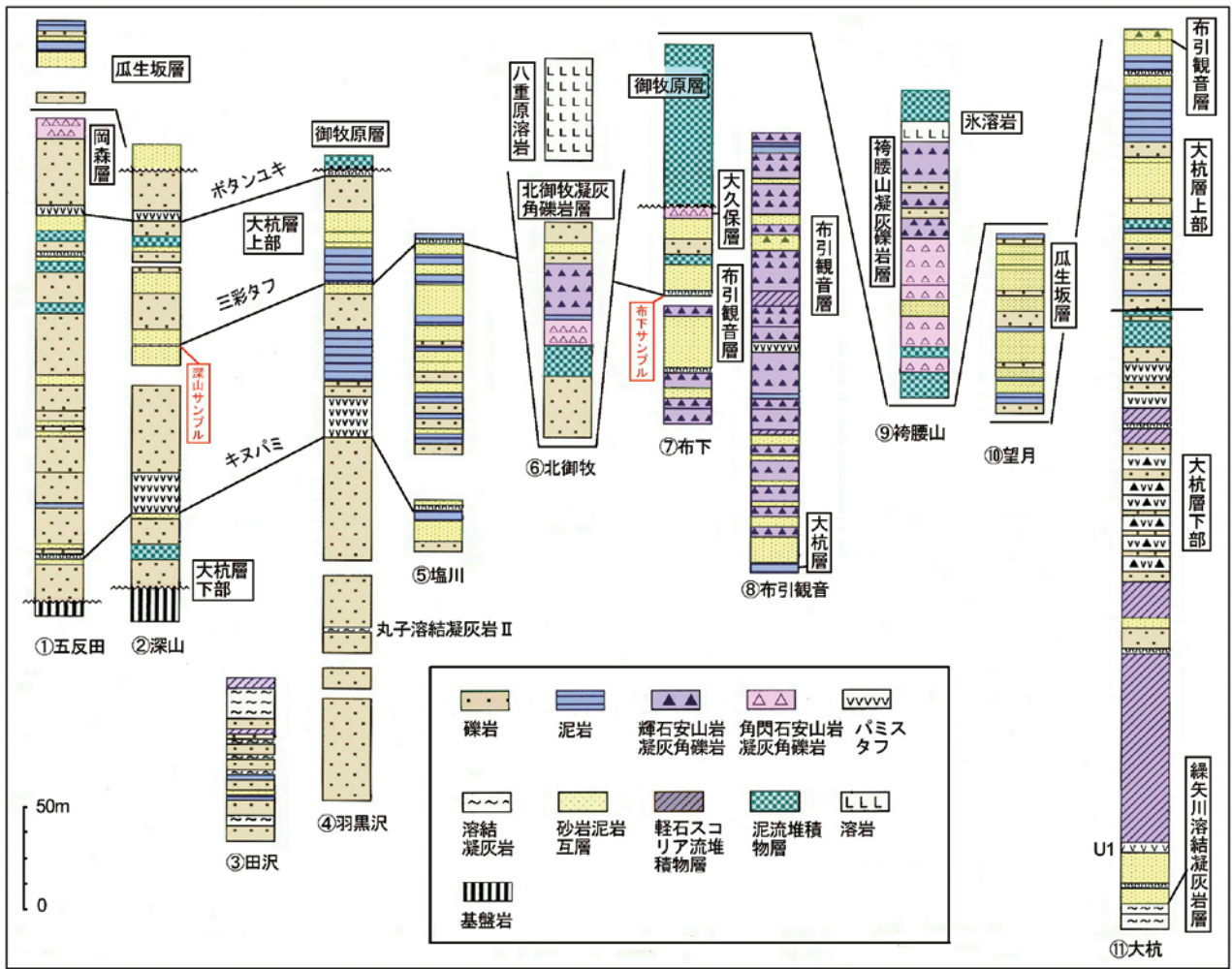


図5 八重原・御牧原台地周辺の小諸層群の柱状図。作成位置は図3および本文参照。①～⑥は西部域，⑦～⑪は東部域。

大杭層（飯島ほか，1956を再定義）

模式地・分布：調査域東縁部の小諸市大杭の千曲川河床付近を模式地とする。この層は、東部域：模式地周辺および小諸市東沢，北部域：調査域北縁部の千曲川河床，西部域：八重原台地西縁の斜面一帯，松葉川沿い，千曲川の北方の東御市田沢・姫子沢などに分布している。三地域の間で互いに分布が連続的でなく岩相も異なるために、本稿では各々の分布域を地域ごとに分けて記載し、最後に各々の関係について考察する。

定義：小諸層群の最下位層である。飯島ほか（1963）の大杭層，北八ヶ岳サブグループ（1988）の最下部八千穂層群にほぼ該当する。東部域では繰矢川溶結凝灰岩を含めたそれより上位の地層，西部域では丸子町茂沢の溶結凝灰岩より上位の砕屑岩を主とする地層と再定義する。西部域では基盤と不整合の関係で接している。

層厚：模式地で380m以上。

東部域大杭層：東部域大杭層は模式地の大杭を通過する大杭背斜の軸部付近に最下部が露出し、翼側に上位の地層が現れる。下位より繰矢川溶結凝灰岩（20m+）、下部層（230m）、上部層（135m）に3区分した（図5-⑩）。

繰矢川溶結凝灰岩は繰矢川の下流域にのみ現れる。下限は不明である。下部は黒色塊状の強溶結岩体，上部は灰白色で溶結の程度は弱くなる。全体としてはデーサイト質で、 $4.25 \pm 0.20\text{Ma}$ （Kaneoka *et al.*, 1979）， $3.84 \pm 0.11\text{Ma}$ （群馬県企業局・日本重化学工業株式会社，1989）のK-Ar年代値が得られている。

下部層は下位より砂岩・泥岩・凝灰岩などの互層，暗灰色から黒色のスコリア流堆積物，白色軽石質凝灰岩などから成り，頻繁に小礫～中礫サイズの円礫から構成される数mの厚さの礫岩を挟む（図15）。礫岩の礫種は大きいものは暗青色輝石安山岩が多く，小礫には灰色角閃石安山岩やチャート，硬砂岩なども認められる。寺尾（2001）は火山砕屑物を主とする下部層を更にU1～U8に細分した。これらのうちU1層（図5-⑪）は白色軽石質凝灰岩で，前期鮮新世の広域火山灰であるZnp-大田テフラ層に対比され（及川ほか，2005），その年代は3.9Maと見積もられている（里口ほか，2005）。

上部層は砕屑岩類を主とし，薄い凝灰岩や泥流堆積物を挟む。下位より白色軽石質凝灰岩を挟む礫岩砂岩互層，褐色泥流堆積物，礫岩と薄い凝灰岩を挟む砂岩泥岩互層などから成る。

北部域大杭層：北部域に露出する大杭層は下位に厚い礫岩が発達し，上位に砂岩泥岩互層が乗る。互層中に層厚40cmの連続性の良い一枚の黄色軽石質凝灰岩を挟む。この凝灰岩からは $1.3 \pm 0.6\text{Ma}$ のFT年代値が得られている（北御牧村アケボノゾウ発掘調査団，2003）。本層からはアケボノ象化石が多数発見されている（小泉・宮坂，1997；北御牧村アケボノゾウ発掘調査団，2003）。

西部域大杭層：飯島ほか（1963）によれば西部域の大杭層は，基盤の小川層に整合に乗る梨平層，更にそれぞれ整合に乗る溶結凝灰岩と大杭層に区分された。本論の大杭層は，飯島ほか（1963）の大杭層に該当する。上田市丸子茂沢および東御市田沢では非溶結～弱溶結の角閃石含有複輝石デーサイト質溶結凝灰岩が分布し，小諸溶

結凝灰岩（飯島ほか，1956），丸子溶結凝灰岩I（北八ヶ岳サブグループ，1988）などと呼ばれている。本論では名称は北八ヶ岳サブグループ（1988）に従う。

この溶結凝灰岩は茂沢では1層（層厚15m）だが，田沢では地表に露出する範囲では5層からなる（層厚1～10m；図5-③）。飯島ほか（1956）は，この溶結凝灰岩を繰矢川溶結凝灰岩に対比した。丸子溶結凝灰岩IのFT年代値として，茂沢で $3.02 \pm 0.12\text{Ma}$ が得られている（宮下ほか，1984）。茂沢では，丸子溶結凝灰岩Iの上位に重なる礫岩は溶結凝灰岩と起伏に富んだ面で接し，溶結凝灰岩の数m大のブロックが多数取り込まれている。礫岩中の礫のほとんどは黒色輝石安山岩の円礫である。後述するように西部域大杭層の基盤直上では基盤岩由来の礫（グリーンタフ，閃緑岩，チャートなど）が多いのが一般的なもので，この礫岩は盆地発生時のものでなく，大杭層のより上位の礫岩の可能性もある。田沢付近では丸子溶結凝灰岩Iは下位の礫岩に整合に重なり，上位は大杭層に属する礫岩や黒色軽石質凝灰岩に整合的に覆われる。丸子溶結凝灰岩Iと西部域大杭層の接触関係が確認できるのは茂沢と田沢の2箇所のみであるが，上述の観察結果より両者は部分不整合と解される。

西部域大杭層は岩相から，礫岩を主とする下部層（層厚150m）と，砂岩泥岩互層を主とし，上部では礫岩が卓越する上部層（層厚160m）に区分した。

層序関係：八重原台地西部，深山沢以南において基盤岩の富士山層のなす高角不整合面にアバット関係で接し（山岸，1988；図9，図10），茂沢付近では基盤の小川層に傾斜不整合に，田沢付近では小川層に平行不整合（？）に重なる。上位は東部域および北部域では布引観音層に整合に覆われる。西部域では，南部で岡森層に不整合に覆われ，北部で御牧原層に不整合に覆われる。

大杭層下部は八重原台地西縁の丸子北部から深山にかけて広く分布し，千曲川河床にも小分布する。主として礫岩からなり（図5-②，④），連続性の良い溶結凝灰岩，泥流堆積物を挟む。礫岩は基質が多く不淘汰で最大径1mを越える円礫を含む。礫種は安山岩のほか周囲の基盤地質を反映して，深山以南では富士山層由来のグリーンタフおよび白色流紋岩の重角～円礫が多く，深山以北で閃緑岩礫が多い。上位に向かって黒～灰色の安山岩重円礫が多くなり，まれに閃緑岩やチャートの重円礫を含む。

溶結凝灰岩は丸子溶結凝灰岩Iの約60m上位に現われ，丸子溶結凝灰岩II（北八ヶ岳サブグループ，1988）と呼ばれている。この層は丸子付近が最も厚く7mの層厚で両側に離れるほど薄くなる（図5-④）。また，深山沢の北で基盤の富士山層にアバット不整合で接する。灰色から暗灰色を呈し，デーサイト質で硬いが溶結構造は弱い。

西部域の大杭層上部は松葉川流域（図5-⑤）と，八重原台地西縁部（図5-①，②，④）に沿ってほぼ南北方向に広く分布する。主に砂岩泥岩互層・淘汰された円礫岩などから成り，黒色スコリア質砂岩や凝灰岩などを挟む。この部層は岩相変化が著しく，北部では白色～褐色の砂岩泥岩互層が卓越している。南部では黒色砂岩や黒色安山岩円礫から成る礫岩が優勢になる。

本層中には十数枚の凝灰岩・軽石流堆積物が挟まれる。

このうち比較的連続性の良いものは，最下部に挟まれる軽石流堆積物（キヌパミ：北八ヶ岳サブグループ，1988；図16），上部に位置する三彩タフ（北八ヶ岳サブグループ，1988）および軽石流堆積物のボタンユキ（北八ヶ岳サブグループ，1988）である．キヌパミのFT年代値として $1.58 \pm 0.10\text{Ma}$ が得られている（宮下ほか，1984）．南部では不洶汰な円礫岩が卓越し，薄い砂岩を頻繁に挟む．礫種は基盤の緑色凝灰岩のほかに黒色輝石安山岩が多く，この中の一部は後述する布引観音層と同質のものが存在する．

東部域・北部域・西部域の大杭層の関係

東部域の上部層と北部域の大杭層は岩相が類似しており，両域ともに上位に布引観音層が整合に重なることから，両者を対比することができる．西部域の上部層下部と北部域の大杭層は岩相が類似していることと，西部域の軽石流堆積物キヌパミは丸子町西部における長野新幹線八重原トンネル切羽の観察によれば，走向・傾斜や層厚などから北部域の軽石質凝灰岩に連続し，北部域の大杭層は西部域の下部層上部～上部層に対比される．

ぬのびきかんのん

布引観音層（新称）

模式地・分布：布引観音（釈尊寺）参道沿いの崖を模式地とし，布引観音から布下にかけての御牧ヶ原台地北面の崖，袴腰山南部，小相沢流域などに分布する．また鹿曲川沿い，大杭周辺にも小分布する．

層厚：模式地付近で170m．

層序関係：東部域や北部域では大杭層上部に整合に重なり西部域には分布しない．大杭層の項で述べたように，西部域において大杭層上部は下部が砂岩泥岩互層で上部は礫岩が卓越する．西部域大杭層上部の中部に挟まれる三彩タフに対比できる凝灰岩が，布下に露出する布引観音層中に挟まれている（図5-②，⑦；Appendix参照）．これによって，布引観音層と西部域大杭層上部の中～上部が同時異相と判断できる．布引観音層も西部域大杭層上部も，上位は大部分の場所で御牧原層に不整合に覆われる．

岩相：模式地では最下部に厚さ5mの灰色スコリア質砂岩，その上に最大層厚160mの固結度の良い凝灰角礫岩が重なる（図5-⑧）．凝灰角礫岩中にはスコリア質砂岩，淡褐色凝灰質泥岩，白色凝灰岩などの薄層を挟む．角礫はほとんどが黒色多孔質輝石安山岩や青灰色緻密な輝石安山岩である．凝灰岩はガラス質～軽石質で角閃石を含むものが多く，このうち布引観音横に露出するガラス質凝灰岩の厚さは1mである．

袴腰山南部の布引観音層は模式地に比べて比較的挟みの少ない単調な凝灰角礫岩から成り，角礫の量が多く径も大きい．布下から小相沢にかけては凝灰角礫岩が少なくなり黒色火山砂岩が卓越し，基盤岩の円礫を含む薄い礫岩を挟在する．小相沢に露出している布引観音層は，礫岩を主とする大杭層上部層との中間の岩相を示していると考えられる（図5-⑦）．

布引観音横の布引観音層上部の凝灰角礫岩中の安山岩角礫で $1.4 \pm 0.6\text{Ma}$ （山岸ほか，1991），参道入り口の同

層最下部の安山岩角礫で $1.49 \pm 0.15\text{Ma}$ （群馬県企業局・日本重化学工業株式会社，1989）， $1.4 \pm 0.3\text{Ma}$ 及び $1.21 \pm 0.09\text{Ma}$ （寺尾，2001）のK-Ar年代値が得られている．

大久保層（新称）

模式地・分布：調査域北東部の布引観音の南と布下，小相沢流域，大久保の千曲川に沿った部分などに小分布する．

層序関係：布下・小相沢では布引観音層に整合に重なる．布引観音南では大杭層を不整合に覆い，西浦では断層で大杭層と接している．上位は小相沢では御牧原層に，袴腰山周辺では袴腰山凝灰角礫岩層に不整合に覆われる．

層厚：模式地で18m．

岩相：小相沢では布引観音層に属している凝灰角礫岩の上に厚さ5m程度の白色泥流堆積物，層厚6mの円礫岩，7mの白色凝灰質砂岩泥岩互層が重なる．泥流堆積物中には，黒色輝石安山岩を含む凝灰角礫岩，角閃石含有白色軽石質凝灰岩およびガラス質凝灰岩の数m大のブロックを取り込んでいる．礫岩は青灰色～紫色の輝石安山岩，灰色角閃石デーサイトの中礫サイズの亜円礫より成る（図5-⑦）．

岡森層（新称）

模式地・分布：長和町岡森付近に分布する．模式地周辺で20m程度．ここより南部では厚さを変化させながら調査域外へも連続するが，北部には分布しない．

層序関係：下位の大杭層に整合関係で重なり，上位は北方では御牧原層，南方では瓜生坂層に不整合関係でおおわれる．本層と大久保層とは岩相や層序学的位置から同時異相として対比される．

岩相：白色角閃石安山岩および角閃石デーサイトの円礫，角礫を主に含む凝灰質礫岩．基質も白く特徴的である（図5-①）．調査域南端（長和町古町）に分布する本層中に含まれる白色角閃石安山岩礫のK-Ar全岩測定（依頼年月日：2002年5月，アレゲニーテクノロジーズジャパン社サンプル番号：KA025865）によって， $1.66 \pm 0.19\text{Ma}$ という年代値が得られた．岡森層の下位層である西部大杭層上部層や布引観音層が1.4Maの年代を示すことから，より古い時代に噴出した角閃石安山岩が侵食されてこの場に堆積したものと考えられる．

みまきがほら

御牧原層（新称）

下部の布下巨大岩塊堆積物層，上部の上ノ平泥流堆積物層に区分される．従来の研究との対応では下部八千穂層A層（観音寺泥流；北八ヶ岳サブグループ，1988）に該当する．

布下巨大岩塊堆積物層（新称）

模式地・分布：御牧原台地北縁の布下南の崖を模式地とし，鹿曲川および，その支流沿いにも小分布する．

層序関係：東部域においては布引観音層を不整合で覆い，西部域では岡森層，大杭層を不整合で覆う．上位は上ノ平泥流堆積物層に整合に覆われる．

層厚：40m．

岩相：白色の泥流状凝灰角礫岩中に布引観音層および大久保層起源の大小様々なブロックを乱雑に取り込んでいる。模式地では長径約500m、布引観音南では長径約250mの布引観音層のブロックの下部を取り囲んでいる(図12B)。

上ノ平泥流堆積物層(山岸ほか, 1986)

模式地・分布：調査域の西縁部をのぞく、ほぼ全域に分布する。模式地は山浦西方の崖。北八ヶ岳サブグループ(1988)によれば、分布面積90km²、体積6km³に及ぶ。

層厚：東側ほど厚く、模式地で110m以上、鹿曲川沿いで約80m、箱畳撓曲以西では急に薄くなり、西縁部では10m以下に変化する(図5-④、⑦)。

岩相：灰～淡褐色の泥岩から成り、径1cm前後の大量の軽石、最大径1cmの輝石結晶などを含み、最大径100mを超える布引観音層由来の凝灰角礫岩や大杭層由来のシルト層などの巨大ブロックを大量に取り込んでいる。その他、大杭層起源の青灰色安山岩、チャート、布引観音層起源の黒色安山岩、大久保層起源の白色角閃石安山岩などの径数10cmの垂円礫が含まれる。どの場所においても層理は認められない。

前述した布下巨大岩塊堆積物層は上ノ平泥流堆積物層と岩相が類似しているが、前者は比較的基質が白いこと、取り込まれるブロックが布引観音層および大久保層のものに限られること、基質よりも岩塊の量の方が圧倒的に多いこと、などが判別基準になる。西縁部の本層中には大量の布引観音層のブロックが取り込まれているが、西部域には下位に布引観音層が分布していないので、この泥流は南東側からもたらされた可能性が高い。

瓜生坂層(飯島ほか, 1956)

模式地・分布：調査域全域に分布する。模式地は望月町の望月ランド裏(図5-⑩)。北八ヶ岳サブグループ(1988)の下部八千穂累層B層に該当する。

層序関係：下位の御牧原層に整合に重なり、袴腰山凝灰角礫岩層および北御牧凝灰角礫岩層に不整合で覆われる。

層厚：模式地で60m、北部で10m程度、南部で100m程度。

岩相：岩相から下位より下部層・中部層・上部層、円礫岩層(瓜生坂D層)に区分した。

下部層は成層状態が良好でラミナが発達した白色珪藻土・泥岩などから成り、砂岩・黄白色軽石質凝灰岩を頻繁に挟む。この地層はほぼ全域にわたって分布し、厚さは約10mである。東部の袴腰山南から台地の上に上る道路沿い、布引観音周辺、番屋川沿いなどでは、数10cm～数m大のスケールを持つスランプ褶曲(図14A)やブロック化が著しい。

中部層は、黒色～灰黒色スコリア質砂岩および泥岩、赤～黒色スコリア層、上部層は黒色多孔質安山岩を含む黒色凝灰角礫岩、赤～黒色の径5mm前後のスコリア粒堆積物、黒色輝石安山岩の円礫岩などからなり、望月町以南で厚くなる。

瓜生坂D層は長石の斑晶がめだつ白色輝石安山岩や緑

色、青白色の緻密な安山岩、角閃石デーサイト、チャート、硬砂岩などの不淘汰の径数cmの円礫などから成る。この礫岩は、鹿曲川の千曲川との合流部と、笠取峠から芦田にかけての国道142号線に沿った地域などに局所的に分布し、厚い部分で約20mである。

袴腰山凝灰角礫岩層(新称)

模式地・分布：袴腰山周辺を模式地とし、東部域の北縁部、小相沢鹿曲川中流域にも小分布する。

層序関係：瓜生坂層および御牧原層を不整合で覆い、氷溶岩類に整合に覆われる。

層厚：模式地で130mであるが、側方に薄くなり布引観音南で10～15m程度。後述する調査域東部の氷陥没構造の内部で厚く外側では薄い。

岩相：本層の火山岩中に含まれる有色鉱物が、下位から上位に向かって角閃石、角閃石+輝石、輝石と変化し、上位ほど優黒質になる。模式地では岩相から上下2区分できる(図5-⑨)。下部層は下位より白色泥流堆積物、角閃石デーサイトの角礫よりなる灰白色の凝灰角礫岩と凝灰岩の互層などからなる。この部層は袴腰山で40mと最も厚く、西方へ次第に薄くなり布引観音西で消滅する。上部層は層厚90mで灰～黒色の凝灰角礫岩、火山角礫岩からなり、中に含まれる角礫は黒色多孔コークス状の玄武岩質安山岩や、黒色緻密なガラス質安山岩、青灰色輝石安山岩など多様である。

北御牧凝灰角礫岩層(八ヶ岳団体研究グループ, 1988)

八ヶ岳団体研究グループ(1988)によれば、八重原台地北部及び御牧原台地北部に分布する火山岩類を一括して北御牧火山岩類と呼び、北御牧凝灰角礫岩と八重原溶岩に区分されている。本論でも名前はこれを踏襲する。

模式地・分布：羽毛山東の八重原台地北面の崖を模式地とし、八重原台地北面～鹿曲川中流域にかけての台地斜面および台地表面に分布する。

層序関係：下位の大杭層、御牧原層、瓜生坂層に不整合関係で重なる。いくつかの地点では下位層を浸食した高角不整合面にアバット状に接している(図14B)。八重原溶岩類が整合に重なる。

層厚：模式地で90m。調査域北部にある後述する鹿曲川陥没構造の中心部で厚く、周縁部で薄い。

岩相：本層も岩相上2区分できる(図5-⑥)。下部層は白色の角閃石デーサイト角礫を主体とする白色～灰色凝灰角礫岩で、同質の火山角礫岩を挟む。上部層は下位より層厚30m程度の黒色輝石安山岩の円礫を主体とする基質の多い火山円礫岩、層厚50mの主に黒色コークス状の玄武岩質安山岩で構成される黒～灰色凝灰角礫岩などからなる。この凝灰角礫岩内には数枚の暗青色輝石安山岩の垂円礫岩・本質火山岩礫岩・砂泥互層・白色結晶質火山灰の径1m前後の岩塊を含む白色泥流堆積物が挟まれ、この火山灰は中期更新世の広域火山灰C1に対比される(八ヶ岳団体研究グループ, 1988)。C1からは0.74Maのフィッシュトラック(以下、FT)年代値が得られている(鈴木ほか, 1998)。以上のような岩相および他層との関係より、本層は前述した袴腰山凝灰角礫岩層と同一

の火成活動により堆積したものと考えられる。

氷溶岩（新称）

模式地・分布：御牧原台地北東縁の氷集落周辺を模式地とし，模式地と小相沢中流域にのみ小分布する（図5-⑨）。

層序関係：袴腰山凝灰角礫岩層に整合に重なり，松葉川泥流堆積物層に不整合に覆われる。小諸層群の最上位層である。

層厚：10m。

岩相：下部は塊状の青灰色輝石安山岩，上部は塊状もしくは板状節理を持つ青灰色のカンラン石普通輝石安山岩からなる溶岩流である。上部の溶岩流は多孔質で，径5mm程度の普通輝石の斑晶が目立ち，その中央部に風化したカンラン石が認められる。下部と上部は漸移的である。かつて，氷では20～30m幅の，垂直な節理の発達した溶岩が袴腰山凝灰角礫岩層を切って下部から上部ほど広がっている火道を観察することができた。したがって，この溶岩はこの場で噴出したものである。両者とも側方では凝灰角礫岩に移化し，この凝灰角礫岩中には1m程度の河床礫状の礫層をはさむ（図13，断面E）。

八重原溶岩（八ヶ岳団体研究グループ，1988）

模式地・分布：八重原台地上の北縁の鹿曲川と千曲川合流部付近を模式地とする（図3-⑥）。

層序関係：北御牧凝灰角礫岩層を整合に覆い，松葉川泥流堆積物層に不整合で覆われる。氷溶岩と同様に，小諸層群の最上位層である。

層厚：40m。

岩相：板状節理の発達した灰黒色カンラン石両輝石安山岩溶岩からなり，上記の氷溶岩と岩質・層序的位置が同じである。模式地では同質の凝灰角礫岩を伴う部分がある。

小諸層群被覆層

小諸層群は，以下に述べる松葉川泥流堆積物層と岩尾層に不整合に覆われている。これらのうち，松葉川泥流堆積物層は，八重原台地において諏訪山層に整合的に覆われる。岩尾層は鉛直方向の分布面積が少ないので，地質図（図3）では表現していない。

松葉川泥流堆積物層（八ヶ岳団体研究グループ，1988）

模式地・分布：丸子町塩川沢（松葉川）河口付近を模式地とし，八重原台地の北縁一帯を広く覆う。また，塩川沢，鹿曲川，および番屋川に沿っては，河床両側の谷壁の表面付近だけ小諸層群に対してアバット状に貼り付いた状態として分布する。したがって，この泥流堆積物はこれらの河川の下刻作用が終わった後に河谷内に流れ込んだものと推察される。東部域では，小相沢の河口付近および台地上の一部を覆う。千曲川に沿っては，台地南東端部まで追跡できる。

層序関係：小諸層群を広域的な不整合で覆い，諏訪山層に整合に覆われる。

層厚：110m以上。

岩相：薄褐色の基質の多い泥流堆積物で，下位層，特に北御牧凝灰角礫岩層由来の数m大の岩塊のほか，木材化石を含む。

諏訪山層（新称）

模式地・分布：西部域の鹿曲川と番屋川に挟まれた区域に分布する。松葉川泥流が流れた後に局所的にできた湖成堆積物である。八ヶ岳団体研究グループ（1988）の上部伴野層に相当する。

層序関係：八重原台地上では表土，ロームを除けば最上位の地層で，松葉川泥流堆積物層に整合に重なる。

層厚：模式地で約10m。

岩相：砂礫互層を主とする。模式地では，松葉川泥流堆積物の最上部より漸移しながら厚さ5mの砂礫層，砂層が重なる。

岩尾層（飯島ほか，1956）

模式地・分布：望月の東方約5kmの調査域外，佐久市岩尾が模式地で，調査域内では大杭から羽毛山付近までの千曲川流域にほぼ連続的に分布する。線矢川の中流域にも小分布する。

層序関係：調査域内では表土およびローム層を除けば最上位の地層で，小諸層群を不整合に覆う。

層厚：最大45m。

岩相：大杭付近では岩相上3区分される。下部層は層厚約15mの砂礫互層で，礫の構成は現千曲川河床礫と類似し，主に安山岩および少数の砂岩，チャートを含む。中部層は灰白色の泥流堆積物で，袴腰山凝灰角礫岩層や北御牧凝灰角礫岩層由来の数m大のブロック，角礫を含み，松葉川泥流堆積物層に対比される（八ヶ岳団体研究グループ，1988）。中部層の最大層厚は約15mである。上部層は再び砂礫互層となり，大久保付近で最も厚く約15m。

地質構造

調査域の小諸層群の地層は大局的には水平構造であるが，部分的に以下に述べる変形構造が認められる（図6）。これらのうち，地形に反映されている構造を図2に示してある。小諸陥没盆地構成層の層序と年代，小諸層群中の変形構造の形成および周辺の火山活動の時空配列を図7に模式的に示した。以下では構造が形成された順に記載する。

一次陥没構造（新称），布引観音層傾動構造（新称），二次陥没構造：氷陥没構造・鹿曲川陥没構造（新称），調査域西部のNE-SW方向の褶曲：茂沢向斜・姫小沢背斜（新称），望月褶曲帯（新称），箱壘撓曲（柴崎・北八ヶ岳サブグループ，1988）・羽黒沢断層帯（新称），八重原盆状構造（柴崎・北八ヶ岳サブグループ，1988），NW-SE方向の断層。

一次陥没構造

小諸層群は，調査域西部の丸子以南の依田川右岸（東側山麓）においてアバット不整合の関係で基盤と接してい

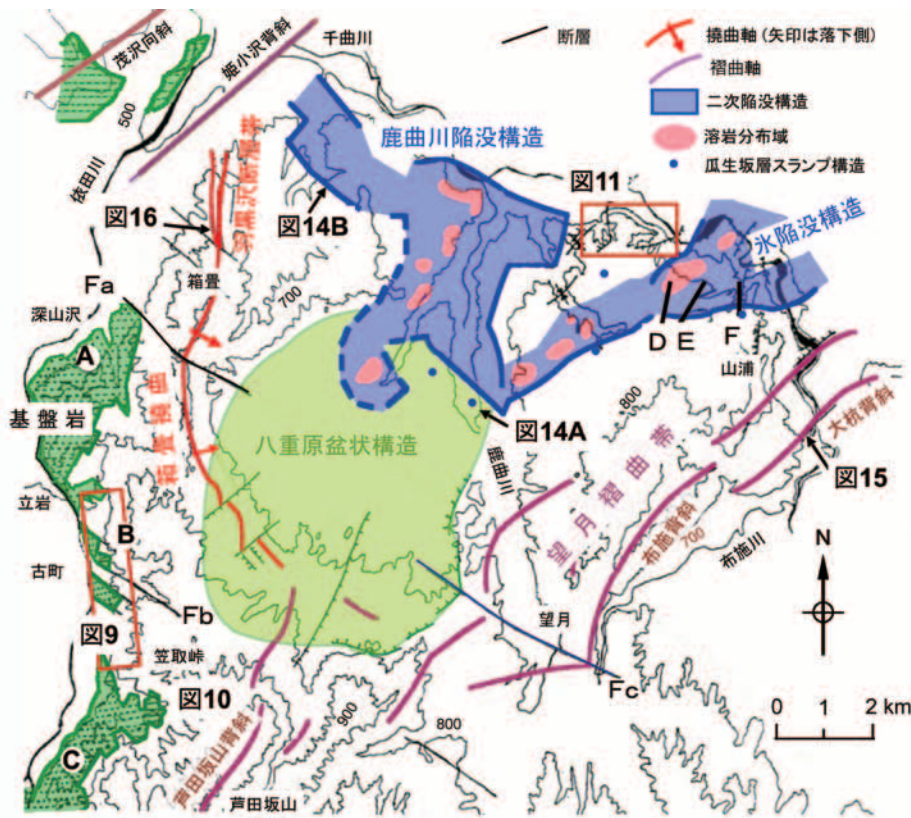


図6 主要な地質構造の配置図。西縁部のA, B, Cは図8の位置、水陥没構造内の実線D, E, Fは図13の断面位置。望月褶曲帯については、背斜の軸トレースのみ表示。

る。このアバット不整合は、小諸陥没盆地の西縁を構成している。陥没盆地の北縁は上信火山群に、南縁は中信火山群に被覆されているので確認できない。同じく東縁は千曲川の堆積物及び浅間山からの噴出物や山体崩壊物に被覆されていて確認できない。当域ではこの陥没盆地内で後に2回目の陥没が発生しているので、ここでは最初の陥没構造を一次陥没構造と呼ぶ。以下、アバット不整合関係が見られる地区を北から南側に向かって3地区(図6の西縁部A・B・C)に分けて状況を述べ、次いで全体の特徴を述べる。

A. 深山沢～立岩地区：基盤の富士山層と大杭層下部が大局的にNE-SW方向の直線的トレースを持つアバット不整合関係で接している。地質図学的には60°以上の高角な不整合面が想定される。深山沢において数露頭で接触面が観察され、50°以上の高角不整合面が多いが、一部に水平に近い低角の部分も存在する。不整合面の走向は、この付近の大局的な不整合トレースの走向と調和的なNE-SW走向のほか、NW-SE, E-W走向などがある(図8A)。この区域内では、基盤岩が現れている最も高い地点の海拔は840m、小諸層群が現れる最も低い地点の海拔は620mであり、落差は200m以上になる。

B. 古町地区：上田市立岩～長和町古町にかけては、依田川東側のN-S方向に並ぶ多数の地点でアバット不整合の露頭が観察される。一次陥没の典型例として、本地区の地質図と露頭観察位置および断面図を図9に示す。基

盤は一ノ瀬層で、大杭層下部および同層上部が接している。この区間の露頭や図学的に得られる不整合面の走向は直線状で、かつN-S方向、NW-SE方向が卓越しており(図8B)、二つの面が組み合わさって境界面が構成されている。また、この区間では大杭層分布域中に島状に数か所で基盤岩が露出し、この周囲の境界も先に述べた2つの方向の高角な面で区切られている(図9, A-A'断面)。ここでは基盤岩側にN-S方向の高角の傾斜すべりの条線を持つ小断層が多数認められる。この地区での陥没量は、下限が不明だが露出している基盤岩の最高位点と小諸層群の最低位点の差は約150mになる。

C. 笠取峠地区：基盤は一ノ瀬層で、大杭層上部がアバット不整合で接している。国道142号線の改修工事で多数の好露頭が出現し、それらの一部を山岸(1988)

が記載している。図10はこの工事で出現した露頭で、基盤に沿ってアバットして堆積した大杭層上部が50°盆地内部(N-E)側に傾斜し、それに対して水平な大杭層がさらにアバットしている。この重複したアバット関係から、基盤岩上に水平堆積した大杭層が盆地側の沈降に伴う引きずりによって傾斜し、その後上位の水平な大杭層によって埋積されたと考えられる。この地区での両者のアバット不整合関係は、ごく低角なものから50°以上の高角なものまで多様である。高角不整合面の走向はN-S, NE-SW, E-W方向などで(図8C)、この地区での落差は100～200mである。

以上をまとめると、一次陥没構造はNE-SWの長い断裂のほかに、N-S, NW-SEなど、多様な方向の断裂(境界)が組み合わさった陥没盆地縁を持つ。そして、A～Cの順に南側ほど小諸層群のより上位の層準が基盤に接している。この状況から見て、陥没は調査域の中央部で4Ma頃に開始し、その後運動は南部に移動している。長和町南部五反田の南方約6kmの調査域外では、布引観音層とほぼ同時期の仏岩凝灰角礫岩層(諏訪の自然誌編集委員会, 1975)が基盤にアバットしているため、この運動はCalabrian中期まで継続している。

布引観音層傾動構造

布引観音層は、布引観音付近の御牧原台地北縁の高さ220mの千曲川による浸食崖に約2kmにわたって連続的に

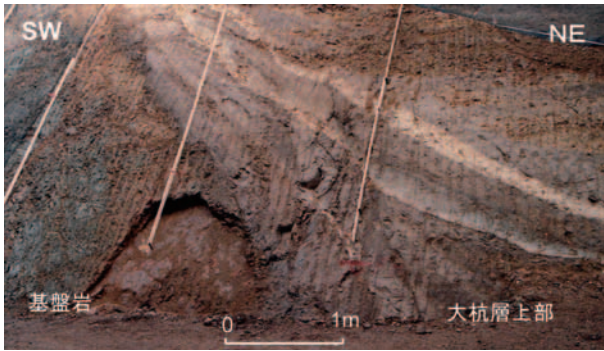


図10 一次陥没に伴うアバット不整合露頭の例 (位置は図6参照). 無層理の基盤岩のなす高角不整合面に傾斜した大杭層上部の砂岩泥岩互層が接し, さらに水平な礫岩層 (右上部) がアバットしている.

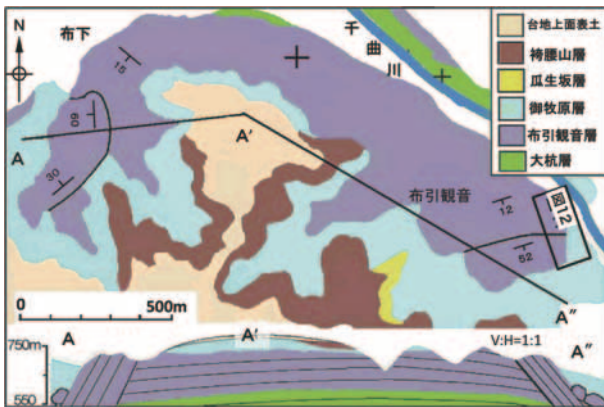


図11 布引観音周辺の地質図 (位置は図6参照) と断面図 (V:H=1:1). 断面図右側が布引観音傾動構造, 左側が布下傾動構造.

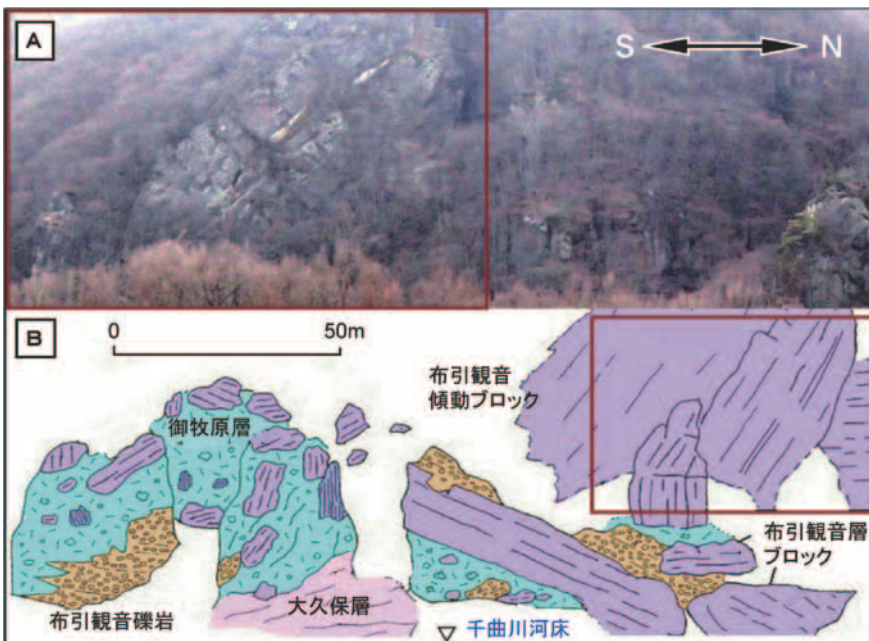


図12 布引観音傾動の (A) 露頭写真と (B) 露頭スケッチ (位置は図11参照). B内の赤枠はA内の赤枠位置.

布引観音傾動

布引観音の南200mの地点では長さ300m, 幅250m, 厚さ80mの布引観音層がブロック化し, 50°SE方向に傾動している (図12A左側, 図12B右側). 傾動ブロックの下半分は, ほぼ水平な布引観音層とENE-WSW方向の40°~50°S傾斜の断層によって接している部分と, 大久保層および御牧原層に属する上ノ平泥流堆積物層の乱雑な凝灰角礫岩と密着して接している部分とがある. 一方, 傾動ブロックの上半分は, 上ノ平泥流堆積物層によって埋め立てられていて, 泥流堆積物の一部は傾動ブロックと本体との間に流れ込んでいるのが認められ, ブロックと泥流堆積物の境界部は密着している.

布下傾動

布下の南方では長さ500m, 幅200mの範囲で, 厚さ120mの布引観音層のブロックが傾動している (図11, 断面左側). ブロック内の走向・傾斜は, 東側でN-S, 60°W, 西側でN20°E, 30°NWを示し, 屈曲している. 傾動していない本体とは多数のN-S走向, W傾斜の断層で接しており, この断層は周囲の御牧原層に属する巨大岩塊堆積物層の白色泥流堆積物を切っているが, 上位の上ノ平泥流堆積物層は切っていない. ブロックの周囲は上ノ平泥流堆積物層に埋め立てられている部分が多いが, 大久保層と接している箇所もある.

次に布引観音周辺以外の状況について述べる.

調査域東端の山浦では, N-S方向に400mにわたって水平な布引観音層が露出し, この南端も厚さ70mのブロックとなって南側に最大40°傾動している. この傾動ブロックと本体とは密着し, 破碎帯をもつ断層は存在していない. 水平な層がねじ曲げられたように変形して傾動ブロックに移化している. 傾動ブロックの南側は御牧原層によって覆われている.

布下傾動構造の500m西方, 小相沢河床では布引観音層および大久保層の走向や傾斜が変化する. 走向・傾斜が急変する部分に断層が存在する場合と, 褶曲構造が認められる場合とがある. 前者の断層には走向・傾斜に規則性はなく, 断層周辺で地層はスランプ褶曲状に流動変形している. 後者の褶曲においても, 褶曲軸の軸方向や両翼の傾斜は一定ではない. 布引観音傾動の東, 布引観音に登る参道入り口対岸の千曲川河床には径10m大の布引観音層の岩塊が乱雑に接し, これらが南から北に向かって大杭層にのし上げている.

以上のような地層の変形様式は, 前述した大ブロックの周囲で数10m~数mの大きさに破壊された, または破壊されつつあった岩塊が乱雑に積み重なった状

況と解釈できる(図12)。布引観音層や大久保層を不整合で覆う上ノ平泥流堆積物層は変形に加わっていない。したがって、傾動運動は布引観音層堆積中に始まり、上ノ平泥流堆積物層堆積前(Calabrian中期)までに完了している。

二次陥没構造

今回の研究によって、調査域ではCalabrian末期になって小規模な二次陥没が発生したことが明らかとなった(図7)。陥没は2箇所(図6)でほぼ同時に起こり、一部で連続している。図2にこれらの縁辺を示す点線を描いたが、地形的には明瞭とはいえない。盆地内部では、軟らかい凝灰角礫岩が露出した部分が選択的に浸食されて、周囲に比べて小河谷が発達している。これら2つの陥没構造の概要を記載し、次に相互の関係や特徴などについて述べる。

氷陥没構造

氷陥没構造は、調査域北東部で認められるNE-SW方向に長径を持つ長さ6km以上、幅2km程度の多角形の陥没構造である。陥没構造の中心部は小諸市氷周辺にあり、この中心部を千曲川が横断している。千曲川より北東側にもこの陥没構造は連続していると推測されるが、千曲川によって浸食され、さらに岩尾累層などに覆われているので確認できない。

陥没構造の形態は、瓜生坂層より下位の地層(これらを下位層と呼ぶ)が中心部に向かって傾動もしくは陥没する運動がまず起き、この運動で形成された凹地に袴腰山凝灰角礫岩層が下位層(瓜生坂層)に対してアバット不整合関係で接している(図13、断面F)。また、袴腰山凝灰角礫岩層も二次陥没盆地の中心部方向に数10mの落差を持つ高～中角正断層によって階段状に落ち込んでいる(図13、断面DおよびE)。これら正断層の上盤側の地層の一部が断層面に向かって傾斜しているので、断

層は深部に向かって緩傾斜になるリトリック正断層の可能性が大きい。ただし、この変形には後生的な地じりの影響も一部に含まれている。

陥没構造の南側境界は千曲川河床でNW-SE方向、袴腰山でE-W方向、氷以西で再びE-W方向で、境界は直線的な部分もあるが不規則にトレースが屈曲し、また、一部雁行配列している。北側の境界は、氷付近ではNE-SW方向だが、それ以西では袴腰山凝灰角礫岩層に覆われて不明瞭になる。

下位層は特に陥没構造の縁辺部において変形が著しい。氷の700m南では、瓜生坂層が盆地側に30～80°で傾斜し、数10cm間隔で盆地側に80°前後傾斜する小断層群や、波長数m程度のスランプ褶曲が発達する。スランプ褶曲は陥没盆地側に向かってじり落ちるようなフェルゲンツをもつ形態をしている(図14A)。

この陥没構造は南東側で陥没量が大きく、袴腰山周辺で最大落差150m以上あるが、北西側は陥没量がほとんどない。したがって、この陥没は下位層が南東側に傾動しつつ落ち込んだ構造をしている。この陥没構造内では、南東側の陥没境界と平行に境界から10m～500m離れて、盆地の長軸方向と平行するNE-SW方向に点々と氷溶岩の火道と考えられる貫入岩体が小分布している(図6)。

鹿曲川陥没構造

鹿曲川陥没構造は、鹿曲川と千曲川の合流部に中心部を持つ一辺が約3kmのほぼ四角形の形態をし、西北西端および南南東端では幅800m、長さ2km程度で陥没構造が周囲に突出している(図6)。また、南南東端では東側に存在する氷陥没構造に連続している。この陥没構造のほぼ中央部を鹿曲川及び番屋川が通過し、内部構造を立体的に観察することができる。

この陥没構造は氷陥没構造と同じく、瓜生坂層より下位の層(これらを下位層と呼ぶ)が陥没してできた凹地に、上位の北御牧凝灰角礫岩層がアバット不整合で接している。周囲に分布する地層の層位から判断すると、陥没量は東縁で200m、北縁で150m、南縁で70m程度である。

陥没盆地の壁や底部に分布するのは、多くの場合上ノ平泥流堆積物層または瓜生坂層であるが、北西部では大杭層上部に対して北御牧凝灰角礫岩層が高角のアバット不整合関係で接している(図14B)。また、この陥没構造内に分布する瓜生坂層中には、他では見られない緑色粘土を基質とした淘汰のよい円礫岩が発達している。

この盆地の底部は起伏に富み、周囲を垂直に近い急斜面で囲まれた一辺が100m程度

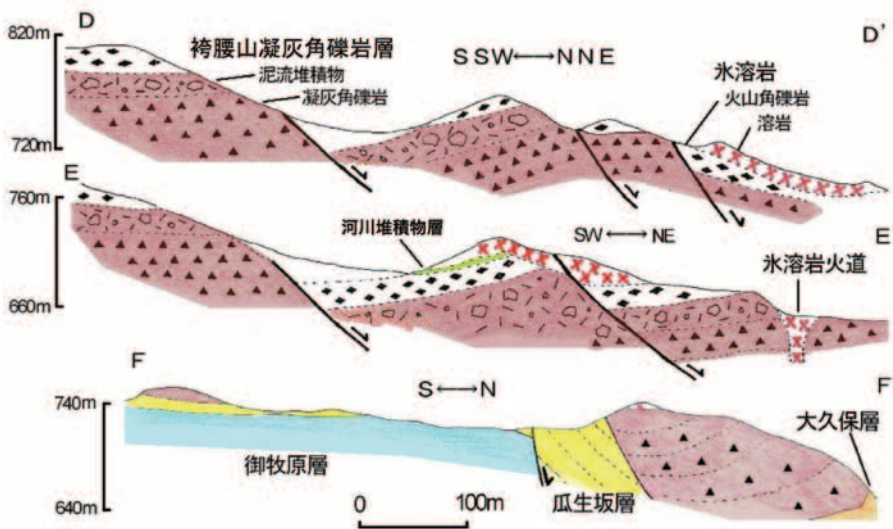


図13 氷陥没構造の南縁部付近の断面図(断面位置は図6参照)。

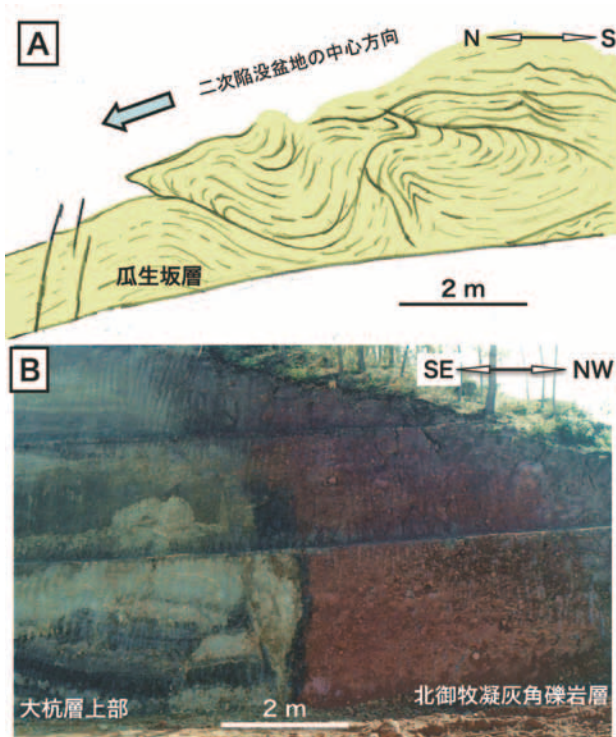


図14 二次陥没構造縁辺部の状況（位置は図6参照）。A：氷および鹿曲川陥没構造接合地付近での陥没盆地側に向かってスランプ褶曲した瓜生坂層の泥岩層，B：鹿曲川陥没盆地側に緩傾斜した大杭層上部と無層理の北御牧凝灰角礫岩層との高角アバット不整合関係。

の四角い島状に下位層が露出し、この斜面に対して北御牧凝灰角礫岩層がアバットしている。両者が接する場所では、瓜生坂層は落差が数10cmの高角な小断層によって切られたり、ブロックの外側に向かって急傾斜している。この陥没構造においても、北縁部から始まり、SSE方向に突き出した陥没構造の中央部に至るまで、NNE-SSW方向に直線的に八重原溶岩が噴出している（図6）。

二次陥没構造の特徴

これまで述べてきた氷陥没構造および鹿曲川陥没構造については、以下のような共通した特徴が認められる。下位層である瓜生坂層は、陥没構造の周辺部および内部でスランプ状の流動変形が著しい。瓜生坂層は陥没構造の内部又は周辺部において、他の場所では分布しない緑色の基質を持つ淘汰の良い円礫岩が発達している。陥没構造内部に堆積している袴腰山凝灰角礫岩層および北御牧凝灰角礫岩層は下位層にアバットしている。北御牧凝灰角礫岩層の下部は成層状態が良好で、陥没盆地中央部に向かって傾斜している。

以上から、陥没構造形成運動は瓜生坂層堆積中または直後に始まり、陥没構造を埋積した北御牧凝灰角礫岩層堆積中まで継続している。

西部域のNE-SW方向の褶曲：茂沢向斜・姫小沢背斜

茂沢向斜は、茂沢から田沢にかけてNE-SW方向に伸

びる軸長4km以上の北西翼が 50° SE傾斜、南東翼が 30° NW傾斜の開いた向斜構造である（図6の北西端）。

姫小沢背斜は、上田市丸子から東御市姫小沢にかけて茂沢向斜と平行にNE-SW方向に伸びる軸長4km以上で、両翼とも $20\sim 30^{\circ}$ 傾斜の開いた背斜構造である。

茂沢向斜および姫小沢背斜に参加している基盤の小川層と大杭層下部や、不整合で覆う地層の状況から、褶曲は大杭層下部の堆積後から烏帽子岳の活動が始まる前までの間に形成されたと考えられる。

望月褶曲帯

望月褶曲帯は、調査域の南東部、大杭～芦田坂山にかけて15kmにわたってNE-SW方向に伸びる波長1km前後の褶曲群で、7つの背斜と、その間に挟まれて軸走向がややN-S方向の6個の向斜が雁行配列している（図6）。背斜の軸面トレースの位置は明瞭で、尾根地形を作る（図2の破線）。それに対して向斜の軸面トレースの位置は、両翼が開いているために不明瞭である。これらの褶曲は、軸面がNW傾斜で南東フェルゲンツの非対称褶曲が多い（図3の断面図東部）。背斜は褶曲帯の東西両端側に位置するもの（大杭背斜および芦田坂山背斜）の波高が高い。この褶曲構造によって大杭層から瓜生坂層までが変形している。

この構造運動は、瓜生坂層堆積後から始まって最上位の岩尾層の堆積前まで続き、ピークはIonian初期と考えられる。布施背斜と大杭背斜は東部域の南東縁にあり、軸を挟んで北側が地形的に170m上昇している。したがって、この褶曲帯と台地形成とが密接な関係があると考えられる。これらの中で、上述した大杭、布施、芦田坂山の3背斜について以下に概要を述べる。

大杭背斜（飯島ほか、1956）

この背斜は望月褶曲帯の東端に位置し（図3の断面図右端、図6の東端）、小諸市大杭の南を通過する引き延ばされたS字状に屈曲した軸トレースをもつ背斜で、千曲川にその部分は小坂・牧野（1995）によって記載されている。その軸長約4km、波高170m以上の規模を持ち、南翼は $60\sim 90^{\circ}$ のSE傾斜で（図15）、千曲川河床付近では 80° NW傾斜で逆転している部分がある。一方、北翼は $15\sim 30^{\circ}$ のNW傾斜を呈する非対称褶曲である。すなわち、この背斜は翼間角 90° 以内の閉じた褶曲（closed fold）をした部分を持つ。南翼中の層理面上には傾斜をりを示す条線が発達した多数のりり面が形成され、曲げ-スリップ（flexural-slip）褶曲の形態を示す。この背斜の冠部は比高120m程度の地形的高まりと一致している。

布施背斜（新称）

望月付近を通過する軸長7km、南東翼では $30\sim 40^{\circ}$ 、北西翼は $5\sim 10^{\circ}$ 傾斜する背斜で、布施撓曲（柴崎・北八ヶ岳サブグループ、1988）と呼ばれていた。布施川の低地からは約150m、御牧原台地からは約50mの比高をもつ尾根を作る。望月の南東方では後述するNW-SE方向のFc断層によって、軸のトレースが逆くの字状にWSW方向に屈曲している。

あしたぎか
芦田坂山背斜（新称）

図6の南西部（図3の南縁部からはさらに南方約2km以上）に位置する望月褶曲帯の中では最も大きい背斜で、軸長6km以上、波高約300m、南東翼が40～50°SE傾斜、北西翼が10°NWに傾斜する。この背斜は次に述べる箱畳撓曲の南方延長方向にも当たり、2つの構造が重複して大きな背斜構造を作っている。この背斜構造によって、瓜生坂層の分布高度が東側が西側に比べて100m程度低くなる。

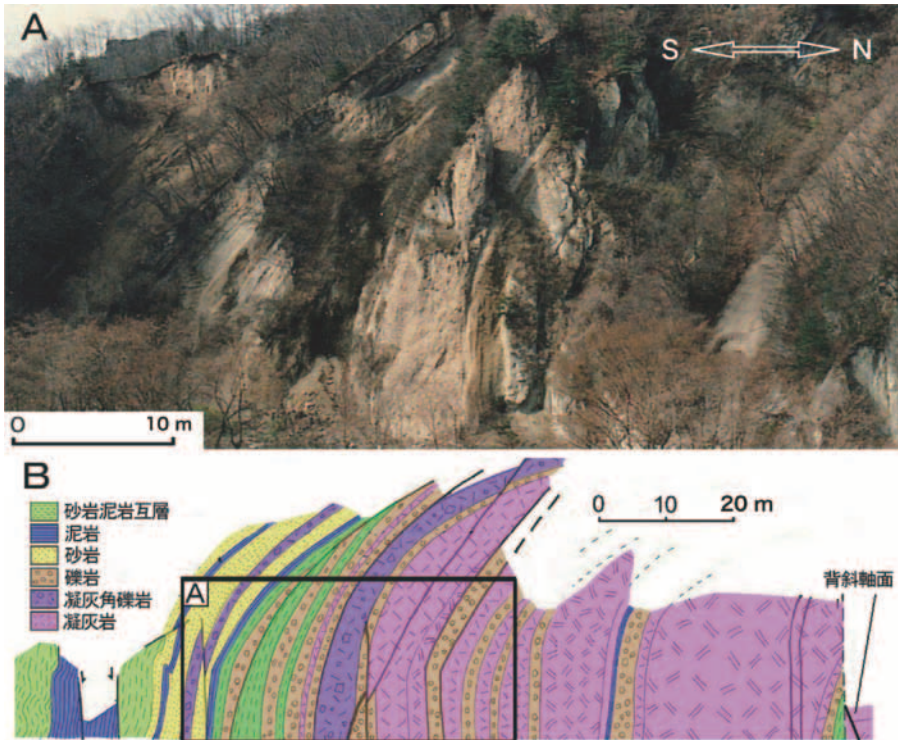


図15 大杭背斜南翼中央部の(A)露頭写真と(B)断面図(位置は図6参照)。B内の黒枠はAの位置。露頭下部では大杭層下部は垂直に傾斜、露頭上部に向かって傾斜が緩やかになる。

箱畳撓曲・羽黒沢断層帯
箱畳撓曲

箱畳撓曲は、上田市丸子箱畳付近から南方にNNE-SSW方向に4kmに伸び、そこから南端まではNW-SE方向に屈曲する全長6km以上の撓曲である。箱畳付近を除くと、柴崎・北八ヶ岳サブグループ(1988)によって示された位置よりも1km西側を通過し、北端は次に述べる羽黒沢断層帯に連続する。この撓曲に参加する地層は大杭層～瓜生坂層で、瓜生坂層の基底面高度や傾斜角から判断すると、東側が西側に比べて約100m下がる。箱畳では大杭上部層と上ノ平泥流堆積物層などが東側に40°傾斜する。南端付近では撓曲軸が雁行状に配列し、軸部周辺には軸方向に平行な短い断層群が存在している。この撓曲の上昇部は長さ200～500m、幅50m程度の地壘状の地形的高まりと一致し、軸に沿って高度差約70mの急傾斜地が約6km連続する(図2、図6)。

羽黒沢断層帯

箱畳撓曲から北方に長さ約1.5km、幅約300mにわたりN-S方向に伸びる10数条の断層群が存在する。これらのうち、130mの間隔で並走する2条の断層が主断層で、その他の断層は副次的なものである。主断層に挟まれた大杭層下部の上部から同層上部は、直立ないしはW傾斜で逆転している(図16)。また、この挟まれた部分は地形的にも周囲より約30m高い。主断層と副次断層も高角で、70～90°W傾斜のものが多く、これらの断層は明瞭な破碎帯を伴わないが、断層に近いほど礫の破断や、礫の回転が著しくなる。また、主断層付近においては、断層からおおよそ20m以内の礫の表面のほとんどに傾斜すべりを示す条線が認められる。

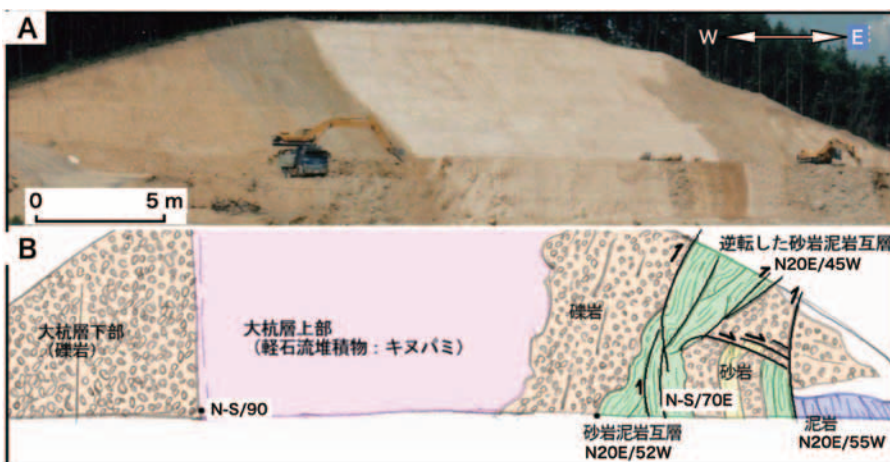


図16 羽黒沢断層帯中央部の大杭層の(A)斜め露頭写真と(B)正面からの露頭スケッチ(位置は図6参照)。東側の主断層が露頭の東端に露出。2条の主断層に挟まれた断層帯中央部の大杭層は急傾斜、一部逆転。中央部は周囲に比べて約30m高い尾根を形成。

八重原盆状構造

八重原台地全体の地形を支配している緩やかな盆状構造で(図2)、八重原台地中央部に沈降の中心部があり、西は箱畳撓曲軸を越えて小諸群層全体に及び、長さ9km、幅5km程度の大きさである。この中

心部で最上位層の諏訪山層が最も厚く堆積している。この運動の開始時期については不明だが、松葉川泥流堆積物層の堆積後の中期更新世（Ionian）にも運動が継続している。

望月褶曲帯と八重原盆状構造の境界部では、弧状に雁行配列する4条の80°～50°N傾斜の正断層群により、この付近に分布する瓜生坂層は北西側が数10m相対的に落下している。これらの断層も、八重原盆状構造が形成される際に相対的に北側がずり下がったために形成されたと考えられる。

NW-SE方向の断層群

この方向の断層群のうち、変位量の大きなものは、Fa：丸子からSE方向に伸びる断層、Fb：長和町古町からSE方向に伸びる断層、Fc：望月町を通過している断層である（図6）。これら以外にも、並走する高角の小断層が特に調査域の西縁部に多い。

Faは箱畳撓曲軸とほぼ直交し、撓曲軸をN-SからNW-SE方向に屈曲させている。地形的に箱畳撓曲軸が作る稜線に鞍部を作る。断層面そのものは観察できないが、断層をはさんでの基盤岩や瓜生坂層の分布から判断すると、北側が約100m落下する傾斜50°の正断層である。

FbはN30°W・75°Wの走向・傾斜を持つ高角な数条の逆断層群で、露頭ではいずれも南側が1m程度ずり上がるが、断層群としての総変位量は不明である。この断層は、この付近に分布するすべての地層を切る。また、北古屋から東に向かう沢で、直線状の谷地形と断層鞍部状の凹地が連続するリニアメントを作る。

前述したように、Fcは望月南東方で望月褶曲帯の背斜軸をWSW方向に屈曲させている。

考察

一次陥没：小諸陥没盆地の形成開始

小諸陥没盆地内に見られる第一級の構造要素は一次陥没構造である。この一次陥没構造の西縁におけるN-S方向の不整合面の地表トレース（以下、不整合線）は小坂（1984）の白根－富士見線に一致し、北部フォッサマグナの地帯区分境界の方向（図1）とも調和的である。またブーグ等重力異常線のコンタ間隔（花岡，1995）が密になる部分とも一致している（図1）。上田市以南の中央隆起帯の地層（内村累層）は美ヶ原を中心とするNNE-SSW方向の長軸をもつドーム状構造をなす（矢野，1990）とされるが、不整合線はこのドーム状構造を切っている。したがって、小諸陥没盆地が中央隆起帯の上昇によって相対的に沈降して堆積域になったのではなく、4～1.5Maに構造的な運動で陥没が発生したと考えられる。大局的な不整合線は、これより1～2km東側に位置する羽黒沢断層帯－箱畳撓曲－芦田坂山背斜のトレースと平行で、陥没を発生させた断層群が地下に存在するN-S～NNE-SSW方向の構造帯の最初期の運動によるものである。西縁部での陥没量は200～300m程度と見積もられる。

小諸帯の東縁部については、小諸陥没盆地東縁から10数km以東の主に中－古生界の付加コンプレックスからな

る関東山地との間にN-S方向の岩村田－若神子線（山岸・小坂，1991）が想定されている。ここでは千曲川の河川堆積物に覆われているために具体的な境界の状況についての報告はこれまでにないが、この周辺での重力構造のコントラストを示す等重力異常線のコンタ間隔は西縁部よりも狭い（図1）。小諸層群の東縁部における堆積物の厚さは整合に重なる大杭層＋布引観音層＝520mになり、さらにこの上に不整合で重なる層厚120mの御牧原層も調査域の東には分布していない。これらを考慮すると、東縁部では西縁部よりも大きい600～700mに達する陥没量が見積もられる。

次にこの陥没が、火山活動に伴う陥没か吟味する。陥没盆地内の最下位層は調査域の東部は溶結凝灰岩で、西部では基盤岩の最上部が溶結凝灰岩である。小諸陥没盆地発生当時に大規模な陸上火山活動が起きたことは明らかであるが、陥没と火山活動のどちらが先行したかは明確ではない。先に述べたように、調査域内で基盤岩にアバットしていることが確認できる最下位の層準は、西縁部における丸子溶結凝灰岩Iと同IIとの間の礫岩の層準で、火山活動が先行しているように見える。しかし、丸子町以南では小諸層群の基底部に顕著な火山起源物質は認められず、また、これらの溶結凝灰岩の厚さ（20m以上）に比べて陥没量（200～300m）の方が一桁大きい。これらから、小諸陥没盆地が火山活動に起因して発生した盆地である根拠は乏しい。

二次陥没

小諸陥没盆地はZanclean～Calabrian前期にかけての一次陥没の後、瓜生坂層堆積期のCalabrian末期頃に二次陥没をしていることが明らかになった。地質構造の章で述べたように、2つの二次陥没盆地はそれぞれ長径が5～6kmで、落差200m程度の規模を持ち、縁辺部にはリソトリックと考えられる断層を含む正断層群が形成されている。盆地のほぼ中央部の火道から噴出した氷溶岩が盆地縁辺部で下位層とともに盆地内に向かって傾斜していることから（図13、断面D）、陥没開始後に火山活動が開始され、火山性碎屑物や溶岩が内部を埋め立て、その後も陥没が継続したと考えられる。盆地内部の氷・八重原溶岩はNE-SW方向の断裂に沿って噴出しているが、その両側の地層には明瞭な変位は認められず、盆地外に断裂は延長しない。したがって、断裂は火道としては地下深部まで延長されるであろうが、盆地縁辺部の正断層群とは性格の異なるものである。

本宿陥没盆地との比較

本宿陥没盆地は小諸層群分布域の東方約30kmに位置し（図1）、新第三紀以降に内陸部で発生した陥没盆地の模式的ケースとして研究が行われた。ここでも、盆地発生時及び末期に2回の陥没が発生したことが報告されている（本宿グリーンタフ団体研究グループ，1968，1970；野村，1991など）。陥没盆地の典型例とされた本宿陥没盆地と、それに近接した位置にあり、今回全容が明らかとなった小諸陥没盆地との間では、以下のような相違点が認められる。

本宿での陥没は、関東山地周辺を含めたブーゲ高重力異常域に生じており、陥没構造は重力構造にほとんど反映されていない(図1)。それに対して、小諸での陥没は盆地状に凹んだ低重力異常域に生じている。

本宿の一次陥没の形は三角形に近い楕円形で、その規模は10km程度、一方、小諸陥没盆地の露出する限りでの東西幅は20kmであるが、ブーゲ低重力異常域を陥没範囲とみなせば、30km以上の幅になる(図1)。ブーゲ低重力異常域は第四紀火山に覆われながらも小諸陥没盆地の南北両側に続き、その総延長は約80kmにおよぶ(図1)。

総陥没量は本宿が500m程度、小諸は西縁部が200~300m、東縁部が600~700m程度である。

本宿では陥没形成以前にマグマ溜まりの上昇に伴う直径20km程度、隆起量1km前後のドーム状隆起が生じたこととされている。それに対して小諸では、そのようなドーム状隆起の形跡は認められない、もしくは不明瞭である。

本宿での二次陥没は、一次陥没の中央部の一ヶ所である。一方、小諸では一次陥没の中央部と縁に近い部分の2ヶ所で発生し、両者は一部で連結している。

本宿では二次陥没の形が楕円形で長軸方向に5km程度の規模だが、小諸では2つともNE-SW方向に長軸を持つ多角形で突出部が存在し、それぞれが5~6kmである。陥没量は本宿および小諸ともに100~200m程度である。

本宿と小諸は両者とも二次陥没は火山性であるが、本宿では火山活動後に二次陥没が発生している。それに対して小諸では、火山活動に先立って二次陥没が開始している。

本宿の一次陥没は9Ma、二次陥没は4Ma頃に発生している。一方、小諸は一次陥没が4Ma、二次陥没が1Ma頃に発生している。

以上をまとめると、小諸陥没盆地は北、南、東縁が不明であるが、重力構造を参考にして小諸帯として見れば、本宿陥没盆地よりはるかに大規模である。そして、火山性のコールドロンとは異なる広域的なテクトニクスを反映した第一級の構造といえよう。

小諸陥没盆地構成層の火山砕屑物の起源

小諸層群はZanclean~Calabrianまでほぼ連続的に滞水し、この間の周囲の基盤の運動や火山活動の経緯を保存している。特に大杭層下部・布引観音層・大久保層・岡森層・瓜生坂層上部は火砕物が卓越し、これらは小諸陥没盆地を取り囲む火山から供給されたものと考えられる。

最近になって周囲の火山体の活動年代が蓄積されてきた(及川ほか, 2005; Nishiki *et al.*, 2011; 西来ほか, 2013; Nakamura *et al.*, 2014など)。これらの火山活動と対応させて、年代値や岩相から小諸層群中の火砕物の供給源を推察してみる(図7参照)。

大杭層下部の火砕物は、東部で厚く、西部では薄い。これらの起源は周囲で活動した火山の年代を考慮すると、ほとんどが調査域の南東側の荒船山を含む関東山地方面と考えられる。Znp-大田テフラ層に対比された火山灰(U1)も供給源は関東山地と推定されている(及川, 2005)。基盤との境界付近に挟まれ、調査域の東縁部と

西縁部のみに露出している溶結凝灰岩(線矢川溶結凝灰岩、丸子溶結凝灰岩I、同IIなど)の噴出源も、関東山地方面の可能性がある。

大杭層上部になると、南西側的美ヶ原・霧ヶ峰火山群(美ヶ原団体研究グループ, 1990; 小松・小坂, 2006; 向井・小坂, 2008; 向井ほか, 2009)からの供給が想定される。特に調査域西部に分布する軽石流堆積物層(キヌパミ)は長和町南部まで追跡できる。また、同じ軽石流堆積物であるボタンユキも基質に大量の黒雲母を含み、この時期に酸性の火山活動が発生しているのは霧ヶ峰火山群(向井ほか, 2009)であることから、南西方面から供給されたと考えられる。

布引観音層は層厚や含まれる火山角礫の大きさや量が南東側、すなわち八ヶ岳側ほど卓越しているが、この時期で火山活動が認められているのは美ヶ原・霧ヶ峰火山群である。調査域外の長和町南部に広く分布している仏岩凝灰角礫岩層は年代や岩相から布引観音層に対比され、現在は八柱火山群(西来・高橋, 2012)の噴出物に覆われているが、この下位には美ヶ原・霧ヶ峰火山群噴出物が広く分布していると推察される。したがって、西来・高橋(2012)による八柱・八ヶ岳火山群の活動以前に当域周辺には美ヶ原・霧ヶ峰火山相当の火山活動が存在している。南方の八ヶ岳方面から布引観音層への火砕物の供給の可能性も考慮すれば、八ヶ岳火山の発達史は、八柱火山の活動以前を含めた3つのステージからなると考えられる。

大久保層および岡森層はそれらの年代と岩相から、美ヶ原火山群が供給源であると考えられる。瓜生坂層上部の凝灰角礫岩層の分布は、南方の八柱火山噴出物に連続しているため、八柱火山群からの供給である。

二次陥没構造を埋積している袴腰山凝灰角礫岩層・氷溶岩および北御牧凝灰角礫岩層・八重原溶岩は陥没構造内で活動した小規模火山活動の噴出物であるが、調査域の北隣に位置する上信火山(烏帽子岳火山)のStage II(西来ほか, 2013)に活動した単成火山群と岩相や活動様式が類似し、分布域が近接している。このことから、二次陥没構造内の火山活動はこのStage IIと連動したものと考えられる。

この火山活動は明らかに現地で発生している。したがって、多くの地質図などで小諸陥没盆地の西縁付近を通過し、北西方に湾曲して示されている現在の火山フロントの位置(図1の赤太線)は、前期更新世(Calabrian)末期にはそれより10km以上東方の本調査域の東縁付近を通過することになる。すなわち、現在の火山フロントの位置はIonian以降に作られている。

これら堆積物のほか、大規模泥流堆積物である上ノ平泥流堆積物層は東側ほど厚いので東方からの供給が想定されるが、取り込まれるブロックの大部分は布引観音層、およびこれと類似した岩塊である。このことから、布引観音層同様に八柱火山に被覆されている霧ヶ峰火山群と同時期に形成された山体の崩壊起源であると考えられる。また、松葉川泥流堆積物層は北側ほど厚く、袴腰山・北御牧凝灰角礫岩層によく似た角礫を多く含むことから、これらの火山岩に対比される北方の烏帽子岳方面の山体

崩壊によってもたらされている。これにしたがうと、松葉川泥流堆積物層の堆積年代はStage III (西来ほか, 2013) の活動時期である0.4~0.2Ma以降になる。

以上のように、大杭層下部では東側の関東山地から火山噴出物が供給された。3~2Ma頃の火山フロントの西への移動(佐藤, 2004; Nakamura *et al.*, 2014)に伴って、大杭層上部からは、美ヶ原・霧ヶ峰火山や八柱火山などの活動によって南西側から供給された。そして、最後は烏帽子岳火山と関係がある火山活動が発生し、一部供給もされた。

小諸陥没盆地の構造発達史

前述した本宿陥没盆地を含めて、東北日本の後期中新世~前期鮮新世の火山フロント周辺には多数の火山性陥没盆地ないしはコールドロンが形成されている(伊藤ほか, 1989; 天野・佐藤, 1989など)。これらの大部分は陥没に先立って、あるいは陥没の初期段階で大規模な火山活動を伴っている。これに対して、小諸陥没盆地の一次陥没はそれらに遅れて4Ma頃にE-W方向の張力場で始まった。この時期でのこの規模の陥没は、フォッサマグナ内ではこの場所にしか存在していないという点で特異である。また、周囲からの火山性碎屑物の流入はあるものの、盆地内部での火山活動が不明瞭という点でも特異である。

その後Calabrian中期(1.5Ma頃)まで陥没運動は南側に移動しながら継続し、この間はほぼ連続して地層が堆積し、全域にわたる大きな変形も認められない。このことから、この間に応力場に大きな変化はなかったと考えられる。Calabrian中期の布引観音層の堆積末期には張力場が強くなり、正断層性の小断層の活動が特に東部域で盛んになり、布引観音層の傾動ブロック化が発生した。傾動ブロック化運動の直後に、おそらく南側に存在した火山体の崩壊により大規模泥流(御牧原層)が盆地を覆い尽くした。

Calabrian末期の瓜生坂層堆積期から直後(0.8Ma頃)にかけて、盆地北部で二次陥没が発生する。2つの陥没盆地の長軸方向からみて、NW-SE方向の張力場であったと考えられる。前述したように、二次陥没に関係した断層の一部はリストラック正断層であり、断層は地下深部まで延長されない可能性が高い。陥没盆地内では盆地の長軸方向であるNE-SW方向の火道が開き、袴腰山凝灰角礫岩層、北御牧凝灰角礫岩層、氷溶岩、八重原溶岩をもたらした小規模な火山活動が発生した。このように、盆地発生期からCalabrianまでE-W~NW-SE方向の張力場が継続したが、火山活動を伴ったという点では末期に最も張力場が強かったと考えられる。

Calabrian末期の0.8Ma頃になると張力場から圧縮場に変化し、中期更新世の前期(Ionian)には望月褶曲帯や箱畳撓曲帯などが形成された。望月褶曲帯はNE-SW方向に延びる細長い地帯内で発生している。その軸方向は比較的平行性を持ち、褶曲波面はほぼ水平である。また、背斜部が尖り向斜部が緩やかなSEフェルゲンツの非対称褶曲で、背斜の南東翼の一部は逆転構造を持つ閉じた褶曲を含み、層面迂りが顕著な曲げースリップ型の褶曲様

式を持つ。これらから、褶曲は地下に向かって緩傾斜に移行するW~NW傾斜のリストラック逆断層に起因する水平圧縮性の断層関連褶曲と考えられる。

小坂・牧野(1995)は、大杭背斜の成因を高角断層による基盤の昇降運動に伴うベンディングによって被覆層内に形成された箱型褶曲であるとしている。しかしながら、一部に逆転構造があること、北西側に並走する褶曲を伴って褶曲帯を形成している事、小諸層群の変形が浅部構造とみなされること(後述)などから、その可能性は低い。

望月褶曲帯の形成と同時期に、西部では箱畳撓曲や羽黒沢断層帯がN-S方向に形成された。羽黒沢断層帯の南側は箱畳撓曲帯に移化している。このことは、南側と北側で応力場が異なっていた事を意味するののか、北側ほど地形的に低い事を考慮すると、同一応力場の浅部変形階層と深部変形階層の違いを反映するののかは不明である。

千曲川に沿う小諸帯を含めて北部フォッサマグナをNW-SE方向に横断している反射地地震探査断面とP波速度(V_p)構造による地下浅部構造が推定されている(Sato *et al.*, 2004a,b)たとえば、 $V_p=5\text{ km/sec}$ の等速度線は、中央隆起帯浅部から小諸帯の地下5kmに向かって東に緩傾斜している(Sato *et al.*, 2004b)。また、ブーゲ重力異常にも小諸帯内部での急変が認められない(図1)。これらの地球物理学的手法の解像度をふまえても、これまで述べてきた小諸層群中に認められる褶曲や断層は、地下深部に向かって変形量が増していくようなものではなく、地表から地下5km前後の範囲内での浅部構造であることが示唆される。

盆地発生期(4Ma頃)から瓜生坂層堆積時(Calabrian末期:0.8Ma頃)までは張力が卓越する環境だったが、瓜生坂層堆積後は圧縮場に転じ、褶曲や撓曲、断層帯などが形成された。これらの褶曲の背斜部、撓曲、断層の上昇部は現在の地形的な高まりと一致している部分が多いので(図2)、これらの一部は活構造である可能性がある。Ionian中期になって現在の地形の大枠が完成した。この直後に上信火山方面からもたらされた大規模泥流(松葉川泥流堆積物層)が流入した。

北部フォッサマグナのテクトニクス・火山活動との対応

北部フォッサマグナの北西部、水内帯では東北日本弧全域と同様に4Ma頃から圧縮場となり、圧縮の強弱の変化に応じて変形が繰り返されたとしている(Niitsuma *et al.*, 2003; Takeuchi, 2004; 原山, 2012など)。Niitsuma *et al.* (2003)は、水内帯の褶曲構造の形成開始は、南部フォッサマグナ地域での丹沢地塊の衝突に起因するとしている。Sato *et al.* (2004b)では、水内帯の褶曲は中新世に形成された南東に低角に傾斜する糸静線が正断層変位によって約42km水平伸張を起し、その時に形成された半地溝に堆積した水内帯の地層が、糸静線が逆断層に反転することによって、断層上盤側先端部の現在の中央隆起帯を構成する楔状の地塊に押されて褶曲をしたと推定した。その時の構造反転量は現在までに約23kmと見積もられている。すなわち、水内帯の総短縮量はおおよそ50~55%になる。一方、Takeuchi (2004)は、Sato *et*

al. (2004b) による水内帯の短縮量の見積もりは、反射法地震探査やVp速度構造データの解像度の問題とからめて、過大評価であると指摘した。そして、諏訪地域周辺での糸静線を挟んだ中央構造線の横ずれ変位量などから、その短縮量は19～23%と見積もっている。

水内帯の強変形に対して、その南東側で糸静線の上盤側を構成している中央隆起帯では、同時期での変形は弱い (Takeuchi, 2004)。また、Sato *et al.* (2004a) のモデルでは、中央隆起帯と同様に糸静線上盤側にある小諸帯について陥没構造形成以前は水内帯よりも深い海域になるとされているが、そのような形跡は認められない。そして、丹沢地塊の衝突期間を含む4Maから0.8Maの間に、小諸帯が張力場に置かれていた理由は不明である。

小諸陥没盆地での張力場から圧縮場への転換は、水内帯におおきく遅れて0.8Ma以降に起きている。転換期の0.8Ma頃は、伊豆地塊の衝突開始時期とされる1Ma前後 (例えばAmano, 1991; 青池, 1999) よりもやや遅れるが、この衝突が応力場転換の要因の一つであったと考えられる。大峰帯や水内帯では、ともに0.8Ma頃にそれまでの堆積域から浸食域に転化している (Takeuchi, 2004)、北部フォッサマグナ全域に変化を及ぼすテクトニクスの転換があったものと推察される。

この時期以後における小諸帯のWNW-ESE方向の水平短縮量は、図3の断面図に基づけば小諸陥没盆地の露出幅約20kmに対して1.5km程度、すなわち7～8%である。これを最近80万年間の小諸帯の平均短縮速度として見れば、前述した水内帯でのSato *et al.* (2004b) とTakeuchi (2004) による最近400万年間の平均短縮速度の見積もりの間になる。

従来、フォッサマグナ地域における小諸帯の役割については、情報が断片的であったために十分に配慮されていなかった。今回明らかとなった小諸陥没盆地の変形過程・水平短縮速度などをふまえて、フォッサマグナ地域の鮮新世～中期更新世のテクトニクスを再検討する必要がある。

調査域の南及び北に位置し、小諸層群を基盤として成長した八柱火山群と烏帽子岳火山群は、小諸帯が張力場から圧縮場へ移行する直前頃に活動を開始している (西来ほか, 2013)。この時期は小諸帯では最も張力場が強く、前述した東北日本弧側の火山フロントが西側への移動が終了する時期にもあたる。西来ほか (2013) によれば、中部日本の火山活動は0.8Maを境に張力場の活動から圧縮場の活動に移化し、八柱・霧ヶ峰火山を形成した活動から、新期八ヶ岳火山に移行していく事が指摘されている。小諸層群の堆積物が記録する張力場から圧縮場への転換もこの時期にあたる。

小諸帯では変形の時期や程度がフォッサマグナの他地域とは異なり、小諸層群を基盤として大型の火山が成長していることなどで特異な場所といえる。

まとめ

(1)小諸陥没盆地は4Ma頃に始まる南北長30km以上、東西幅20km以上の陥没運動によって形成された。総陥没量

は西縁部で200～300m、東縁部で600～700mである。Zanclean～Calabrianにこの盆地を埋積した小諸層群は、湖～河成堆積物から成り、火山性碎屑物を頻繁に挟んでいる。小諸層群と基盤との関係は西縁部でのみ確認でき、様々な方向を持つ高角な不整合面に小諸層群がアバットして接し、調査域南側ほど基盤との年代間隙は大きくなる。

- (2)小諸層群は下位よりZanclean～Calabrianの大杭層、Calabrianの布引観音層 (西部域の大杭層上部と同時異相)、大久保層・岡森層、御牧原層、瓜生坂層、袴腰山・北御牧凝灰角礫岩層、氷溶岩・八重原溶岩に区分される。その後、松葉川泥流堆積物層、諏訪山層、岩尾層などの被覆層が、大規模な不整合を介して小諸層群を覆っている。
- (3)年代データと岩相対比に基づくと、小諸層群への火山性碎屑物は、大杭層下部では関東山地方、大杭層上部～布引観音層では南西方の霧ヶ峰や美ヶ原、瓜生坂層では南方の八ヶ岳 (八柱火山) から供給され、袴腰山・北御牧凝灰角礫岩層では北方の烏帽子岳火山と関連のある火山活動が発生している。
- (4)小諸層群は大局的には水平構造を保っているが、部分的に以下のような変形構造が認められる。すなわち、1) 小諸層群の堆積盆を形成した4Ma頃の一次陥没、2) Calabrian末期までに発生した布引観音層・大久保層のブロック化・傾動など、3) Calabrian末期に発生した小規模な二次陥没と八重原溶岩・氷溶岩の火道形成、4) Ionian前期以降に発生し、一部は0.4～0.2Ma以降にも活動が継続している可能性がある望月褶曲帯・箱壺撓曲・羽黒沢断層帯である。2) の運動直後に大規模泥流 (御牧原層) が発生し、この構造を埋積している。4) の運動後に現地形の大枠が完成し、その後に大規模泥流 (松葉川泥流堆積物層) によって埋め立てられている。
- (5)上記の構造運動のうち、1)～3) はE-W～NW-SE方向の張力場で、4) は張力場と同じ方向の圧縮場で発生した。この間、張力場であった原因は不明である。張力場から圧縮場への転換は0.8Ma頃に起こった、この原因の一つと考えられるのが、伊豆地塊の南部フォッサマグナへの衝突である。

謝辞

宮坂による調査は、小諸団体研究グループの研究を引き継いで行ったものである。宮坂は研究の初期において、故・藤田至則氏から数回の現地討論および論文文化に向けたご指導を頂いた。本原稿は静岡大学理学部地球科学科、北村晃寿教授および池田昌之博士に校閲していただいた。これらの方々のご協力に感謝する。本研究は地表地質調査を主体としているが、一部に長野新幹線 (現北陸新幹線) の御牧原トンネル及び八重原トンネルの工事時の切羽観察結果とボーリング資料も活用している。新幹線トンネルでの観察などで便宜を図っていただいた前田JV浅科工事事務所にお礼申し上げる。

引用文献

- Amano K. (1991), Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in central Japan. *Modern Geology*, **15**, 315-329.
- 天野一男・佐藤比呂志 (1989), 東北本州弧中部地域の新生代テクトニクス. 地質学論集, **32**, 81-96.
- 青池 寛 (1999), 伊豆衝突帯の構造発達. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), **9**, 111-151.
- 群馬県企業局・日本重化学工業株式会社 (1989), 群馬県吾妻郡嬭恋村熱水基礎調査地表地質調査.
- 花岡尚之 (1995), 重力異常と分水界: 千曲川の例. 地質ニュース, **485**, 6-10.
- 原山 智 (2012), 北部フォッサ・松本盆地-飛騨山脈の形成モデルと構造発達史. 地学団体研究会66回総会 (長野) 講演要旨集, 13-16.
- 本間不二男 (1928), 信濃中部第三紀層の分類 (一). 地球, **9**, 265-277.
- 伊藤谷生・歌田 実・奥山俊一 (1989), 東北日本脊梁地域に分布する中新世~鮮新世のカルデラ群について. 地質学論集, **32**, 409-429.
- 飯島南海夫・石和一夫・甲田三男・田口今朝男 (1956), いわゆる“塩川層”の地質. 地質学雑誌, **62**, 622-635.
- 飯島南海夫・田口今朝男・石和一夫・甲田三男・中村二郎・木船 清・小林將喜・矢野和男・山岸猪久馬 (1958), フォッサ・マグナ東部の火山と基盤. 地球科学, **37**, 46-59.
- 飯島南海夫・山岸猪久馬・甲田三男・石坂一夫 (1963), 上田小県誌, 4, 自然編. 上田小県教育委員会, 61-252.
- Kaneoka I., Matsubayashi O., Zashu S. & Aramaki S. (1979), K-Ar ages of late Tertiary volcanic rocks in the Asama area. *Journal of Geological Society of Japan*, **85**, 547-549.
- 北御牧村アケボノゾウ発掘調査団 (2003), 長野県北御牧村産アケボノゾウ化石調査報告書. no.1, 46p.
- 北八ヶ岳サブグループ (1988), 八ヶ岳山麓の鮮新・下部更新統一特に八千穂層群について. 地団研専報, **34**, 15-52.
- 小泉明裕・宮坂 晃 (1997), 長野県東部の鮮新-更新統, 大杭層産出アケボノゾウ白歯片化石. 飯田市美術博物館研究紀要, **7**, 111-116.
- 小松宏昭・小坂秀王 (2006), 長野県岡谷市横河川流域に分布する塩嶺累層のK-Ar年代. 地球科学, **60**, 431-435.
- 近藤和子 (1988), 八ヶ岳北・東麓に分布するガラス質火山灰層について. 地団研専報, **34**, 127-135.
- 小坂共栄 (1984), 信越方向, 大峰方向ならびに津南—松本線. 信州大学理学部紀要, **19**, 121-141.
- 小坂共栄・熊井久雄 (1988), 第四系内陸地域, 佐久盆地. 日本の地質『中部地方 I』編集委員会・編: 日本の地質4 中部地方 I, 共立出版, 153-155.
- 小坂共栄・緑 鉄洋・保柳康一・久保田正史・宮東靖浩 (1992), 北部フォッサマグナ後期新生代の層序と古地理の変遷. 地質学論集, **37**, 72-83.
- 小坂共栄・牧野公美 (1995), 北部フォッサマグナ, 小諸陥没盆地に見られる大杭背斜構造についての予察的検討. 信州大学理学部紀要, **30**, 69-84.
- 奥水達司・山岸猪久馬 (1987), 北部フォッサマグナ新第三紀貫入岩類のフィッシュン・トラック年代. 地質学雑誌, **93**, 773-776.
- 宮下和久・白田由美子・中西 孝・飯島南海夫 (1984), フィッシュントラック法による小諸層群の年代測定. 放射線, no.11, 54-59.
- 本宿グリーンタフ団体研究グループ (1968), 群馬県本宿地域のグリーンタフ層内で発見した二重陥没構造とその意義. 地球科学, **22**, 32-36.
- 向井理史・小坂共栄 (2008), 長野県美ヶ原高原東方から見出した安山岩溶岩のK-Ar年代. 地球科学, **62**, 287-291.
- 向井理史・三宅康幸・小坂共栄 (2009), 中部日本, 美ヶ原高原とその周辺地域における後期鮮新世—前期更新世の火山活動史. 地質学雑誌, **115**, 400-422.
- Nakamura H., Oikawa T., Geshi N. & Matsumoto A. (2014), Migration of a volcanic front inferred from K-Ar ages of late Miocene to Pliocene volcanic rocks in central Japan. *Island Arc*, **23**, 236-250.
- Niitsuma S., Niitsuma N. & Saito K. (2003), Evolution of the Komiji Syncline in the North Fossa Magna, central Japan: Paleomagnetic and K-Ar age insights. *The Island Arc*, **12**, 310-323.
- 西来邦章・松本哲一・宇都浩三・高橋 康・三宅康幸 (2007), 中部日本, 八ヶ岳地域の火山活動の再検討. 地質学雑誌, **113**, 193-211.
- 西来邦章・高橋 康 (2012), 中部日本, 八柱火山群の火山形成史. 地質学雑誌, **118**, 499-515.
- 西来邦章・高橋 康・松本哲一 (2013), 浅間・烏帽子火山群の火山活動場の変遷. 地質学雑誌, **119**, 474-487.
- Nishiki K., Takahashi K., Matsumoto A. & Miyake Y. (2011), Quaternary volcanism and tectonic history of Suwa-Yatsugatake Volcanic Province, central Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **203**, 158-67.
- 野村 哲 (1991), 関東山地北側の新生代末の隆起過程. 地団研専報, **38**, 95-102.
- 及川輝樹・古澤 明・高橋 康 (2005), 中部日本, 小諸層群における鮮新世広域テフラ; 大杭層中のU-1火砕流堆積物とZnp-大田テフラとの対比. 地質学雑誌, **111**, 308-311.
- Sato H., Iwasaki T., Ikeda Y., Takeda T., Matsuta T., Imai T., Kurashimo E., Hirata N., Sakai S., Elouai D., Kawanaka T., Kawasaki S., Abe S., Kozawa T., Ikawa T., Arai Y., & Kato N. (2004a), Seismological and geological characterization of the crust in the southern part of northern Fossa Magna, central Japan. *Earth Planets Space*, **56**, 1253-1259.

Sato H., Iwasaki T., Kawasaki S., Ikeda Y., Matsuta N., Takeda T., Hirata M. & Kawanaka T. (2004b), Formation and shortening deformation of back-arc rift basin revealed by deep seismic profiling, central Japan. *Tectonophysics*, **388**, 47-58.

佐藤興平 (2004), 妙義・荒船・佐久地域の火山岩類の K-Ar年代と火山フロントの後退. 群馬県立自然史博物館研究報告, no.8, 109-1118.

里口保文・樋口裕也・黒川勝己 (2005), 東海層群に挟在する大田テフラ層と三浦層群のテフラ層との対比. 地質学雑誌, **111**, 74-86.

柴崎直明・北八ヶ岳サブグループ (1988), 八ヶ岳北麓の褶曲構造. 地団研専報, **34**, 225-232.

鈴木正男 (1998), 第四紀火山灰層のフィッシュトラック年代について. 地質学論集, **30**, 219-221.

諏訪の自然誌編集委員会 (1975), 諏訪の自然誌 (地質編). 諏訪の自然誌編集委員会, 531p.

高橋 康・西来邦章 (2006), 中部日本, 北八ヶ岳火山北麓に分布する前期更新世火山岩類の火山層序—北八ヶ岳～塩嶺地域における大規模マグマ活動について—. 地質学雑誌, **112**, 549-567.

Takeuchi, A. (2004), Basement-involved tectonics in North Fossa Magna, central Japan: The significance of the northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. *Earth Planets Space*, **56**, 1261-1269.

竹内 章 (2010), 北陸および信越地域における後期新生代の地質構造発達史. 地質学雑誌, **116**, 624-635.

寺尾真純 (2001), 小諸陥没盆地の形成史と火山活動. 第四紀, **33**, 21-33.

歌代 勤・稲葉 明・林 等 (1958), 長野県内村地方の虚空蔵層について—フォッサマグナ・内村団塊研究, そのII—. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, **2**, 93-116.

美ヶ原団体研究グループ (1990), 長野県美ヶ原南西部の地質. 信州大学理学部紀要, **25**, 79-99.

山田伊久子・小坂共栄 (2006), 北部フォッサマグナ, 上田市南部の中新統小川層から見出された安山岩溶岩の K-Ar年代. 地球科学, **60**, 63-67.

山岸猪久馬 (1988), 鮮新—更新統小諸層群の基底にみられるアバット不整合とその意義. 地球科学, **42**, 159-163.

山岸猪久馬・小坂共栄 (1991), 北部フォッサマグナにおける鮮新世～前期更新世の構造運動. 地団研専報, **38**, 129-140.

山岸猪久馬・輿水達司 (1986), 北部フォッサマグナの石英閃緑岩の K-Ar年代とフィッシュ・トラック年代のずれ—冷却期間—について. 長野県地学研究报告集, **6**, 38-40.

山岸猪久馬・吉沢壮夫・吉田茂男・樋口和雄 (1986), 長野県小諸市南方の山浦崩壊：千曲川ぞいの古期マスマーブメント. 地質学論集, **28**, 169-176.

矢野孝雄 (1990), 北部フォッサマグナにおける上部新生界の変形構造. 地質学論集, **34**, 155-170.

八ヶ岳団体研究グループ (1988), 八ヶ岳山麓の中部更新統. 地団研専報, **34**, 53-89.

吉田茂男・小諸団体研究グループ (1984), 御牧ヶ原北縁の地質. 長野県地学研究报告集, **4**, 20-23.

吉川周作 (1976), 大阪層群中の火山灰層について. 地質学雑誌, **82**, 479-515.

Appendix

西部域の大杭上部層に挟まれる三彩タフは三枚セットで構成される凝灰岩層で、これに類似した火山灰層を布引観音層中に発見した。三枚の最下位に位置する軽石質凝灰岩 (イエローダイヤ) を大杭層中 (深山サンプル) と布引観音層中部 (布下サンプル) から採取し、分析を蒜山地質年代学研究所に依頼した。その結果、両者ともに火山ガラス、軽鉱物が多い特徴や全鉱物組成と、重鉱物の組み合わせおよび量比 (不透明鉱物 = 単斜輝石 > 斜方輝石) も類似した特徴を持つ (図17)。火山ガラスの形状については扁平型、中間型の量比はほぼ同じだが、深山サンプルでは不規則型 (その他) が卓越するのに対し、布下サンプルでは多孔質型が多い。ガラスの屈折率は、両者ともほぼ同じ値 (n = 1.500 ~ 1.501) を示す。以上の結果から、両者は類似性が高い火山灰であると特定された。

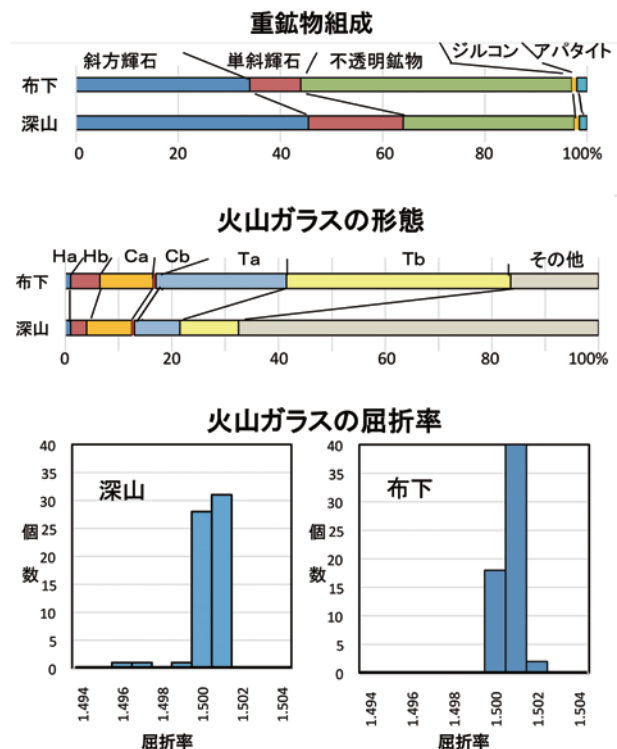


図17 布下サンプル (布引観音層に挟在) 及び深山サンプル (大杭上部層に挟在) の重鉱物組成 (横軸は粒子数比を百分率に換算), 火山ガラスの形態, および火山ガラスの屈折率. 火山ガラスの形態は吉川 (1976) による. (Ha, Hb): 扁平型, (Ca, Cb): 中間型, (Ta, Tb): 多孔質型, その他: それら以外の形態 (不規則型).

